

**Univerzita Karlova v Praze**  
**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geologie  
Studijní obor: Geologie



**Roland Nádaskay**

Sedimentační režim a genetická stratigrafie coniaků v sz. části české křídové pánve

Depositional regime and genetic stratigraphy of Coniacian clastics, NW part of Bohemian  
Cretaceous Basin

Diplomová práce

Vedoucí závěrečné práce: RNDr. David Uličný, CSc.

Praha, 2013

**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 12. srpna 2013

Podpis

Úvodem považuji za povinnost vyjádřit obrovské poděkování vedoucímu mé práce, RNDr. Davidovi Uličnému, CSc. Poděkování se týká jak samotné nabídky pokračovat pod jeho vedením i po bakalářském studiu, tak za jeho aktivní přístup k řešení této práce prostřednictvím stálého přísunu studijní literatury, osobních konzultací a řady terénních výjezdů. Poděkování zasluhuje také jeho domovská instituce, Geofyzikální ústav AV ČR, za poskytnutí vrtné databáze, softwaru potřebného ke zpracování dat, a možnosti trávit pracovní čas v prostorách ústavu. Vysoce ceněno je také finanční krytí některých terénních výjezdů a přípravy mikroskopických preparátů. V diplomové práci jsou kromě archivních karotážních dat využita rovněž nová karotážní data z hydrogeologického vrtu K-8, získaná Geofyzikálním ústavem AV ČR v rámci dílčího úkolu projektu Rebilance podzemních vod ČR.

Pracovníkům Oddělení tektoniky a geodynamiky GFÚ děkuji za cenné rady, týkající se zejména metodiky a zpracování dat. Získání části dat bylo umožněno i díky ochotě a sdělnosti p. Zachové z firmy Zach – Khop, provozující pískovnu v České Kamenici.

Dále bych rád poděkoval Doc. RNDr. Stanislavovi Opluštilovi, PhD., který se ujal role konzultanta za Ústav geologie a paleontologie PřF UK, zastřešující studijní obor základní geologie.

Na závěr, avšak o to větší měrou, děkuji mému otci, RNDr. Róbertovi Nádaskayovi, za důležitou psychologickou i finanční podporu během mých studentských let.

*Kto si požičiava myšlienky od stromov v lese, skalných brál, zurčiaceho potoka a putujúcich oblakov, tomu nikdy nechýbajú...*

Kálmán Mikszáth: Čierna škvrna



<b>1. Úvod.....</b>	<b>5</b>
<b>2. Geologie české křídové pánve.....</b>	<b>7</b>
2.1 Obecná charakteristika.....	7
2.3 Geologický vývoj .....	8
2.4 Tektonická stavba .....	12
2.5 Litostratigrafie.....	14
2.5.1 (Alb) – cenoman – spod. turon .....	14
2.5.2 Střed. turon – santon.....	16
<b>3. Severozápadní část české křídové pánve.....</b>	<b>18</b>
3.1 Vymezení studované oblasti .....	18
3.2 Přehled výzkumů .....	18
3.3 Ekonomický význam .....	22
<b>4. Metodika a data.....</b>	<b>24</b>
4.1 Genetická (sekvenční) stratigrafie .....	24
4.1.1 Definice a základní pojmy .....	24
4.1.2 Použití sekvenční stratigrafie v ČKP.....	30
4.2 Archivní data .....	32
4.3 Karotážní metody .....	34
4.4 Terénní práce.....	35
4.5 Terénní gamaspektrometrie .....	37
4.6 Optická mikroskopie.....	37
4.7 Softwarové zpracování dat .....	37
4.8 Příčiny možných dezinterpretací .....	38
<b>5. Výsledky praktické části práce .....</b>	<b>39</b>
5.1 Obecná litologická charakteristika.....	39
5.2 Sedimentární struktury a procesy jejich vzniku .....	42
5.2.1 Primární struktury.....	43
5.2.2 Struktury likvidizace.....	49
5.3 Biogenní struktury .....	52
5.4 Sedimentární facie a architektury .....	55
5.4.1 Absence topsetů .....	58
5.4.2 Hlubokovodní delty .....	59
5.4.3 Mělkovodní delty .....	62
5.4.5 Stručná charakteristika vybraných lokalit .....	64
5.5 Analýza paleoproudění .....	70
5.6 Prostředí a procesy sedimentace .....	72
5.7 Stratigrafické korelace coniackých jednotek.....	77
5.8 Stratigrafické zařazení dokumentovaných lokalit .....	81
<b>6. Závěr.....</b>	<b>83</b>
<b>7. Literatura.....</b>	<b>86</b>
<b>8. Přílohy .....</b>	<b>96</b>

## 1. Úvod

Česká křídová pánev (dále ČKP) je plošně nejrozsáhlejší sedimentární jednotkou v rámci Českého masivu. Výrazný vliv tektoniky a specifické paleogeografické umístění během bezmála 10 let trvající epizody mořské sedimentace, kdy pánev představovala relativně úzký průliv mezi boreální a tethydní oblastí, umožnily fungování specifického sedimentárního režimu (obr. 1). Ten dal vznik řadě facií, od karbonátů a aleuropelitů, soustředěných převážně v centru pánve, až po hrubozrnná klastika situovaná podél tektonických okrajů. Posledně jmenované facií byla v minulosti věnována značná pozornost. Názory na její genezi se výrazně liší – od velkých dun (Skoček & Valečka, 1983) a písčinych barů (Adamovič, 1994) migrujících šelfem, přes „akumulační terasy“ (Jerzykiewicz & Wojewoda, 1986), po prostředí delt (Zahálka, 1918, Uličný, 2001). Dřívější interpretace sedimentačního prostředí jsou založeny především na faciálních vztazích. Užití karotáže (a v případě dostupnosti také seismických profilů) však umožňuje vytvoření širšího kontextu a nabízí též možnost pro uplatnění metod sekvenční stratigrafie.

V současnosti nejšířejí přijímaná představa o sedimentaci většiny progradujících pískovců ČKP jakožto hrubozrnných delt je založena na detailním sedimentologickém studiu v součinnosti s rozsáhlou podpovrchovou korelací časově ekvivalentních jednotek (Uličný, 2001, Laurin & Uličný, 2004, Uličný et al., 2009a). Způsob ukládání deltových těles je do značné míry odrazem relativních změn hladiny moře – ty mohou být dány tektonickou aktivitou, a také eustatickými událostmi. Na studium relativních pohybů mořské hladiny je zacílena sekvenční stratigrafie.

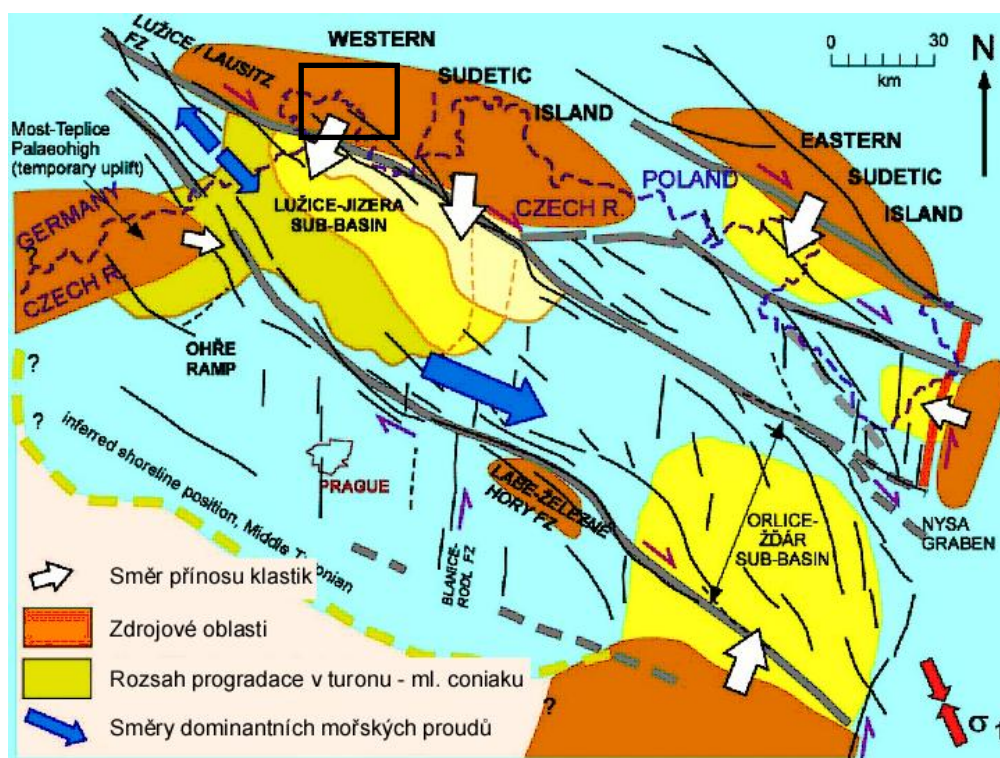
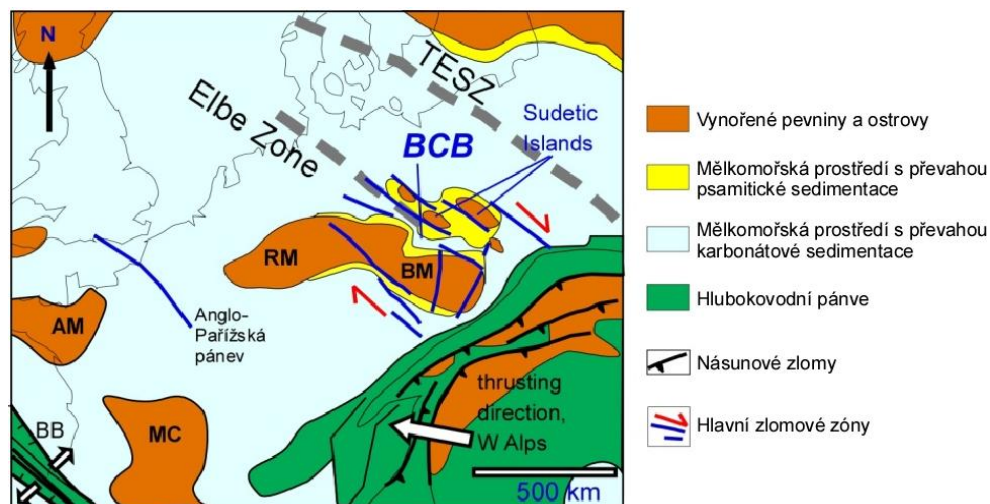
Předmětem studia této práce je především coniak v oblasti sz. Čech, avšak kvůli kontextu v podpovrchovém studiu je část pozornosti věnována i nejmladšímu turonu. V průběhu tohoto období prodělala ČKP zvýšenou tektonickou aktivitu, související patrně s reorganizací regionálního napěťového pole (např. Uličný et al., 2003). Hraniční interval turon – coniak doprovázela výrazná transgrese spojená s uložením značných mocností aleuropelitů v oblastech dřívější progradace psamitických těles (Valečka, 1979a). Rychlejší subsidenci a zvýšení přínosu klastik v sz. části pánve v pozdním turonu a zejména coniaku předpokládají již Klein et al. (1979). Jedním z jejich přímých dokladů je litologická odlišnost pískovců tohoto stáří, které jsou mineralogicky i texturně méně zralé (Valečka, 1974). Předpokládánou konsekvencí uvedených změn je odlišné výsledné architekturní uspořádání delt oproti turonu, ve kterém byla v oblasti sz. Čech tendence ukládání amalgamovaných

deltových těles, která od sebe obvykle nejsou oddělena výraznějšími akumulacemi aleuropelitů (Uličný et al., 2009a) (viz obr. 35). Změna architektury delt je pravděpodobně způsobena odlišným poměrem akomodace proti přínosu (A/S poměr, podle Martinsena et al., 1999), a to patrně i s ohledem na eustatické pohyby malého měřítka (Uličný et al., 2009a).

Ke studiu coniackých sedimentárních těles je v této práci metodicky přistupováno dvěma způsoby – základem je terénní studium facií a architektury na výchozech, jehož cílem je poznání fyzických sedimentárních charakteristik coniackých uloženin, a z toho plynoucí pochopení procesů řídících jejich ukládání. Terénní práce je doplněna stratigrafickou korelací karotážních křivek. Navzdory tomu, že ve vrtné prozkoumanosti stud. oblasti existují mezery, je možné si díky datům ze stávající vrtné sítě vytvořit dostatečnou představu o podpovrchovém rozšíření studovaných jednotek.

Cílem práce je tedy propojení vědomostí získaných terénním studiem coniackých výchozů se znalostí jejich podpovrchového rozšíření. Tato syntéza má přispět k případné rekonstrukci transgresně-regresní historie na základě uspořádání jednotlivých sekvencí do sledu sedimentárních systémů, odpovídajících dílčím fázím vzestupného či sestupného pohybu mořské hladiny. Pozornost je věnována i příčinám těchto pohybů. Koncepčně práce navazuje na Uličného et al. (2009a), kteří v rámci 5 mil. let dlouhého intervalu mezi výraznými záplavami na hranici cenoman/turon a na konci mladšího coniaku, vyčleňují osm hlavních sekvencí – TUR 1 až 7 a CON 1. Vyčlenění mladších sekvencí coniaku bude jedním ze závěrů této práce.

Práce je obsahově neformálně rozdělena na dvě části. Rešeršní část podává stručný náhled na geologický vývoj, tektonickou stavbu a litostratigrafii ČKP. Její součástí je i vymezení studované oblasti a přehled v minulosti zde prováděných výzkumů. Podstatou práce je praktická část. Ta sestává z přehledu metodiky (včetně stručného úvodu do sekvenční stratigrafie), charakteristiky litotypů a facií, a výsledných architektury coniackých uloženin. Její součástí je také přehled a interpretace dokumentovaných sedimentárních struktur. Nakonec se praktická část zabývá analýzou paleoproudění a stratigrafickými korelacemi. Závěrem je podána syntéza povrchového a podpovrchového studia.



[Obr. 1] – Nahoře: paleogeografická situace české křídové pánve (BCB) v kontextu Evropy v období mladší křídý. Rýnský (RM) a Český masív (BM) společně představují „vindlický val“. Dole: detail paleogeografie ČKP pro období turon – mladší coniak. Studovaná oblast je označena čtvercem. Oba obrázky jsou upraveny podle Uličného et al. (2009a).

## 2. Geologie české křídové pánve

### 2.1 Obecná charakteristika

ČKP zabírá plochu 14 600 km<sup>2</sup> (Herčík et al., 1999), z nichž se bezmála 90% rozkládá na území České republiky, plošně méně rozsáhlé části pak zasahují na území sousedního Německa a Polska. Pánev je protažena ve směru SZ – JV, v nejvýchodnější části mezi Svitavami a Brnem se její osa stáčí do směru SSZ – JJV. Ve směru osy zhruba mezi Míší a Brnem dosahuje pánve délky 290 km, k šířce maximálně 100 km (Herčík et al., 1999).

V důsledku synsedimentární aktivity dvou hlavních zlomových systémů<sup>1</sup> se jedná o řadu dílčích strukturních pánví, zčásti oddělených elevacemi podloží. Ve větším měřítku pak jednotlivá depocentra tvoří součást rozsáhlejšího „pánevního systému“ formovaného v rámci labské zóny (Uličný et al., 2003a). Vnitrosudetská pánev a králický příkop, oddělené od ČKP zlomy sudetské skupiny, jsou někdy chápány jako vnější součást ČKP s. l. (např. Jerzykiewicz & Wojewoda, 1986).

## 2.2 Předkřídové jednotky v podloží ČKP

Podloží ČKP zahrnuje základní geotektonické zóny varisky konsolidované Evropy (sensu Franke, 1989). Z většiny ho buduje tepelsko-barrandienská oblast (TBO), kterou v sz. části pánve odděluje od saxothuringika tzv. tepelská sutura, lineament směru ZJZ – VSV. Jižně od uvažovaného okraje TBO vystupuje z podloží svrchní křídý kutnohorsko-svratecké krystalinikum, řazené do moldanubické zóny. Ve vých., resp. jv. části pánve, jsou v podloží zastoupeny převážně silně metamorfované komplexy lugika a moravosilezika. Plošně významnou jednotkou v podloží sev. a vých. části ČKP je svrchní paleozoikum, představující výplň extenzních a transtenzních struktur tzv. plzeňsko – trutnovského pánevního systému (Cháb et al. 2008).

## 2.3 Geologický vývoj

Vznik ČKP je spjat s oživením tektonických struktur ve varisky konsolidovaném podloží na přelomu starší a mladší křídý (Malkovský, 1987). První indicie o obnovení zlomové aktivity a vytváření depocenter ve vých. části českého masivu představují uložení střední až svrchní jury v sev. Čechách (Jindřich, 1971). Obnovení sedimentace v mladší křídě souviselo s další etapou tektonické aktivity v labské zóně, vyvolané přenosem napětí z alpsko-karpatského orogenu (Ziegler, 1990), v důsledku otevírání riftu Biskajského zálivu nebo riftingu v oblasti severního Atlantiku (Stampfli & Borel, 2002), resp. vzájemného přibližování Ibérie, Afriky a Evropy (Kley & Voigt, 2008). Souhra extenzní a kompresní tektoniky, jejíž hlavním projevem bylo vytváření násunových zlomů sz. – jv. směru, měla za následek reaktivaci tektonických struktur ve starších sedimentárních pánvích, a současně rychle poklesávání depocenter situovaných podél okrajových násunových zlomů (Voigt et al.,

---

<sup>1</sup> Tj. systém labských a jizerských zlomů. Podrobnější charakteristika tektonické stavby ČKP v kap. 2.4

2008). V důsledku pravostranných horizontálních posunů tak v ČKP docházelo k oddělení dílčích sedimentárních pánví a jejich zdrojových oblastí (Uličný, 2001).

Z paleogeografického hlediska fungovala pánev v době mořské sedimentace (střední cenoman – santon), jako úzký průliv spojující tethydní a boreální oblasti (Klein et al., 1979). Toto tvrzení je paleontologicky doloženo např. nálezy smíšených boreálně-tethydních společenstev palynomorf (Svobodová, 1999) či ingresemi boreální fauny, např. belemnitů (Košťák et al., 2004). Okolí ČKP tvořil na Z a JZ středoevropský ostrov, na V se předpokládají tzv. sudetské ostrovy, sloužící jako zdroj klastického materiálu pro písčité facie usazené podél celého východního okraje pánve (např. Skoček & Valečka, 1983). Zmíněné pevniny v období mladší křídý částečně oddělovaly ČKP od okolních pánví (na S dolnosaské, na Z pánve brannausko-regensburské a wasserburské, na V severosudetské a opolské), vzniklých rovněž reaktivací variských střížných zón korového měřítka. Na J ČKP sousedila s oceánem Tethys (Voigt et al., 2008, Ziegler, 1990). Hlavní dlouhodobé trendy v relativních pohybech hladiny zaznamenané v ČKP, tj. cenomanská transgrese, resp. maximum ve starším a minimum v mladším turonu, jsou přítomny i v řadě evropských pánví, a jsou vzájemně korelovatelné jako eustatické události (Voigt et al., 2008).

Dokladem první mořské ingrese od JV z Tethydy do oblasti Českého masivu jsou karbonáty s mikrofaunou aptu – albu u Kuřimi (Krystek & Samuel, 1978). Sedimentace v ČKP počala nejstarší transgresní událostí v intervalu nejmladší alb až starší cenoman, kdy pohyb březní linie od JV z oblasti Tethydy zasáhl níže položené svahy Českého masivu (Čech & Valečka, 1991). Charakterem sedimentace zpočátku převažovaly kontinentální a přechodná prostředí. Sedimentace probíhala severně od zlomové zóny blanické brázdy v několika s. – sz. orientovaných paleoúdolích, predisponovaných zlomy labské zóny. Další soustava údolí byla drénována z vých. Čech a záp. Moravy do oblasti Tethydy (Uličný, 2009b). Po transgresi v důsledku dlouhodobého trendu zvedání mořské hladiny, byla v mladším pozdním cenomanu dovyplněna říční údolí a sedimentace se přesunula do estuárií s vlivem přílivovo-odlivového vlnění, resp. na pobřeží s vlivem bouřkového vlnění (Uličný et al., 1997). V podmínkách již plně mořské sedimentace byla severní a střední část ČKP, kam v tomto období progradovala písčité tělesa – na S směrem od vyzvedávajícího se lužického a krušnohorského bloku, na JV od moldanubika a moravika (např. Klein et al., 1979). Od pozdního cenomanu byl již v rozsahu celé ČKP patrný vliv tektonické subsidence, doprovázené vnitropánevními výzdvihy a vytvářením nových zdrojových oblastí (Uličný, 2009b).

Událostí celopánevního významu byla transgrese podmíněná eustatickým zdvihem mořské hladiny (Voigt et al., 2008), při níž došlo k výrazným změnám v paleogeografii ČKP

a jejího nejbližšího okolí – plošné redukci a zaplavení dosavadních snosových areálů, resp. přemístění zdrojových oblastí klastického materiálu do větších vzdáleností a hiátu mezi svrchním cenomanem a spodním turonem (Čech & Valečka, 1991). Po transgresi ve starším turonu dominovala na většině území pánve aleuropelitická sedimentace, pouze v její sev. a sz. části (lužicko-jizerské depocentrum) díky zvýšené tektonické aktivitě, jejíž důsledkem byl zvýšený přínos klastik, docházelo k tvorbě progradujících, nahoru hrubnoucích cyklů (Klein et al., 1979) – patrně deltoových těles<sup>2</sup> (Uličný, 2001) v ústí řek odvodněných ze západosudetského ostrova. Tato tektonicky aktivní elevace byla trvalým zdrojem hrubšího detritu po celou dobu existence ČKP (Tröger, 1969, Valečka, 1979a).

Charakteristickým rysem středního turonu je přítomnost regresních i transgresních pulzů (Čech & Valečka, 1991). Na počátku stála výrazná transgrese, která rozšířila dosah sedimentace aleuropelitů do progradačních areálů podél západosudetského ostrova, i do oblasti mostecko-teplické elevace. Později v důsledku pomalé subsidence za stagnující hladiny a zvýšeného přínosu klastik, docházelo zejména na SZ k výrazné progradaci písčítých těles do centra pánve (Valečka, 1989). Slabá tektonická aktivita a pomalé vytváření akomodace, jevy charakteristické pro starší až střední turon, akcelerovaly během mladšího turonu a staršího coniacu v důsledku výraznějšího strukturního rozčlenění dílčích depocenter a nárůstu subsidence. Tyto procesy byly kompenzovány zvýšeným přínosem materiálu z vyzvedávajícího se západosudetského ostrova (Uličný et al., 2009a).

Další významnou událostí byla transgrese v mladším turonu, doložená ostrým litologickým přechodem z psamitického vývoje jizerského souvrství do pelitů teplického souvrství, doprovázeným i kondenzovanou sedimentací v oblasti ohárecké rampy (Čech & Valečka, 1991, Čech, 2011). Výsledkem transgrese byla mj. plošná redukce zdrojových oblastí a výrazné omezení progradace těles psamitické facie, která měly v tomto období nejmenší plošný rozsah za dobu existence ČKP (Herčík et al., 1999). Příznačným rysem pozdního turonu byla zvýšená subsidence a vnitropánevní zdvihová tektonika, vedoucí k nárůstu diferenciaci dílčích depocenter. V záp. části lužicko-jizerského depocentra vznikala jako důsledek zvětšení převýšení pánevního dna tzv. ohárecká rampa, oddělující areály s dominancí siliciklastické a karbonátové sedimentace (Laurin & Uličný, 2004).

V průběhu coniacu přetrvávala zvýšená tektonická aktivita a diferenciaci depocenter, typickým rysem je převaha klastické sedimentace, zejména méně zralých pískovců, a signifikantní vliv mořských proudů (Voigt et al., 2008). Jednou z charakteristických facií

---

<sup>3</sup> Pro další názory na vznik progradujících písčítých těles viz kap. 3.2

coniacu jsou tzv. „flyšoidní“ uloženiny (např. Valečka & Rejchrt, 1973) lemující progradující pískovce, interpretované Uličným (2003) jako turbidity<sup>3</sup>, dokládající zvýšenou tektonickou aktivitu (např. Klein et al., 1979). Styl sedimentace v santonu je analogický coniackému.

Podle vztahu tektonické aktivity a sedimentárních procesů rozdělují Uličný & Čech (in Voigt et al., 2008) dobu existence ČKP na tři fáze tektonosedimentárního vývoje. Ve fázi I (starší – mladší střední cenoman) probíhalo vyplňování předkřídové topografie fluviálními klastiky a postupná reaktivace zlomů. Ve fázi II (mladší cenoman – starší coniak) byla sedimentace již mořská a probíhala především v depocentrech vytvářených v blízkosti nejvíce aktivních strike-slipových zlomů. Zároveň docházelo k výraznému rozrůznění facií. V průběhu fáze III (střední coniak – santon) výrazně nárůstala subsidence a zvyšoval se přínos klastik. Mezi fázemi II a III docházelo k tektonickým událostem, jejichž výsledkem byla reorganizace pánevní geometrie a změna stylu sedimentace. Tyto události patrně kolidovaly s tzv. ilsedskou fází (sensu Stille, 1924) deformací alpského předpolí. Změna napětového pole ve variské Evropě byla pravděpodobně důsledkem nasouvání prvních příkrovů centrálních Záp. Karpat (Mortimore et al., 1998) a probíhala současně se zahájením sedimentace gosauské a jihočeské křídly (Voigt et al., 2008).

S výjimkou hiátu na hranici cenoman-turon probíhala sedimentace v ČKP kontinuálně až do santonu; její existence tedy pokrývá celkově 11 – 12 mil. let (Voigt et al., 2008). Rozsáhlá denudace uloženin svrchní křídly a radiometrické datování vulkanitů, doprovázejících inverzi pánve na lužické poruše (nejstarší proniky 77 mil. let podle Pivce et al., 1998), poukazují na možné pokračování sedimentace nejdéle do středního kampánu. Možnost přetrvání sedimentace po konec santonu, resp. začátek kampánu, připouští i Klein et al. (1979).

V důsledku pozdně křídové inverze a paleogenní komprese v předpolí alpinského orogenu došlo k erozi a ztrátě části sedimentárního záznamu (Coubal, 1990). Sled mladších členů, tj. svrchního turonu až santonu, je zachován zejména v tektonicky pokleslých krátech uvnitř oherského riftu. Mocnost zchovalých uloženin ČKP dosahuje v průměru 200 – 400 m dle Herčíka et al. (1999). Maximálních mocností nabývá výplň pánve podél tektonického okraje v sz. části, podle Valečky (1979a) 1000 – 1200 m. Jak uvádí Uličný et al. (2003), v průběhu inverze a výzdvihu ČKP došlo v její centrální části k erozi až 500 m mladších členů výplně. Plošný rozsah ČKP byl oproti současnosti podstatně větší – dokladem je jak členitá hranice pánve na Z, tak její výrazné tektonické omezení vůči předmesozoickým jednotkám na

<sup>3</sup> Pro další interpretace geneze „flyšoidní“ facie viz. kap. 3.2



V (kralický příkop), SZ (lužická porucha) a v oblasti Železných hor, a také existence řady reliktnů na Moravě.

## 2.4 Tektonická stavba

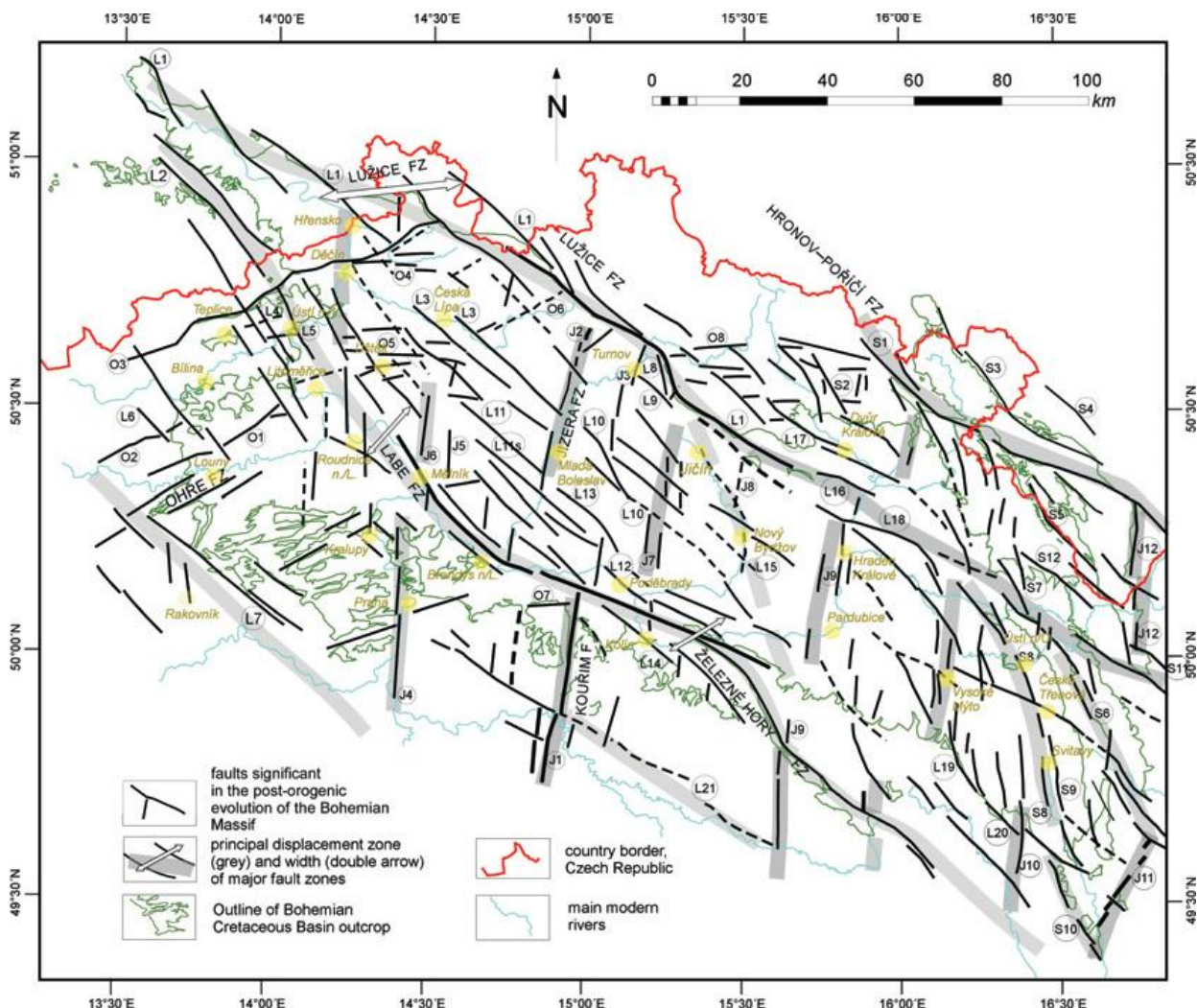
Orientace ČKP koresponduje s průběhem výrazné střižné zóny zsz. – vjv. směru, procházející napříč sev., resp. sv. částí Českého masivu. V širším měřítku je součástí již. větve labské zlomové zóny podle Scheck at al. (2002), která v závěru starší a v průběhu mlad. křídý v oblasti českého masivu fungovala jako systém konjugovaných horizontálních posunů v pravostranném transtenzním režimu.

Zlomy v ČKP rozdělují Uličný et al. (2009b) do tří velkých skupin podle převládající orientace: 1) **labské**, resp. **sudetské** zlomy (směr ZSZ, SZ a SSZ); 2) **jizerské** zlomy (směr SSV); 3) **oherské** zlomy (směr V a SV).

Tvar ČKP předurčují především zlomy **labského** a **sudetského** směru, jejichž průběh je shodný s průběhem dvou největších zlomových zón střední Evropy, tj. labské a tornquist-teisseyrovy linie (Brandmayr et al., 1995). V rámci ČKP se labské a sudetské zlomy sdružují do dvou hlavních zlomových pásem, a to lužické zlomové zóny na S a labsko-železnohorské zlomové zóny na J. K nim podřízené zlomy především sz. a ssz. směru fungovaly jako Riedlovy stříhy, oddělující jednotlivá dílčí depocentra (Uličný et al., 2009b). Počátky aktivity těchto zlomů sahají do pozdního devonu až visé (např. Aleksandrowski et al., 1997), tedy do období před zformováním extenzních karbonských pánví. Tyto podřízené, generelně SZ – JV orientované extenzní zlomy s minoritní složkou pravostranného posunu, se v mladší křídě vyznačovaly symsedimentární aktivitou, která vedla k rozdělení prostoru mezi lužickou a labsko-železnohorskou zlomovou zónou na několik dílčích sedimentárních pánví a zdrojových oblastí (Uličný et al., 2003a). V důsledku změn v napětovém poli na konci křídý a v paleogénu byly lužický i železnohorský zlom transformovány na strmé přesmyky. Podél nich docházelo k nasunutí předkřídových jednotek na svrchní křídý, spojenému s výraznou deformací bezprostředního okraje pánve (Coubal, 1990).

V ČKP hojně zlomy **jizerské** skupiny ssv. – jjz. směru fungovaly vzhledem k prominentním labským zlomům jako antitetické (Uličný et al., 2003). Z této skupiny nejvýznamnější je zlomová zóna blanické brázdy („rodlská střižná zóna“), kterou Brandmayr et al. (1995) interpretují jako jednu z nejprominentnějších varisky založených levostranných strike-slipových zón. Levostranná transtenze na této a obdobných strukturách vedla v pozdním karbonu a permu ke vzniku relativně úzkých, dlouhých pull-apartových pánví,

označovaných jako „brázdy“. Podle Uličného (2009b) tyto zlomy predefinovaly orientaci cenomanských paleoúdolí a spolu se zlomy labského směru (sev. lužický a již. železnohorský) modelovaly tehdejší říční síť. Jejich aktivita je dokumentována z centrální části ČKP i v pozdním cenomanu a turonu (Uličný, 2003, 2009a).



[Obr. 2] – Zjednodušená mapa tektonické stavby ČKP (převzato z Uličný et al., 2009b). Důraz je kladen na zlomy labského a jizerského směru (podbarveny šedě), které jsou pro kinematiku ČKP nejdůležitější (podle Uličný et al., 2009a). Většina zlomů oherské skupiny je pro větší přehlednost z mapy vynechána.

Průběh zlomů **oherské** skupiny směru V, resp. VSV, je přibližně paralelní s osou oherského riftu, protínající labskou zlomovou zónu a probíhající rovnoběžně s tzv. tepelskou suturou, významným korovým rozhraním mezi tepelsko-barrandienskou oblastí a saxothuringikem. Zlomy tohoto směru v mladším paleozoiku ohraničovaly sv. orientované extenzní pánve formované podél tepelské sutury, přičemž mezi labsko-železnohorskou a lužickou zlomovou zónou byly v průběhu permu a zčásti křídý v důsledku pravostranných posunů přeorientovány do směru přibližně V – Z (Uličný et al., 2002b, 2009b). Pozdější reaktivace těchto struktur spadá do období formování oligomiocenního oherského riftu, který

je součástí evropského kenozoického riftového systému – ECRIS (Ziegler, 1994), a jeho zánikem během pliocénu a kvartéru. V souvislosti s deformacemi oherského riftu vznikla topograficky výrazná krušnohorská zlomová zóna (Rajchl et al., 2009). Aktivita těchto zlomů i v průběhu mladší křídý je však problematická (Uličný et al., 2009b).

V sev. a sz. části ČKP sehrávají nejvýznamnější roli jednak struktury labské zlomové zóny s. l., tj. lužická, labsko-železnohorská a ploučnická zlomová zóna., dále struktury oherské skupiny zlomů, tj. krušnohorská, děčínská a úštěcká, českokamenická a doubická zlomová zóna.

## **2.5 Litostratigrafie**

Lito-, resp. regionálně stratigrafické celky (podle čelnění Čecha et al., 1980) jsou zde chronologicky rozděleny do dvou skupin. Předmětem studia (včetně podpovrchového) je mladší část výplně ČKP, tedy část jizerského, a teplické až březenské souvrství.

### **2.5.1 (Alb) – cenoman – spod. turon**

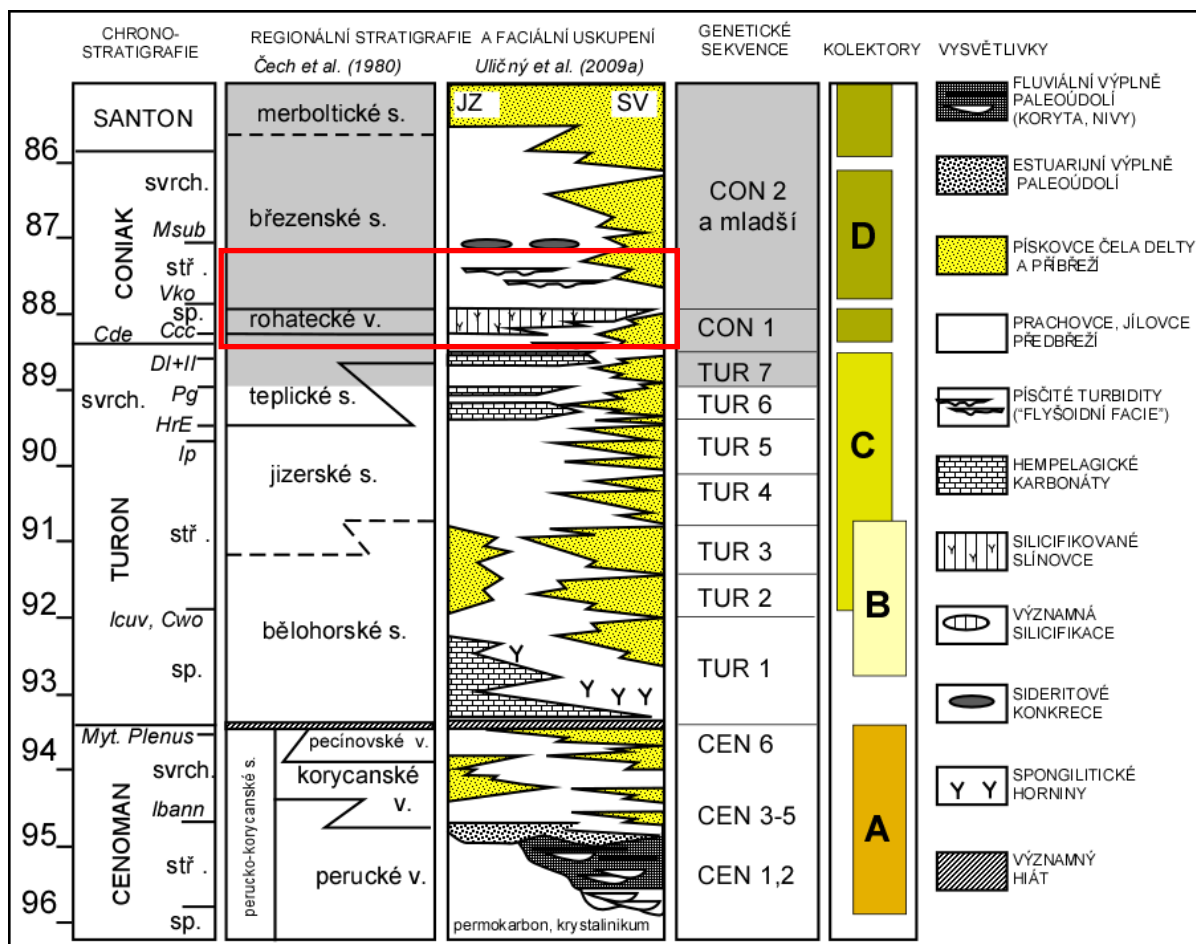
#### **Perucko-korycanské souvrství**

Sled začíná kontinentálními peruckými vrstvami, tj. cyklicky se střídající slepenci, pískovci a aleuropelity fluviálního původu, a příbřežními jílovito-písečnými tidalitami (Uličný, 1988). Tyto jsou překryty svrchnocenomanskými mělkomořskými pískovci korycanských v. Na záp. okraji pánve bývá vyvinuta tzv. „příbojová“ facie s mělkovodními vápenci a slepenci. V nejvyšší části se nachází hlubokovodnější tmavé aleuropelity s glaukonitem – pecínovské v. (např. Uličný et al., 1997). Mocnost souvrství se pohybuje mezi 20 – 60 m. Maxima, 100 – 110 m, dosahuje v sz. části pánve podél lužické poruchy (Herčík et al., 1999).

#### **Bělohorské souvrství**

Bázi souvrství tvoří ostrá, erozivní transgresní plocha, nad níž je nesouvisle napříč celou pánví vyvinut tenký glaukoniticko-fosfatický horizont, příp. bazální šterčíkovitá poloha, uvnitř které by měla ležet hranice C/T (Čech & Valečka, 1991) Vrstevní sled nad glaukonotickým horizontem pokračuje aleuropelity, převážně měkkými slínovci, resp. slínovci s příměsí jemnozrného písku a vyšším obsahem skeletálních úlomků, zejména jehlic hub, případně i vápnitým nebo křemitým tmelem (tzv. opuky). Odlišný vývoj je zaznamenán na SZ a JV pánve, kde je mocnost slínovců redukována v důsledku progradace těles

psamitické facie (Valečka, 1979a, Skoček & Valečka, 1983). Mocnost souvrství číní ve slínovcové facii kolem 25 – 30 m, v psamitické může dosahovat až 120 m v sev. části pánve (Herčík et al., 1999).



[Obr. 3] – Stratigrafická tabulka lužicko-jizerského depocentra ČKP (upraveno podle Uličný & Špičáková, in press). V tabulce jsou srovnány regionální litostratigrafické jednotky Čecha et al. (1980) a genetické sekvenčce Uličného et al. (2009a). Zájmové jednotky jsou zvýrazněny šedě. Časová škála podle Ogg et al. (2004). Kurzivou jsou uvnitř chronostratigrafie zaznamenány biostratigrafické markery: *Ibann* – *Inoceramus bannewitzensis*; *Myt.* – FAD rodu *Mytiloides*; *Plenus* – *Praeactinocamax plenus*; *Icuv* – *Inoceramus cuvieri*; *Cwo* – *Collignonicerias woolgari*; *Ip* – *Inoceramus perplexus*; *HrE* – *Hyphantoceras*-ový event; *Pg* – *Prionocyclus germari*; *DI+II* *Didymotis*-ové eventy; *Cde* – *Cremnoceramus deformis erectus*; *Ccc* – *Cremnoceramus crassus crassus*; *Vko* – *Volvicceramus koeneni*; *Msub* – *Magadiceramus subquadratus*.

Indexovými fosiliemi spod. coniaqu jsou inoceramidní mlži *Cremnoceramus crassus crassus* a *Cremnoceramus deformis erectus*, který je zároveň biomarkrem báze coniaqu (Čech, 2011). Hranici turon – coniac charakterizuje nástup inocerama *Cremnoceramus waltersdorfensis* (Čech & Švábenická, 1992), rozhraní spod. a střed. coniaqu nástupem inoceramů *Volvicceramus koeneni* a *Platyceramus mantelli*. Pro svrch. coniac je typický výskyt inocerama *Magadiceramus subquadratus*, zachyceného ve vrtech v sz. Čechách (Macák & Müller, 1963).

## 2.5.2 Střed. turon – santon

### Jizerské souvrství

Souvrství na bázi zvyrazňuje ostré nasedání vápnitých pelitů na psamity, ukončující progradační cykly bělohorského s. Mocnosti i plošné rozšíření nahoru hrubnocích cyklů, progradujících od Z a SZ (lužická oblast) i na V pánve, jsou významnější ve srovnání s bělohorským i mladším teplickým s. Progradující tělesa jsou tvořena sekvencí slínovec/jemnozrn. pískovec – středno- až hrubozrn. pískovec; nejčastěji jde o vápnité pískovce, pouze v blízkosti lužické poruchy jsou hojněji zastoupeny i křemenné (Valečka, 1989, Herčík et al., 1999). Směrem na JV od areálu rozšíření psamitické facie, v centrální a záp. části pánve, dominují slínovce, v menším množství vápnité jílovce, přecházející jílovitých biomikritických vápenců. Na periferii bývají slínovce písčité až prachovité, případně spikulitové (Herčík et al. 1999). Souvrství dosahuje nejvyšších mocností, 300 – 400 m, v místech nejvyšší subsidence v sev. části pánve. Směrem k J při přechodu do pelitické facie se jeho tloušťka pohybuje kolem 100 – 200 m, na záp. okraji je pak redukováno na pouhých 15 – 40 m (Čech et al., 1980).

### Teplické souvrství

Báze souvrství je tvořena celopánevním kondenzovaným horizontem s glaukonitem, fosfatickými konkracemi a fosfatizovanou faunou (Čech & Valečka, 1991). Výše je tvořeno mělkovodními biomikritovými vápenci, přecházejícími do vápnitých jílovců a slínovců, na SZ se obdobně jako ve starších členech vyskytují progradující pískovcová tělesa (oproti jizerskému s. mají menší rozsah). Směrem na JV přechází psamitická facie do sekvence vápnitých jílovců s vložkami pískovců, označované jako „flyšoidní“ facie (Herčík et al., 1999). Mocnosti souvrství se pohybují v pelitickém vývoji mezi 30 – 80 m, v centrální a vých. části pánve až 130 – 150 m (Čech et al., 1980, Herčík et al., 1999). V oblasti Čes. středohoří má souvrství výrazně sníženou mocnost (Čech et al., 1987).

### Rohatecké vrstvy

Jsou chápány jako součást teplického s. (Herčík et al., 1999), mají avšak výrazně odlišný litologický obsah. Jsou rozšířeny hlavně v oblasti podél osy pánve, kde dominují silicifikované slínovce („inoceramové opuky“). V sz. polovině pánve mohou být zachovány i v okrajových částech, kde jsou zastoupeny vápnito-jílovitými prachovci a slínovci s glaukonitem (Váně, 1979, Čech & Švábenická, 1992). Zdrojem SiO<sub>2</sub> k silicifikaci bylo

patrně kaolinitické zvětrávání Si-bohatých předkřídových hornin (Slavík & Valečka, 1988). Jejich mocnost se pohybuje od několika cm až po 40 m (Čech et al., 1980).

### **Březenské souvrství**

Plošný a vertikální rozsah souvrství je ovlivněn pokročilou denudací. Kompletní sled je zachován pouze v oblasti Čes. středohoří. Souvrství je tvořeno třemi faciemi – pelitickou, psamitickou a „flyšoidní“ (Valečka, 1979a) a od teplického s. se vzhledem k sedimentaci za dlouhodobé regrese liší nepřítomnosti karbonátů (Čech & Valečka, 1991).

Facie tvořena vápnatými pelity se sideritovými konkrécemi u báze, je rozšířena v jz. křídle a v osní části pánve, resp. ve vých. Čechách (Herčík et al., 1999). Psamitická facie obsahuje středno- až hrubo-, podřízeně i jemnozrné pískovce s jílovito-prachovitou příměsí, uspořádané do nahoru hrubnoucích cyklů (Valečka, 1974). Největší rozsah a mocnosti zaujímá na SZ, kde vytváří rozsáhlejší progradující tělesa ve srovnání s teplickým s. (Herčík et al., 1999). „Flyšoidní“ facie je tvořena střídáním vápnatých aleuropelitů s vložkami jemno- až střednozrných pískovců s řadou typických sedimentárních struktur (Valečka & Rejchrt, 1973, Valečka, 1984). Rozsáhlé plochy zabírá hlavně v sz. části pánve., kde přesahuje hranice progradace písčitých těles (Herčík et al., 1999). Mocnost souvrství se v pelitickém vývoji pohybuje kolem 240 m, v psamitickém dosahuje až 460 m (Čech et al., 1980). Max. mocnost je zaznamenána v kralickém příkopu, kde dominuje „flyšoidní“ facie (Valečka, 1988).

### **Merboltické souvrství**

Souvrství mocné 180 – 200 m zavádí jako nejmladší člen výplně ČKP Čech et al. (1980). Podle Kleina et al. (1979) se jedná o uložení ze závěru regresní fáze, ukončující sedimentaci v ČKP. Od psamitické facie březenského s. se liší petrografií pískovců, které jsou jemno- až střednozrné, často jílovité, s příměsí živců až živcové, s vložkami nevápнатých aleuropelitů a bez šikmého zvrstvení (Čech et al., 1980). Podle Herčíka et al. (1999) je souvrství geneticky blízké „flyšoidní“ facii březenského s., avšak výrazně v něm dominují pískovce nad aleuropelity (někdy až v poměru 10:1).

### 3. Severozápadní část české křídové pánve

#### 3.1 Vymezení studované oblasti

Studovaná oblast se rozkládá na území okresů Čes. Lípa a Děčín. Rozděluje se na tři dílčí celky, a to na SZ v širším okolí obce **Kytlice**, na JV obce **Sloup v Čechách**, resp. na V města **Cvikov**. Oblast Cvikova je do práce zahrnuta pouze v rámci podpovrchového výzkumu.

Geograficky je stud. oblast, včetně terénních odkryvů i zájmových vrtných děl, vymezena přibližně linií Kunratice u Cvikova – Svojkov – Volfartice – Veselé – Čes. Kamenice – Studený – Chříbská – Rybniště – Jiřetín p. Jedlovou. Z geologického hlediska stud. oblast vymezuje výskyt coniackých sedimentů vystupujících na povrch v rámci výše popsaného území. Na Z, resp. S je jejich výskyt omezen tektonicky, a to doubickou zlomovou zónou a lužickou poruchou. Dílčí rajón na SZ je od zbylých dvou na JV a V oddělen terciérní vulkanickou hrástí v již. předpolí českokamenické zlomové zóny. Na V od stud. oblasti se nachází lasvická hrást', ve které coniacké uloženiny chybějí. Omezení cvikovské a sloupské oblasti vůči této struktuře tvoří svojkovský zlom (detail tektoniky v okolí Sloupu v příl. 5).

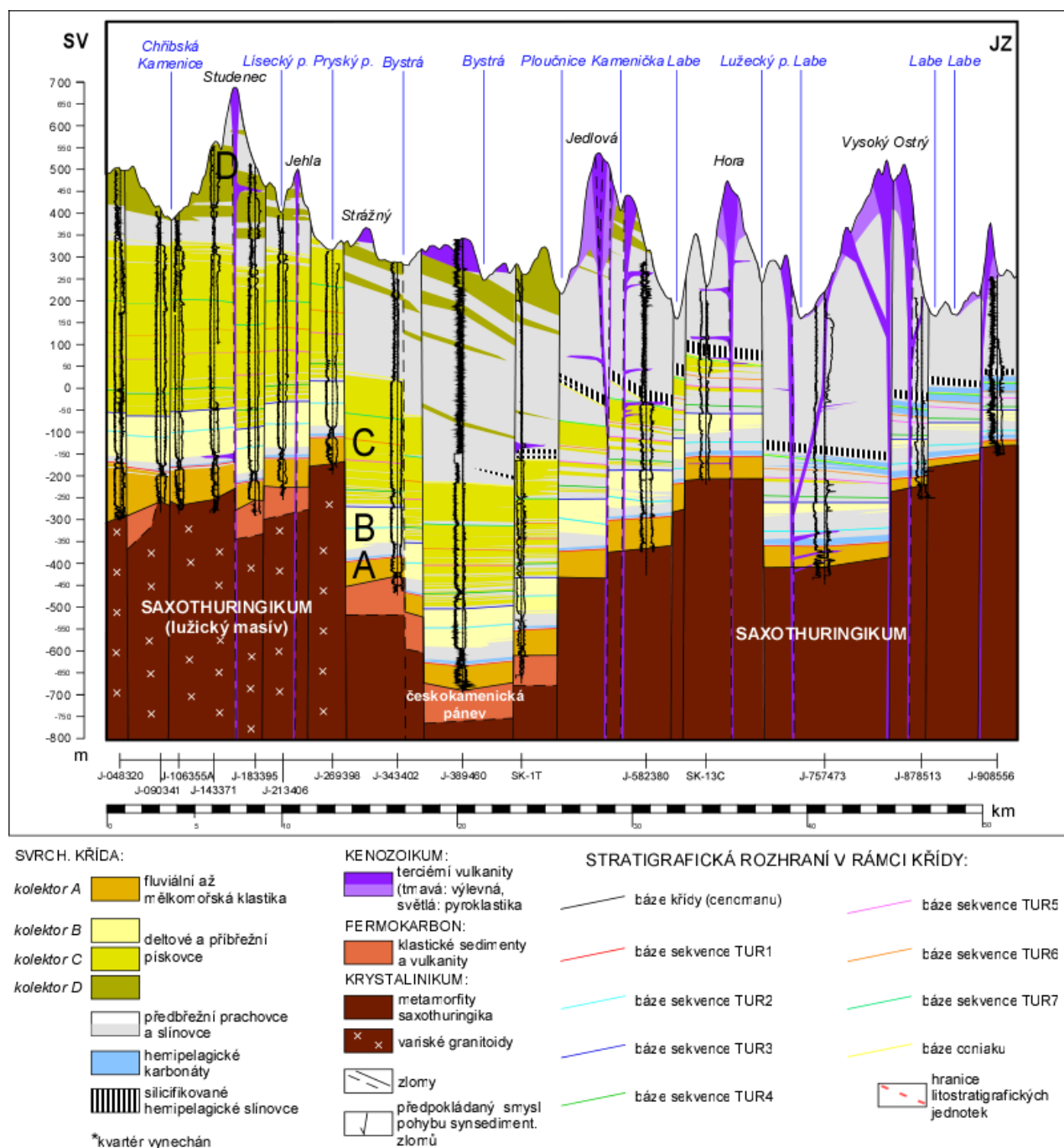
#### 3.2 Přehled výzkumů

Do první etapy systematického vědeckého výzkumu ČKP patří např. práce Krejčího (1869, 1870) a Friče (1889), podávající základy stratigrafického členění pánve na základě petrografie sedimentů a paleontologického obsahu. Na ně navázal Č. Zahálka (1914), který výplň pánve rozdělil na 10 stratigrafických pásem. Litologii se později zabýval i B. Zahálka (1924), který ČKP rajonizuje podle výskytu charakterických facií v jednotlivých částech pánve. Stud. oblast podle této rajonizace spadá do oblasti lužické, typické výskytem kvádrových pískovců. Soukup (1956) vypracoval stratigrafické členění ČKP založené na mlžích rodu *Inoceramus*, jehož revizi se později zabývali Čech et al. (1980)(viz kap. 2.5).

Názory na procesy a prostředí sedimentace v rámci ČKP se v průběhu let značně různily. Valečka (1979a) v sev. části pánve vyčlenil dvě, pro celý mořský vývoj v ČKP typické facie – pelitickou a psamitickou; mimo to je zde však rozšířena i časově a prostorově specifická peliticko-psamitická („flyšoidní“) facie (obr. 7).

Ke genezi kvádrových pískovců („quadersandsteine“ sensu Geinitz, 1850) se poprvé vyjádřil Č. Zahálka (1918). Ten předpokládal jejich sedimentaci v deltách, považovaných za typické prostředí v místech přínosu klastického materiálu do pánve. V pozdějších pracích,

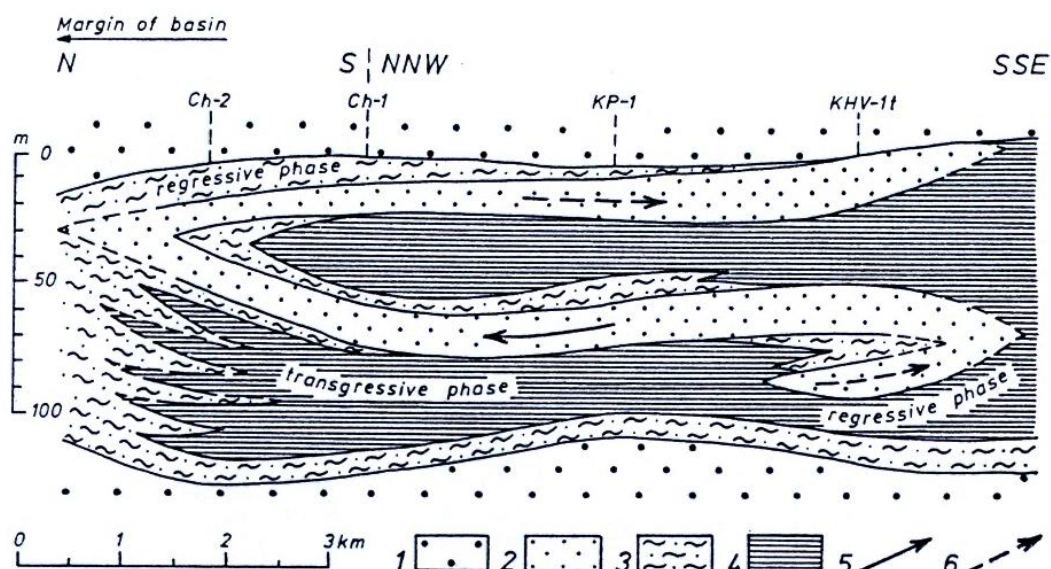




**[Obr. 4]** – Geologický řez oblastí sz. Čech mezi Rybništěm (J-048320), Dol. Habarticemi (J-389460) a Sebužínem (J-908556). Úsek řezu mezi jeho sv. okrajem a českokamenickou pávní je součástí stud. oblasti. Řez ilustruje výrazné tektonické porušení tohoto areálu, znásobené četnými proniky vulkanických těles. Písmena A, B, C a D označují kolektory podzemních vod (viz kap. 3.3). Upraveno podle Uličný & Špičáková (in press).

např. Radwański (1966) a Tröger (1969), resp. Milewicz (1965)(severosudetská p.), se shodně konstatuje mělkomořská sedimentace pískovců, chybí však podrobnější rozbor prostředí a mechanismů sedimentace. Valečka (1974, 1979a) o mořských uloženinách skonstatoval, že sedimentovaly v mělkovodním prostředí s minimální členitostí dna, resp. v epikontinentálním, šelfovém moři. V tomto prostředí se neuplatňovaly gravitační sedimentační procesy a hrubší klastický materiál byl přepracováván činností vlnění a proudění stálých směrů. Skoček a





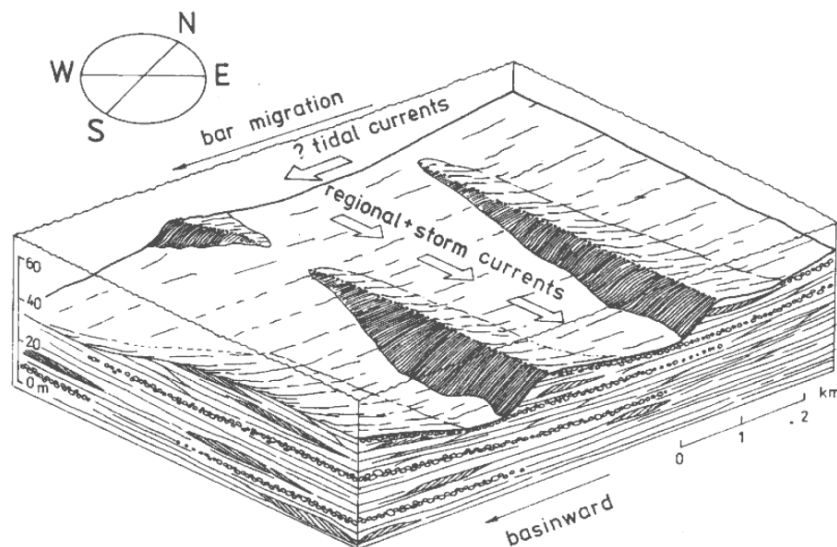
[Obr. 5] – Litofaciální řez oblastí mezi Chříbskou (S) a Kytlicí (JJZ), ilustrující Valečkovu (1979b) představu o migrujícím **bariérovém ostrově**. Vysvětlivky: 1) šikmo zvrst. křemenné szP – hzP s vložkami masivních jzP s jílovitou příměsí; 2) laminovaný dobře vytríděný jzP s vložkami jílovitého jzP (těleso bariérového ostrova); 3) bioturbované jílovito-prachovité jzP; 4) vápnité prachovce a jílovce; 5, 6) směry migrace bariérového ostrova. Vrty Ch-1, KP-1 a KHV-1t jsou použity i v této práci (viz kap. 5.7).

Valečka (1983) interpretovali kvádrové pískovce svrch. turonu a coniaků jako uloženiny sublitorální zóny šelfu v hloubce mezi 20 a 130 m. Deskovitá tělesa pískovců představovala záznam migrace podvodních dun s rovným hřbetem, odpovídajících „mega-“ až „gigačeřinám“ s vlnovou délkou 300 až 700 m a velikostí 1 km v podélném směru, resp. několik km ve směru příčném. Podobně Adamovič (1994) interpretoval střednoturonské nahoru hrubnoucí cykly menšího měřítko jako produkt migrace lineárních písečných valů v dynamickém mělkovodním prostředí. Na jejich geometrii mohlo mít vliv atmosférické proudění jv. až jjv. směru. Valečka (1979b) v oblasti Čes. Kamenice diskutoval i vytváření méně obvyklých útvarů – bariérových ostrovů (obr. 5). Ty mohly vznikat z pískových lavic v oblasti offshore za dostatečného přísunu klastického materiálu a příznivého režimu proudění. Jejich zachování v sedimentárním záznamu je důsledkem pohřbení za vyššího přínosu hrubšího detritu a zvýšené subsidence oblasti.

Jerzykiewicz (1968) a Jerzykiewicz & Wojewoda (1986) vyslovili teorii o vzniku turonských a coniackých pískovců ve vnitrosudetské pánvi formou „akumulačních teras“, tedy ukládáním písčitého těles v mělkomořském prostředí na odvrácené straně zlomových svahů.

V práci Uličného (2001) je většina progradujících těles kvádrových pískovců v s. a sz. části ČKP interpretována jako uloženiny hrubozrnných delt. Jejich prostorový vývoj

v závislosti na aktivitě zlomů ohraničujících ČKP či relativních změn mořské hladiny je diskutován Uličným et al. (2002a) srovnáním sedimentárního záznamu s digitálními modely geometrií deltových těles. Geometrie sedimentárních sekvencí vymezených Laurinem & Uličným (2004) jsou analyzovány Uličným et al. (2009a).



**[Obr. 6]** – Blokdiagram znázorňující Adamovičův (1994) model sedimentace nahoru hrubnoucích cyklů střed. turonu v oblasti Kokořina (jizerské s.), jakožto migrujících písečných valů. Korytovité šikmé zvrstvení vzniká jako produkt migrace dun na svazích valů a v prohlubních mezi nimi.

Označení „flyšoidní“ pro peliticko-psamitickou facii (obr. 7) zavedli Soukup (1963) a Klein & Soukup (1964) vzhledem k nepravidelnému střídání pelitů s vložkami pískovců. Jerzykiewicz (1970, 1971) tuto facii podle sedimentárních struktur popsal jako hlubokovodní, uloženou z turbiditních proudů.

Detailnějším litologickým studiem „flyšoidní“ facie v oblasti sz. Čech se zabývali Valečka & Rejchrt (1973) a Čech et al. (1987), kteří její vznik dávají do souvislosti s periodickými změnami v rychlosti proudění při transportu materiálu směrem od pobřeží a připouštějí také možnost sedimentace z turbiditních proudů. Valečka (1984, 1988) na základě dat z králického příkopu tuto facii později reinterpretoval jako mělkomořskou, ukládanou v hlubších částech sublitorální zóny – podle asociace fauny do hloubky kolem 100 m. Písčité materiálu měl být do míst s převahou sedimentace aleuropelitů přinášén ojedinělými, extrémně silnými bouřkami. V případě amalgamovaných setů pískovců by se však mohlo jednat o turbidity.

Za zdroj hrubšího detritu je považován západosudetský o., a to v průběhu celého období marinní sedimentace (Klein, 1966, Valečka, 1979, Skoček & Valečka, 1983). Ve starším coniaku dochází k reaktivaci zlomů v oblasti západosudetského o., ke zvýšení přínosu materiálu a značnému nárůstu rozsahu psamitické facie ve srovnání se mladším turonem (Valečka, 1974). Podle Skočka & Valečky (1983) malá variabilita velikosti zrn ve vertikálních profilech svědčí o kontinuální erozi kompenzované výzdvihem.

Přinášený materiál byl podle Skočka & Valečky (1983) během mladšího turonu až coniacu redistribuován unimodálním, příp. bimodálním paleoprouděním. Šikmé zvrstvení orientované kolmo k březní linii je podle nich produkováno tidálními proudy, zatímco zvrstvení orientované sz. – jv. směrem je odrazem působení mořských proudů probíhajících mezi tethydní a boreální oblastí. Podle Uličného (2001) je šikmé zvrstvení pískovců produktem migrace čeřin po povrchu klinoforem delt, které je řízeno unimodálním tidálním prouděním. Mitchell et al. (2010) konstatují pravděpodobnou přítomnost mořských proudů v ČKP v rozsahu mikrotidálu až mezotidálu.



[Obr. 7] – Ojedinelý výchoz coniackých heterolitických bottomsetů, tvořených sledem vápnitých aleuropelitů s tenkými vložkami pískovců se zachovalými čeřinami a hojnými písčitymi „pot-cast“ útvary. Uličný (2001) tuto facii asociuje typicky s H-typem delt; zde případ delty Čes. ráje. Lok. **Mladějov – lom Střeleč** (žel. vlečka). Foto: D. Uličný.

### 3.3 Ekonomický význam

ČKP představuje geologickou jednotku s nejvýznamnějšími zásobami podzemních vod v rámci celé ČR. Podle charakteru zvodnění jí možno rozdělit na tři dílčí oblasti – západní, centrální a východní. Kolektory podzemních vod jsou koncentrovány v záp. a vých. části pánve a dělí se na čtyři základní skupiny (Herčík et al., 1999):

1) **kolektor A** – vázaný z větší části na perucko-korycanské s., místy i na souvrství bělohorské, kde je sloučen do kolektoru AB; 2) **kolektor B** – vázaný na bělohorské s.; 3) **kolektor C** – vázaný na jizerské s.; 4) **kolektor D** – vázaný na teplické, březenské a merboltické s.

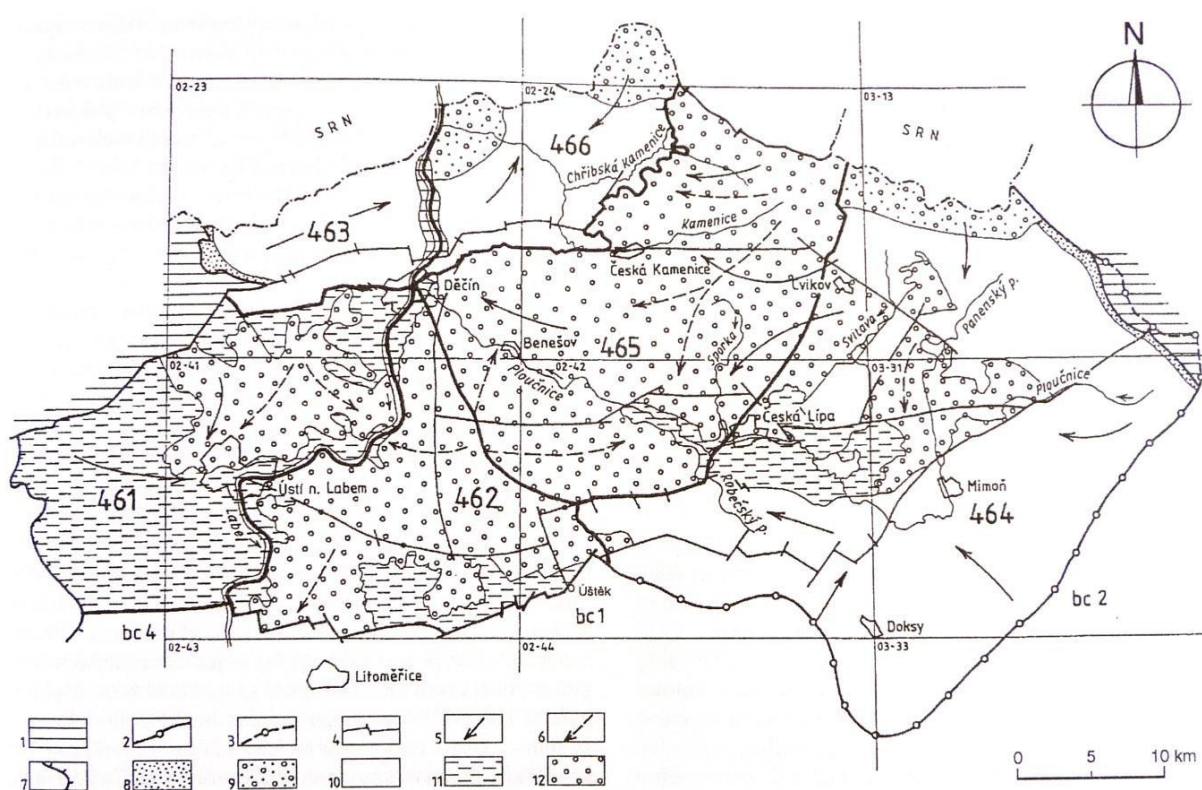
Sz. část pánve tvoří z hydrogeologického hlediska **bilanční celek 3** (křída Čes. středohoří)(Herčík et al., 1999), zahrnující povodí řek Ploučnice, Kamenice a dílčí úseky povodí Labe. Nejvýznamnější kolektory v oblasti jsou A, AB a BC, funkci izolátoru zaujímá



báze bělohorského s. a z větší části teplické a březenské s. Ve stud. oblasti však tyto souvrství tvoří kolektor D, který zde zaujímá největší plošný rozsah, avšak v rámci bc 3 je oproti hlubším kolektorům vyvinut nesouvisle. Díky vysokým mocnostem v blízkosti lužického zlomu na SV se zde nachází vůbec nejmocnější kolektor podzemních vod v Českém masivu.

Křídové uloženiny stud. oblasti nepředstavují ložiskově atraktivní suroviny.

V minulosti probíhal v okolí Kytlice průzkum zaměřený na sklářské a slévárenské písky (Koubek & Čtyřoký, 1969), jejich těžba však nebyla nikdy zahájena. Méně kvalitní písky z „flyšoidní“ facie jsou těženy v lomu v Čes. Kamenici jako stavební plnivo.



[Obr. 8] – Schematická mapa bilančního celku 3 (převzato z Herčík et al., 1999). Vysvětlivky: 1 – předkřídové útvary, 2 – rozvodnice podzemních vod, 3 – rozvodnice povrchových vod, 4 – zlomy, 5 – směr proudění podzemních vod v kolektoru bc, 6 – směr proudění podzemních vod v kolektoru D, 7 – vyklínění kolektoru AB, resp. mocnost pod 10 m, 8 – výchozy kolektoru A, 9 – výchozy kolektoru ABC, 10 – výchozy kolektoru BC, 11 – výchozy izolátorů, 12 – nesouvislé výchozy kolektoru D.

## 4. Metodika a data

Metodicky práce sestává ze dvou hlavních částí – 1) **terénní**, kombinující konvenční přístup (sedimentologické studium výchozů, fotografická dokumentace větších defilé, v malé míře i mikroskopické studium vzorků odebraných v terénu) s instrumentálními metodami (terénní gamaspektrometrie); 2) zpracování **archivních dat**, zahrnující stratigrafické korelace karotážních křivek a vrtných litologických profilů v příslušném softwaru.

Obě části jsou pro výsledek práce v zásadě rovnocenné. Studium archivních dat nabízí díky relativně husté vrtné prozkoumanosti poměrně dobrou představu o podpovrchovém výskytu zájmových stratigrafických jednotek. Naopak, terénní studium těchto jednotek umožňuje vsadit je do určitého sedimentárně-geologického rámce.

### 4.1 Genetická (sekvenční) stratigrafie

#### 4.1.1 Definice a základní pojmy

Sekvenční stratigrafie představuje rozbor vzájemných vztahů mezi sedimentárními faciem v rámci opakujících se, geneticky spolu souvisejících sedimentárních jednotek oddělených plochami reprezentujícími období nesedimentace či eroze, resp. jejich korelovatelnými ekvivalenty (Posamentier et al., 1988, Galloway, 1989).

Základní jednotkou sekvenčně-stratigrafických analýz je **sekvence** – dle Mitchuma (1977) definována jako více-méně konformní sukcese geneticky vzájemně svázaných vrstev oddělených nesouhlasnostmi (diskordancemi) a/nebo jejich korelovatelnými konformitami, označovanými jako **sekvenční rozhraní**. Tyto souvisí s relativními pohyby mořské hladiny. Každá sekvence je odrazem jednoho cyklu zapříčiněného změnami v rovnováze mezi přínosem materiálu a vytvářením akomodačního prostoru (Coe et al., 2002).

Nižší hierarchickou jednotkou vůči sekvenci je **parasekvence**. Ta představuje spojení současně aktivních sedimentárních systému, tedy laterálně se zastupujících facií vznikajících ve stejném čase a oddělených od podloží a nadloží záplavovými plochami, resp. jejich korelovatelnými ekvivalenty (Van Wagoner, 1988). Jednotlivé parasekvence jsou tvořeny vrstvami a sety vrstev a v ještě detailnějším měřítku laminami a sety lamin (sensu Campbell, 1967). Soustava geneticky spjatých facií je označována jako **sedimentární (depoziční) systém** (Fisher & McGowen, 1967).

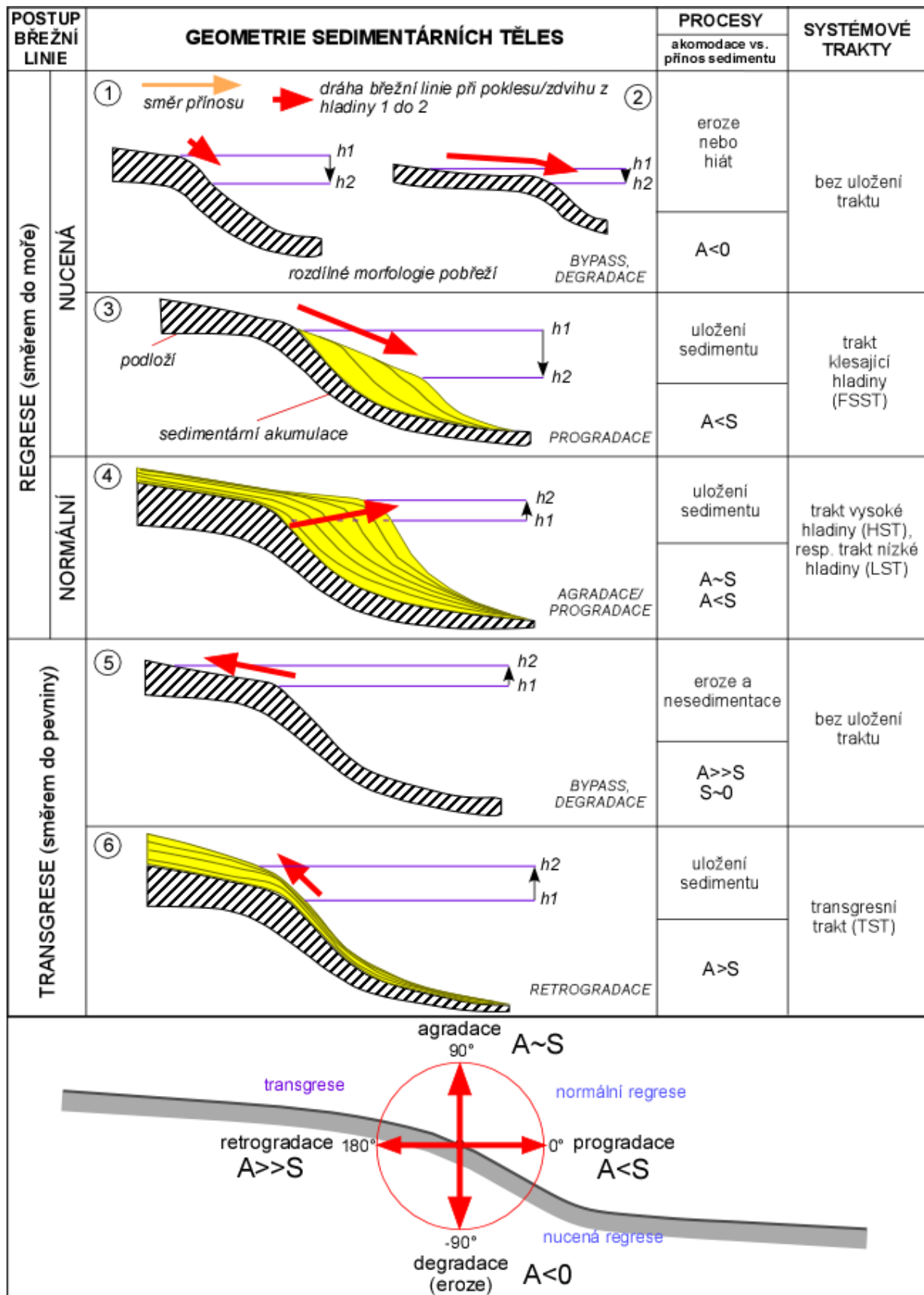
Sled parasekvencí vytváří na základě charakteristického vzorce sedimentace **parasekvenční sety**, které mohou mít charakter progradační a retrogradační, příp. agradační. Progradační p. s. vznikají při dominanci přínosu nad akomodací a představují sukcesi s mladšími parasekvencemi vysunutými směrem do pánve. Retrogradační p.s. za opačných podmínek ustupují směrem k pevnině. V případě agradačních p. s. se jedná o sled parasekvencí uložených nad sebou bez výrazných posunů; míra přínosu materiálu a rychlost akomodace jsou si přibližně rovny (Van Wagoner et al., 1990).

Parasekvenční sety (vždy alespoň jeden) jsou dále uspořádány do idealizovaných **systémových traktů**, odrážejících období mezi jednotlivými oscilacemi v rovnováze mezi přínosem materiálu a akomodací (Coe et al., 2002). Systémové trakty jsou interpretovány na základě porovnání s křivkami relativních změn mořské hladiny (resp. relativních změn erozní báze)(Catuneanu, 2002). Nejčastěji jsou vyčleněny 4 systémové trakty:

1) **trakt nízké hladiny** (angl. „lowstand systems tract“) – probíhá v raných fázích zdvihu hladiny (erozní báze), kdy míra přínosu materiálu výrazně převyšuje míru zdvihu hladiny. LST obsahuje nejhrubší frakce sedimentu, tj. svrch. část nahoru hrubnouceho cyklu v mořských a spod. část nahoru se zjemňujícího cyklu v kontinentálních uloženinách (Catuneanu, 2002). Parasekvenční sety zahrnuté v tomto traktu jsou převážně progradační, příp. i agradační (Coe et al., 2002). Jedním z typických rysů LST je vytváření zaříznutých říčních údolí a amalgamovaných říčních kanálů v kontinentálním prostředí (Posamentier & Allen, 1999). LST je ohraničen diskordancí (a jejími korelovatelnými ekvivalenty) na bázi, a plochou maximální regrese ve stropě (Catuneanu, 2002).

2) **transgresní trakt** („transgressive systems tract“) – probíhá během určité fáze zdvihu hladiny, kdy jeho míra převyšuje množství sedimentu přinášeného do pánve. Diagnostickým rysem TST je retrogradace sedimentárních těles, odrážející se ve vytváření nahoru se zjemňujících cyklů v mořském i kontinentálním prostředí (Catuneanu, 2002). Mořské uloženyiny TST se primárně vyvíjí v mělkém prostředí přilehlém k pobřeží, s korelovatelnými diskordancemi, kondenzovanými a turbiditními a pelagickými uloženinami uloženinami v prostředí offshore (Galloway, 1989). Mělkomořské uloženyiny jsou typické erozivním povrchem („ravinement surface“) a vrstvou transgresního konglomerátu („transgressive lag“). TT je ohraničen na bázi plochou maximální regrese a ve stropě plochou maximální záplavy (Catuneanu, 2002).

3) **trakt vysoké hladiny** („highstand systems tract“) – jeho trvání se kryje s pozdní fází zdvihu hladiny, jehož míra zde vůči objemu přinášeného sedimentárního materiálu poklesá. V mořském prostředí je odrazem sedimentace za HST vytváření nahoru hrubnoucích



[Obr. 9] – Schéma znázorňující vztahy mezi pohybem mořské hladiny (ozn.  $h1$ ,  $h2$ ) a pohybem břežní linie (červená šipka), přínosem sedimentu a vznikem akomodačního prostoru, ukládáním sedimentárních těles a jejich tvarem (žlutá plocha), a vznikem sedimentárních traktů. Základní pojmy jsou rozděleny do skupin odpovídajících pohybu břežní linie – směrem do pevniny (transgrese) a do moře (regrese), resp. ukládání sedimentárních těles – směrem do pevniny (retrogradace), nakládání na sebe (agradace), směrem do moře (progradace). Upraveno podle Helland-Hansen & Martinsen (1996) a Uličný & Špičáková (in press).

cyklů spjatých s přesunem facií v čase směrem do pánve. V rámci celé regresní sedimentární sukcese zaujímá HST spodní část nahoru hrubnoucího cyklu. HST bývá ohraničen na bázi plochu maximální záplavy a ve stropě kompozitním povrchem, zahrnujícím diskordanci, regresní povrch mořské eroze a bazální povrch nucené regrese (Catuneanu, 2002).

4) **trakt klesající hladiny** („falling stage systems tract“) – zahrnuje veškeré vrstevní celky uložené v pánvi během relativního poklesu hladiny, spolu s diskordancí, která je vytvářena ve stejném čase od pobřeží směrem do pevniny (Catuneanu, 2002). Diagnostickým rysem FSST je vznik rychle progradujících těles s offlapem, které jsou časovým ekvivalentem hlubovodních podmořských vějířů (Hunt & Tucker, 1995). FSST bývá zespona ohraničen bazální plochou nucené regrese, svrchu pak subaerickou diskordancí (Catuneanu, 2002).

Někdy je používán i pojem **regresní trakt** („regressive systems tract“), do nějž spadají všechny vrstvy uložené v průběhu ústupu březní linie, čili celá sukcese tvořená uloženinami vysokého, klesajícího a nízkého stavu hladiny. RST je ohraničen na bázi plochou maximální záplavy, ve stropu plochou maximální regrese a je definován jako progradačním stylem sedimentace. V mořském prostředí je jeho odrazem vytváření nahoru hrubnoucích cyklů, považovaných za relativně mělkovodní progradující tělesa (Catuneanu, 2002).

S RST jsou spojovány dva typy procesů, jejichž důsledkem je výrazný pokles akomodace vůči přínosu sedimentu, a to **normální** a **nucená regrese** (obr. 9). Obecně je **regrese** definována jako posun březní linie směrem od pevniny do pánve, doprovázený změlčováním mořského prostoru v sousedství březní linie a progradačním stylem sedimentace (Catuneanu, 2002). V prvním případě je pokles vytváření akomodačního prostoru převyšován množstvím přinášeného materiálu (někdy i za relativního zdvihu hladiny), přičemž je všechn dostupný akomodační prostor vyplněn sedimentem za uložení regresivní sukcese. Naproti tomu u nucené regrese je akomodační prostor zmenšen relativním poklesem hladiny překračujícím míru tektonické subsidence. Variace v množství přinášeného sedimentu v tomto případě nehrají roli (Coe et al., 2002). Protikladem regrese je **transgrese**, definována jako posun březní linie směrem do pevniny, který je řízen zvedáním hladiny za sníženého přínosu sedimentu (např. Catuneanu et al., 2009).

Neodmyslitelným prvkem každého sekvenčně-stratigrafického modelu jsou různé typy stratigraficky významných rozhraní (obr. 10). Každé z nich v zásadě odděluje všechny vrstvy ve svém nadloží od vrstev podloží (Mitchum, 1977). Jako základní jsou vyčleněny následující typy:

1) **Diskordance** („subaerial unconformity“, SU) – představuje plochu nesouhlasnosti vznikající v subaerických podmínkách v důsledku říční eroze, pedogeneze či krasovatění. SU



vzniká nejčastěji jako odezva na pokles erozní báze, může však být i důsledkem eroze pobřeží při transgresi či odrazem klimaticky/tektonicky řízeného zvýšení fluviaální činnosti. Zatímco v subaerických podmínkách znamená ztrátu sedimentárního záznamu a tudíž reprezentuje hiát, směrem do pánve jí odpovídá **korelovatelná konformita** („correlative conformity“)(Catuneanu et al., 2009).

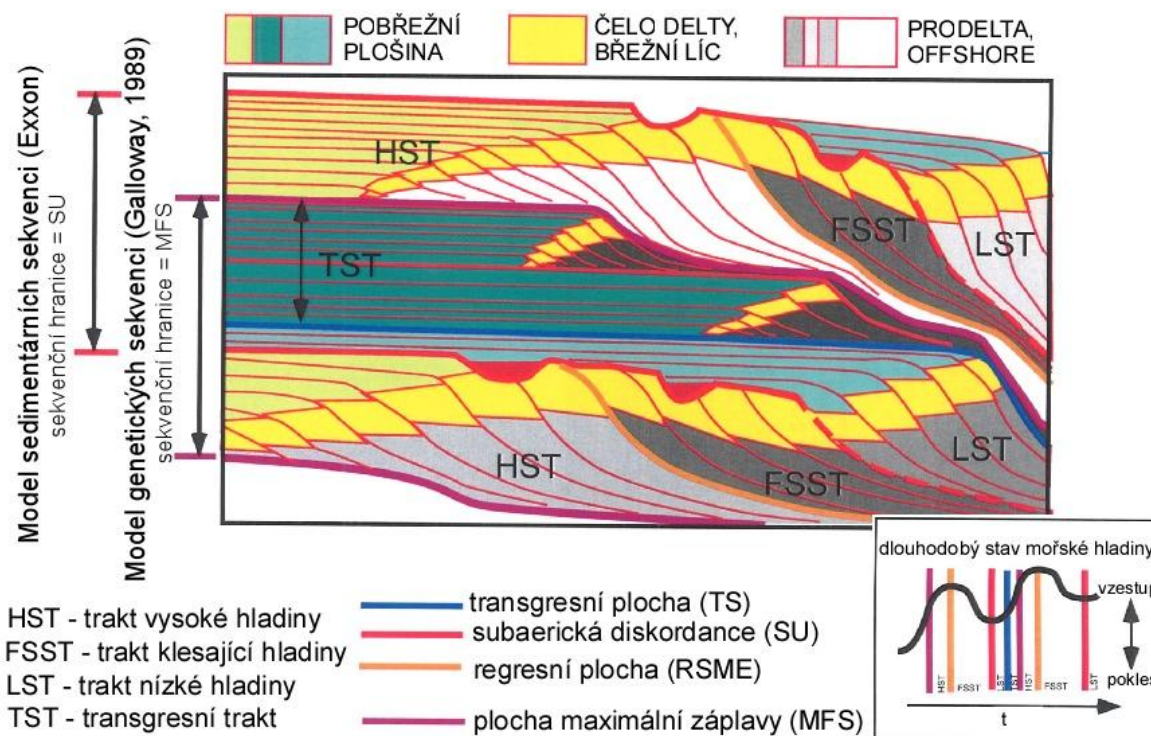
2) **Transgresní plocha** („transgressive ravinement surface“, TS) – erozivní povrch utvářený během transgrese přepracováním materiálu v příbřeží vlněním nebo přílivovo-odlivovými proudy. Tento povrch je značně diachronní, přičemž mládne od pánve směrem k jejímu okraji (Catuneanu, 2002, Catuneanu et al., 2009).

3) **Plocha maximální záplavy** („maximum flooding surface“, MFS) – koresponduje s povrchem mořského dna v době maximálního pohybu březní linie směrem do pevniny a současně představuje moment přechodu z transgresní do normálně-regresní trajektorie postupu březní linie (Zecchin & Catuneanu, 2013). V rámci sekvencí v prostředí s vysokou frekvencí výkyvů mořské hladiny je však MFS špatně odlišitelná od transgresních ploch. Časový interval, během něž hladina moře dosahuje maxima, není přiměřeně dlouhý na to, aby se před následující regresí stihla uložit charakteristická kondenzovaná vrstva (např. Plint & Uličný, 1999). Pozice MFS může být definována buď na základě sedimentačního stylu sekvencí, nebo na základě batymetrických změn. Druhý případ vykazuje větší míru diachronity a jeho načasování závisí i od variací v přínosu sedimentu a subsidenci nejenom v bezprostředním okolí pobřeží (Catuneanu, 2002).

4) **Regresní plocha** („regressive surface of marine erosion“, RSME) – představuje diachronní, směrem do pánve mládnoucí povrch produkovaný erozivní činností vlnění v oblasti příbřeží až vnitřního šelfu během relativního poklesu hladiny. Vznik RSME je spojován s nucenou regresí a nejčastěji se projevuje ostrým nasedáním jemnozrnných na hrubá klastika (Catuneanu et al., 2009, Zecchin & Catuneanu, 2013).

5) **Plocha maximální regrese** („maximum regressive surface“, MRS) – je plocha, na které dochází ke změně trendu posunu březní linie od normální regrese za nízkého stavu hladiny k transgresi. MRS tedy odděluje progradující sedimentární tělesa regresního charakteru od retrogradujících těles transgresního charakteru. Laterálně může MRS vykazovat velkou míru diachronity jako odraz odlišné rychlosti subsidence, resp. přínosu sedimentárního materiálu (Catuneanu et al., 2009, Zecchin & Catuneanu, 2013).

Každé z výše uvedených rozhraní může být vyčleněno v rámci sedimentární sekvence, avšak dva z nich, diskordance a plocha maximální záplavy, jsou chápány i jako **sekvenční rozhraní** („sequence boundary“, SB). Dle definice Van Wagonera et al. (1990) je za SB



[Obr. 10] – Diagram zobrazující sled sedimentárních systému („systémových traktů“), oddělených sérií významných rozhraní. Sekvenčně-stratigrafické modely uvedené nalevo jsou dány odlišným chápáním sekvenční hranice. V modelu Gallowaye (1989), který je používán i v ČKP (Uličný, 2001, Uličný et al., 2009a), zastává roli sekv. hranice plocha maximální záplavy (MFS). Diagram zjednodušen podle Helland-Hansen & Martinsen (1996); upraveno podle Uličný & Špičáková (2006).

považována jediná, chronostratigraficky významná, široce laterálně korelovatelná plocha oddělující všechny litologie v nadloží od těch v podloží.

Vzhledem k rozdílnému výběru stratigraficky významné plochy, které je přisouzen statut sekvenčního rozhraní, je k dispozici několik přístupů k vymezení sedimentární sekvence. Všechny jsou v zásadě odvozeny od prvotního konceptu „seismické stratigrafie“ Mitchuma et al. (1977). V současnosti jsou nejčastěji používány tyto dva:

1) Model **sedimentárních sekvencí** („depositional sequences“), podle kterého je sedimentární sekvence definována jako jednotka ohraničená dvěma diskordancemi, resp. jejich korelovatelnými ekvivalenty (např. Van Wagoner et al., 1988). V případě, že je za korelovatelnou konformitu bráno dno pánve na konci nucené regrese, mluvíme o modelu DS III<sup>4</sup>. V rámci něj chybí samostatně vyčleněný FSST, který je v rámci HST, resp. LST umístěn do úseku reprezentujícího relativní pokles hladiny (Van Wagoner, 1990). Výhodou modelů DS je především nezávislost korelovatelných konformit na rychlosti sedimentace, což z nich

<sup>4</sup> Spolu s DS II a IV (viz srv. v Catuneanu, 2002) sdružen do sekvenčně-stratigrafického modelu, proponovaného geology spol. Exxon (např. Posamentier et al., 1988, Van Wagoner et al., 1988, Hunt & Tucker, 1995).

činí chronostratigrafickou úroveň. Mínusem je špatné rozlišení CC na výchozech menších měřítek, ve vrtech a v karotáži; na druhou stranu je možno pozici CC vyčíst ze seismických dat většího měřítka v intervalu X – X0 m (Catuneanu, 2002).

2) Model **genetických sekvencí** („genetic stratigraphic sequences“), ve kterém jsou jako sekvenční hranice chápány plochy maximální záplavy (Galloway, 1989). Výhodou tohoto modelu je jeho nezávislost na přítomnosti diskordancí v sedimentárním záznamu a tudíž i na relativních změnách hladiny. V případě, že jsou diskordance zaznamenány, mohou být z podstaty tohoto modelu umístěny uvnitř sekvence – nastává tedy situace, kdy jsou v rámci jedné sekvence propojeny vzájemně geneticky nesouvisející vrstvy (Catuneanu et al., 2009). Dalším nedostatkem, jak naznačují Posamentier & Allen (1999), je určitá diachronita MFS – jejich načasování je totiž závislé na rychlosti sedimentace.

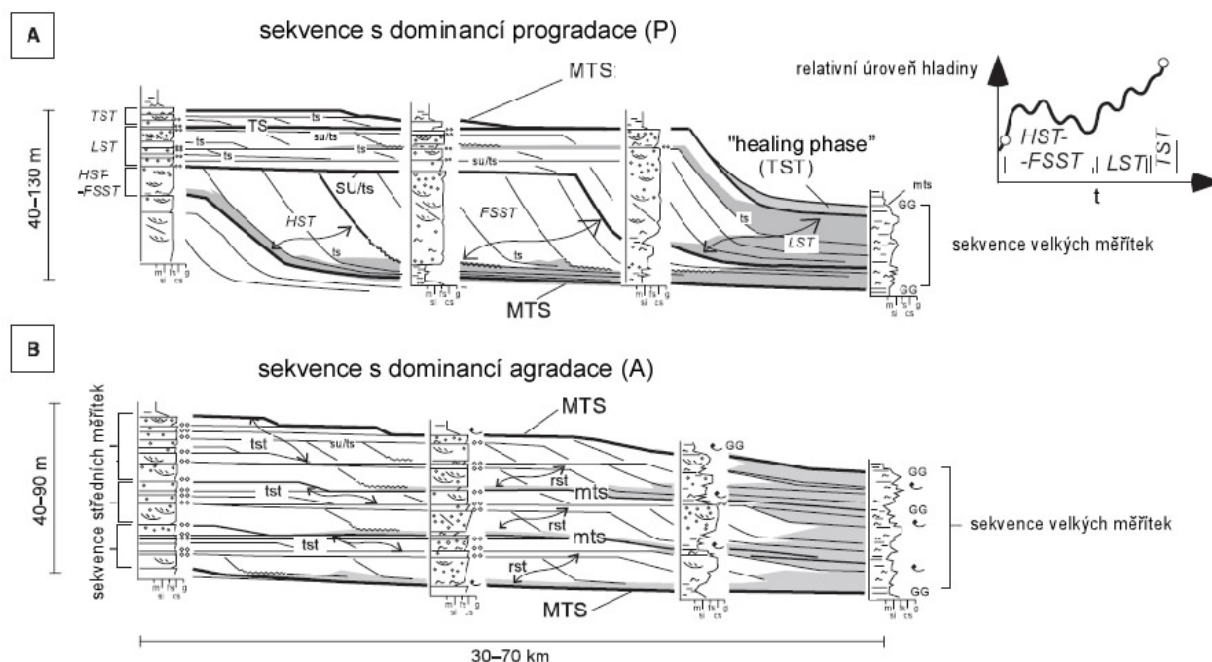
#### 4.1.2 Použití sekvenční stratigrafie v ČKP

Aplikace sekvenční stratigrafie má v podmínkách ČKP poměrně krátkou historii. Důležitost některých stratigraficky významných ploch zdůrazňují již Valečka & Skoček (1990), určitou rekonstrukci transgresně-regresní historie podává např. Čech & Valečka (1991). Jako první však principy sekv. stratigrafie, jak jsou popsány v kap. 4.1.1, uplatňují Uličný & Špičáková (1996) a Uličný et al. (1997).

Sekvenčně-stratigrafický model pro tělesa gilbertovských delt sestavuje Uličný (2001) na základě studia několika typových oblastí. Tento model je založen na terminologii Plinta (1996) v rámci níž je samostatně vyčleněn trakt klesající hladiny (FSST). Ten v častěji užívané koncepci Van Wagonera et al. (1988) zaujímá části traktu vysoké a nízké hladiny (HST, resp. LST). V případech, kdy data neumožňují jednoznačné odlišení normální a nucené regrese, jsou všechny regresní uložení (v rámci HST, FSST i LST) sloučeny do regresního traktu (RST). Jeho báze je tvořena regresní plochou (RSME). Jak uvádí Uličný (2001), přechod RSME do podvodní části sekv. hranice (SB) je obtížné určit v povrchových výchozech, jeho přibližnou pozici je však možno odvodit korelací karotážních dat. Tam, kde nejzazší balík písčitého foresetů vyklíňuje do pánevních aleuropelitů, končí FSST a začíná LST, jak je vymezuje Plint (1996). Následná transgrese přechází přes regresní plochu, čímž dochází k intenzivnímu přepracování plochy diskordance a uložení deltové plošiny, tedy fenoménů spjatých s RST. Transgresní plocha (TS) je tímto amalgamována s regresní plochou (RSME) a současně i plochou diskordance (SU), a tedy zastává i funkci sekv. hranice (SB)(Uličný, 2001).

Vzhledem k faktu, že v sedimentárním záznamu chybí plochy diskordance, je Uličného (2001) alostratigrafický model blízký koncepci „genetických sekvencí“ Gallowaye (1989). Jako hranice oddělující jednotlivé genetické sekvence jsou tedy brány plochy max. záplavy (MFS), které možno v praxi snáze rozeznat a korelovat. Základní celky vyčleněné v rámci modelu Uličného (2001) připomínají parasekvence (sensu Van Wagoner et al., 1988), tedy nahoru se změlčující sled vrstev ohraničený na bázi i svrchu transgresními plochami. Vzhledem k tomu, že v sedimentární historii ČKP nelze vyloučit epizodické poklesy mořské hladiny, které nejsou ve shodě s definicí parasekvence, zavádí Laurin & Uličný (2004) termín „elementární sekvence“. Tyto jsou dále sdruženy do složených sekvencí vyššího řádu („composite sequences“), které od sebe oddělují korelovatelné plochy max. záplavy (MFS). Podle způsobu odezvy na relativní pohyby hladiny mezi dvěma výraznými záplavami, jejichž odrazem je sekv. hranice v podobě MFS, vyčleňují Uličný et al. (2009a) dva koncové geometrické typy složených sekvencí – **progradační** a **agradací** (obr. 11). Tyto jsou v zásadě podobné sed. sekvencím „typu 1“ a „typu 2“ koncepce Van Wagonera et al. (1988), jejich odlišnost, jak je uvedeno výše, spočívá ve stanovení sekv. hranice.

Složené sekvence větších měřítek s dominancí progradace (P) jsou typické výrazným postupem směrem do pánve, přičemž značná část těchto sekvencí je budována offlapujícími



[Obr. 11] – Srovnání sekvencí s dominancí **progradace** (P) a **agradace** (A). Nápadná je výrazný rozdíl v geometrii deltových těles jednotlivých sekvencí ve směr progradace. U P-sekvencí je charakteristický přechod z delty s mělkovodním do delty s hlubokovodním profilem. Prudká změna v geometrii je dána progradací do hlubších vod, kde je větší akomodační prostor dostupný díky topografii dna, utvářené staršími deltovými tělesy v podloží. Upraveno podle Uličný et al. (2009a).

foresety hlubokovodních delt. Tento offlap je vysvětlován jako jako důsledek relativního poklesu hladiny, který svým časovým rozsahem koresponduje dobou ukládání větší části složené sekvence. P-sekvence menšího měřítka se tedy mohou vyskytovat v rámci agradačních sekvencí většího měřítka v důsledku relativních poklesů hladiny, které probíhají v časovém měřítku menším než polovina dominantního cyklu. Transgresní plochy mezi dílčími P-sekvencemi pokrývají svahy offlapujících balíků foresetů, typicky jsou proto seřezávány transgresními plochou „vyššího řádu“, a jejich korelace mezi několika kilometry vzdálenými vrty není možná (Uličný et al., 2009a). Z tohoto důvodu je vyloučeno detailnější členění P-sekvencí na sekvence menších měřítek; P-sekvence větších měřítek jsou rozděleny pouze na základní systémové trakty (LST, TST, HST, FSST)(např. Plint & Nummendal, 2000).

Ve složených sekvencích menších měřítek s dominancí agradace (A) přejímá dominanci nad postupem směrem do pánve agradační styl sedimentace. Ten je typický spíše pro mělkovodní delty jako důsledek zpomalení relativního zdvihu hladiny, resp. jako odezva na zvýšení přínosu klastického materiálu. U A-sekvencí podle Uličného et al. (2009a) není možno určit geometrické systémové trakty, užíváno je pouze dělení sekvencí větších na sekvence středních až menších měřítek. Vysoký litologický kontrast jednotlivých facií v tomto případě dovoluje jejich širší korelace ve větším rozlišení.

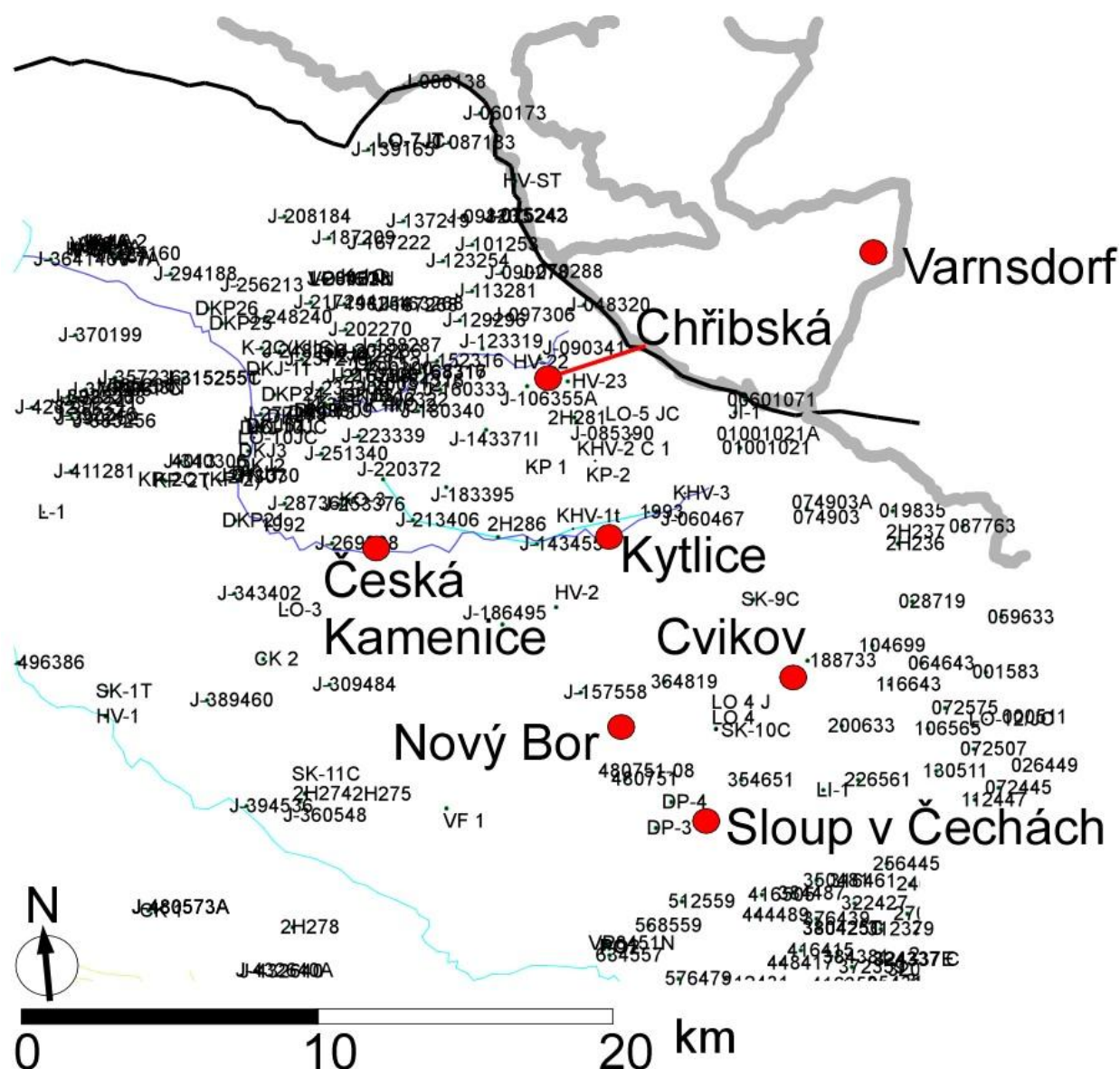
## 4.2 Archivní data

Archivní data použité v této práci pochází z databáze Oddělení tektoniky a geodynamiky GFÚ AV ČR. Jedná se především o karotážní data a litologické popisy z hlubokých vrtů uranového průzkumu z 50. – 80. let, pořízených od s. p. Diamo, Stráž p. Ralskem (viz Rutšek, 1995). Použita byla mj. i data z průzkumných vrtů permokarbonských uhelných ložisek sz. Čech, ve kterých byla karotážní měření prováděna s. p. Geoindustria, Praha. Vzhledem k nedostatečnému pokrytí některých partií stud. oblasti hlubokými vrty bylo potřeba použít i kratší až mělké vrty (hydrogeologické, mapovací, ložiskové). Karotážní data nejkolika z těchto vrtů byla získána v rámci projekt Rebilancí zásob podzemních vod, realizovaného ve spolupráci s Českou geologickou službou. Litologické popisy byly většinou dostupné v ČGS-Geofondu.

V rámci této práce bylo použito 39 vrtů, z toho 35 karotovaných (viz příl. 3), v některých případech i s litologickými popisy vrtných jader; u zbylých vrtů byla zpracována pouze litologie. Korelace mezi vrty na jen základě zaznamenané litologie jsou prakticky vyloučeny, neboť litologické popisy se zaměřují především na zrnitost, barvu horniny a



struktury malých rozměrů; navíc jsou zatíženy značnou subjektivitou autora popisu. Zejména u hydrogeologických vrtů se kvůli hrubému popisu litologie objevují intervaly i několik desítek metrů mocné. Obecně platí, že v litologickém popisu vrtů nemusejí být správně interpretovány stratigraficky významná rozhraní, které je naopak možno dohledat na výchozech, resp. odečíst z výrazných výkyvů v karotážních křivkách. Použití vrtů, obsahujících pouze litologický popis jádra, je tedy podmíněno srovnáním s blízkým terénním profilem, resp. karotovaným vrtem v těsném sousedství. Zásadním je tedy fakt, že ve většině použitých vrtů byla v minulosti provedena karotážní měření.



[Obr. 12] – Úplná vrtná prozkoumanost studované oblasti a jejího okolí. Černá linie představuje tektonický okraj ČKP.

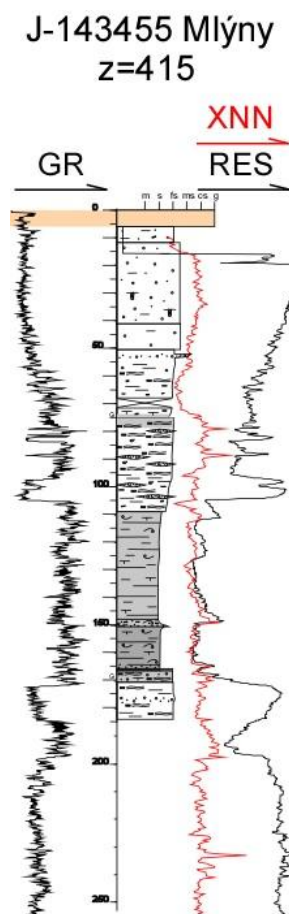
### 4.3 Karotážní metody

Karotáž má v geologii více aplikací, které se podle koncového požadavku dělí na kvalitativní (příp. semi-kvantitativní) a kvantitativní. V podpovrchovém geologickém výzkumu je nejčastěji zapotřebí poznání litologie, avšak v ložiskové a těžební oblasti je využívána řada speciálních metod, umožňující např. i stanovení konkrétního minerálního složení, či petrofyzikálních vlastností (porozita, permeabilita, apod.). Základními metodami pro sledování změn v litologii jsou:

1) **gamakarotáž** (značena GR), která je založena na sledování přirozené radioaktivity hornin. GR-data, která byla k dispozici, obsahují pouze záznam úhrnné přirozené radioaktivity (v  $\mu RTG/min.$  nebo  $cpm$  – počtu impulzů za min.). Obecně platí, že je vhodným proxy pro zrnitost sedimentu díky poměrně velkému kontrastu mezi hrubě zrnitým materiálem (typicky křemenné pískovce) a aleuopelity, příp. jemnozrnnými pískovci s příměsí jílu a prachu (Rider, 1996), které se na GR-záznamu projevují výraznými pozitivními peaky.

2) **odporová karotáž** (RES) je metoda založena na sledování el. odporu (nebo naopak vodivosti) horninového prostředí. Měřenou veličinou je rezistivita (zdánlivý měrný el. odpor, tj. el. odpor vodiče jednotkové délky a obsahu průřezu). Míra vlivu petrofyzikálních vlastností na rezistivitu je vyjádřena faktorem rezistivity horniny ( $F$ ), který je dán její zrnitostí, vytríděním a prostorovým uspořádáním částic, a tedy i porozitou. Vliv má také obsah jílových minerálů, které jsou výrazně vodivé; dalšími proměnnými mohou být míra kompakce, minerální složení a obsah fluid v pórových prostorech. Typické hodnoty rezistivity pro konkrétní zrnitostní frakce neexistují, avšak při rozlišení aleuopelitů a psamitů je možno využít typického kontrastního vzorce, kterým se tyto litologie projevují (Rider, 1996).

Kromě dvou výše jmenovaných bylo za účelem vyhledávání uranu v příslušných vrtech využito celé spektrum karotážních metod, z nichž význam pro tuto práci má ještě **neutronová karotáž** (XNN). Metoda je založena na detekci zpomalených neutronů vyslaných ze zdroje rychlých neutronů (např. Am-Be). Naměřené hodnoty v  $cpm$  jsou nepřímo úměrné množství atomárního vodíku (obsaženého ve vodě a jílových min.) ve vzdálenosti kolem 0,5 m od místa měření. Neutronové karotážní metody jsou využívány kvantitativně k měření porozity, kvalitativně zejména k rozlišení mezi plynnými a kapalnými uhlovodíky obsaženými v pórových prostorech. V kombinaci s hustotní karotáží jsou výborným litologickým indikátorem (Rider, 1996).



[Obr. 13] – Ukázka jednoho z vrtů použitých ke karotážním korelacím. V hlavičce je vždy uveden název vrtu a jeho geografické umístění, a nadmořská výška označena písmenem z. Nalevo od osy s vyznačenou metrází se nachází křivka gamakarotáže, napravo křivky odporové a neutronové karotáže (červeně). Litologický profil je umístěn ve střední části podél osy vrtu.

V této práci byla karotážní data využita výhradně ke stratigrafickým korelacím. Výjimkou jsou pouze vrty HV-21 a 22, ve kterých byl s pomocí hodnot RES stanoven i litologický obsah (viz Brožek, 1978). Směrodatné jsou pro korelace křivky GR a RES (kreslené **černě**), posazené nalevo, resp. napravo od hloubkové metráže vrtu, přičemž hodnoty měřených veličin u každé z metod rostou směrem doprava. Hodnoty GR i RES jsou u klastických sedimentů obvykle funkcí zrnitosti, vytvářejí tedy na první pohled dobře čitelný vzorec tvořený dvěma křivkami stojícími proti sobě. Např. v případě, že v určitém úseku vrtu křivka GR dosahuje maxim, a současně RES minim, lze v daném úseku předpokládat výskyt jemnějších litologií. V případě, že kvalita křivek GR a RES, např. v důsledku potíží při měření, není postačující pro správnou korelaci, jsou srovnávány i křivky XNN (kreslené **červeně** vedle křivek RES).

Pro stratigrafické korelace jsou konkrétní hodnoty veličin zaznamenaných karotážním měřením méně podstatné nežli podobnosti pozitivních, resp. negativních peaků, a lokální trendy vývoje karotážních křivek. Z praktických důvodů byly u korelovaných karotážních křivek odstraněny škály veličin, přičemž některé hladší křivky byly roztaženy – tato manipulace umožnila pohodlnější práci při korelaci i méně výrazných peaků, a nakonec i možnost očividného srovnání mezi korelovanými vrty z pohledu čtenáře.

#### 4.4 Terénní práce

Terénní práce byly prováděny v průběhu března až listopadu 2012, později v průběhu dubna až července 2013. Celkově bylo podniknuto 12 výjezdů do stud. oblasti, zaměřených na detailní sedimentologickou dokumentaci výchozu. Podle potřeby byl změřen i gamaspektrometrický profil a odebrány vzorky hornin k makro- i mikropetrografickému popisu<sup>5</sup>. Zřídka nalezené živočišné makrofosílie byly uchovány pro bližší určení.

<sup>5</sup> Podrobnosti k optické mikroskopii v kap. 4.6



Těžištěm terénních prací byl v první sezóně především průzkum stud. oblasti zaměřený na vyhledání perspektivních, sedimentologicky atraktivních lokalit, a současně dokumentaci výchozů na lokalitách doporučených školitelem Dr. Uličným. Současně s průzkumem bylo prováděno profilování na řadě lokalit napříč stud. oblastí; pokud se později tyto lokality ukázaly jako hodnotné, byly navštíveny opětovně za účelem zpřesnění původních jednoduchých profilů. Vzhledem k užším časovým možnostem této práce byl průzkum zaměřen přednostně na ty coniacké výchozy, které se nachází co nejbližší vrtům použitým ve stratigrafických korelacích.

Profilování bylo prováděno v ideálním případě od paty odkryvu směrem nahoru; v ojedinělých případech však byl kvůli špatné dostupnosti výchozu zvolen opačný postup – tedy profilování sestupně od stropu výchozu. Jednotlivá místa v rámci defilé byla vybrána tak, aby zde bylo možno zdokumentovat co možná nejsouvislejší, tektonikou a svahovými pohyby nepostižený svislý profil. V případě vertikálně nesouvislých výchozů byl profil přesouván na co možná nejmenší vzdálenost kolmo k místnímu směru sklonu vrstev. U každého profilu byly zaznamenány zeměpisné souřadnice, a v jeho počátku (tj. u báze nebo ve stropu), příp. u stratigraficky významných rozhraní, také nadmořská výška; tato byla měřena GPS-zařízením s barometrickým čidlem, resp. chronometrem s barometricky kalibrovatelným výškoměrem. Pokud možno, údaje o nadmořské výšce byly získávány opakovaně pro vyloučení diskrepancí v důsledku změn tlaku vzduchu v průběhu dne. Kalibrace výškoměrů probíhala na místech s úředně ověřenou nadmořskou výškou, odečtenou ze Základní mapy ČR 1:25·000, resp. z elektronické databáze jejich vydavatele ČUZK<sup>6</sup>.

Dokumentace profilu spočívala v popisu litologie v příslušné metráži (zrnitost, přítomnost Qz-granulí a valounů, resp. zrn živců, slíd či litoklastů, a postsedimentární mineralizace), záznamu sedimentárních a biogenních struktur a výskytu makrofosílií. Zřetel byl kladen na zaznamenání zrnitostně výrazně odlišných poloh, které by mohly představovat stratigraficky významná rozhraní. Nezbytná byla také strukturní měření, a to směr a úhel sklonu vrstev, příp. směr defilé či orientace zlomů/puklin, dále měření orientace os korytovitého šikmého zvrstvení, resp. velkých subakvatických dun.

---

<sup>6</sup> Databáze Českého úřadu zeměměřičského a katastrálního dostupná online na: <http://bodovapole.cuzk.cz/>

#### 4.5 Terénní gamaspektrometrie

Účelem použití této metody byla především potřeba srovnání křivky přirozené radioaktivity z dokumentovaného výchozu s křivkami gamakarotáže z přilehých vrtů; nicméně metoda slouží i pro přesné zjištění hodnot přirozené radioaktivity (a jejich nosičů) ve známých litotypech.

Vytypováno bylo několik lokalit, měření však bylo vzhledem k časovým možnostem zrealizováno prioritně v pískovně v Čes. Kamenici. K měření byl použit 256-kanálový gamaspektrometr **GS-256** (výrobce Geofyzika, a.s., Brno). Výstupním údajem byly počty impulzů za dobu měření (v tomto případě 240 s). Data jsou prezentována formou čtyř křivek, z nichž hlavní udává celkovou přirozenou radioaktivitu horniny, další pak draslík, uran a thorium, které se na hodnotě první jmenované podílí největší měrou.

#### 4.6 Optická mikroskopie

Součástí petrografické charakteristiky coniackých hornin, nalézáných napříč stud. oblastí, bylo i odebrání malého množství vzorků k přípravě výbrusů pro optickou mikroskopii. Jelikož v rámci této práce není možno vyčlenit větší prostor petrografickému studiu, bylo zpracováno jen 6 výbrusů, připravených firmou Diatech, spol., s.r.o., Praha. Mikroskopické preparáty byly zkoumány optickým mikroskopem **Nikon Eclipse 8i** na Oddělení tektoniky a geodynamiky GFÚ AV ČR. Fotografie a stručný popis mikroskopických preparátů jsou součástí kap. 5.1 a 5.4.

#### 4.7 Softwarové zpracování dat

V období, kdy vnější podmínky nebyly příznivé pro práci v terénu, avšak i souběžně s ní bylo prováděno softwarové zpracování dat. Po získání prvních terénních profilů byly tyto překresleny do digitální podoby. K tomu posloužil grafický program **CanvasX**, v němž byly zpracovány i stratigrafické korelace. Karotážní data z databáze GFÚ byla do formy vertikálních křivek vykreslena přes program **GD Báze**. K vykreslení a zpracování křivek terénní gamaspektrometrie byl použit program **Grapher 8**. Ružicové diagramy prezentující naměřené směry paleoproudů byly vykresleny volně dostupným programem OpenStereo

0.2.1c<sup>7</sup>. Zeměpisné souřadnice vrtů a terénních okryvů bylo při zpracování potřeba převést z formátu WGS-84 („World Geodetic System '84“) do S-JTSK (Souřadnicový systém jednotné trigonometrické sítě katastrální) nebo obráceně. K převodu dat mezi oběma souřadnými soustavami byly použity jednoduché, volně dostupné programy **WGS84** a **WGS84-JTSK**<sup>8</sup>.

#### 4.8 Příčiny možných dezinterpretací

Před výčtem výsledků praktické části je potřeba poznamenat, že získávání a zpracování dat bylo doprovázeno řadou faktorů, které mohou výsledné interpretace do určité míry zkreslit. Tyto faktory vyplývají na jednu stranu z povahy stud. oblasti, kde byla získávána „fyzická“ data, na druhou z postupu jejich zpracování (spolu s archivními daty).

Charakter terénu ve stud. oblasti je modelován postsedimentární tektonikou, doprovázenou intruzemi vulkanických těles. Ačkoliv jsou zde díky poklesové tektonice zachovány i mladší sledy svrchní křída, je plošné rozšíření jejich výchozů výrazně ovlivněno kvartérní až recentní denudací. Souvislejší výchozy jsou pouze v zařezaných údolích, často jsou však vertikálně nesouvislé a relativně málo mocné. Data jsou tedy získávána převážně z menších výchozů, které nemusejí mít potřebnou výpovědnou hodnotu.

S tektonickým postižením oblasti souvisí i potíže při podpovrchovém výzkumu – ve stratigrafických korelacích se často mezi sousedními vrty ukazují odskoky způsobené zlomovou tektonikou – někdy i v desítkách metrů. Komplikace v korelacích mohou být způsobeny i náklonem některých bloků v důsledku přízlovového vleku – tento problém možno očekávat zejména v sousedství českokamenické zlomové zóny.

V důsledku oligomiocénního riftingu je svrchní křída v Čes. středohoří prostoupěna velkým množstvím bazaltoidních a trachytoidních vulkanických těles. Pronikají-li tato tělesa až k povrchu, mohou paradoxně pomoci – v jejich plášti totiž mohou být i ve vyšších polohách zachovány křídové relikt, které jsou jinak odkryty pouze v údolích. Na druhou stranu, pod povrchem vulkanity vytvářejí žilná tělesa, často subhorizontální ložné žíly pronikající podle vrstevnatosti křídových uloženin. Ideálním místem pro pronik vulkanitů jsou výrazná litologická rozhraní a aleuropelitické polohy. V takových případech dochází ke ztrátě sedimentárního záznamu v místech, která mají pro stratigrafické korelace veliký význam. Vulkano-tektonické zkrácení bývá patrné z rozdílné hloubkové úrovně báze turonu v sousedících vrtech. Těmito jevy byl z použitých vrtů postižen např. J-085390 (Krásné Pole).

<sup>7</sup> Pro detaily o programu viz: <http://www.igc.usp.br/index.php?id=openstereo>

<sup>8</sup> Oba programy ke stažení na: <http://www.geospeleos.com/Mapovani/>

Vrty J-080440 (Sokol) a J-105511 (Polevsko) jsou postiženy do té míry, že nemohly být ke korelacím vůbec použity.

Vzhledem k velmi podobnému stylu sedimentace napříč nejmladším turonem a coniakem je v karotážním záznamu často zachycen podobný, opakující se vzorec s nápadně podobnými peaky. Nezřídka tedy může dojít k záměně stratigrafických jednotek různého stáří na základě nesprávného srovnání porobných peaků. Předejít jí možno srovnáním markerů ve starších stratigrafických jednotkách (např. podle Uličný et al., 2009a), resp. srovnání „problémové“ dvojice vrtů s okolními vrty mimo jejich korelační linii. Další možností je srovnání křivek XNN, které však nejsou dostupny u všech vrtů.

## 5. Výsledky praktické části práce

### 5.1 Obecná litologická charakteristika

Všechny rozsáhlejší výchozy zdokumentované v rámci stud. oblasti jsou budovány rozličnými typy pískovců. Tento fakt je dán jejich relativně vyšší odolností vůči zvětrávání a denudaci oproti aleuropelitům, které povrchové výchozy zpravidla netvoří a jsou zastíženy pouze ve vrtech. Jemnozrnné pískovce se rozpadají snáze, přičemž často tvoří zdálky dobře viditelné ostré zářezy, skalní římsy nebo ústupy ve svahu. Podobně se mohou projevat i štěrkovité polohy, vyvětrávající z okolních středno- až hrubozrnných pískovců.

Základní petrografické vlastnosti kvádrových pískovců, které jsou obecně platné i pro tuto práci, shrnují Skoček & Valečka (1983). Označují je jako křemenné (obsah Qz nad 90%), kde většina klastického Qz (87 – 92 %) je derivována z granitů, malé množství polykrystalických zrn pochází z metamorfitů, křemité litoklasty (rohovce, kvarcity) jsou nehojné (2 – 6%). V pískovcích jsou poměrně častá alterovaná zrna živců (do 2,5%). Těžké minerály jsou obsaženy v malém množství (0,06 – 0,6%), z toho prům. do 52 % představují ultrastabilní minerály (zirkon, rutil, turmalíny). Většina zrn spadá do rozmezí 0,2 – 0,7 mm, max. velikost zrn dosahuje 2 až 4-násobek průměru. Frakce pod 0,1 mm je zastoupena okrajově (do 5%). Majoritně jsou zastoupena subangulární až suboválná zrna (průměrně do 75%).

Z hlediska zrnitosti je možno vyčlenit tři základní litologické skupiny, které byly zachyceny takřka na všech dokumentovaných výchozech.



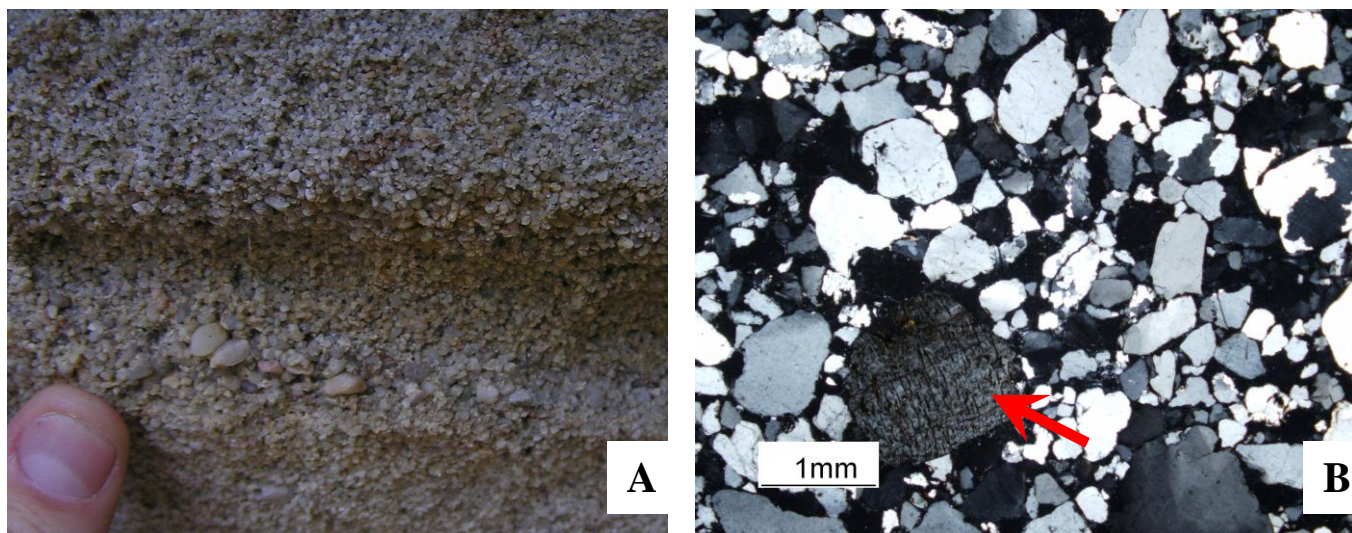
**[Obr. 14]** – Subhorizontální vrstva konglomeratického pískovce. Hrubozrnný materiál pochází patrně z deltové plošiny přepracované při transgresi. Podobné štěrčíkovité polohy mohou obsahovat granule od 2 mm až po valouny první cm veliké. Zrnitost těchto poloh je dána zrnitostí materiálu dostupným v dané části destruované deltové plošiny. Lok. **Mlýny – údolí Bělé**.

**Konglomeratický pískovec, drobnozrnný konglomerát až konglomerát** (obr. 14) představují minoritně zastoupenou litologii, avšak pro potenciaální stratigrafický význam jí je věnována zvýšená pozornost. Nejčastěji se jedná o výraznou příměs granulí v matrix středno- až hrubozrnného pískovce. Granule velikost kolem 2 mm až valounky jsou obvykle zaoblené až polozaoblené, méně subangulární, velikosti do 8 mm, nad 10 mm méně hojné. Polohy takovýchto konglomeratických pískovců bývají zpravidla oproti nadloží ostře ohraničeny, zatímco odspodu je v rámci středno- až hrubozrnných pískovců i několik desítek cm mocný pozvolný přechod s přibýváním frakce nad 2 mm. Méně časté jsou oproti nadložním i podložním vrstvám ohraničené polohy tvořené převážně frakcí nad 2 mm. Oproti předchozímu případu jsou tyto polohy v zásadě hrubozrnnější s významným podílem granulí nad 10 mm, často v malé míře obsahující i valouny velikosti do 2 cm. Křemenné valouny této velikosti se však nikdy nevyskytují volně rozptýlené v pískovcích. Kromě křemenných granulí a valounů se v konglomeratických polohách mohou vyskytovat i litoklasty aleuropelitů či zrna živců (často kaolinizovaná) obdobné velikosti. Někdy je v těchto polohách zachováno šikmé zvrstvení, poukazující na přepracování vlněním (Uličný, 2001); tento fenomén však ve stud. oblasti nebyl zdokumentován.



Mimo výše popsaných případů, kdy jsou konglomeratické polohy rozšířeny i laterálně a mají tedy charakter sedimentární vrstvy, mohou být v rámci středno- až hrubozrnných pískovců koncentrovány na bázi lamin korytovitého šikmého zvrstvení nebo v laminách zrnitoků. Frakce nad 2 mm může také vyplňovat chodby vzniklé činností organismů.

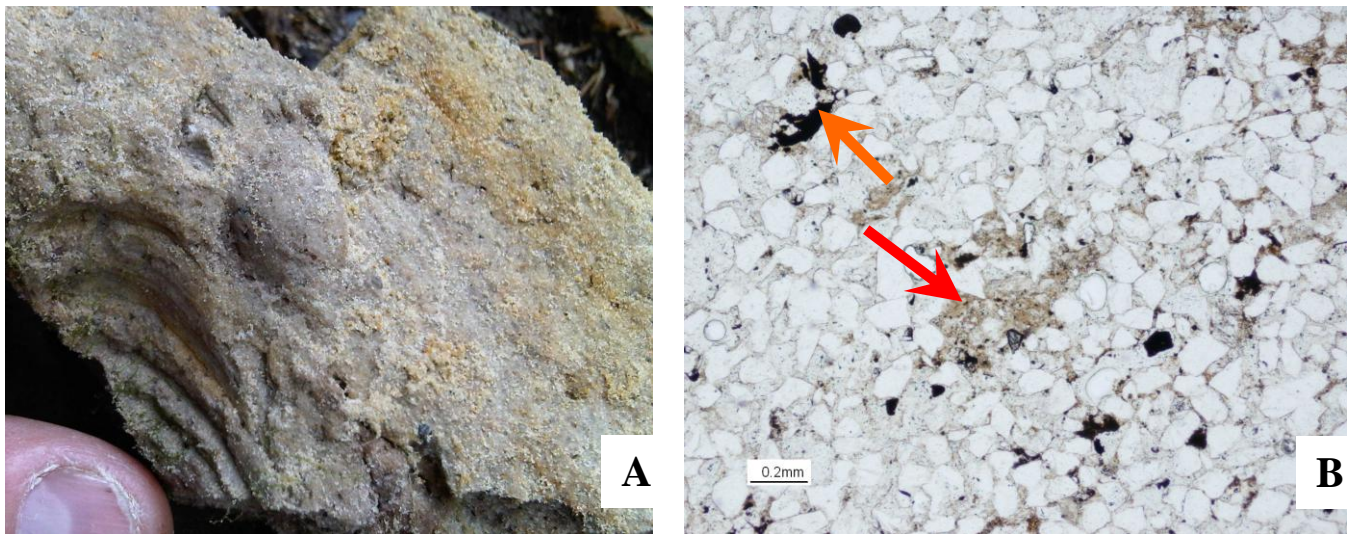
**Střednozrnný, středno- až hrubozrnný a hrubozrnný pískovec** (obr. 15) jsou litologie, které v stud. oblasti výrazně dominují. Často se jedná o středně až špatně vyříděný materiál, obsahující příměs jemnozrnného písku až prachu, nebo naopak frakce nad 2 mm. Typickým rysem je příměs zrn živců. Vertikálně se tyto litologie mohou střídát i bez faciálních přechodů, a to buď formou střídání zmíněných zrnitostí mezi sousedícími vrstvami či v rámci jedné vrstvy, příp. v setech šikmého zvrstvení mezi jednotlivými laminami. Hrubší materiál bývá koncentrován na bázi setů nebo na bázi jednotlivých lamin. Typickým pro tyto litologie je intenzivní přepracování prouděním, doložené častým výskytem korytovitého šikmého zvrstvení různých rozměrů. Častá je i subparalelní laminace. Některé horizonty mohou být řídkce bioturbovány (přítomny jsou obvykle chodby *Ophiomorpha*), někdy mohou obsahovat i dutiny po schránkách mlžů. V mnoha případech bylo pozorováno porušení primární laminace patrně v důsledku likvidizace, příp. při úniku živých organismů.



[Obr. 15] – A) Detail hrubozrnného pískovce s příměsí granulí, zde akumulovaných na bázi setu TCB. Lok. **Radvanec – Údolí samoty**. B) Mikrofotografie hrubozrnného pískovce z lok. **Svojkov – Modlivý důl**. Hornina je tvořena subangulárními až mírně zaoblenými klasty křemene; větší klasty mohou být až zaoblené. Dominují monokrystalické, v menší míře se vyskytují polykrystalické agregáty křemene. Relativně hojně jsou alterované živce velikosti do 2 mm (označen šipkou), ojediněle jsou přítomny i drobné úlomky muskovitu.

**Jemnozrnný a jemno- až střednozrnný pískovec** (obr. 16) jsou podobně jako předchozí hrubozrnnější litotypy zastoupeny poměrně hojně. Vyřídění bývá dobré až velmi dobré, na druhou stranu však tyto pískovce často obsahují příměs prachu a jílu. Ojediněle

mohou být přítomna i hrubá zrna, či frakce nad 2 mm. Časté jsou přechody do střednozrnného pískovce. Velmi dobře vytríděné velmi jemnozrnné pískovce mívají ostrou bázi, kterou nasedají na hrubozrnné až konglomeratické pískovce. Ze sedimentárních struktur opět dominuje korytovité šikmé, příp. subparalelní zvrstvení. Primární struktury jsou však v mnoha případech pouze reliktní, setřeny intenzivní bioturbací (nejčastěji chodby *Ophiomorpha* a *Thalassinoides*). Vyskytovat se mohou i dutiny po vyloužených schránkách mlžů nebo jejich fragmentech.



[Obr. 16] – A) Detail jemnozrnného pískovce s otiskem části schránky inoceramidního mlže z lok. **Krásné Pole**. B) Mikrofotografie téže horniny.

Hornina vystupuje v ~0,9 m mocné vrstvě v nadloží střednozrnného pískovce. Je tvořena převážně subangulárními klasty křemene do 0,3 mm. Hojná je jílovito-prachovitá příměs (ozn. červenou šipkou), která je soustředěna do drobných shluků roztroušených v základní hmotě. Hornina obsahuje do 5% uhelných, patrně fusitových klastů (ozn. oranžovou šipkou), které jsou viditelné i makroskopicky (max. velikost až 1,5 cm). Ve svrchní části je vrstva přepracována prouděním záp. směru. Poloha by mohla představovat turbidit usazený na bázi přechodného typu delty (korelace na vrt KP-1 a výchozy v údolí pod Křížovým bukem, viz řez 3).

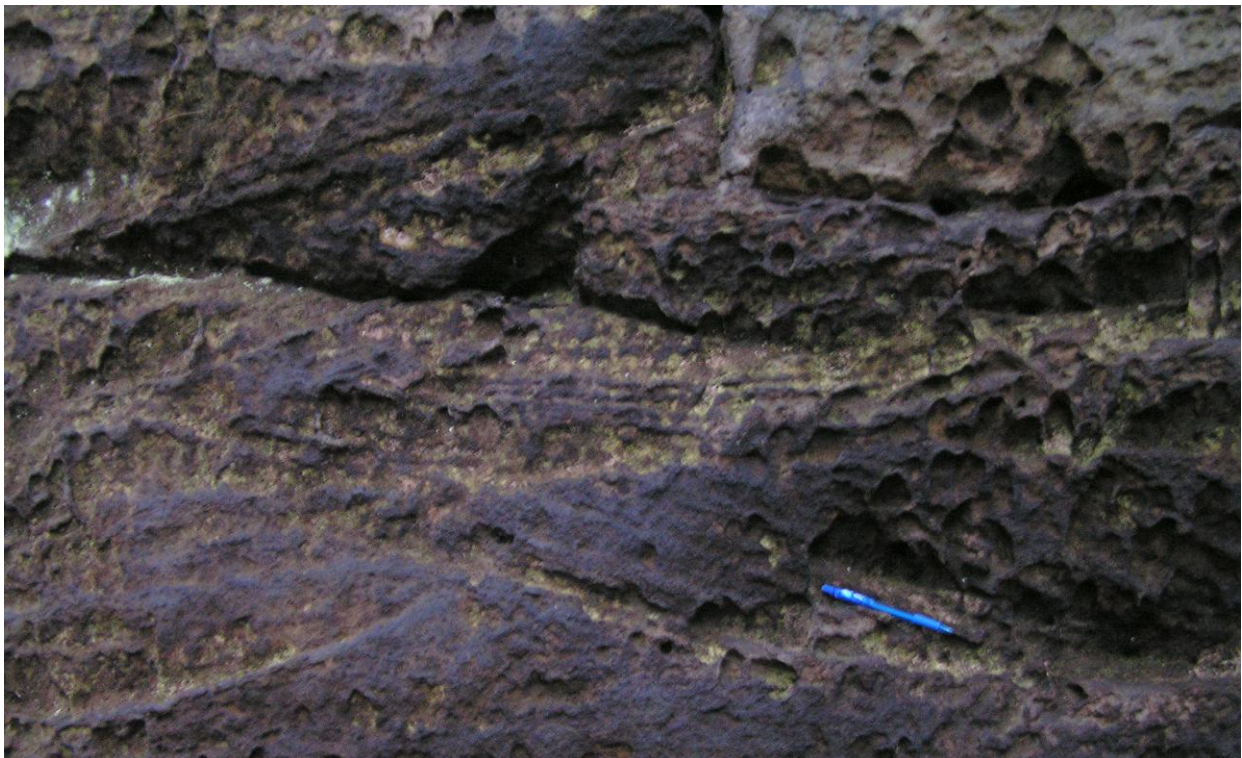
## 5.2 Sedimentární struktury a procesy jejich vzniku

Dokumentované sedimentární struktury lze rozdělit do dvou kategorií: 1) primární, vznikající v souvislosti s ukládáním sedimentu a jeho následnou redistribucí a mechanickým přepracováním vlněním či prouděním; 2) struktury likvidace (zkapalnění) (angl. „soft-sediment deformation structures“, SSDS). V češtině jsou označovány jako synsedimentární deformační struktury, ačkoliv se jedná o struktury raně postsedimentární.



### 5.2.1 Primární struktury

Nejčteněji zastoupenou sedimentární strukturou je na dokumentovaných výchozech **korytovité šikmé zvrstvení** („trough cross bedding“, TCB). Podle řezu se na projevuje buď jako sety přibližně rovnoběžných lamin, nebo má podobu konkávně prohnutých lamin („koryt“). Směr úlonu jejich osy představuje směr paleoproudu, který je vytvářel. TCB je odrazem migrace dun se sinusoidálně zakřiveným hřbetem po povrchu foresetů. Konkávní tvar lamin TCB je výsledkem sedimentace na zakřiveném povrchu čela duny, resp. erozí dříve uložených vrstev při postupu předsunuté části zakřiveného hřbetu následující duny.



[Obr. 17] – Přibližně 0,5 m široké a 10 – 20 cm mocné, seřezávající se sety TCB na lok. **Dol. Prysk – Pustý zámek**. Tento typ šikmého zvrstvení, který se na odkryvech vyskytuje velice často, je produktem migrace dun se zakřiveným hřbetem. Přesun dun zabezpečovalo intenzivní tidální proudění (Valečka, 1979a).

V terénu bylo TCB dokumentováno na většině profilů. Mocnost setů TCB se obvykle pohybuje v rozmezí 15 – 25 cm k šířce prvních X0 cm (do 1 m). Zaznamenány byly i relativně mělké a široké sety TCB, a naopak drobné sety mocnosti do 5cm a šířky do 0,5 m (obr. 17). TCB je přítomno ve všech typech litologií od jzP po Kg, převažuje však v szP a szP – hzP, kde díky příměsi frakce nad 2 mm (granule Qz, živce, litoklasty) jsou na bázích setů a lamin TCB vytvářeny akumulace hrubšího materiálu (obr. 18). Laminy se nezdávkou vyznačují inverzní gradací, která je typická pro zrnitosti.

Strukturami, které se v terénu vyskytovaly řidčeji, jsou složená šikmá zvrstvení („compound crossbedding“ sensu Harms, 1975), označovaná i termínem **kosety** („cosets“).



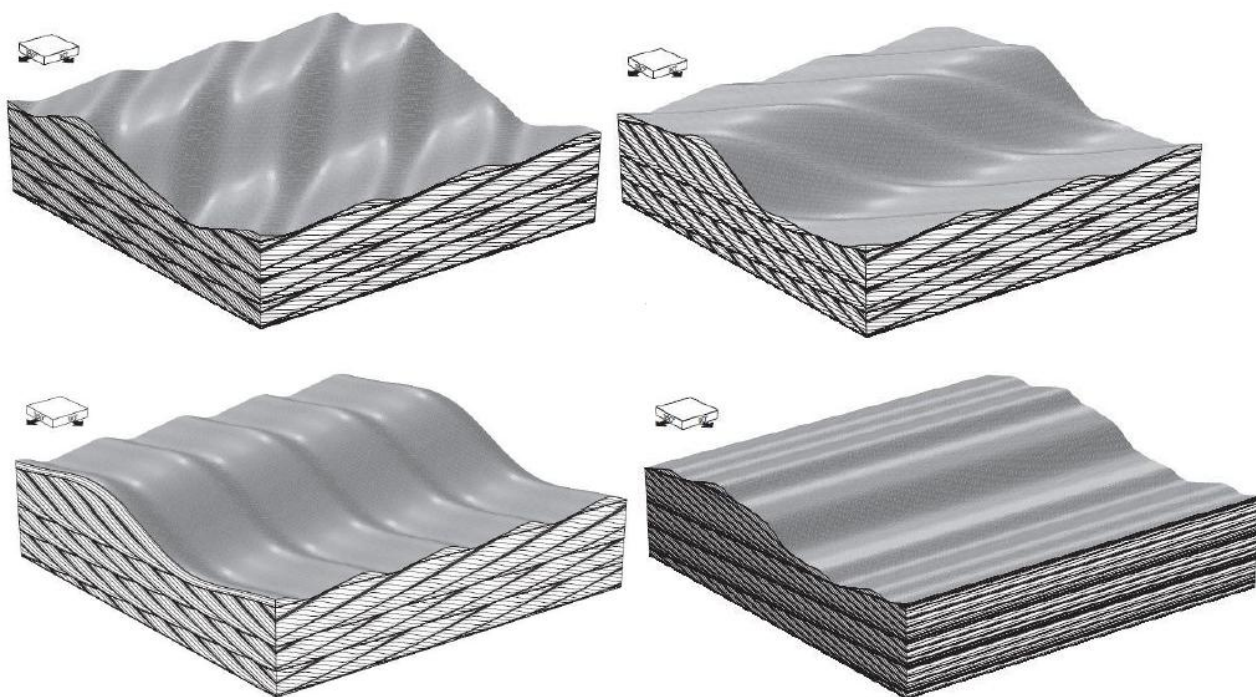


[Obr. 18] – Sety korytovitého šikmého zvrstvení s akumulacemi hrubého písku až granulí křemene nad 2 mm u báze. Tyto akumulace představují uložení drobných znotoků na spádové straně dun. Lok. **Radvanec – Údolí samoty**.

Podmínkou vývoje složených šikmých zvrstvení je vznik erozní plochy na spádové straně duny. Na této ploše dochází k seřezání podložních lamin a vzniku dvou oddělených systémů šikmého zvrstvení (Rubin, 1983). Složená šikmá zvrstvení mohou vznikat dvěma způsoby:

1) **superpozicí dun** v důsledku migrace menších dun po větších, která probíhá různými způsoby (obr. 19) v závislosti na charakteru proudění. Rekonstrukci morfologie těles a směru proudění umožňují dvě výsledné struktury – za prvé erozní plocha, vznikající seřezáváním větší duny v podloží při migraci naložených menších dun; za druhé se jedná o šikmé zvrstvení ukládané na spádové straně naložených dun. Speciálním typem zvrstvení, vznikajícím jako produkt migrace složených dun, je tzv. „scaloped crossbedding“ (Rubin 1983)(obr. 20).

2) prostřednictvím **reaktivačních ploch** následkem krátkodobých změn ve směru proudění, které jsou dány především slapovými jevy ovlivňujícími přílivovo-odlivový (tidální) režim. Tidální proudy představují místy dominantní proces, způsobující intenzivní přepracování usazeného materiálu. V ideálním případě by rychlost a doba trvání přílivových a odlivových proudů byla stejná, čili v rámci jednoho přílivovo-odlivového cyklu by nedocházelo takřka k žádnému výslednému přemístění vodních mas nebo sedimentu – tento případ však je však ojedinělý. Nejčastěji však deformace tidální vlny v příbřežních oblastech a topografie



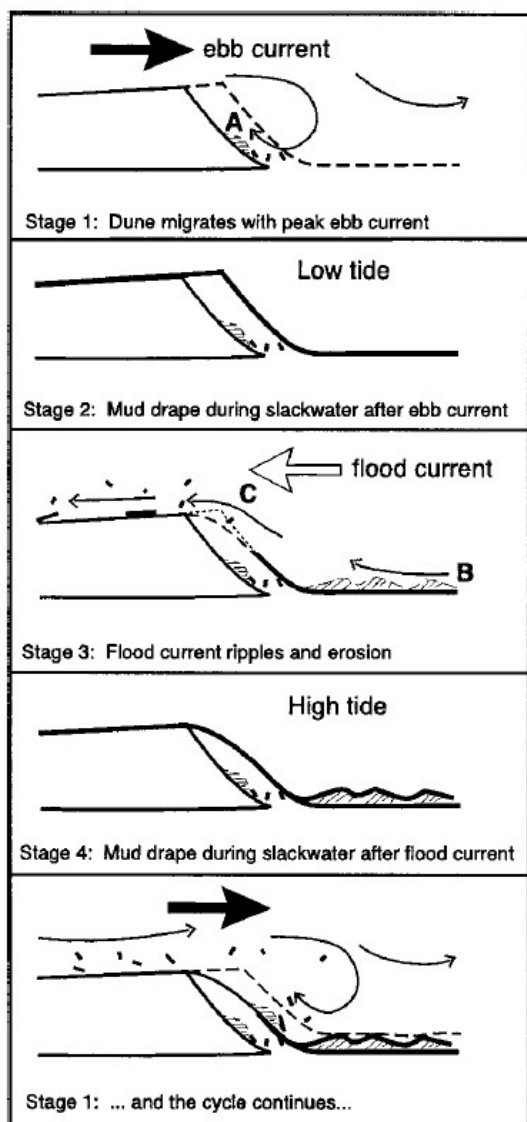
[Obr. 19] – Vznik kosetů prostřednictvím migrace menších dun po větších. Převzato od Rubin (1987). dna způsobují nepoměr mezi přílivovým a odlivovým proudem, z nichž jeden se stává dominantním a druhý podřízeným. Ve směru dominantního proudu již probíhá i transport materiálu (Dalrymple, 1992). Základem kosetů tvořených reaktivací ploch jsou tidální svazky, vznikají sedimentací na spádové straně duny ve směru dominantního proudění (např. Terwindt, 1971). Mechanismus vzniků tidálních svazků je popsán u obr. 21 (Visser, 1980).

Netypickou primární strukturou je také velkorozměrné korytovité šikmé zvrstvení (obr. 22), interpretované jako produkt migrace **velkých subakvatických dun**. Podobné struktury mohou být součástí tidálních šelfů s velkou mírou klastického přínosu, nacházejících se v sousedství delt s dominancí proudění Meckel (1975). Podle Johnsonova & Baldwinova (1996) členění písčitých akumulací tidálních proudů, tato facie spadá do kategorie příbřežních



[Obr. 20] – Složené šikmé zvrstvení typu „scalped crossbedding“. Typické lžicovité seřezání podložního setu je patrné v levé části snímku. Lok. **Mlýny – lesní divadlo**. Foto: D. Uličný.





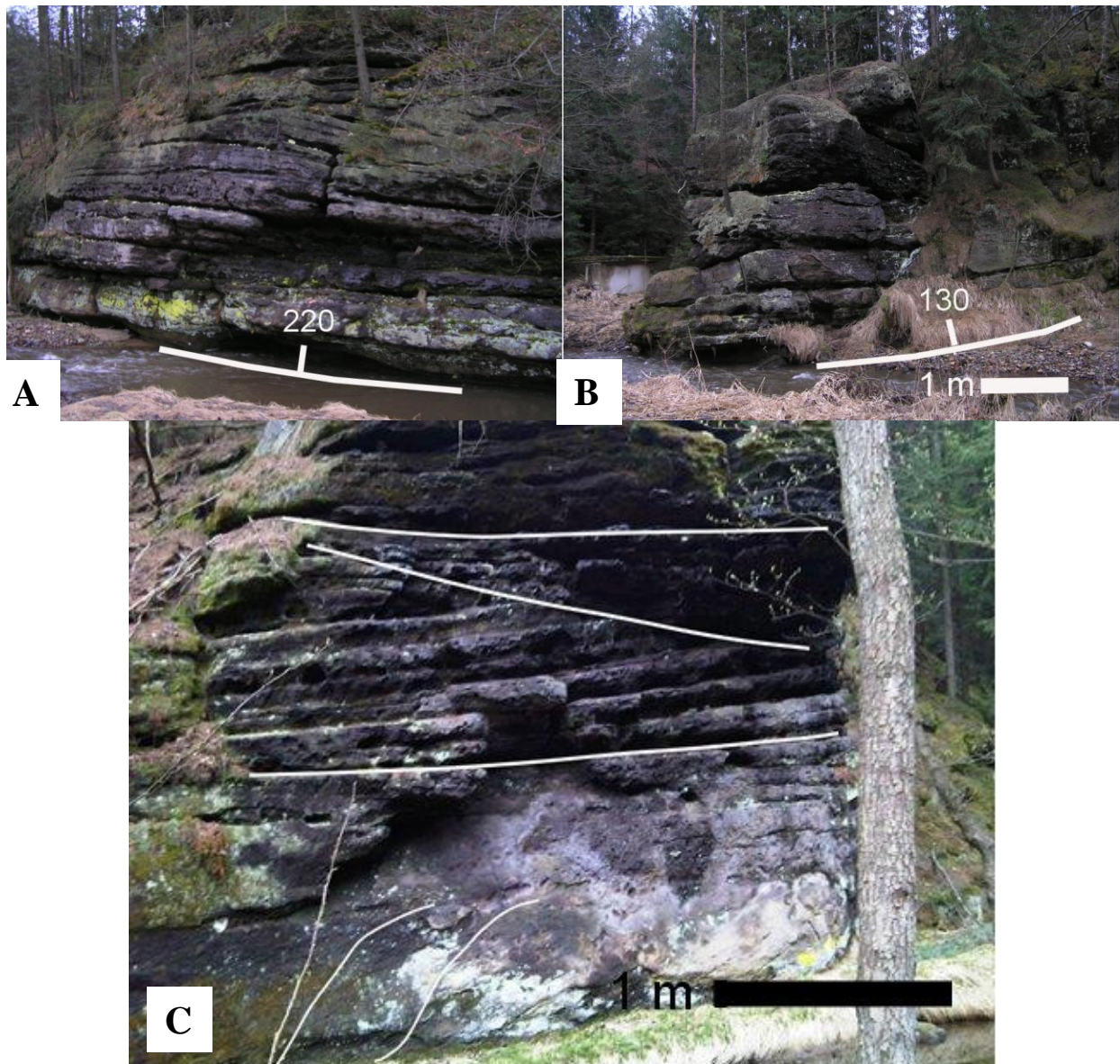
[Obr. 21] – Schéma vzniku kosetů prostřednictvím reaktivních ploch. Převzato od Visser (1980).

písečných hřbetů („shoreline-associated sand ridges“). Z hlediska morfologie bedforem vznikajících za působení tidálního proudění, se podle terminologie Ashley (1990) jedná o velké duny (10 – 100 m šířky, ~5 m výšky). Alternativním označením jsou „písečné vlny“ („sandwaves“)(sensu Johnson & Baldwin, 1996). Oba termíny popisují rozměrné subakvatické duny, vznikající při rychlosti proudů větší než 65 cm/s. Jak dokazuje modelování Mitchella et al. (2010), taková rychlost proudění je v podmínkách ČKP reálná.

Výskyt této facie je v odkryvech omezen na oblast Kytlice. Studium dun na zdejších lokalitách je poměrně obtížné. Rozměry šikmého zvrstvení, na základě kterých jsou tyto duny interpretovány, se mohou pohybovat od několika m do prvních desítek m, proto jejich odkrytí

v celém rozsahu je ojedinělé. Právě rozměry šikmého zvrstvení, spolu se strmým úklonem lamin (i přes 15°) je odlišují od foresetů čela delty. Tvar šikmého zvrstvení je korytovitý, což souvisí se seřezáním původně zakřivených hřbetů podobně jako u malých dun. Někdy je uvnitř TCB přítomno sigmoidální zakřivení lamin Sled několika seřezávajících se setů rozměrného TCB byl dokumentován na lok. Mlýny – křižovatka (obr. 22 C), v okolí žel. stanice Mlýny, nedaleko lesního divadla, a ve Francouzských dolinách. Není jasné, zda tato facie byla zastižena také ve vrtech; z popisu litologie jádra není možné odlišit, zda se jedná o pískovce foresetů či velkorozměrných dun. Obdobná je patrně i karotážní odezva obou facií.

Spolu s TCB je nejhojnějším typem primární struktury tzv. **subparalelní laminace** (SPL)(obr. 23) vznikající za nadkritického toku ve svrchním proudovém režimu. Směr úklonu lamin SPL je shodný s úklonem klinoformy, na jejímž povrchu vznikají. SPL je typickou strukturou foresetové části delt, v jiných faciích nebylo zaznamenáno. Mocnost setů SPL se pohybuje obvykle v prvních cm, max. kolem 20 cm. Časté jsou přechody tohoto typu



[Obr. 22] – A, B) Dvě ramena velkorozměrného šikmého zvrstvení, rozdělené lesní cestou. V tomto případě se jedná o typický exemplář takovéto struktury, široký do 50 m a mocný ~5 m. Ze směru úklonu ramen je odvozen azimut osy koryta TCB ( $175^\circ$ ). Výchoz je orientován z. – v. směrem. Lok. **Mlýny – ústí Francouzských dolin**. C) Sléd několika seřezávajících se setů velkorozměrného TCB. Azimut osy těchto setů činí  $171^\circ$ , resp.  $225 - 250^\circ$ . Laminy v bazální vrstvě, ačkoliv to z tohoto obrázku není patrné, se vyznačují sigmoidálním zakřivením. Výchoz je orientován s. – j. směrem. Lok. **Mlýny – závěr údolí pod Kříž. bukem**. Tyto a podobné rozměrné TCB jsou interpretovány jako velké subakvatické duny.

zvrstvení do TCB, jehož sety jsou obvykle poměrně široké a mimořádně mělké (první cm). Kombinace SPL a TCB by mohla být dokladem interakce proudu transportujícího materiál dolu po svahu klinofomy a mořských proudů mírně šikmého směru, které tento materiál zčásti redistribuovaly ve formě dun.

Další z primárních struktur svrchního proudového režimu představují **backsety** (obr. 24), někdy se vyskytující pouze jako reliktů v homogenizované mase písku. Vznik backsetů je Uličným (2001) dáván do souvislosti s migrací hydraulického nebo granulárního skoku



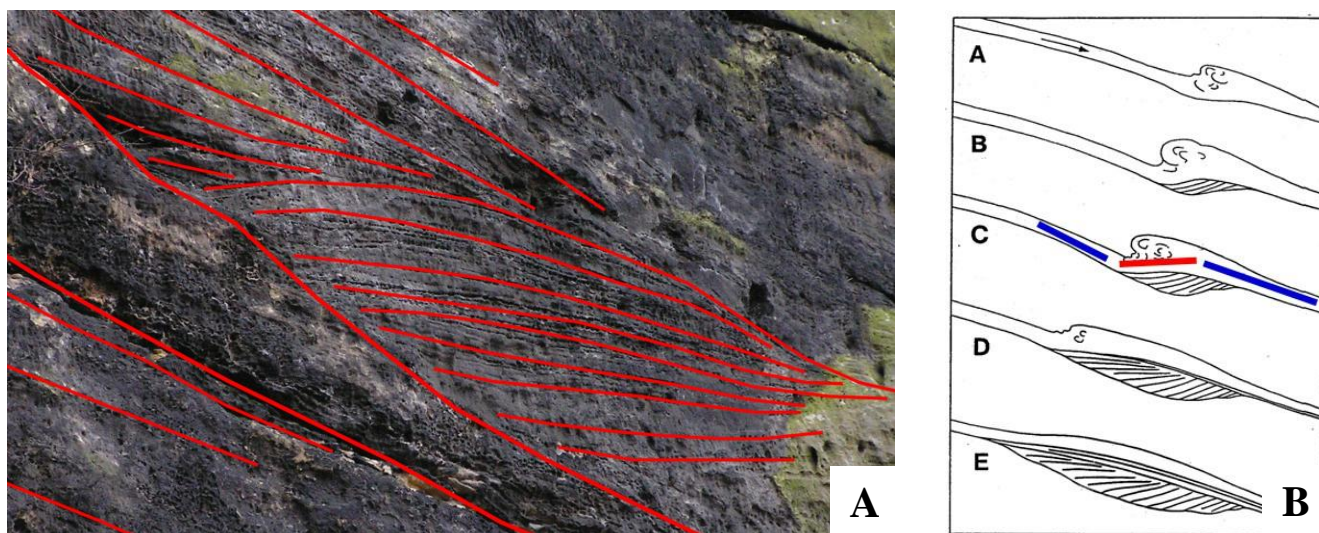


[Obr. 23] – Foresety se subparalelní laminací, vznikající ve svrchním proudovém režimu. Mocnost jejich setů zde činí přibližně 10 cm. Lok. **Dol. Prysk – Pustý zámek**.

směrem proti svahu za nadkritického toku (svrchní proudový režim)(Nemec, 1990b).

Typickým rysem uloženin s backsetovou laminací je nahoru se zjemňující zrnitost (experimentálně Jopling & Richardson, 1966). Dalším charakteristickým rysem je agradační subparalelní laminace překrývající backsety a svědčící o opětovném ustanovení nadkritického režimu proudění po dovyplnění konkávní topografie, příp. erozního žlabu (Uličný, 2001). Backsety představují primární strukturu vznikající agradační lamin z proudící suspenze (např. Cartigny, 2012). V minulosti však byl jejich vznik vysvětlován ukládáním z nesoudržných pseudolaminárních úlomkotoků, přecházejících i do proudů turbulentního charakteru (Nemec, 1990b).

Podle Uličného (2001) jsou turbulentní proudy hlavním mechanismem transportu po svazích delt. Dojde-li v určitém místě na svahu k hydraulickému či granulárnímu skoku, vzniká příhodná situace pro ukládání backsetů, a to jak přímo na povrchu foresetů, tak uvnitř **svahových žlabů** (sensu Prior & Bornhold, 1990)(obr. 25, 39). Uvnitř svahových žlabů je přítomna backsetová laminace, na základě čehož Uličný (2001) oběma těmto strukturám připisuje obdobnou genezi. Svahové žlaby se od prostých backsetů liší typicky destrukcí původního povrchu foresetů, příp. podložních žlabů, čímž mohou vznikat i amalgamované svahové žlaby (viz např. Tomanová, 1998).



[Obr. 24] – A) Backsetová laminace uvnitř klinoforem odkrytých pod **skalním hradem ve Sloupu**. Laminy šplhající proti sklonu foresetů jsou zvýrazněny červenými liniemi. B) Schéma mechanismu vzniku backsetů. Postupné stěhování hydraulického skoku proti svahu umožňuje agradaci protisměrného zvrstvení. Modrou čarou jsou označeny úseky, ve kterých je tok superkritický; červená čára označuje úsek se subkritickým tokem. Ve fázi D a E nastává vyplnění prolákliny a obnovení svrchního proudového režimu v plném rozsahu. Převzato z Massari, 1996.

Častým jevem u backsetů a svahových žlabů je vznik SSDS malého měřítka – málo soudržný, vodou nasycený materiál jejich výplně je silně náchylný k likvefakci a s ní spřízněné fluidizaci, a to patrně v důsledku zatížení nebo stříhu při rychlé sedimentaci v nadloží. Procesy likvidizace, jak uvádí Uličný (2001) mohou být důvodem, že je vnitřní backsetová stavba kanálů setřena. Materiál v nejsvrchnějších částech svahových žlabů však může být v malé míře přepracován prouděním, čehož dokladem je přítomnost TCB. Takový případ byl nalezen např. na lok. Křížový buk (příl. 10).

### 5.2.2 Struktury likvidizace

Struktury likvidizace (zkapalnění) jsou výsledkem přechodné transformace sedimentu do stavu připomínajícího kapalinu, kdy jednotlivé klastické částice pozbývají vzájemného kontaktu (Nichols, 1995). Likvidizace sedimentu v sobě zahrnuje dva dílčí procesy, které mezi sebou v různé míře interagují: 1) **fluidizace**, tj. proces zvodnění sedimentu působením externě dodávaných pórových fluid, která při proudění vzhůru způsobují ztrátu statických kontaktů mezi zrny a jejich přechodné setrvání v suspenzi, přebírající funkci podpůrné stavby (Nichols, 1995, Owen, 1996); 2) **likvefakce**, tedy proces transformace saturovaného granulárního materiálu z pevného do zkapalněného stavu v důsledku nárůstu tlaku pórové kapaliny, příp. za působení stříhu (Obermeier et al., 2002). Zrna vystavená vibracím nebo stříhu v odezvě





[Obr. 25] – Detail bazální partie výchozu z obr. 39. Názorná ukázka báze rozměrného erozního žlabu s hrubozrnnou výplní (obr. 40) zařezaného do podloží – v tomto případě subparalelně zvrstveného jemno- až střednozrnného pískovce. Lok. **Radvanec** – **Panenská skála**.

na stres vzájemně kolidují a jsou tak krátkodobě nadnášená v pórovém fluidu (Nichols, 1995). Podle spouštěcího mechanismu se rozlišuje **vibrační**, resp. **střížná likvifikace**.

Obermeier et al. (2002) považují deltové vějíře za velice náchylné k likvidizaci. Důvodem jsou příznivé parametry jejich uloženiny – šikmo zvrstvené, porézní, vodou nasycené písky jsou silně predisponovány k vzniku SSDS; význam má i střídání propustných a nepropustných vrstev (Owen & Moretti, 2011, Montenat et al., 2007). Příčiny vzniku SSDS lze v zásadě rozdělit do dvou kategorií - seismické a neseismické (přílivové, resp. silné bouřkové vlnění, náhlé pohyby podzemních vod, a zatížení při rychlé sedimentaci)(viz Owen & Moretti, 2011).

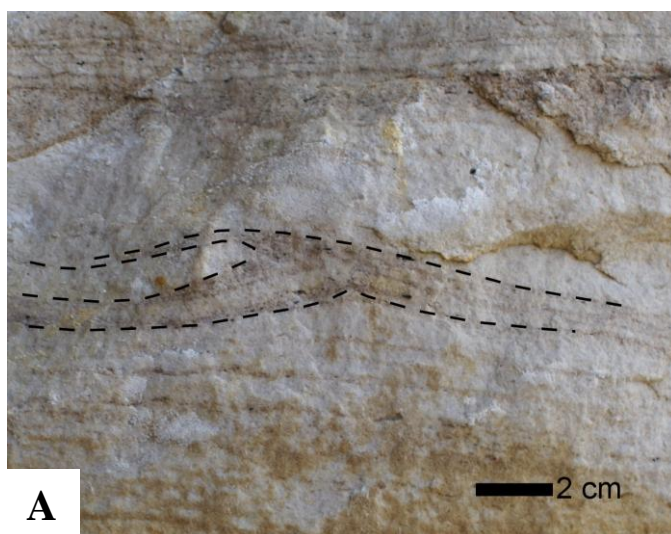
Skupina **deformačních** struktur (pův. zkr. SSDS) je definována na základě jejich vzniku deformacemi nezpevněných sedimentů. K nim dochází krátce po jejich uložení relativně rychlými připovrchovými procesy, a to v důsledku přechodného oslabení soudržnosti nezpevněného sedimentu či přítomností napětí v připovrchové vrstvě (Owen et al., 2011). V podstatě se jedná o spektrum konvolutních a únikových struktur, nacházejících se jak v oblasti foresetové či bottomsetové (obr. 26, 27), tak ve výplni erozních žlabů. Vznik těchto struktur je výsledkem souhry procesů likvefakce a fluidizace. Nejčastějším procesem zkapalnění je patrně střížná likvifikace, ke které dochází v důsledku zatěžování nedávno uložených, nesoudržných a vodou saturovaných uloženin při rychlé sedimentaci v jejich nadloží. Zmenšení objemu pórů a reorganizace uspořádání částic posléze vede k vzestupnému proudění uvolněné pórové vody, tedy procesu fluidizace. Zatížení nadložím je jako příčina deformací interpretována tehdy, je-li doloženo postižení zatěžované vrstvy, i jejího nadloží.



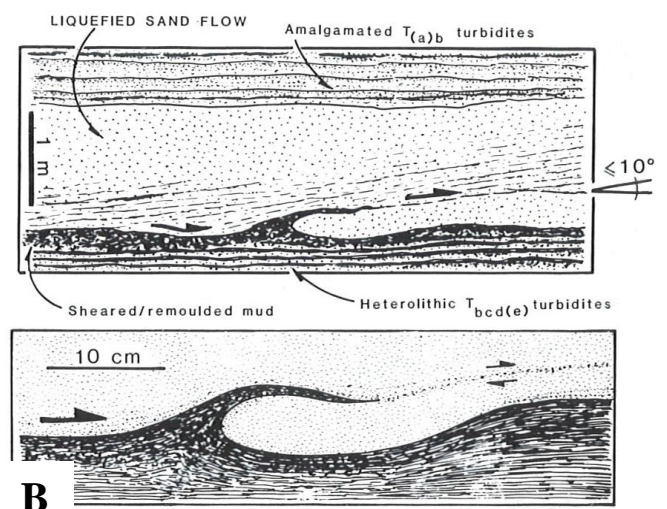


[Obr. 26] – Rozměrné konvolutní zvrstvení tvořené střídáním širokých synforem oproti užším antiformám, představujícím fluidizační dráhy. Zprohýbaná jílovitá poloha, oddělující dva balíky turbiditních pískovců, je v tomto případě deformována zřejmě v důsledku zatížení nadloží. Příčinou náhlého a nerovnoměrného zatížení, iniciujícího procesy likvidizace, byla rychlá sedimentace z turbiditního proudu procházejícího nadloží. Bílou šipkou je označena vrstva pískovce s fusity, oddělující foresety spodního deltového tělesa od heterolitických bottomsetů svrchního.

Pokud je nad deformovanou vrstvou uložena vrstva bez SSDS, jako je tomu např. v příp. zvlněných setů SPL (obr. 29), přichází v úvahu tektono-seismický původ těchto struktur. Takové „seismity“ by vznikaly procesem vibrační likvidifikace.



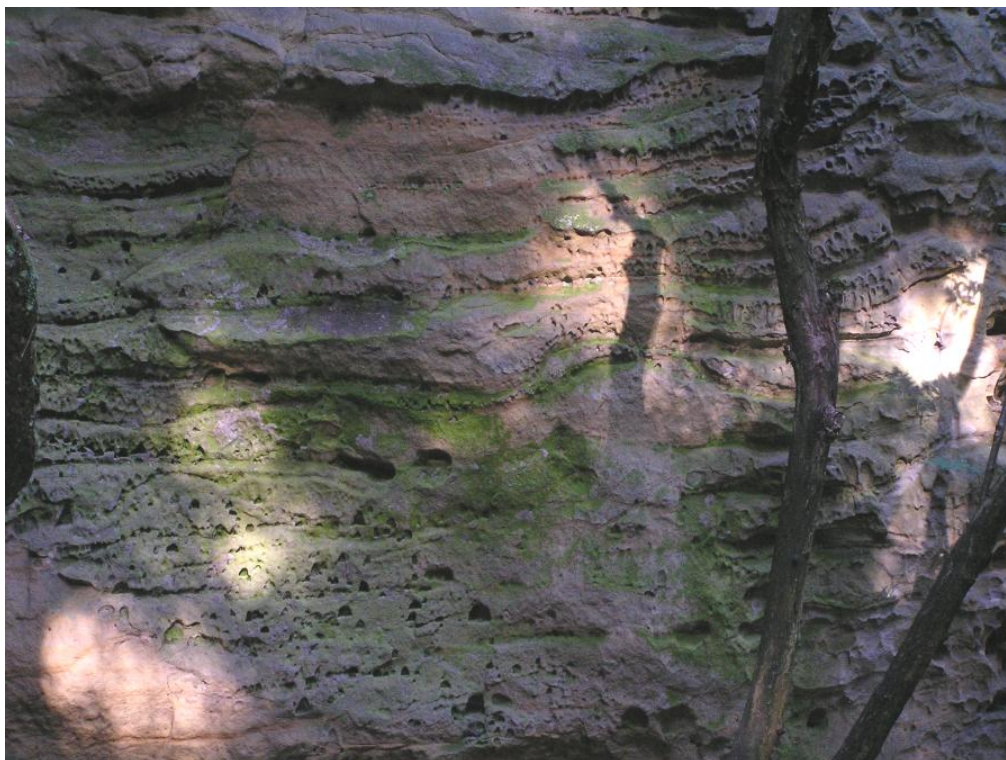
A



B

[Obr. 28] – A) Plaménková struktura uvnitř vrstvy pískovce v heterolitických bottomsetech, usazené z turbiditního proudu. Lok. Čes. Kamenice – pískovna. B) Schéma vzniku obdobných struktur podle Nemece (1990b). Plaménkové struktury zde vznikají ve spodní části nekohezivního likvidizovaného znotoku, který dokončuje svůj pohyb po svahu pozvolným klouzáním. Plaménky zatěžovaného podloží tedy představují zárodky jakýchsi sřížných pásů.





[Obr. 29] – Zvlněná původně subparalelní laminace uvnitř klinoform hlubokovodní delty sloupského skalního města. Jelikož z okolitého kontextu nevyplývá zatížení nadložím, mohlo by se v tomto případě jednat o likvidizaci způsobenou přechodem seismické vlny. Lok. Svojkov – Modlivý důl.

### 5.3 Biogenní struktury

Biogenní struktury – **ichnofosílie** – představující stopy činnosti živých organismů, byly dokumentovány na řadě výchozů napříč stud. oblastí. Ve všech případech se jednalo o různé druhy chodeb, které jsou popsány níže. Činnost organismů byla v některých polohách evidentní v důsledku značného porušení až absence primárních sed. struktur, samostatné chodby ale nebyly rozlišitelné. Ichnofosílie je možné využít jako dobré indikátory prostředí sedimentace. Detailnější analýza ichnostaveb však není předmětem této práce. V pořadí podle četnosti nálezů byly dokumentovány tyto ichnofosílie:

***Ophiomorpha*** – jedná se o vertikální a subvertikální, někdy horizontální větvené chodby tvaru písmene Y průměru obvykle 1 – 2 cm, dosahující až několika dm délky. Výplň chodeb je tvořena materiálem substrátu, někdy hrubším materiálem z nadložních vrstev, typická je výstuž stěn tvořena jílovitými peletami. Tyto původně fekální pelety sloužily ke zpevnění chodeb budovaných v nesoudržném substrátu (Frey et al. 1978). Na výchozech se nachází ve středno- až hrubozrnných, méně často i v jemnozrnných pískovcích. Výplň chodeb je bez vnitřní struktury, což vypovídá o pasivním způsobu sedimentace řízeném gravitací (Pemberton et al. 1992). Ichnorod *Ophiomorpha*, řazen do skolitové, resp. cruzianové



**[Obr. 30]** – Fosilní stopa *Ophiomorpha* s dobře zachovalou výstuží z jílovitých pelet v jemno- až střednozrnném pískovci klinoforem. Lok. **Arnultovice – obchvat**.

ichnofacie (Rotnicka, 2005), představuje dobrý indikátor prostředí – vyztužené vertikální chodby převažují v prostředí s vyšší energií (Frey et al. 1978).

*Thalassinoides* – představují horizontální chodby válcovitého tvaru, někdy eliptického průřezu, větvcí se ve tvaru písmena Y. Vyplněny jsou materiálem substrátu, vůči kterému jsou zřetelné i navzdory velmi tenké, někdy až chybějící vyzdívce (Rotnicka, 2005). Její absence je umožněna vrtáním v soudržném, jemnozrnném materiálu, kde není potřeba zpevnění proti zborcení (Howard & Frey 1984). *Thalassinoides* náleží do glossifungitové ichnofacie (Bromley et al., 1990), vyskytující se v jílovcích, prachovcích a jemnozrnných pískovcích v nízkoenergetickém prostředí, kde vlastnosti substrátu zajišťují odolnost vůči vlnění a proudění. Za jejího původce, stejně jako *Ophiomorphy*, je považován drobný callianassidní korýš.

*Conichnus* – jsou vertikálně orientované chodby kuželivitého tvaru s kónickým prohnutím lamin bioturbovaného substrátu. Stopa je partna zejména tehdy, když porušuje laminy šikmého zvrstvení, jejichž konce v místě porušení ohýbá směrem dolů – narodzil od fluidizačních struktur, které laminaci ohýbají směrem nahoru. Její původce je interpretován jako mořská sasanka (Pemberton et al., 1992). Tato stopa byla zdokumentována pouze na několika výchozech, kde velikost jednotlivých zástupců dosahovala do 20 cm.

*Arenicolites* – jedná se o chodby tvaru písmene U, na vrstevních plochách se projevující jako blízká dvojice vstupních otvorů. Ve stud. oblasti byly dokumentovány v jemno- až střednozrnných pískovcích, ve kterých byly patrné díky prozeleznění původně zřejmě jílovitých povlaků stěn chodeb. *Arenicolites* je považován za typicky mělkovodní druh ichnofosílie, avšak jsou známy i případy hlubokovodních výskytů (Bromley & Asgaard, 1979). Původcem těchto stop mohou být larvy hmyzu, červi či drobní korýši, obývající vysokoenergetická, intertidální a přibřežná prostředí (Rindsberg & Kopaska-Merkel, 2005).





[Obr. 31] – Deska jemno- až střednozrného pískovce s jílovito-prachovitou příměsí, úlomky dřev a propletenými chodbami *Thalassinoides* na svrch. vrstevní ploše. Intenzivní bioturbace je dokladem kolonizace masivních písčitých poloh usazených z turbiditních proudů v meziobdobí klidnější sedimentace. Lok. **Čes. Kamenice – pískovna.**



[Obr. 32] – Konkávně prohnuté laminy šikmého zvrstvení, interpretované jako úniková stopa *Conichnus*. Lok. **Radvanec – Půlnoční stráň.**

#### ***Chodby se štěrkovou***

***výplní*** – mívají charakter ostře ohraničených (není to však pravidlem), protažených a vertikálně orientovaných útvarů dlouhých do 15 cm a širokých do 4 cm. Výplň je

tvořena hrubozrnějším materiálem než okolní substrát (hrubozrným pískem a granulemi) a je bez vnitřní struktury. Tyto stopy se obvykle nachází na bázi hrubozrných poloh, ze kterých pronikají do podloží o odlišné zrnitosti, přičemž sem vnášejí hrubší materiál z nadloží. Není však výjimkou, že výrazná hrubozrná poloha v nadloží chybí. Díky tomu se však lze



domnívat, že v určitém období v nadloží bioturbované vrstvy sedimentoval hrubší materiál, který byl pozdějšími procesy přepracován a v sedimentárním záznamu se nezachoval.



**[Obr. 33]** – Společenstvo prozeleznělých páru patrně vstupních otvorů ichnofosílie *Arenicolites* v jemnozrnném pískovci. Lok. **Dol. Prysk – Vesnička**.

#### *Teredolites* –

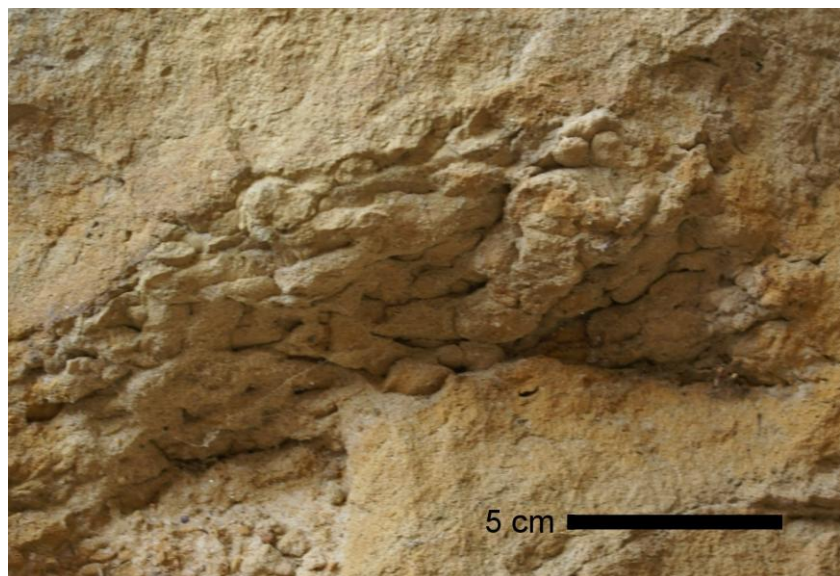
představují pervasivní stopy v izolovaných, resedimentovaných úlomcích dřev. Za původce těchto stop se považují zavrtávající se mlži,

využívající kusy dřev jako oporu. Tyto ichnofosílie bývají spojovány s různými typy substrátů od nezpevněných po litifikované (Bromley et al., 1984, Savrda, 2005). V rámci studované oblasti byly jeden exemplář nalezen v pískovně v Čes. Kamenici (obr. 34)

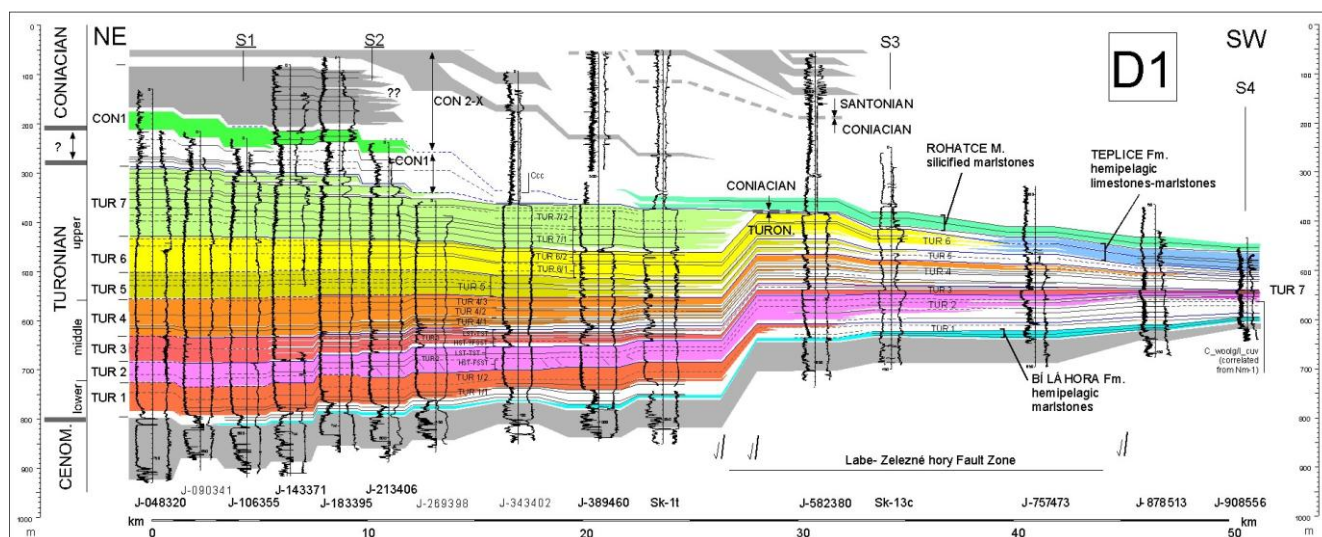
**[Obr. 34]** – Ichnofosílie *Teredolites*. Lok. **Čes. Kamenice - pískovna**.

## 5.4 Sedimentární facie a architektury

Přístup ke studiu sedimentárních architektur a facií a jejich klasifikaci vychází z představy, že



v případě většiny klastických těles progradujících do pánve od jejího tektonického okraje, se jedná o uložení delt (obr. 35). Tyto jsou obecně chápány jako sedimentární tělesa živena terestrickým přínosovým systémem ústícím do mořské nebo jezerní pánve a způsobující progradaci březní linie (Nemec, 1990a, obr. 36). Klasifikace delt může být založena na různorodých kritériích, z nichž jedním je i dominantní zrnitost (Corner et al., 1990).



**[Obr. 35]** – Stratigrafický řez založený na korelaci karotážních křivek z práce Uličného et al. (2009a). Řez je orientovaný sv. – jz. směrem, tedy zhruba paralelně s generálními směry progradace klastik od tektonického okraje směrem do pánve. Tento a další korelační řezy jsou základem pro detailní geneticko-stratigrafické studium výplně ČKP, jehož cílem je vyčlenění genetických sekvencí (zde TUR1 – CON1), oddělených výraznými záplavovými plochami, a interpretace transgresně-regresní historie.

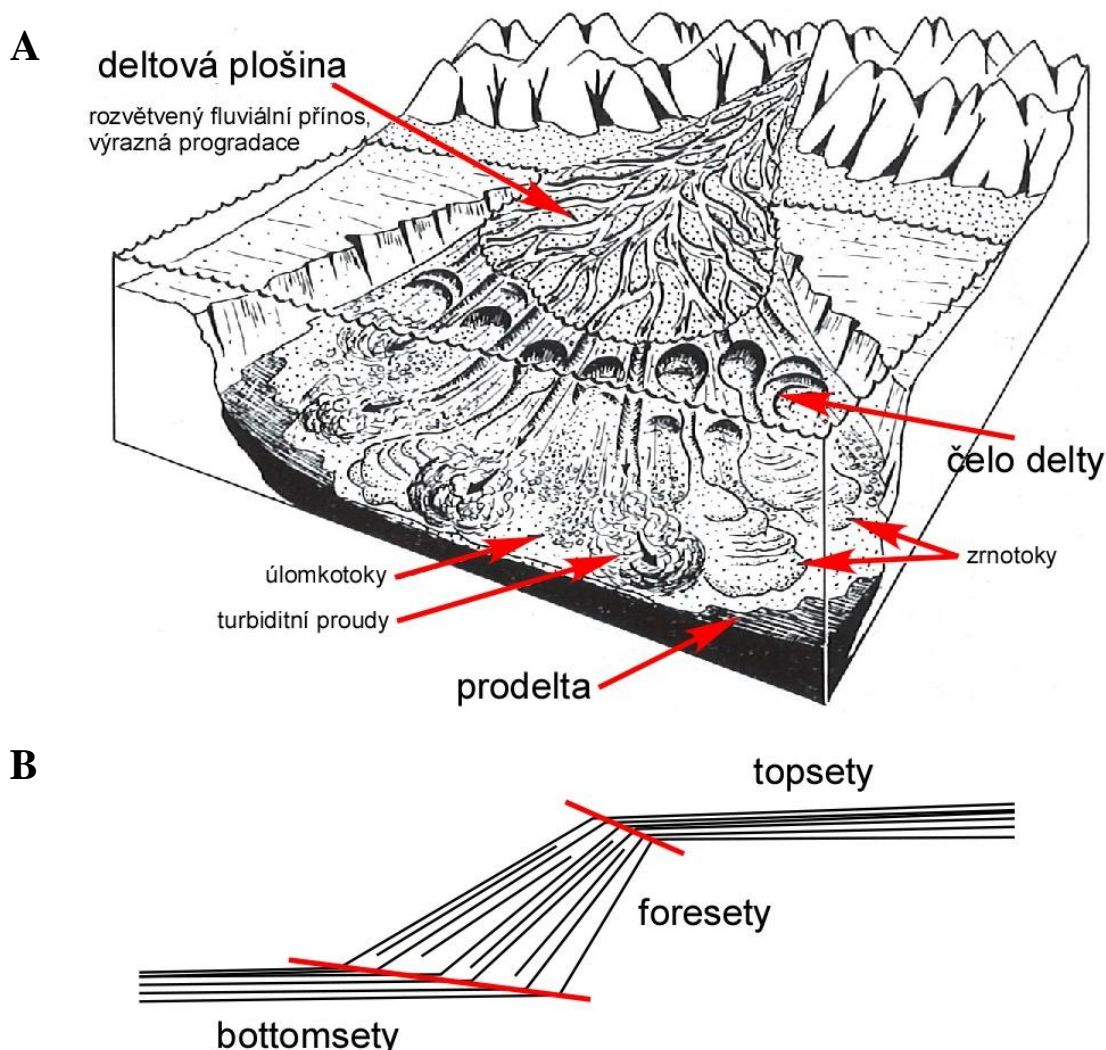
Z vyobrazeného řezu je patrné ztenčování jednotlivých sekvencí na JZ, dokládající postup jednotlivých sedimentárních těles od zdroje směrem k ose pánve. Poznatky z podpovrchového studia v kombinaci se znalostí architektury a sedimentárních fenoménů v rámci výše vyčleněných sekvencí, dokumentovaných na výchozech, umožnily Uličnému (2001) interpretovat tato progradující písčité tělesa jako **hrubozrné delty**. Barevné výplně uvnitř sekvencí reprezentují „čistý“ písek, tedy relativně hrubozrné foresetové části delt.

Způsob jakým byly hrubozrné delty ČKP ukládány, byl dán velikosti akomodačního prostoru během jejich progradace. Ta se ovšem s časem měnila, jakožto odraz vnitropánvevní tektonické činnosti (změn v rychlosti subsidence), změn v objemu přinášených klastik a změn ve směru jejich transportu, a také eustatických pohybů mořské hladiny (Uličný, 2009a). Podle dostupné akomodace klasifikuje Uličný (2001) tyto delty z hlediska geometrie na dva základní typy – **hlubokovodní** (H), charakteristické 50 – 80 m mocnými foresety se strmým sklonem (10 – 30°), resp. **mělkovodní** (L), ukládající méně než 15 m mocné foresety s mírným sklonem 4 – 10°. Tyto lze považovat za koncové případy, neboť v řadě případů je geometrie přechodnou mezi H- a L-typem (např. Skopcová, 2010).

Vymezení základních architekturních elementů sleduje tradiční tripartitní členění deltového tělesa, kde deltovou plošinu reprezentují **topsety**, čelo delty **foresety**, a prodeltu **bottomsety** (např. Twenhofel, 1926), pouze zčásti. Termín foreset je obecně zaměňován za pojem **klinofорма**.

V této práci je za základní klasifikační jednotku považován geometrický typ deltového tělesa. Každý ze dvou výše popsaných typů obsahuje sobě vlastní seskupení facií (kap. 5.4.2 a 5.4.3) uspořádané do architekturních prvků. Ty jsou budovány jednotlivými faciemi uspořádanými do velkých sedimentárních těles specifických geometrií. Architektury v zásadě představují sedimentární struktury velkých měřítek.

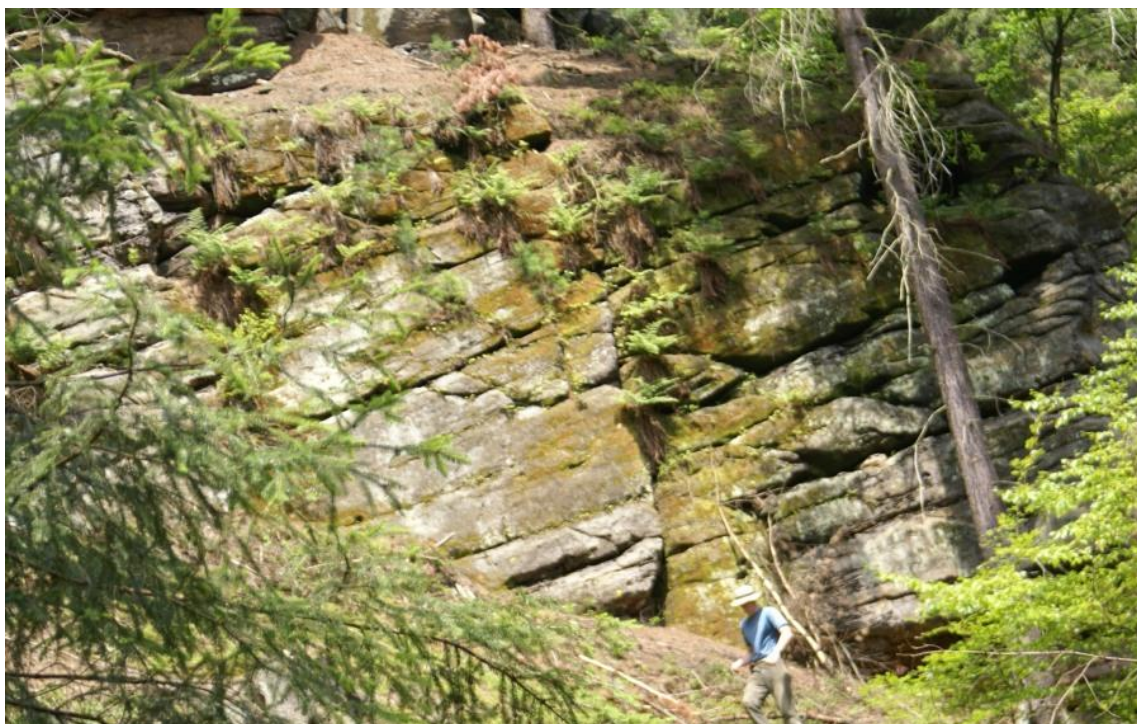




[Obr. 36] – A) Blokdiagram typické gilbertovské delty s hlubokovodním profilem a převahou sedimentace řízené gravitačními procesy (upraveno podle Nemece, 1990b). B) Jednoduchý podélný profil giblertovskou deltou s označením třech základních architekturních elementů – topsetů reprezentujících deltovou plošinu, foresetů (syn. klinofomy) čela delty a bottomsetů prodelta.

Typickým architekturním prvkem deltových těles jsou **klinofomy**, jež Mitchum (1977) definuje jako ukloněný sedimentační povrch vytvářený progradací sedimentárních sledů z mělkých do hlubších vod. Výrazné ukloněné klinofomy dokumentované na výchozech jsou vlastně uskupením foresetů čela delty, příp. dalších facií (např. erozních žlabů).

V terénu byly klinofomy zaznamenány prakticky na všech profilech, výjimku mohou tvořit výchozy velmi malého měřítka. Pro kvalitní studium architektur jsou potřeba podle možnosti větší defilé s dobrým odkrytím vrstev, na kterých je možné klinofomy sledovat s odstupem na větší vzdálenost. Zejména u těles L-delt s plochými klinofomami, hraje roli co největší laterální rozsah odkryvu. Typické architektury jsou demonstrovány na vybraných lokalitách v kap. 5.4.5.



[Obr. 37] – Strmo ukloněné klinofomy (zde 12 – 14°) na lok. **Pustý zámek** mezi Mlýny a Čes. Kamenicí. Klinofomy neboli foresety, budující oblast čela delty, jsou charakteristickým rysem tzv. gilbertovských delt. Na základě architekturního členění delt ČKP podle Uličného (2001) jsou strmé klinofomy v kombinaci s výraznou mocností deltových těles diagnostickým znakem hlubokovodních delt. Jak vyplývá z karotážních korelací (kap. 5.7, řez 6), jsou klinofomy odkryté na Pustém zámku součástí právě takovéto H-delty.

#### 5.4.1 Absence topsetů

Topsety reprezentují svrchní partii deltového tělesa, sestávající ze dvou částí: 1) **nadvodní**, složenou z distribučních kanálů větvičího se fluvialního systému, a 2) **podvodní**, kterou představuje písčité březný líc s malým sklonem ( $\sim 1^\circ$ ), přecházející do subtidální plošiny (do hloubky 10 – 15 m, pod bázi běžného vlnění)(Bhattacharya, 2010).

V terénu uloženiny této facie nebyly zastiženy, jelikož až na vzácné výjimky, např. jílovitopísčité výplně tidálních kanálů v lomu Střelec v Čes. ráji (D. Uličný, osob. sdělení), absentují u všech delt ČKP. Uličný (2001) tento jev vysvětluje jejich destrukcí během transgrese v důsledku přepracování vlněním a mořskými proudy. V závislosti od místní topografie mohou tyto procesy vést k erozi až 10 m záznamu ve svrchních partiích deltových těles (Swift, 1968). Původní hrubozrnný materiál deltových plošin je zachován jako transgresní konglomerát, zpravidla oddělující progradující foresetové části delt.



## 5.4.2 Hlubokovodní delty

Základní charakteristikou tohoto geometrického typu jsou relativně strmě ukloněné foresety (více než 10°). Typickým příkladem deltových těles se strmými klinoformami jsou výchozy v Modlivém dole a na Dědových kamenech u Svojkova, a skalní hrad Sloup; všechny v rámci delty skalního města Sloup. Na těchto, a dalších lokalitách byly dokumentovány následující facie:

1) **Pískovce s šikmým zvrstvením** s podřízenými konglomeratickými polohami – představují výrazně dominantní facii variabilní zrnitosti (dominují středno-, méně jsou zastoupeny jemno- a hrubozrnné pískovce). Typické je jejich hrubnutí nahoru s ukončením v konglomerátu. Pískovce jsou intenzivně přepracovány prouděním, čehož odrazem je přítomnost TCB v širokém velikostním spektru (např. obr. 17). V jejich laminách bývají koncentrovány hrubé částice v rámci jemnějších zrnitostí. Přítomny mohou být i struktury po přechodném zkapalnění (důsledek zatížení nadloží nebo otřesů). Jemnozrnnější polohy často obsahují příměs prachu a jsou prostoupeny chodbami *Ophiomorpha*.

2) **Pískovce s subparalelní laminací** – po pískovcích s šikmým zvrstvením představují druhou nejrozšířenější facii. Subparalelní laminace (obr. 23) je ukloněna ve směru úklonu klinoform a mocnost jejich setů se pohybuje v několika cm. Místně může subparalelní laminace přecházet do agradujících backsetů, příp. do drobných TCB, indikujících vliv proudění.

3) **Pískovce s backsety** – představují sety paralelního šikmého zvrstvení orientovaného proti sklonu svahu klinoformy, vyvinuté obvykle s hrubozrnnějších litologiích. Backsety jako sedimentární struktura se vyskytují i v rámci erozních kanálů, za samostatnou facii jsou považovány v tom případě, že jejich báze není zvýrazněna erozí podloží (obr. 24 A) – to je však na některých výchozech obtížné poznat.

4) **Výplně svahových (erozních) žlabů** (angl. „chute-fills“, např. Prior & Bornhold, 1990) – označení erozní žlaby slouží pro označení až několik m hlubokých, laterálně relativně úzkých brázd, spočívajících na zvládném, erozí foresetů modelovaném povrchu (obr. 39, 46). Ve stropu je jejich povrch konformní se sklonem nadložních foresetů. Z hlediska litologie jsou tvořeny homogenizovaným, nahoru zjemňujícím hzP – szP, při bázi často s akumulací granulí. Uvnitř žlabů může být přítomna backsetová laminace. Často však v důsledku pozdější likvidace působí jako masivní, homogenní těleso. Ve svrchních partiích mohou být přítomny TCB; hojně jsou také SSDS menších měřítek. Erozní kanály i samotné backsety jako sedimentární struktury jsou detailně popsány v kap. 5.2.1.



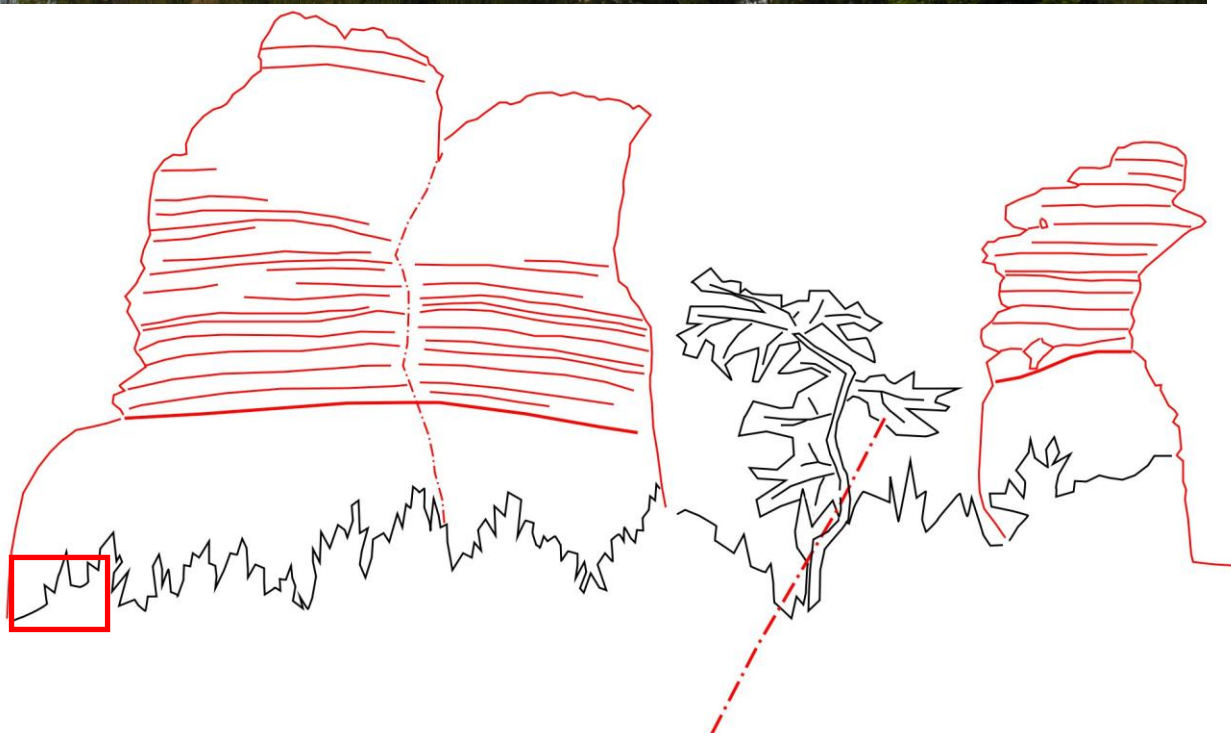
[Obr. 38] – Laminy ukloněného zvrstvení šplhající po strmo ukloněné ( $154/14^\circ$ ) foresetové ploše, jakožto typická ukázka facie pískovců s backsety. Na rozdíl od erozních žlabů, které vznikají obdobným procesem jako backsety (viz kap. 5.2.1), zde dochází pouze k nepatrné erozi, příp. podložní foresety nejsou erodovány vůbec. Lok. **Kytlice – Pionýr**. Foto: D. Uličný.

5) **Pískovce s rozměrným šikmým zvrstvením** – představují rozměrné sety TCB dosahující až 50 m šířky a něco přes 5 m mocnosti, jak je vidět na lok. Mlýny (obr. 22 A, B). Tyto rozměrné sety TCB jsou interpretovány jako produkt migrace velkých subakvatických dun.

6) **Peliticko-psamitická** („flyšoidní“) **facie** – byla dokumentována pouze na jedné lokalitě. V pískovně v Čes. Kamenici se nachází jako sled alternujících se písčitých a jílovitých poloh (obr. 42). Psamitické výrazně dominují, jsou tvořeny jzP – szP s příměsí jílu a prachu, s hojnými bioturbacemi, dutinami po schránkách mlžů a úlomky dřev. Charakteristické jsou laminy zvýrazněné nahromaděním drobných klastů fusitu. Ve svrch. části profilu je parné i korytovité šikmé zvrstvení. Mocnost písčitých poloh se pohybuje od několik desítek cm do desítek dm; jílovité polohy max. do prvních dm.

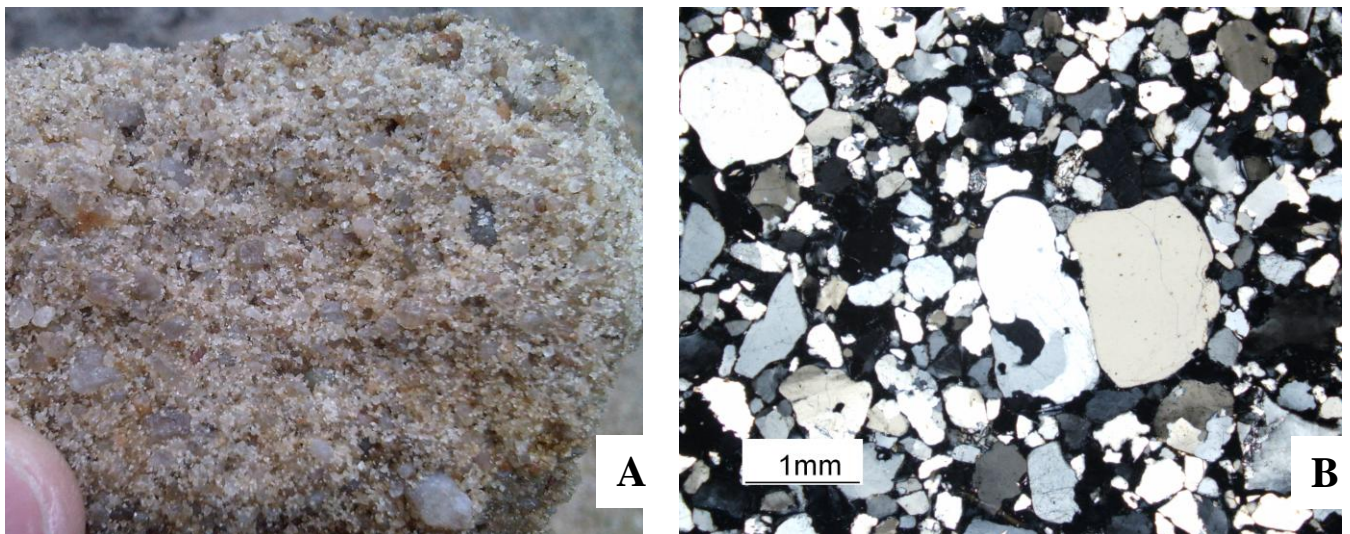
Na základě srovnání s prací Uličného (2001), jsou facie 1 – 5 interpretovány jako dílčí součásti architekturního elementu **foresetů čela delty**. To představuje vertikálně i laterálně nejrozsáhlejší prostředí sedimentace H-delt české křídové pánve. Relativně strmé foresety

přechází ve své proximální části do heterolitických **bottomsetů prodeltý**, reprezentovaných aleuropelity s vložkami pískovců.

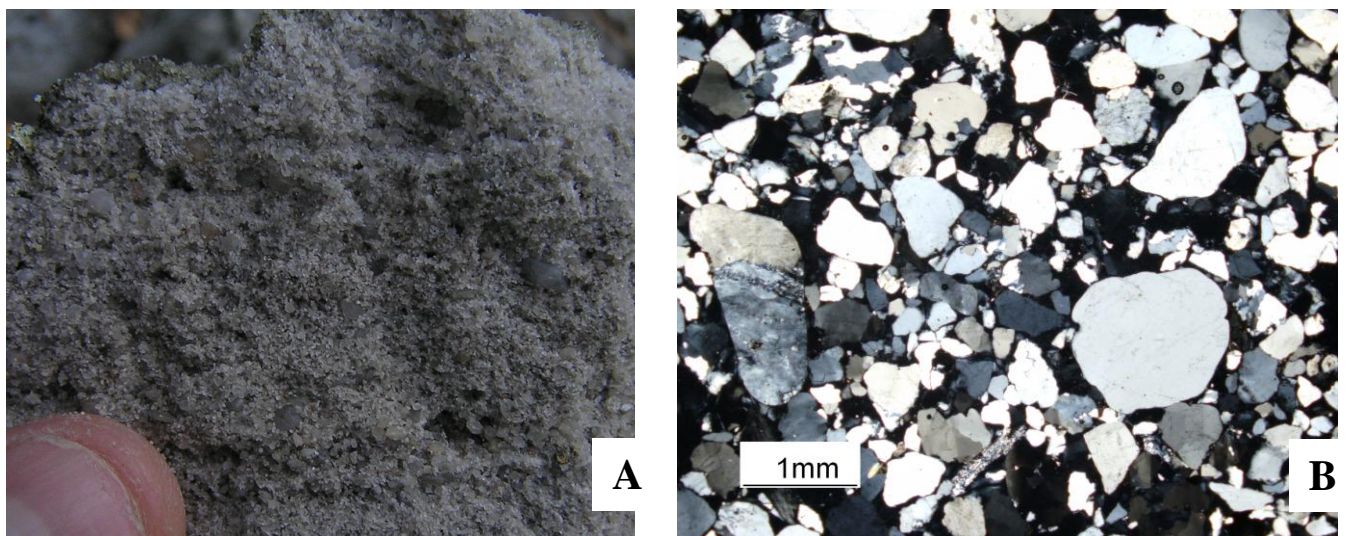


[Obr. 39] – Skica výchozu foresetové části H-deltý s výraznou (~4 m mocnou), u báze silně hrubozrnnou homogenizovanou polohou, představující výplň erozního žlabu. V jeho nadloží je sled subparalelně zvrstvených jemno- až střednozrnných pískovců. Alternace těchto dvou facií je patrna také na dalších výchozech v sousedním Údolí vzdechu. Výchoz je protnut zlomem jjz. směru s nepatrným vertikálním skokem. Červený rámeček označuje detail erozivní báze svahového žlabu (viz obr. 25), způsobené jeho poměrně hlubokým zařezáním do podložních subparalelně laminovaných foresetů. Výrazná eroze podloží je patrna i u spodního žlabu, který zde není vidět. Svrchní část Panenské skály tvoří opět foresety s SPL. Podle nadmořské výšky jsou totožné s těmi na bázi výchozu v Údolí vzdechu, nad nimiž se nachází ještě jeden svahový žlab. Lok. **Radvanec – Panenská skála**.





[Obr. 40] – A) Detail hrubozrnného pískovce s příměsí granulí z výplně erozního žlabu na lok. **Radvanec – Panenská skála**. Největší množství částic nad 2 mm je soustředěno u báze žlabu. B) Mikrofotografie téže horniny. Na obrázku vidět přibližně 1,5 - 2 mm velká zrna monokrystalického křemene, plovoucí v neuspořádané základní hmotě složené z převážně z angulárních až subangulárních zrn křemene zrnitosti hrubého, resp. středního písku. V matrix jsou poměrně hojná i zrna polykrystalického křemene (~10%).



[Obr. 41] – A) Detail pískovce pocházejícího z rozměrného setu TCB na lok. **Mlýny – Francouzské doliny**. Tento a podobné sety jsou interpretovány jako velké subakvatické duny (viz kap. 5.2.1). Hornina je na první pohled špatně vytříděná, složená ze zrn výrazně rozdílné velikosti. Hojně je zastoupena frakce nad 2 mm. Granule křemene dosahují max. velikosti 0,8 mm; ojediněle byly nalezeny i litoklasty prachovce do 2 cm. B) Mikrofotografie téže horniny, potvrzující konstatování o špatném vytřídění. Zrna nad 2 mm (v pravém horním rohu) jsou středně zaoblená až oválná, což je v kontrastu vůči subangulárním až angulárním klastům zákl. hmoty.

### 5.4.3 Mělkovodní delty

Oproti předchozímu typu se L-delty vyznačují mírným sklonem klinoforem, který se obvykle pohybuje do 5°; podle klasifikace Uličného (2001) však do této skupiny patří deltová

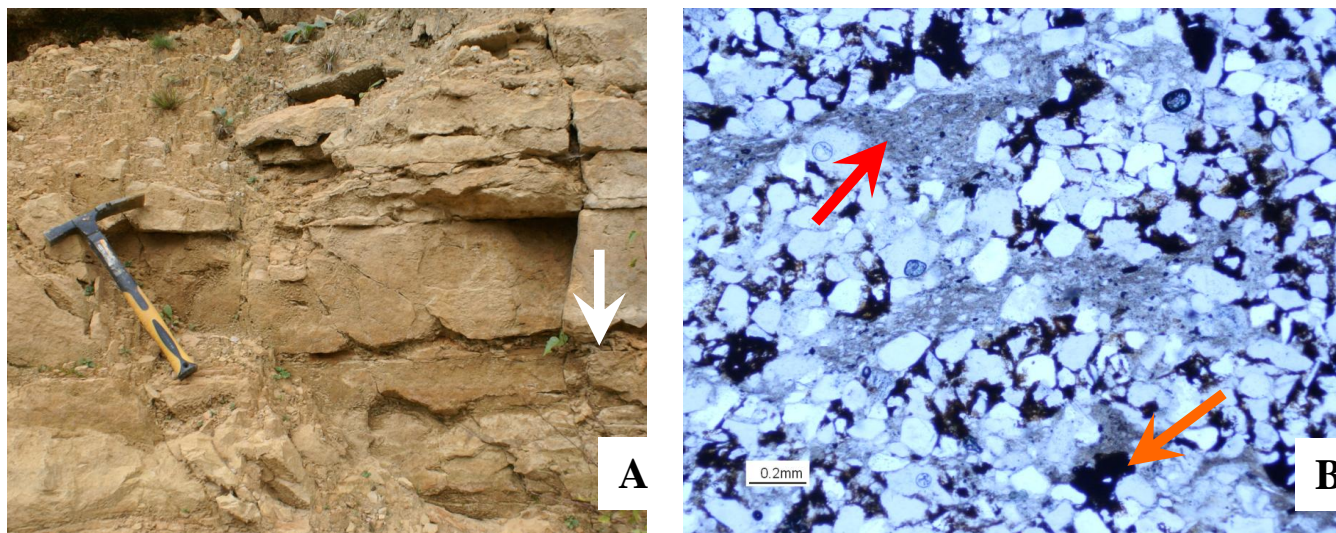


tělesa se sklonem klinoforem do max. 10°. Konstatování o „mělkovodním“ prostředí sedimentace těchto delt vychází z předpokladu, že hloubka pánve v daném místě přibližně odpovídá výšce nahoru hrubnoucího cyklu, představujícího jeden výnosový vějíř. Relativně mírný sklon svahů čela delty má za následek odlišnosti v procesech sedimentace – především se zde neuplatňuje sedimentace za asistence gravitačních procesů, jejichž typické facie a struktury zde chybí. V rámci L-delt jsou vyčleněny tyto facie:

1) **pískovce s šikmým zvrstvením** s podřízenými konglomeratickými polohami, které jsou prakticky stejné povahy jako v případě H-delt. Rovněž u mělkovodních delt je tato facie výrazně přepracována vlněním, což je doloženo výskytem celé řady šikmých zvrstvení. Struktury po přechodném zkapalnění jsou podstatně méně hojné.

2) **bioturbované pískovce** – obvykle jzP až velmi jemnozrné, s jílovito-prachovitou příměsí. Příznačná pro tuto facii je intenzivní bioturbace s výskytem zejména ichnofosílie *Thalassinoides*.

Facie 1 je interpretována jako součást **foresetové části** mělkovodních deltových těles, zatímco facie 2 představuje písčité **bottomsety**, plynule přecházející s jemnozrnějších distálních partií foresetů. Vysoká míra jejich biogenního přepracování je zřejmě výsledkem ukládání v klidnějším prostředí bez aktivity turbiditních proudů.



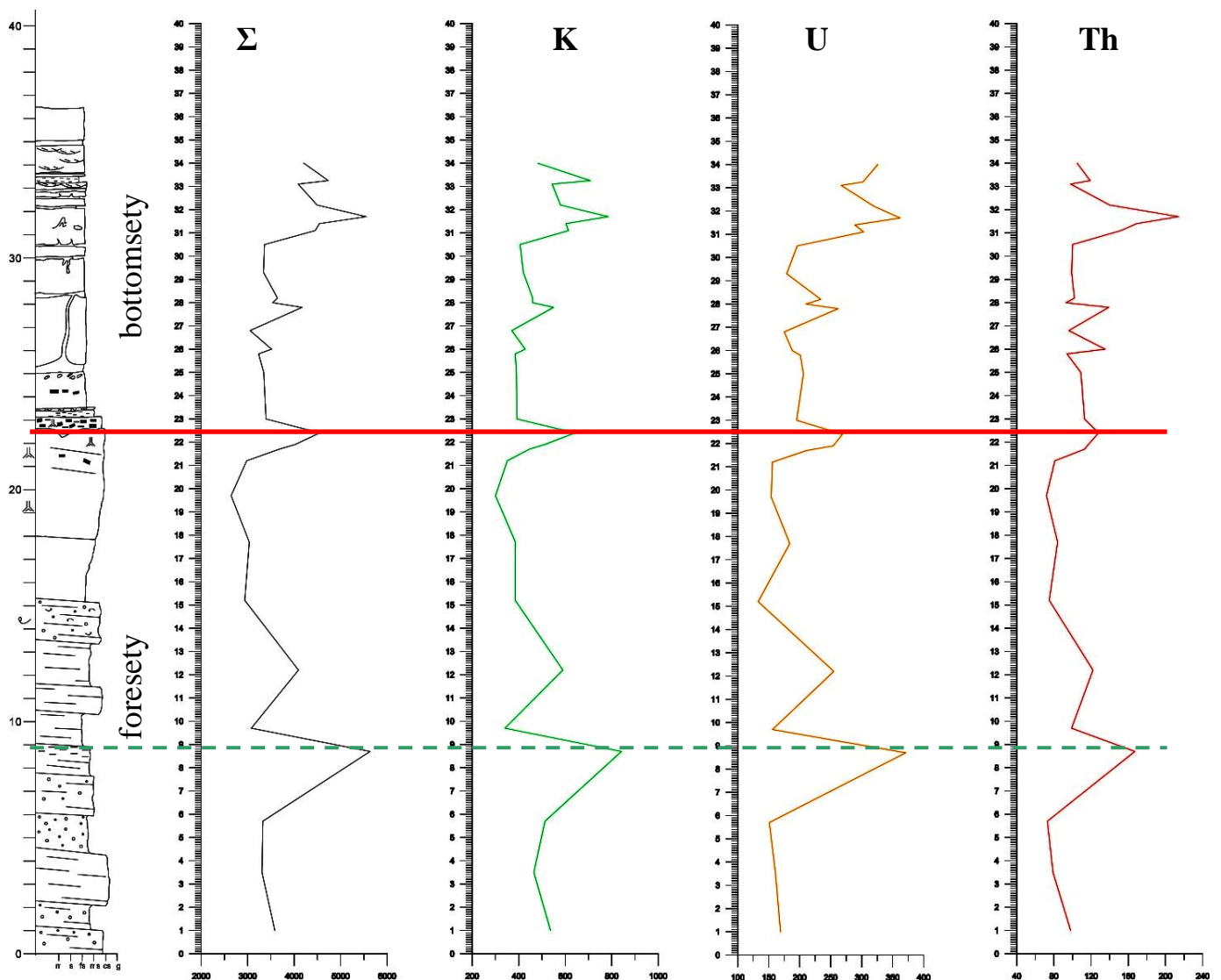
[Obr. 42] – A) Jemno- až střednozrné, na první pohled masivní pískovce se silně jílovito-prachovitými polohami, vyvětrávajícími z okolních masivních pískovců (jedna z nich označena bílou šipkou). Střídání těchto vrstev představuje heterolitické bottomsety, ukládané z turbiditních proudů. Svrchní partie pískovny v **Čes. Kamenici**. Foto: D. Uličný.

B) Mikrofotografie vzorku z polohy masivního pískovce. Zrnitost odpovídá jemnozrnému pískovci, obsahujícímu v menší míře aleuropelitickou příměs (ozn. červenou šipkou), soustředěnou do nevýrazných pásků. Na první pohled je patrna výrazná příměs organické hmoty ve formě černých chuchvalců v mezizrnových prostorech (ozn. oranžovou šipkou).

### 5.4.5 Stručná charakteristika vybraných lokalit

#### Česká Kamenice - pískovna

V pískovně v Čes. Kamenici je jak stratigrafickým (detail v příl. 6), tak gamaspektrometrickým profilem (obr. 43) doloženo rozhraní relativně strmo ukloněných foresetů čela delty a heterolitických bottomsetů mladší prodeltvy v jejich nadloží. Z tohoto hlediska je lokalita ojedinělá i v kontextu celé ČKP.



[Obr. 43] – Srovnání stratigrafického (detail v příl. 6) a terénního gamaspektrometrického profilu na lok. **Čes. Kamenice – pískovna**, dokumentující rozhraní středno- až hrubozrnných pískovců foresetů čela delty a prodeltové oblasti mladší delty v nadloží. Hraniční polohou je vrstva šedého pískovce s klasty fusitu (detail v obr. 45). Nad ní jsou vyvinuty heterolitické bottomsety s dominancí psamitických poloh. Přerušovaně je ve spodní části profilu naznačena poloha jílovitého pískovce (obr. 44 A) v rámci jedné z klinoforem, zachycena gamaspektrometrií jako výrazná anomálie, která však nemá stratigrafický význam.







[Obr. 44] – Dvojice obrázků z přechozí strany; nalevo: středno- až hrubozrnné pískovce budující dobře viditelné, k J ukloněné klinofomy. Uprostřed profilu je patrná vyvětrávající vrstva tvořena pískovcem s silnou jílovitou příměsí (ozn. šipkou). V rámci gamaspektrometrického profilu (obr. 43) tato vrstva tvoří nápadnou anomálii, která se však neprojevuje v regionálním měřítku. Jedná se tedy pouze o jílovitou klinofomu, usazenou v době přeložení aktivní sedimentace do jiných partií delty. Lok. **Čes. Kamenice – pískovna**. Foto: D. Uličný.

Napravo celkový pohled na pískovnu (snímek ze srpna 2012). Červenou linií je označena vrstva jílovitého pískovce s fusity, tvořícího rozhraní mezi foresety starší a bottomsety mladší delty.

Dolní polovina (cca 22 m) profilu představuje k jihu ( $190 - 198^\circ$ ) ukloněné foresety čela H-delty, jejichž sklon činí  $12^\circ$  po odpočtu tektonického úklonu ( $\sim 8^\circ$ ). Ve foresetech je přítomna subparalelní laminace, ačkoli zde málo výrazná – v některých partiích jsou klinofomy značně bioturbované. V rámci foresetů je přítomna vrstva silně jílovitého pískovce (obr. 44), která se na křivkách přirozené radioaktivity projevuje výraznou anomálií. Tato však v rámci rozsáhlejších korelací založených na karotážních datech nemá stratigrafický význam. Vyšší příměs jílu je patrně pouze odrazem období klidnější sedimentace ze suspenze v důsledku krátkodobého laterálního přeložení aktivního deltového laloku. Svrchní část foresetů je při transgresi erodována, resp. přepracována do podoby



[Obr. 45] – Vrstva šedého pískovce s fusity, místy až 2 – 4 cm velkými klasty (ozn. kroužkem). Vrstva v nejsvrchnější části foresetů H-delty, odkryté ve spodní části lomu, obsahuje v hojné míře materiál (jíl, klasty zuhelnatělé vegetace) z dnes už neexistující, v průběhu transgrese přepracované deltové plošiny, příp. i svrchních partií čela delty. Foto: D. Uličný.

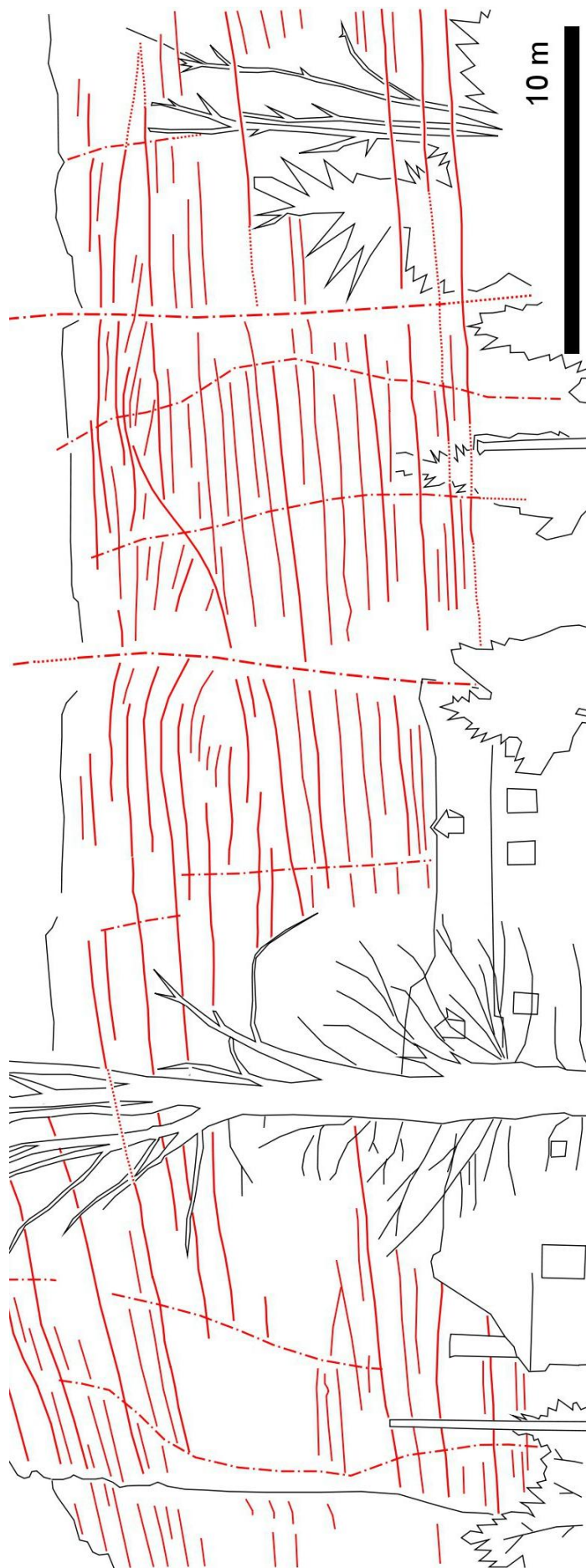
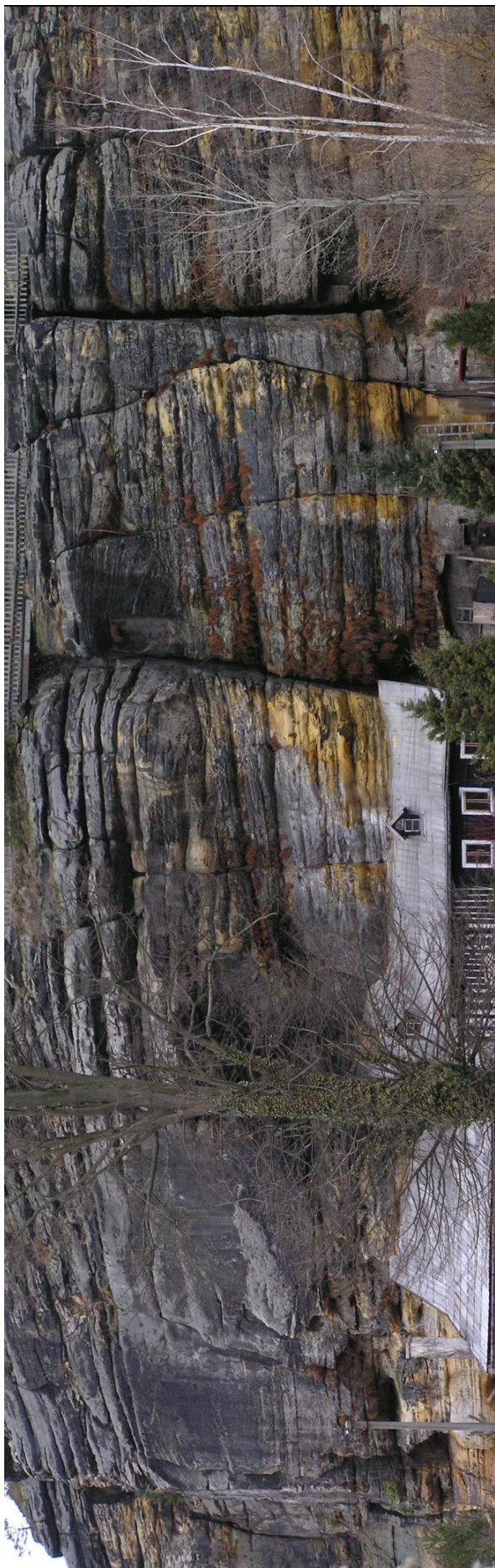
reziduální transgresní plochy. Hranici vůči nadložním bottomsetům tvoří vrstva šedého pískovce s fusitovými klasy, částečně vylouženými (obr. 45), které představují přeplavené zbytky vegetace z přepracované deltové plošiny. Nad ní se nachází sled vrstev masivního, příp. i detailně laminovaného jemnozrného pískovce, oddělených vložkami silně jílovito-prachovitých jemnozrných pískovců. Na svrchních vrstevních plochách turbiditních pískovců jsou hojné úlomky rostlin a stopy *Thalassinoides*, typické vznikem v nízkoenergetickém prostředí. Spolu s jemnozrnějšími polohami v jejich nadloží dokládají existenci období snížené rychlosti sedimentace. Psamitická složka zde v heterolitických bottomsetech výrazně dominuje. Tento fakt je dán zřejmě proximálnější polohou této části prodeltu vůči ústí přínosového systému. Turbitní pískovce v bottomsetech obsahují celé spektrum struktur, které jsou výsledkem přechodné likvidizace matečného sedimentu (viz kap. 5.4.2).

### **Sloup v Čechách – skalní hrad**

Soliterní skála pod hradem Sloup představuje typický odkryv klinoforem čela H-deltu. Jak je patrné z překreslených fotografií, defilé je tvořeno k jz. ( $220^\circ$ ) ukloněnými foresety s poměrně strmým sklonem ( $15 - 20^\circ$ ), do nichž jsou na mnoha místech zaříznuty rozměrné erozní svahové žlaby. V některých případech však dochází pouze k ukládání backsetů, šplhajících proti sklonu svahu bez eroze podložních foresetů. Ve střední části profilu se nachází nejmohutnější ze svahových žlabů, který prochází napříč téměř celým defilé, a kromě foresetů je ve své svrchní části zaříznut také do menšího erozního žlabu v podloží. Původní backsetová laminace v některých případech zcela absentuje a svahové žlaby jsou tak vyplněny masivním hrubozrným pískovcem s výraznou příměsí frakce nad 2 mm, včetně nestabilních klastů. Oproti foresetům, tvořeným jemno- a střednozrnými pískovci jsou tak podstatně hrubozrnější.

Jak naznačují stratigrafické korelace (kap. 5.7, řez 5), je defilé pod sloupským hradem součástí mocného souboru deltových těles, zastíženého v nedalekém vrtu 480751 (Chotovice) v mocnosti přibližně 90 m. Přítomnost jak foresetů se subparalelní laminací (a pouze podružným výskytem TCB), tak backsetů a jim geneticky příbuzných erozních žlabů, svědčí o dominanci sedimentace ve svrchním proudovém režimu v tomto deltovém tělese. Velmi podobný charakter jako defilé ve pod skalním hradem mají odkryvy rozesté po celém nedalekém sloupském skalním městě. V rámci něj byla pro potřeby této práce profilována lokalita Dědovy kameny (přil. 18).







**[Obr. 46]** – Dvojice obrázků z přechozí strany; snímek nalevo ukazuje jižní stranu defilé pod skalním hradem Sloup. Na první pohled je patrný poměrně strmý úklon vrstev ( $\sim 15^\circ$ ), jehož azimut činí  $220^\circ$ . Na skice defilé v pravé části obrázku je červenými šipkami označen sled erozních svahových žlabů. Ačkoliv to z těchto snímků není patrné, v rámci defilé ve foresetech dominuje subparalelní a backsetová laminace (např. obr. 24). Výchoz je orientován k Z pod úhlem  $275^\circ$ .

## Radvanec – Údolí samoty

Odkryvy v Údolí samoty jsou laterálně poměrně nesouvislé, navíc jsou možnosti jejich architekturního studia omezeny silným porostem vegetace, který neumožňuje sledovat je z odstupu, příp. pořizovat fotomozaiky; nicméně je zde odkryt zajímavý sled, obsahující superpozici strmě a mírně ukloněných foresetů (obr. 47).

Ve spodní části profilu (příl. 16) se nachází strmo, k Z ( $90 - 100/20 - 24^\circ$ ) ukloněné vrstvy tvořené hrubozrnným pískovcem s korytovitým šikmým zvrstvením, obsahujícím i znotokové laminy. V některých polohách jsou přítomny čeřiny se silicifikovanými, původně zřejmě jílovito-prachovitými povlaky. Vrstvy se strmým sklonem jsou ukončeny diskordancí, nad kterou následuje mírně k SZ ukloněný sled s malou mírou sklonu ( $60 - 70/2 - 4^\circ$ ).



Přibližně 10 m nad diskordancí se uvnitř tohoto sledu nachází další významné rozhraní, patrné díky výraznému zjemnění.

Díky souhře s karotážními korelacemi je na tomto profil možno interpretovat foresety H-delty ve spodní části, v jejichž nadloží se nachází sled dvou mělkovodních delt, charakteristických mírným sklonem. Hranici představuje diskordance seřzávající foresety H-delty, která je ve stratigrafických korelacích (řez 2) brána jako rozhraní sekvencí CON2 a CON3.

[Obr. 47] – Obrázek na předchozí straně: odkryv v **Údolí samoty** poblíž Radvance. V profilu je zachyceno diskordantní rozhraní (ozn. bílou linií) mezi tělesy interpretovanými jako H- a L- delty. Spodní těleso H-delta má značně strmý sklon foresetů (~24°), zatímco nadložní mírný, jen kolem 4°. Úklon obou těles je naznačen směrovou ružicí – spodní těleso je ukloněno k V (90 – 100°), svrchní mírně k SV (60 – 70°). Přibližně 10 m nad diskordancí se nachází plocha, nad níž je patrné výrazné zjemnění. Stratigrafický profil i detail obou těles je v příl. 16.

---

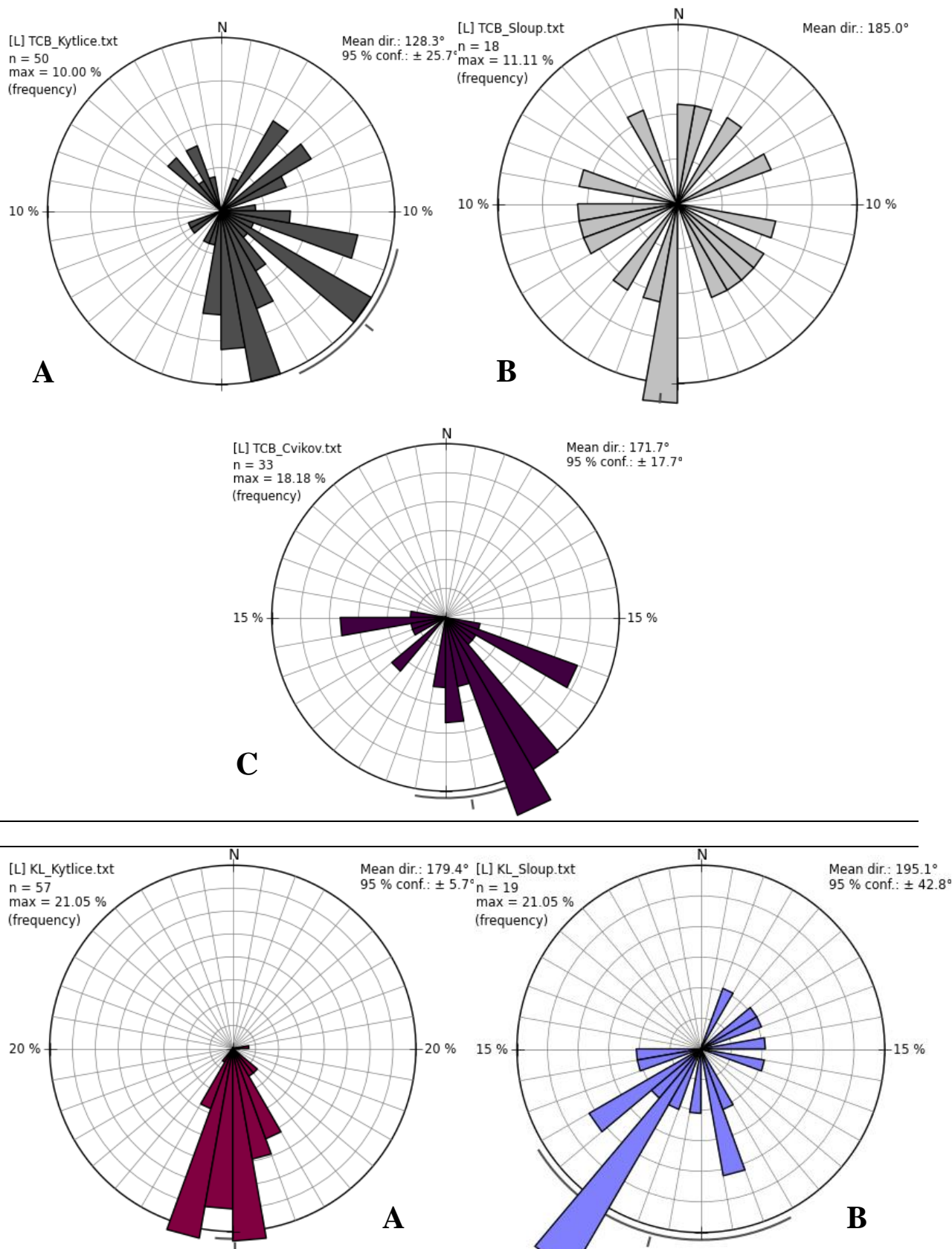
## 5.5 Analýza paleoproudění

Proudový režim představuje v rámci ČKP významný faktor ovlivňující distribuci sedimentu a současně tvar jednotlivých sedimentárních těles všech typů a rozměrů. V sedimentárních tělesech je paleoproudění zaznamenáno ve formě spektra šikmých zvrstvení, jejichž rozbor nabízí dobrou představu o směru transportu materiálu proudem a tím pádem o směru samotného paleoproudění. Nejčastějším typem šikmého zvrstvení je ve stud. oblasti korytovité šikmé zvrstvení (TCB), jemuž je věnováno nejvíc pozornosti. Z dat naměřených na výchozech je možné přímo určit směry paleoproudění ve stud. oblasti v jednotlivých stratigrafických úrovních (pouze v povrchovém výzkumu).

Určování směru paleoproudění bylo prováděno měřeními azimutu os TCB za pomoci standardního geologického kompasu. Ideálním případem pro měření je odkrytí setů TCB v podélném i příčném řezu, např. na rohu stěny výchozu. U kolmého řezu setem TCB je osa „koryt“ ukloněna kolmo ke stěně výchozu. Podélné řezy ukazují, zda jsou laminy TCB ukloněné ven ze skalní stěny, či naopak zapadají do ní. Dokonale kolmé řezy bývají v terénu vzácné, měření bylo proto prováděno i na šikmých řezech, u kterých bylo možno z tvaru lamin TCB orientaci os jeho „koryt“ bezpečně odhadnout. Azimut nelze měřit v případě samotného podélného řezu sety TCB. Na některých, zejména menších, špatně zachovalých výchozech kvůli nedostatečné čitelnosti struktur měření paleoproudění chybí. Jednotlivá měření jsou uvedena vedle významnějších stratigrafických profilů v přílohách 6 – 18 . Vzhledem k tomu, že dokumentované výchozy jsou povětšinou součástí genetické sekvence **CON2**, méně **CON3**, jsou směry paleoproudění znázorněny pouze pro tyto sekvence (obr. 48 A, B ). Sekvence **CON1** v oblasti Kytlice a Sloupu nebyla odkryta, její výchozy se v malé míře nachází pouze na Cvikovsku. Pro srovnání jsou v obr. 49 ružice i pro úklon klinoforem.

---

[Obr. 48] – Obrázek na následující straně: ružicové diagramy znázorňující naměřené směry paleoproudění v rámci sekvencí CON2 a CON3 v oblasti Kytlice (A), Sloupu v Čechách (B). Diagram pro oblast Cvikova (C) obsahuje směry paleoproudění v rámci sekvencí CON1 a 2. Data z Cvikovska poskytl D. Uličný. V obr. 49 pro srovnání úhrn směrů klinoforem.



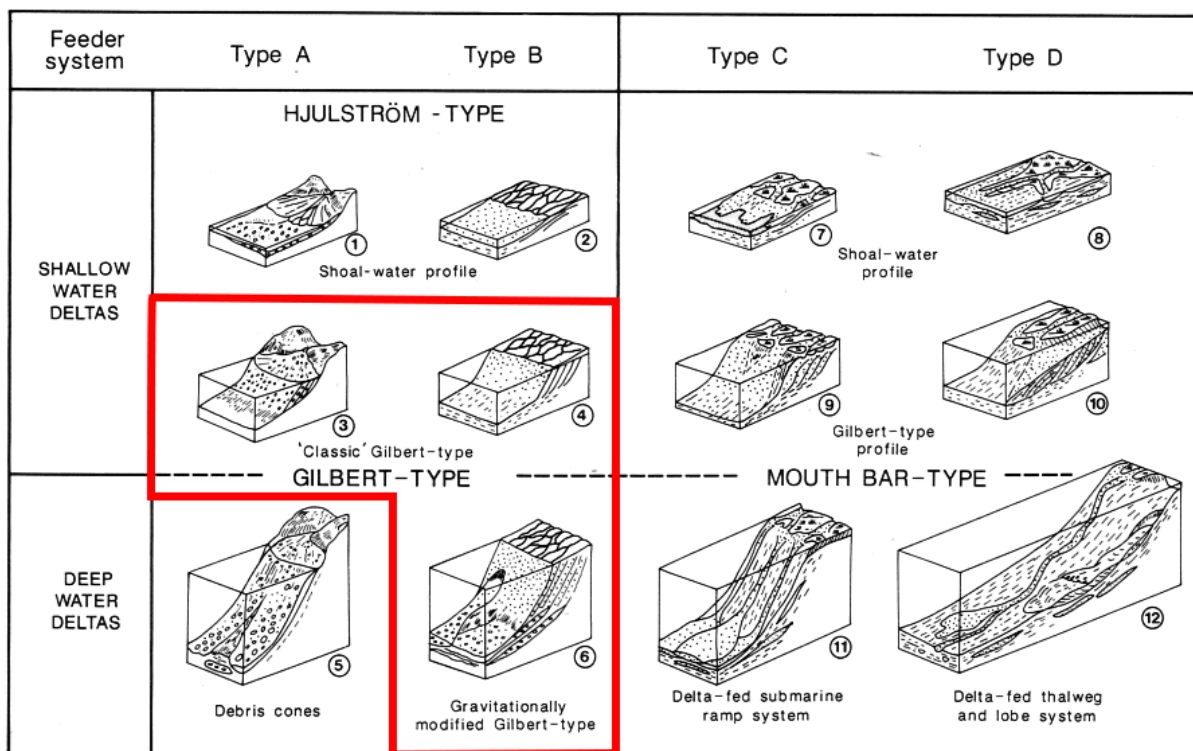
[Obr. 49] – Souhrn měření směru úklonu klinoforem jednotek CON2 a 3 v oblasti Kytlice (A) a Sloupu v Čechách (B). Měření z oblasti Kytlice ukazují výrazně dominantní směr progradace deltových těles k J, zatímco v oblasti Sloupu a Radvance dochází k výraznému rozptýlu směru progradace. Pobřeží utvářené ukládáním deltových vějířů tak bylo v této oblasti podstatně členitější.



## 5.6 Prostředí a procesy sedimentace

Na základě sesbíraných terénních dat, sestávajících ze studia litologií, facií a architektur, a spektra sedimentárních a biogenních struktur, je možno vyslovit konstatování o původu pískovcových těles sz. Čech. Celkově poměrně hrubozrnné litologické složení a hrubnoucí trend, přítomnost mj. relativně strmě ukloněných klinoforem, a specifických struktur jako backsety či svahové žlaby, umožnily vyslovení konstatování o původu těchto pískovcových těles jakožto hrubozrnných deltách (sensu Corner et al., 1990). O deltovém prostředí sedimentace svědčí i geometrie těchto těles ve větších měřítkách, odvozené skrz karotážní korelace (viz kap. 5.7). Podle klasifikace delt na základě jejich podélného profilu dle Postmy (1990) (obr. 50), by se jednalo o uložení typických gilbertovských delt. Uličný (2001) hrubozrnné delty ČKP rozděluje podle geometrie na relativně hlubokovodní (H) a mělkovodní (L); jeho klasifikaci následuje i tato práce.

Rozdělení na H- a L-delty je dáno mírou jejich sklonu a mocnostmi uložených těles. Hraničními hodnotami jsou 10° sklonu deltového svahu a přibližně 15 m mocnosti. Mocnost deltových těles je možno srovnávat s hloubkou vody, do které progradovaly, ačkoliv



[Obr. 50] – Postmova (1990) klasifikace delt založena na kombinaci geometrie v podélném řezu a typu přínosového systému. Podle této klasifikace patří delty ČKP do skupiny „tradičních“ gilbertovských (3, 4), resp. gilbertovských delt s dominancí gravitačních procesů. První skupinu by představovaly podle Uličného (2001) L- a přechodné delty, druhou H-delty.

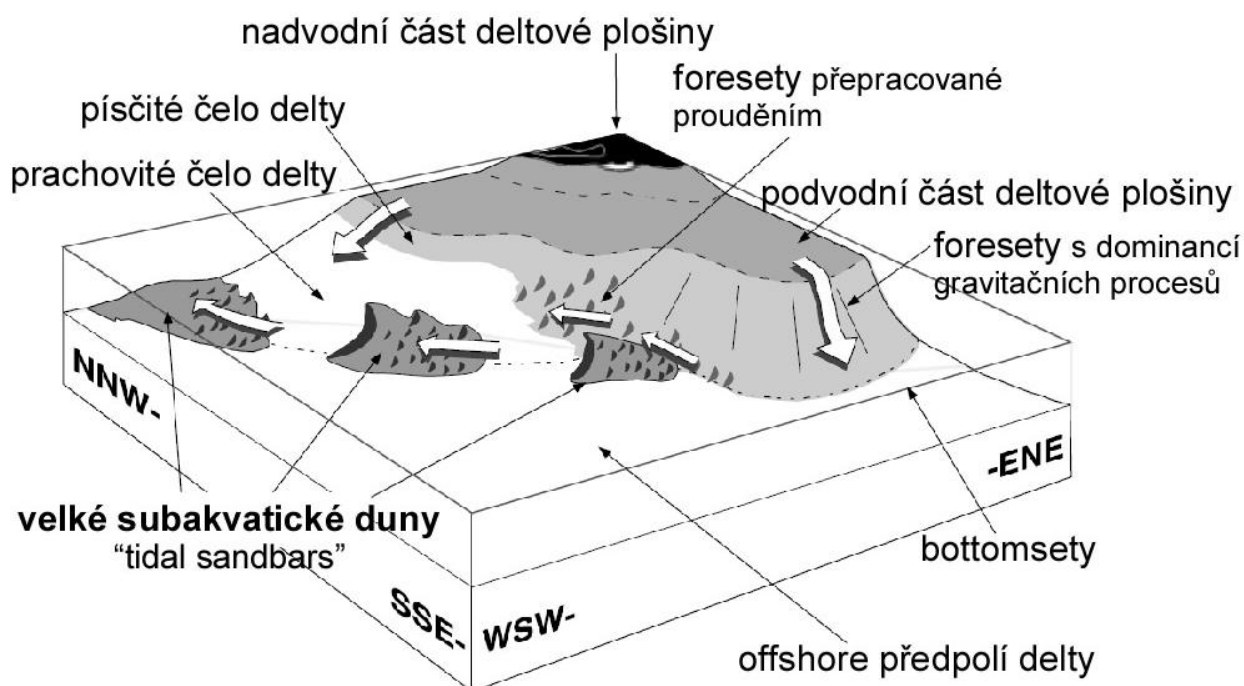
v sedimentárním záznamu nebývá zachován jejich kompletní sled – zcela chybí topsety, příp. i nejsvrchnější část foresetů. Celkovou mocnost jednotlivých progradujících těles je z menších výchozů, zejména v oblasti Kytlice, obtížné rekonstruovat. Podle výškového rozmístění šterčikovitých poloh, na něž jsou kladeny záplavové plochy, oddělující jednotlivá tělesa, je jisté, že nedosahují typické mocnosti H-delt (50 – 80 m). V takovém případě by se mohlo jednat o přechodný typ mezi L- a H-deltami, charakteristický relativně strmým sklonem (až 12° na lok. Křížový buk) a středními mocnostmi do 30 m. Mělkovodní typ delt byl patrně zachycen v údolí Bělé. Zde byly na několika laterálně i výškově oddělených výchozech vesměs menších rozměrů dokumentovány foresety s mírným úklonem (2 – 3°). Na dvou lokalitách v rámci údolí byly zachyceny šterčikovité polohy i v rámci relativně krátkých profilů; výškový odstup mezi těmito polohami byl přibližně 15 – 20 m. Podle této mocnosti by se mohlo jednat o čela L-delt. Případem přechodu hluboko- (příp. přechodné) do mělkovodní delty by mohla být lokalita Údolí samoty u Radvance (viz kap. 5.2.5, obr. 47). Výskyty typicky hlubokovodních delt byly dobře dokumentovatelné ve sloupském skalním městě a v okolí Radvance. Nejinstruktivnějším odkryvem je v této oblasti lok. skalní hrad ve Sloupu (obr. 46), na níž je odkryt sled strmo ukloněných foresetů, doplněných o další facie, které Uličný (2001) považuje za typické pro H-delty – backsety a výplně erozních žlabů. Jelikož procesy vzniku těchto facií jsou řízeny gravitací, je jejich vznik vázán na strměji ukloněné svahy, přirozené H-deltám a přechodným typům. V důsledku gravitačních procesů na deltových svazích vzniká mezi dvěma posledně jmenovanými typy a L-deltami rozdíl i v povaze prodeltové oblasti. V případě H-delt jsou v prodeltě ukládány heterolitické bottomsety, tvořené střídáním psamitů ukládaných turbiditními proudy, a pelitů, odrážejících období klidnější sedimentace. Facie heterolitických bottomsetů byla díky střídavé litologii v minulosti označována jako „flyšoidní“; její geneze však byla sporná (viz kap. 3.2). U L-delt je prodeltová oblast tvořena pískovci s výraznou jílovito-prachovitých příměsí a vysokou mírou biogenního přepracování. Na rozdíl od prodeltové oblasti H-delt bylo v tomto prostředí ukládání turbiditů ojedinělé a spíše se zde uplatňovalo přepracování tidálními proudy.

Procesy sedimentace na deltových svazích, jak již bylo naznačeno, úzce souvisí s geometrickým uspořádáním deltových těles. V souladu s Uličným (2001) je možné u delt ČKP konstatovat existenci v zásadě dvou hlavních typů procesů distribuce materiálu po svazích deltových těles: 1) prostřednictvím mořských proudů, a za 2) gravitačními procesy.

Mořské proudy interpretované jako tidální (Valečka, 1979a, Uličný, 2001), sehrávají významnou roli v přepracování materiálu deltových vějířů i v průběhu coniaku. V profilech foresety všech výše vyčleněných geometrických typů delt je patrna častá přítomnost

korytovitého šikmého zvrstvení, které je spolu se složeným šikmým zvrstvením (kosety, viz kap. 5.2.1), dokladem pro intenzivní působení mořských proudů v této oblasti.

Intenzivnější přepracování mělkovodních delt souvisí patrně s menší hloubkou, ve které byla transportní schopnost těchto proudů efektivnější. S intenzivním prouděním souvisí i vznik velkorozměrných dun. Fakt, že korytovité šikmé zvrstvení malých i velkých rozměrů bylo utvářeno stejným procesem, je doložen např. na lok. lesní divadlo – zde pouze několik desítek m od sebe ve stejné nadmořské výšce rozměrné TCB, interpretované jako velké subakvatické duny, vedle horizontu s hustým výskytem TCB zachyceného profilem (příl. 11). V případě hlubokovodních delt docházelo na jejich svazích k současné existenci gravitačně řízených procesů a redistribuce klastického materiálu vlivem proudění. Za analogii ke zdejším procesům by mj. na základě výše uvedených jevů mohl být považován model sedimentace v eocénní formaci Roda podle López-Blanca et al. (2003) (obr. 51). Významným aspektem tohoto modelu je přítomnost foresetů, ukládaných gravitačními procesy, které mohou být generovány např. v důsledku hyperpyknického vtoku během silných povodní (Prior & Bornhold, 1990, Nemeč, 1990b), resp. uvolněním materiálu lokálně nestabilních svahů klinoforem (např. Postma, 1984) a jeho likvidací. Strukturami spjatými s těmito procesy



[Obr. 51] – Blokdiagram sedimentárního modelu formace Roda v Pyrenejích (převzato z López-Blanco et al., 2003). Podstatou modelu je dvojitý charakter sedimentárních procesů, podílejících se na budování jednoho deltového tělesa. Na jednu stranu jsou zde ukládány foresety s dominancí gravitačních procesů, hlavně turbiditických proudů, které jsou v přechodně „neaktivní“ části deltového tělesa intenzivně přepracovány prouděním. Specifickými strukturami produkovanými tidálním prouděním jsou velké subakvatické duny. S výjimkou facie prachovitých foresetů lze tento model považovat za analogický ke coniackým deltám sz. Čech.

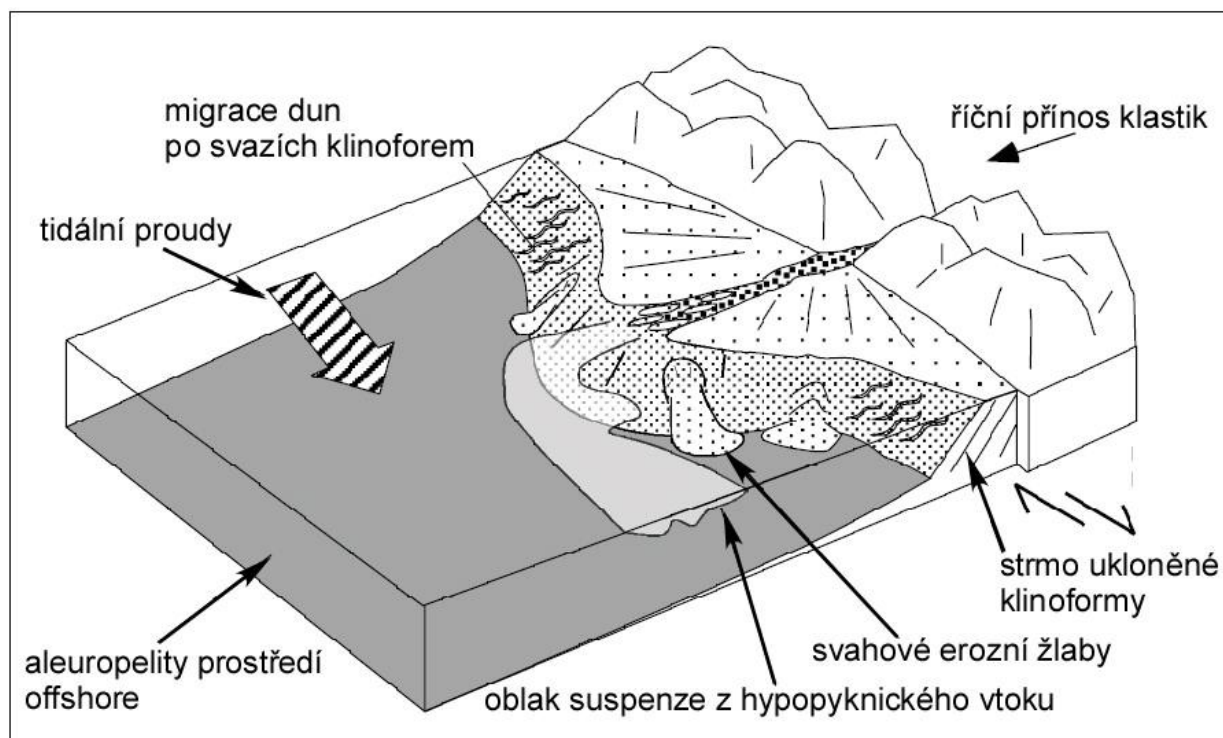


jsou erozní kanály, resp. backsety (viz kap. 5.2.1) šplhající proti úklonu foresetů.

Hyperpyknický vtok produkující turbiditní proudy je původcem ukládání heterolitických bottomsetů v prodeltové oblasti H-delt. Tento typ facie byl odkryt pouze v pískovně v Čes. Kamenici, kde se vyznačovaly dominancí psamitických poloh nad pelitickými, a přítomností spektra deformačních struktur (viz kap. 5.1.2). Tyto vznikají následkem zatížení nadloží, a to nejen v bottomsetech, ale i v rámci facií čela delty. Jejich výskyt ve vrstvách, které patrně neprodělaly zatížení, je vysvětlen vznikem za působení alogenních procesů – s největší pravděpodobností seismicity.

Analogií prachovitých foresetů vyčleněných v modelu López-Blanca et al. (2003) (obr. 51) by v případě delt v rámci stud. oblasti mohla představovat např. vrstva jílovitého pískovce uvnitř klinoforem odkrytých v Čes. Kamenici. Jelikož tato vrstva není v karotážních datech korelovatelná na větší vzdálenost, je zde vyšší příměs jílu je pouze odrazem období klidnější sedimentace ze suspenze v důsledku krátkodobého laterálního přeložení aktivního deltového laloku. Celkově však lze konstatovat, v rámci delt sz. Čech je zastoupení aleuropelitického materiálu velmi nízké – i přes to, že horniny zdrojové oblasti hrubších klastik, především zvětralé granity a metamorfity (viz Skoček & Valečka, 1983), byly schopny poskytnout i značné množství jílovito-prachovité frakce. Poměrně slabé zastoupení jílovito-prachovité frakce ve foresetech vysvětluje Uličný (2001) oddělením jemno- a hrubozrnné (písčité) složky při ústí přínosového systému mechanismem hypopyknického vtoku. Při něm je trakcí transportována písčité složka nasměrována od ústí dolu svahem delty, zatímco jemný materiál nesený v suspenzi vytváří oblak pohybující se při hladině dále do pánve. Nemeč (1995) považuje v případě relativně malých hrubozrnných delt hypopyknický vtok za účinný mechanismus, dodávající do pánve velké množství aleuropelitického materiálu. Pro tuto hypotézu v případě sz. části ČKP svědčí mocné akumulace coniakových bahen, které jsou podle stratigrafických korelací (viz. kap. 5.7) časovými ekvivalenty výnosových těles hrubozrnných delt. V korelačních řezech se je mocný sled aleuropelitů zachycen zejména vrty J-343402 (Markvartice), LO-4 (Veselé) a Vf-1 (Volfartice). Alternativou modelu López-Blanca et al. (2003) by mohl být sedimentární model delty Čes. ráje Uličného et al. (2003)

V minulosti byl deltový původ pískovců sz. části ČKP většinou badatelů odmítán. Skoček & Valečka (1983) uvádí, že vzhledem k mocnostem pískovcových těles, sedimentárním strukturám, mineralogické a texturní zralosti klastik, a laterálním přechodům do vápnných aleuropelitů, je vyloučeno mj. deltové prostředí jejich sedimentace. Dlouhá léta proponované modely považující pískovcová tělesa ČKP za rozměrné „bedformy“ (Skoček & Valečka, 1983, Adamovič, 1994), resp. „akumulační terasy“ (Jerzykiewicz & Wojewoda,



[Obr. 52] – Blokdiagram sedimentárního modelu hlubokovodní gilbertovské delty Čes. ráje podle Uličného (2003). Jako hlavní mechanismy sedimentace a redistribuce hrubozrnného materiálu na svazích delty jsou uváděny gravitační procesy, resp. přepracování tidální prouděním. Jemnozrnný materiál je do proximálnějších částí pánve vynášen v důsledku hypopyknického vtoku.

Delta Čes. ráje byla zčásti současnou k deltám sz. části ČKP, které jsou předmětem studia této práce – představuje tedy vhodný model pro srovnání se zdejšími prostředími a procesy sedimentace. Oproti modelu López-Blanca et al. (2003) pro formaci Roda však zde chybí velké subakvatické duny.

1986), vycházely patrně z mylné interpretace uskupení foresetů jako rozměrného šikmého zvrstvení. Jedním z argumentů Uličného (2001) proti starším názorům byla absence šplhacích ploch, které by nutně musely existovat mezi jednotlivými dunami, a naopak přítomnost regionálně korelovatelných záplavových ploch. Lokálně diskordantní uspořádání foresetových vrstev v rámci jedné klinoformy, které Jerzykiewicz & Wojewoda (1986) považovali za sady rozměrného šikmého zvrstvení, je Uličným (2001) vysvětlováno jako důsledek zarovnávaní nerovností následující po erozních událostech spjatých s gravitačními procesy – takové topografické nerovnosti jsou příhodným místem pro uložení backsetové laminace (obr. 24). Existenci velkých subakvatických dun tato práce potvrzuje – zde popsané duny jsou však produktem proudového přepracování písků, dodávaných do pánve prostřednictvím delt. Jak plyne z karotážních korelací, povrchově odkryté duny (např. obr. 22) jsou nejspíše časovým ekvivalentem klinoforem, kterými jsou živeny a s nimiž jsou patrně ve fyzickém kontaktu. Posledním argumentem proti deltovému prostředí sedimentace by mohla být absence uložení deltové plošiny. Ta je Uličným (2001) vysvětlována intenzivním přepracováním topsetů, příp. i nejsvrchnějších partií čela delty během transgresí událostí. (obr. 45)

## 5.7 Stratigrafické korelace coniackých jednotek

Stratigrafické korelace jsou prezentovány na sedmi panelech; z nich na pěti jsou demonstrovány geometrie deltových těles zhruba podél generelního směru progradace od S na J, jeden je veden kolmo k tomuto směru, tedy zhruba příčně přes deltová tělesa. Až na řezy 4 a 7, které jsou vedeny na Cvikovsko, jsou v řezech korelována deltová tělesa procházející oblastí Kytlice a Sloupu, v jejichž okolí jsou odkryty vyšší stratigrafické jednotky CON2 a CON3. Důvodem vedení řezů do oblasti Cvikova byl snaha o navázání těchto korelací na starší jednotku CON1. Tamější výchozy této jednotky byly dříve sedimentologicky prozkoumány D. Uličným (nepublikováno, osob. sdělení). Pro vytvoření širšího kontextu byla ve všech řezech korelována i jednotka TUR7, ležící v podloží coniackých celků, které jsou předmětem studia.

Jednotlivé genetické sekvence jsou odděleny plochami maximální transgrese (Uličný et al., 2009a), které se v karotáži projevují ostrým přechodem z hrubozrnných do jemnozrnných litologií. V terénu bývá transgresní plocha kladena nad štěrkovité polohy s přechodem do nadloží do jemnozrnného pískovce (Uličný, 2001). Srovnání terénních profilů s korelovanými vrty však v mnoha případech nedává jednoznačnou odpověď na otázku souvislosti v terénu zaznamenaných transgresních ploch s výraznými litologickými rozhraními v karotážních korelacích, ačkoliv přibližné zařazení jednotlivých profilů lze z korelačních panelů vyčíst.

Jednotka TUR7 je Uličným et al. (2009a) interpretována jako sekvence s dominancí agradace, tvořena sledem několik metrů mocných element. sekvencí. Tato jednotka by měla představovat regresní interval zaujímající časový úsek před koncem mladšího turonu, související s dlouhodobým zvyšováním A/S poměru. Ze stratigrafických korelací je ve srovnání se staršími turonskými jednotkami (viz panel D1 Uličného et al., 2009a, obr. 35) patrný výrazný ústup deltových těles k okraji pánve. Progradace těles do pánve ve spodní části TUR7 je zřejmě odrazem zvýšeného přínosu sedimentu (Uličný et al., 2009a, Vacková, 2010), příp. několika krátkodobých relativních poklesů hladiny. Ve svrch části TUR7 až po hranici turon – coniak je ve všech korelačních řezech zjevná retrogradace deltových těles a ukládání větších porcí aleuropelitů v místech dřívější hrubozrnné sedimentace. V nejsvrchnější části je zaznamenáno ve směru do pánve poměrně málo rozsáhlé těleso, progradující v řezu 3 od vrtu J-048320 (Rybniště) k vrtu J-085390 (Kr. Pole), a dále směrem k JZ vyklíňující do bahnitých facií. Podobná tělesa jsou zaznamenána na Cvikovsku, kde by



na základě karotážního signálu mohly představovat sled tenkých těles mělkovodních delt, případně progradujících písčitých pobřeží.

Báze sekvence CON1 je definována jako plocha maximální záplavy, procházející uvnitř sledu aleuropelitů ukládaných v hraničním intervalu turon/coniak. Nejlépe je tato plocha patrná ve vrtu J-143455 (Mlýny) jako maximum signálu GR následované minimumem, způsobeným progradací pískovcových těles. Typický profil sekvencí CON1 v písčitém vývoji je zachycen ve vrtu KHV1-T, v němž jsou dvě pískovcová těles ohraničena na bázi i ve stropě aleuropelity. V rámci sekvence CON1 jsou vyčleněny dvě sekvence menšího měřítka. Na počátku coniak je patrný trend transgrese, který je dán zřejmě relativním zdvihem hladiny v souvislosti s možným prohloubením lužicko-jizerského depocentra. Na Cvikovsku se zdvih hladiny projevuje zaplavením výše zmíněných mělkovodních delt a ukládáním bahna v sekvenci CON1-1. Naopak, v sekvenci CON1-2 je zaznamenán přechod z HST do FSST až LST. Tyto trakty jsou vyčleněny v až 50 m mocném (vrt 188733 Cvikov, řez 4) tělese H-delta, progradujícím do pánve k JZ až Z.

V oblasti Kytlice je vytváření akmodace je doprovázeno zvýšeným přínosem klastik, což je dobře patrné především ve vrtech KP-1 (Kříž. buk) a KHV-1T (Mlýny) v řezu 2. Progradace obou těles, CON1-1 i 1-2 je lokalizována do vrtů J-085390 a J-060467 (Kytlice), dále na V (kolmo ke směru progradace), další data nejsou dostupná. Ve druhém jmenovaném vrtu spodní těleso přechází do úzkého tělesa projevujícího se výraznými karotážními maximy – v tomto případě by se mohlo jednat o těleso uložené z turbiditických proudů, které dále do oblasti Cvikova vyklíňují do bahnitých facií. Svrchní těleso naopak ve vrtu J-060467 nabývá mocnost, přičemž a směrem na Cvikovsko koreluje s první desítky metrů mocnými tělesy gilbertovských delt – např. ve vrtu 188733 (Cvikov). Z povrchu byla tato jednotka dokumentována D. Uličným (osob. sdělení) na lokalitě Rousínov. Geometrie těles sekvence CON1 ve směru zhruba příčném ke sklonu klinoforem je doložena řezem 6 – zde je zřejmé vyklíňování v jednotkách CON1-1 i 1-2 směrem na JZ, resp. Z. Z hlediska „systémových traktů“ lze ve spodním jednotce CON1-1 vyčlenit RST, zaujímající spodní polovinu s progradujícím trendem, a svrchní polovinu odpovídající TST. V jednotce CON1-2 lze mluvit o HST a FSST ve spodní polovině, a LST a TST ve svrchní. Plocha nad jednotkou CON1-2 představuje plochu maximální záplavy (MFS) a současně sekvenční hranici mezi CON1 a CON2. U jednotky CON1 je potřeba zmínit obtíže při korelaci přes vrty v okolí Chřibské. Zřejmé odlišnosti v karotážních křivkách a odchylky v archivních litologických popisech relativně blízkých vrtů vedou k domněnce o existenci diskordance a ztrátě přinejmenším části sedimentárního záznamu, jak je to naznačeno u vrtu HV-22 (Chřibská).

Bázi sekvence CON2 definuje plocha maximální záplavy, nad níž je ukládán sled glaukonitických aleuropelitů – jak je vidět např. ve vrtech KP-1 a KHV1-T v řezu 2. Pro srovnání v Čes. ráji je báze CON2 definována MFS, která časově koinciduje s prvním výskytem indexové fosílie *Cremnoceramus crassus crassus* (Uličný et al., 2009a). V rámci stud. oblasti byl *C. c. crassus* nalezen S. Čechem (osob. sdělení) ve vrtu KP-1 v metráži 195 m, tedy asi 15 m nad MFS, oddělující CON1 a 2. V jejím okolí se již vyskytují přechodná stádia mezi *C. c. crassus* a *inconstans*. Báze CON2 je charakterizována výraznou transgresí a ústupem rozsahu progradace deltových těles. V rámci řezů 1 a 2 je v rámci bazální jednotky CON2-1 patrné deltové těleso progradující od okraje pánve (vrt J-048320) do oblasti Chříbské. Rozsah tělesa je směrem na J a JZ omezen vrty J-143371 (Studeneč)(řez 1), KP-1 (řez 2), resp. J-085390 (řezy 3 a 4), před kterými vyklišuje. Relativně málo mocné těleso, zachycené ve vrtech 364819 (Arnultovice)(řez 2), J-186495 (Hor. Pysk)(řez 3), resp. J-157558 (Okrouhlá) a 480751 (Chotovice)(řez 5), by na základě svého relativně malého plošeného rozšíření mohlo představovat sled ukládaný turbiditními proudy; zdroj jeho materiálu však není možné z těchto korelačních řezů odvodit – zatím se tedy jedná spíše o spekulaci, kterou by mohlo vyvrátit detailnější studium mikroskopických preparátů vzorků odebraných z vrtu J-157558.

Na rozdíl od jednotky CON2-1 je CON2-2 charakteristická opětovnou výraznou progradací deltových těles směrem do pánve. V řezu 4 je patrná progradace tělesa pískovců od okraje pánve (vrt J-048320) napříč oblastí Kytlice až po vrt J-060467. Toto těleso je možné korelovat na výchozy v blízkosti vrtů 188733 a 200633 u Cvikova. V řezech 1, 2, 3 a 5 je v rámci této jednotky zachyceno maximum GR, které by mohlo odpovídat transgresní ploše (viz např. vrty KP-1, J-143371 a J-183395). Směrem na J a JV do oblasti Sloupu, jak je vidět ve vrtech J-157558, 480751, a DP-4 (Sloup v Čechách, promítnut)(řez 5), obě tělesa nabývají na mocnosti. Dále ve stejném směru, jak je patrné z vrtů 354651 (Sloup v Čechách) a DP-3 (Chomouty), tato tělesa již začínají vyklišovat. Prokazatelně vyklišují také směrem na JZ mezi vrty J-186495 a Vf-1 (Volfartice). V oblasti Kytlice a Sloupu by tak mohlo zřejmě jít o přechodný typ delty ve dvou tělesech nad sebou. Na Cvikovsku, jak ukazují výzkumy Uličného (osob. sdělení), by se mohlo jednat o deltu přechodného typu s gilbertovským profilem, která by současně s kytlicko-sloupskými tělesy progradovala jz. až záp. směrem.

Parasekvence CON2-3 představuje nejmocnější jednotku, zachycenou ve všech vrtech. Současně se jedná o jednotku nejlépe povrchově odkrytou. Na základě směru úklonu klinoforem zaznamenaných výchozech její progradace probíhala generelně k J (viz příl. 1, resp. obr. 49 pro souhrn měření). V oblasti Sloupu však úklony klinoforem směřují typicky

k JZ, naopak, více na S u Radvance jsou orientovány k JV až V. Takový rozptyl svědčí o poměrně členitém průběhu pobřeží. Značná mocnost této sekvence (80 m ve vrtu J-143371) a charakter jejich uloženin, který byl dokumentován na výchozech (např. sloupské skalní město) by ukazoval na hlubokovodní deltu. Ve vrtech proximálních k okraji pánve (okolí Chřibské a Rybníště) mladší záznam chybí, jednotka CON2-3 je tedy zaznamenána až ve vrtech J-085390 a KP-1. Ve vrtu KP-1 i korelovaných výchozech v sousedícím údolí pod Kříž. bukem je patrna série transgresních ploch, směrem do pánve (např. vrty 364819 v řezu 2, resp. J-186495 v řezu 4) patrně přecházejících do konformit, které však není možné bezpečně korelovat. Na výchozech kolem Kříž. buku a v údolí Bělé převládají mírné sklony, svědčící pro mělkovodní až přechodné delty (sensu Uličný, 2001). Směrem do pánve, jak je vidět na výchozech v okolí Sloupu, se profil mění na hlubokovodní. Změnu v charakteru podélného profilu zdejších deltových těles mezi oblastí Kytlice a okolím Sloupu je možno vysvětlit topografií dna – deltová tělesa, ukládána na S na sebe, s progradací směrem k J po dosažení maxima progradace podložního tělesa vstupovala do hlubších vod s větším akomodační prostorem, kde jim bylo umožněno ukládání strmých hlubokovodních klinoforem (viz. obr. 11 – P-sekvence podle Uličného, 2001). Roli při vytváření akomodačního prostoru mohla být subsidence dna pánve. Nesoulad v nadmořských výškách dokumentovaných výchozů vůči korelovaným vrtům je vysvětlen výzdvihem sloupského skalního města (včetně lokality Dědovy kameny)(příl. 5). Hlubokovodní profil je podobně jako v oblasti Sloupu zaznamenán i na Z, v Čes. Kamenici (viz kap. 5.4.5).

Bázi sekvence CON3 tvoří výrazná záplavová plocha, která je v karotáži dobře zaznamenána např. ve vrtech KP-1 a J-186395 (řez 3). Výrazné zjemnění, nad kterým leží záplavová plocha, z vrtu KP-1 (řezech 2 a 3) pravděpodobně koreluje s konglomeratickou polohou v údolí Bělé (u vodojemu). Nad bazální MFS následuje trend hrubnutí, který je přítomen jak ve dvou výše zmíněných vrtech, tak např. ve vrtu J-157558 (řez 5). Regionální rozšíření i mocnost stratigrafického záznamu jsou oproti mladším jednotkám ovlivněny denudací. Nutno říci, že pozice báze CON3 ve stratigrafických korelacích není definitivně vyřešena a bude si vyžadovat další práci s karotážními daty.

Nejspodnější část sekvence CON3, tj. CON3-1 je poslední jednotkou, která je zaznamenána ve více vrtech a má větší plošný rozsah. Podobně jako tělesa CON2-3, i ta v jednotce CON3-1 vykazují v s progradací na J změnu charakteru podélného profilu. Ačkoliv strmé foresety, které by svědčily pro H-deltu, nebyly přímo dokumentovány, na tento typ

delt by ukazovaly heterolitické bottomsety, přítomné v Čes. Kamenici (řez 1). Naopak, v okolí Kytlice (údolí Bělé)(řez 2) jsou přítomny spíše mírně ukloněné foresety typické pro mělkovodní typ delt. Obdobná tendence je viditelná i v okolí Radvance, kde byly zjištěny mírně ukloněné foresety ukloněné na V.

Mladší jednotky než CON3-1 jsou přítomny v psamitickém vývoji prakticky jen ve vrtu J-157558 (řez 5). Ve vrtu 364819 (řez 2) byl zachycen sled aleuropelitů, přecházejících do klinoforem odkrytých u Arnultovic.

## 5.8 Stratigrafické zařazení dokumentovaných lokalit

Stratigrafické zařazení studovaných výchozů bylo provedeno prostřednictvím korelace na blízké vrty figurující ve stratigrafických řezech (kap. 5.7). Důležitost tohoto zařazení spočívá v tom, že terénní profily, u kterých jsou zdokumentovány architektury, facie a sedimentární struktury, mohou zasazením do širšího kontextu napomoci pochopit chování sedimentárních systémů i v těch částech stratigrafických jednotek, jež nevystupují na povrch, resp. v jednotkách, které jsou zcela přikryty mladšími sedimenty a o jejichž povaze nejsou z terénu dostupná žádná data.

Ze stratigrafických korelací vyplývá, že většina dokumentovaných výchozů spadá v oblasti Kytlice a Sloupu do genetické sekvence CON2 a CON 3. Sekvence CON1 je odkryta pouze na Cvikovsku; zdejší lokality jsou součástí dřívějších výzkumů D. Uličného a v této práci proto nejsou rozebírány do detailu.

V řezu 1 jsou ke karotážním křivkám korelovány lokality Pod Studencem, dále Líska a Bratrský oltář sev. od Čes. Kamenice, a nakonec pískovna v Čes. Kamenici. První jmenovanou lokalitou by měla procházet hranice sekvencí CON2 a CON3, která se v terénu projevuje zjemněním nad transgresní štěrčíkovitou polohou. Toto rozhraní je zachyceno i v pískovně v Čes. Kamenici v podobě jílovitého pískovce s fusity (obr. 45). Lokality severně od Čes. Kamenice se nechází v podloží této vrstvy a jsou součástí jednotky CON2-3.

V řezu 2 jsou obsaženy lokality v údolí Kříž. buku a údolí Bělé u Kytlice, výchozy kolem Radvance, a také výchozy ve sloupském skalním městě., které jsou pouze promítnuty k vrtu 354651. Výchozy u Kříž. buku spadají do sekvence CON2-3, avšak štěrčíkovitá poloha v nejsvrchnější části údolí by mohla představovat rozhraní sekvencí CON2 a CON3, kterému ve vrtu KP-1 odpovídá výrazné zjemnění do glaukonitického pískovce. Zmíněné rozhraní je patrně zachyceno i v údolí Bělé (výchoz u vodojemu), a stratigraficky mu zřejmě odpovídá i štěrčíkovitá poloha nad lesním divadlem na již. okraji údolí. Svrchní část údolí Bělé tím



pádem patří již jednotce CON3-1. Rozhraní CON2 a CON3 je přítomno i na lokalitě Údolí samoty, kde se projevuje diskordancí mezi strmo ukloněnými foresety zřejmě H-delty a mírně ukloněnými vrstvami patřícími patrně L-deltě. Ostatní výchozy v okolí Radvance i ve sloupském skalním městě pak představují části hlubokovodní delty náležící jednotce CON2-3. Výchoz s velkorozměrnými dunami, který se nachází v Mlýnech, tedy na již. konci údolí pod Kříž. bukem, je současný s touto deltou. Souvislost foresetových facií a dun je popsána v kap. 5.6 (viz také obr. 51).

Kromě již výše zmíněných výchozů se v řezu 3 nachází výchozy na Krásném Poli, z nichž v nejsvrchnějším se štěrčíkovitou polohou leží MFS na hranici CON2 a CON3 korelovaná na Kříž. buk a údolí Bělé. Součástí jednotky CON2-3 jsou i výchozy velkorozměrných dun ve Francouzských dolinách. V řezu 3 se nachází i nejj jižnější výchoz v kytlické oblasti, a to v Horním Prysku – zdejší foresety jsou opět součástí jednotky CON2-3.

Do řezu 4 byla krom výše zmíněných zasazena také lokalita Pionýr u Kytlice. Mezi dvěma odkryvy s výrazně odlišným charakterem sedimentace (strmé foresety a backsety ve spodní části naproti mírně ukloněným foresetům s hojnými TCB ve svrchní) se zřejmě nachází transgresní plocha, odpovídající výraznému zjemnění v litologickém popisu ve vrtu KP-2 (Velká Tisová). Dále na JV se nachází odkryvy na Cvikovsku, které spadají jak do CON1, tak již do CON2.

Do řezu 5 jsou mj. zasazeny výchozy sloupské oblasti. Nesoulad výškových pozic výchozů přilehlých k vrtu DP-3 (tj. Sloup-potok a Cikánská jeskyně) a hradu Sloup vůči Dědově kamenům, jak je vysvětleno v kap. 5.7, je zřejmě dán výzdvihem sloupského skalního města, a tedy i posunu části jednotky CON2-3 do zdánlivě vyšší úrovně.

V řezu 6 se kromě již výše zařazených výchozů nachází série výchozů záp. od Kytlice v oblasti Pustého zámku. Tyto výchozy přiléhají k poměrně krátkému vrtu 2H-286 a z větší části odpovídají jednotce CON2-3, zde charakteristické hlubokovodním profilem se strmo ukloněnými klinoformami (obr. 37).

V blízkosti sev. okraje pánve poblíž Rybniště a Chříbské chyběly odkryvy větších rozměrů, které by mohly být zasazeny do korelací. Charakter a rozsah zdejších coniackých uloženin tak mohl být rekonstruován pouze z podpovrchových dat.

## 6. Závěr

Závěry práce lze rozdělit do dvou částí. První jsou interpretace sedimentárních procesů a prostředí, založené na terénních datech. Druhou část představují konstatování o podpovrchovém rozšíření coniackých uloženin, jejich transgresně-regresní historii a geneticko-stratigrafickém členění.

Data získaná v rámci sedimentologického studia výchozů umožňují interpretaci coniackých kvádrových pískovců jakožto uloženin deltového prostředí, a to i na základě srovnání se závěry Uličného (2001), který jako hrubozrné gilbertovské delty interpretoval podobné, turonské – spodnconiacké pískovce v jiných částech ČKP. Hlavním zaznamenaným architekturním prvkem delt jsou klinoformy – na základně míry jejich úklonu lze deltová tělesa rozdělit do dvou kategorií. V rámci studované oblasti byly dokumentovány jak uloženiny delt s mělkovodním (4 – 10° sklonu, max. 15 m mocnosti), tak hlubokovodním (nad 10° a 15 m mocnosti) profilem, příp. přechodné typy s větším sklonem než je typický pro mělkovodní delty, avšak relativně malou mocností.

Geometrické typy delt lze v rozlišit i podle přítomnosti charakteristických facií a sedimentárních struktur. V rámci mělkovodních delt bylo přítomné především korytovité šikmé zvrstvení, poukazující na intenzivní přepracování prouděním. To však podle zachovalých TCB působilo i na foresety hlubokovodních delt, u kterých je však obvyklejší subparalelní laminace, budována sedimentací ve svrchním proudovém režimu. Specifickými strukturami vyskytujícími se v rámci čela H-delt jsou backsety, erozní svahové žlaby a rozměrné TCB. Dalším rysem, díky kterému se odlišují od L-delt, je přítomnost heterolitických uloženin prodeltové oblasti. Ty jsou však odkryty na jediné lokalitě, v Čes. Kamenici.

Jak vyplývá z karotážních stratigrafických korelací (obr. 54 – 60) mělkovodní, resp. přechodné typy delt by mohly být přítomny ve spodních částech coniackého sledu, tj. v rámci sekvence CON1 a jednotek 1 a 2 sekvence CON2. Jak je dále patrné, deltová tělesa v rámci těchto jednotek (s výjimkou CON 2-2) progradují na relativně malou vzdálenost od okraje pánve a poměrně záhy vyклиňují do aleuropelitů. Od jednotky CON2-2 začíná trend výrazné progradace a zvětšování mocnosti jednotlivých jednotek. Jednotka CON2-3 je budována hlubokovodními deltovými tělesy (odkryté v okolí Sloupu), které jsou však směrem na sever (oblast Kytlice) korelovány sledu mělkovodních až přechodných delt. Změna v charakteru podélného profilu deltových těles jednotky CON2-3 je vysvětlována především topografií dna,

kdy v sev. části byla deltová tělesa ukládána nad sebe, zatímco s progradací směrem k J po překročení max. dosahu progradace podložního tělesa, za kterým delta vstupovala do hlubších vod (a kde byl dostupný větší akomodační prostor), bylo možné ukládání strmých hlubokovodních klinoforem. Roli při vytváření akomodačního prostoru však patrně sehrála i subsidence celé oblasti sz. Čech.

Na základě kombinace dat z výchozů a karotážních korelací je jako analogie pro coniacké delty sz. Čech použit sedimentární model formace Roda podle López-Blanca et al. (2003) (viz obr. 51). Tento model vcelku věrně odráží charakter sedimentace i v coniaku stud. oblasti. Významným rysem modelu je laterální přechod hlubokovodních těles, ukládaných v místech s větší akomodací, do těles progradujících pod relativně mírným sklonem. Intenzivní proudění má za následek významné přepracování písků čela delt. Směr mořských, zřejmě tidálních proudů, zaznamenaný v TCB, je i odrazem členitosti deltových těles, která tyto proudy obtékají. Důsledkem proudového přepracování byl i lokální vznik rozměrných subakvatických dun. Absence aleuropelitické složky v rámci foresetů je zřejmě důsledkem hypopyknického vtoku. U strmých foresetů se uplatňuje sedimentace řízená gravitačními procesy, a to buď formou hyperpyknického vtoku nebo svahovými pohyby nestabilních partií klinoforem spjatými s likvidizací sedimentu. V místech s dominancí gravitací řízené sedimentace, jak je naznačeno v obr. 51 je vliv proudění nevýznamný, což dokumentuje i poměrně malé zastoupení TCB v klinoforech v okolí Sloupu a Radvance. Alternativou modelu López-Blanca et al. (2003) je sedimentární model delty Čes. ráje Uličného et al. (2003).

Díky stratigrafickým korelacím lze konstatovat významné transgresně-regresní pohyby na rozhraní turon/coniak a v mladším coniaku, zaznamenané i v uloženinách sz. Čech. Koncem nejmladšího turonu nastává ústup deltových těles směrem k okraji pánve, související s trendem zvedání mořské hladiny v hraničním intervalu turon/coniak. Na Cvikovsku dochází k zaplavení deltových těles a ukládání bahna, zatímco v oblasti Kytlice je zaznamenána progradace deltových těles v jednotkách CON1-1 a 1-2. Výrazný zdvih hladiny je zaznamenan na hranici sekvencí CON1 a 2. V rámci sekvence CON2 je zřejmý trend opětivé výrazné progradace delt, které do bahnitých facií vyklíňují zřejmě až jižně od sloupského skalního města. Výrazná mocnost jednotky CON2-3 vede ke konstatování, že vyplňování akomodačního prostoru velkými objemy klastik, přinášených ze sever, je odrazem výzdvihu a intenzivnější denudace západosudetského ostrova. Tato etapa je ukončena výraznou transgresí na hranici sekvencí CON2 a 3. U jednotek mladších než CON3 není v důsledku

denudace a omezeného povrchového i podpovrchového rozšíření možné vynést jakékoliv závěry.

Na závěr je potřeba poznamenat, že vzhledem k tomu, že tato práce byla spíše regionálně zaměřená, nebylo možné se do detailu věnovat sedimentologickému studiu zajímavých, ačkoliv rozsáhlých lokalit. Čistě sedimentologické studium např. sloupského skalního města by mohlo představovat téma samostatné diplomové práce. Kromě toho, pro lepší představu o rozsahu coniackých uloženin a jejich detailnější sekvenčně-stratigrafické studium by bylo zapotřebí rozsáhlejších karotážních korelací, např. do oblasti strážského příkopu, které by však přesahovaly časové možnosti této práce.



## 7. Literatura

- 1) ADAMOVIČ, J. (1994). Paleogeography of the Jizera Formation (Late Cretaceous sandstones), Kokořín area, central Bohemia. *Sborník geologických věd, Geologie*, 46. p. 103 – 123
- 1) ALEKSANDROWSKI, P., KRYZA, R., MAZUR, S., ŻABA, J. (1997). Kinematic data on major Variscan fault and shear zones in the Polish Sudetes, NE Bohemian Massif. *Geological Magazine*, 134. p. 727 – 739
- 1) ASHLEY, G.M. (1990). Classification of large-scale subaqueous bedforms: A new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60. p. 160 – 172
- 1) BHATTACHARYA, J.P. (2010). Deltas. p. 231 – 262  
*in*  
DALRYMPLE, R., JAMES, N. (Ed.), Facies Models. 4<sup>th</sup> Edition. *Geological Association of Canada*. 575 p.
- 1) BRANDMAYR, M., DALLMEYER, R.D., HANDLER, R., WALLBRECHER, J. (1995). Conjugate Shear Zones in the southern Bohemian Massif (Austria) – Implications for Variscan and Alpine tectonothermal activity. *Tectonophysics*, 248. p. 97 – 116
- 1) BROMLEY, R.G. & ASGAARD, U. (1979). Triassic freshwater ichnocoenoses from Carlsberg fjord, east Greenland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 28. p. 39 – 80
- 1) BROMLEY, R.G., PEMBERTON, S.G., RAHMANI, R.A. (1984). A Cretaceous woodground: the *Teredolites* ichnofacies. *Journal of Paleontology*, 58. p. 488 – 498
- 1) BROŽEK, P. (1978). Chřibská – prameniště. II. závěrečná zpráva. *Stavební geologie, Praha (nepublikováno)*. GF P026267
- 1) CAMPBELL, C.V. (1967). Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8. p. 7 – 26
- 1) CARTIGNY, M.J.B. (2012). Morphodynamics of supercritical high-density turbidity currents. *PhD. Thesis. Faculteit Geowetenschappen, Universiteit Utrecht*. 153 p.
- 1) CATUNEANU, O. (2002). Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35. p. 1 – 43
- 1) CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, J.P., BLUM, M.D., DALRYMPLE, R.W., ERIKSSON, P.G., FIELDING, C.R., FISHER, W.L., GALLOWAY, W.E., GIBLING, M.R., GILES, K.A., HOLBROOK, J.M., JORDAN, R., KENDALL, C.G.St.C., MACURDA, B., MARTINSEN, O.J., MIAL, A.D., NEAL, J.E., NUMMENDAL, D., POMAR, L., POSAMENTIER, H.W., PRATT, B.R., SARG, J.F., SHANLEY, K.W., STEEL, R.J., STRASSER, A., TUCKER, M.E., WINKER, C. (2009). Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92. p. 1 – 33

- 1) COE, A.L., BOSENCE, D.W.J., CHURCH, K.D., FLINT, S.S., HOWELL, J.A, WILSON, R.C.L. (2002). The Sedimentary Record of Sea-Level Change. *The Open University & Cambridge University Press*. 287 p.
- 1) CORNER, G.D., NORDHAL, E., MUNCH-ELLINGSEN, K., ROBERTSEN, K.R. (1990). Morphology and sedimentology of an emergent fjord-head Gilbert-type delta: Alta delta, Norway. p. 155 – 168  
*in*  
COLELLA, A., PRIOR, D.B. (Ed.). Coarse-Grained Deltas. *International Association of Sedimentologists Special Publication, 10*.
- 1) ČECH, S. (2011). Paleogeography and stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic) – An overview. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 1*. p. 18 – 21
- 1) ČECH, S., KLEIN, V., KRÍŽ, J., VALEČKA, J. (1980). Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. *Věstník Ústředního ústavu geologického, 55*. p. 277 – 296
- 1) ČECH, S., HERCOGOVÁ, J., KNOBLOCH, E., PACLTOVÁ, B., POKORNÝ, V., SAJVEROVÁ, E., SLAVÍK, J., ŠVÁBENICKÁ, L., VALEČKA, J. (1987). Svrchní křída ve vrtu Volfartice Vf-1. *Sborník geologických věd, Geologie, 4*. p. 113 – 159
- 1) ČECH, S., VALEČKA, J. (1991). Významné transgrese a regrese v české křídové pánvi. *Manuskript, Ústřední ústav geologický (nepublikováno)*. 51 p.
- 1) ČECH, S., ŠVÁBENICKÁ, L. (1992). Macrofossils and nannofossils of the type locality of the Březno Formation (Turonian-Coniacian, Bohemia). *Věstník Českého geologického ústavu, 67*. p. 311 – 326
- 1) ČTYŘOKÝ, V., KOUBEK, M. (1969). Průzkum sklářských písků 1958 – Mlýny. *Geologický průzkum, Praha (nepublikováno)*. GF FZ002907
- 1) DALRYMPLE, R. (1992). Tidal deposits systems. p. 195 – 218  
*in*  
WALKER, R.G., JAMES, N. (Ed.). Facies Models: Response to Sea Level Change. *Geological Association of Canada*. 454 p.
- 1) DOMEČKA, M., ELIÁŠ, M., KLEIN, V., OPLETAL, M. (1971). Základní geologická mapa 1:25·000. List M-33-41-B-D Chřibská. *Ústřední ústav geologický, Praha (nepublikováno)*. GF P023137
- 1) FISHER, W.L., MCGOWEN, J.H. (1967). Depositional systems of the Wilcox group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Association Geological Society, Transactions, 17*. p. 105 – 125
- 1) FRANKE, W. (1989). Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of Central Europe. *Geological Society of America Special Paper, 230*. p. 67 – 90
- 1) FRANKE, W., DALLMEYER, R.D., WEBER, K. (1995). Geodynamic evolution. p. 579 – 593

in

DALLMEYER, R.D., FRANKE, W., WEBER, K. (Ed.). Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. *Springer Verlag*

1) FREY, R. W., HOWARD, J. D., PRYOR, W. A. (1978). Ophiomorpha: its morphologic, taxonomic and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 23. p. 199 – 229

1) FRIČ, A. (1889). Studie v oboru křídového útvaru v Čechách. IV. Teplické vrstvy. *Archiv přírodovědecký, Výzkum Čech*, 7. p. 1 – 114

1) GALLOWAY, W.E. (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bulletin*, 73. p. 125 – 142

1) GEINITZ, H.B. (1850). Quadergebirge oder Kreideformation in Sachsen. *Weidemann, Leipzig*. 44 p.

1) HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B., SPEARING, D.R., WALKER, R.G. (1975). Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course*, 2. 161 p.

1) HELLAND-HANSEN, W., MARTINSEN, O.J. (1996). Shoreline trajectories and Sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, 66. p. 670 – 688

1) HERČÍK, F., HERMANN, Z., VALEČKA, J. (1999). Hydrogeologie české křídové pánve. *ČGS Praha*. 115 p.

1) HOWARD, J. D., FREY, R. W. (1984). Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21. p. 200 – 219

1) HUNT, D., TUCKER, M.E. (1995). Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81. p. 1 – 9

1) CHÁB, J., BREITER, K., FATKA, O., HLADIL, J., KALVODA, J., ŠIMŮNEK, Z., ŠTORCH, P., VAŠÍČEK, Z., ZAJÍC, J., ZAPLETAL, J. (2008). Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. *ČGS Praha*. 284 p.

1) JERZYKIEWICZ T. (1968). Sedymentacja górnych piaskowców ciosowych niecki śródnosudeckiej (górna kreda). *Geologia Sudetica*, 4. p. 409 – 462

1) JERZYKIEWICZ, T. (1970). Turbidite sequence in the Sudetic Upper Cretaceous (South-western Poland). *Bulletin de l'Academie polonaise des Sciences, Série des Sciences géologiques et géographiques*, 18. p. 149 – 159

1) JERZYKIEWICZ, T. (1971). A flysch/littoral succession in the Sudetic Upper Cretaceous. *Acta geologica polonica*, 21. p. 165 – 199

1) JERZYKIEWICZ, T., WOJEWODA, J. (1986). The Radków and Szczeliniec sandstones: an example of giant foresets on a tectonically controlled shelf of the Bohemian Cretaceous Basin (Central Europe). p. 1 – 15

in

KNIGHT, R.J., MCLEAN, J.R. (Ed.). Shelf Sands and Sandstones. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 11*.

1) JINDŘICH, V. (1971). New views in tectonic significance of platform sediments in the Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Geological Society of America Bulletin*, 82. p. 763 – 768

1) JOPLING, A.V., RICHARDSON, E.V. (1966). Backset bedding developed in shooting flow in laboratory experiments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36. p. 821 – 825

1) KLEIN, V. (1966). Stratigrafie a litologie svrchní křídý mezi Jizerou a Labem. *Sborník geologických věd, Geologie*, 11. p. 49 – 76

1) KLEIN, V., SOUKUP, J. (1964). Česká křídová pánev.

in

SVOBODA, J. (Ed.). Regionální geologie ČSSR, díl 1., Český masiv. Svazek 2. *ÚÚG Praha*

1) KLEIN, V., MÜLLER, V., VALEČKA, J. (1979). Lithofazielle und paläogeographische Entwicklung des Böhmisches Kreidebeckens. *Aspekte des Kreide Europas. IUGS Series A*, 6. p. 435 – 446

1) KLEY, J., VOIGT, T. (2008). Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology*, 36. p. 839 – 842

1) KOŠTÁK, M., ČECH, S., EKRT, B., MAZUCH, M., WIESE, F., VOIGT, S., WOOD, C.J., (2004). Belemnites of the Bohemian Cretaceous Basin in a global context. *Acta Geologica Polonica*, 54. p. 511 – 533

1) KREJČÍ, J. (1869). Práce zeměpysného odboru v letech 1864 – 1868. Předběžné poznámky. *Archiv přírodovědecký, Výzkum Čech*, 1. p. 41 – 179

1) KREJČÍ, J. (1870). Studie v oboru křídového útvaru. I. Všeobecné a horopisné poměry, jakož i rozčlenění křídového útvaru v Čechách. *Archiv přírodovědecký, Výzkum Čech*, 1. p. 35 – 161

1) KRYSTEK, I., SAMUEL, O. (1978). Výskyt kriedy karpatského typu severne od Brna (Kuřim). *Geologické práce, správy*, 71. p. 93 – 100

1) LÓPEZ-BLANCO, M., MARZO, M., MUÑOZ, J.A. (2003). Low-amplitude, synsedimentary folding of a deltaic complex: Roda Sandstone (lower Eocene), South-Pyrenean Foreland Basin. *Basin Research*, 15. p. 73 – 95

1) LOWE, D.R. (1976). Subaqueous liquified and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology*, 23. p. 285 – 308

1) MACÁK F., MÜLLER, V. (1963). Svrchní coniak až santon v křídě Českého středohoří. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 38. p. 193 – 195



1) MALKOVSKÝ, M., BENEŠOVÁ, Z., ČADEK, J., HOLUB, V., CHALOUPSKÝ, J., JETEL, J., MÜLLER, V., MAŠÍN, J., TÁSLER, R. (1974). Geologie české křídové pánve a jejího podloží. *Ústřední ústav geologický & Academia, Praha*. 262 p.

1) MALKOVSKÝ, M. (1987). The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. *Tectonophysics*, 137. p. 31 – 42

1) MARTINSEN, O.J., RYSETH, A., HELLAND-HANSEN, W., FLESCHE, H., TORKILDSEN, G., IDIL, S. (1999). Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46. p. 235 – 259

1) MECKEL, L.D. (1975). Holocene sand bodies in the Colorado delta area, northern Gulf of California. p. 239 - 265

in

BROUSSARD, M.L. (Ed.) Deltas, Models for exploration. *Houston Geological Society*. 555 p.

1) MITCHELL, A.J., ULIČNÝ, D., HAMPSON, G.J., ALLISON, P.A., GORMAN, G.J., PIGGOTT, M.D., WELLS, M.R., PAIN, C.C. (2010). Modelling tidal current-induced bed shear stress and palaeocirculation in an epicontinental seaway: the Bohemian Cretaceous Basin, Central Europe. *Sedimentology*, 57. p. 359 – 388

1) MITCHUM, R.M. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. p. 135 – 144

in

PAYTON, C.E. (Ed.) Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. *AAPG Memoir*, 26.

14) MONENAT, C., BARRIER, P., OTT d'ESTEVOU, P., HIBSCH, C. (2007). Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, 196. p. 5 – 30

1) NEMEC, W. (1990a). Deltas – remarks on terminology and classification. p. 3 – 12

in

COLELLA, A., PRIOR, D.B. (Ed.). Coarse-Grained Deltas. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 10.

1) NEMEC, W. (1990b). Aspects of sediment movement on steep delta slopes. p. 29 – 74

in

COLELLA, A., PRIOR, D.B. (Ed.). Coarse-Grained Deltas. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 10.

1) NEMEC, W. (1995). The dynamics of deltaic suspension plumes. p. 31 – 93

in

OTI, M.N., POSTMA, G. (Ed.). Geology of Deltas. A. A. Balkema, Rotterdam. ? p.

23) NICHOLS, R.J. (1995). The liquefaction and remobilization of sandy sediments. p. 61 – 74

in

HARTLEY, A.J., PROSSER, D.J. (Ed.). Characterization of deep marine clastic sediments. *Geological Society Special Publication*, 94.

15) OBERMEIER, S.F., POND, E.C., OLSON, S.M., GREEN, R.A. (2002). Paleoliquefaction studies in continental settings. p. 13 – 27

in

ETTENSohn, F.R., RAST, N., BRETT, C.E. (Ed.). Ancient seismites. *Geological Society of America Special Paper*, 359.

1) OGG, J.G., AGTERBERG, F.P., GRADSTEIN, F.M. (2004). The Cretaceous Period. p. 343 – 383

in

GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SMITH, A., (Ed.). A Geologic Time Scale 2004. *Cambridge University Press*.

16) OWEN, G. (1996). Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, 43. p. 279 – 293

17) OWEN, G., MORETTI, M. (2011). Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, 235. p. 141 – 147

18) OWEN, G., MORETTI, M., ALFARO, P. (2011). Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*, 235. p. 133 – 140

1) PEMBERTON, S.G., VAN WAGONER, J.C., WACH, G.D. (1992). Ichnofacies of a wave – dominated shoreline. p. 339 – 382

in

PEMBERTON, S.G. (Ed.). Application of Ichnology to Petroleum Exploration. A Core Workshop. *SEPM Core Workshop*, 17.

1) PIVEC, E., ULRYCH, J., HÖHNDORF, A., RUTŠEK, J. (1998). Melilitic rocks from northern Bohemia: geochemistry and mineralogy. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 1998. p. 312 – 339

1) PLINT, A.G. (1996). Marine and nonmarine systems tract in fourth-order sequences in the Early-Middle Cenomanian, Dunvegan Alloformation, northeastern British Columbia, Canada. p. 159 – 191

in

HOWELL, J.A., AITKEN, J.F. (Ed.). High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications. *Geological Society Special Publication*, 104.

1) PLINT, A.G., ULIČNÝ, D. (1999). Sequence Stratigraphy, Emphasizing Clastic Deposits. *Notes for a short course in sequence stratigraphy, presented at Charles University, Prague, Czech Republic, 22 – 27 May, 1999 (nepublikováno)*. 175 p.

1) PLINT, A.G., NUMMENDAL, D. (2000). The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. p. 1 – 17

in

HUNT, D., GAWTHORPE, R.L. (Ed.). Sedimentary Response to Forced Regressions. *Geological Society Special Publication*, 172.

1) POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P. (1999). Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Concepts and Applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 7. 210 p.

1) POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T., VAIL, P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework. p. 110 – 124

in

WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C. (Ed.) Sea Level Changes – An Integrated Approach. *SEPM Special Publication*, 42.

1) PRIOR, D.B., BORNHOLD, B.D. (1990). The underwater development of Holocene fan deltas. p. 75 – 90

in

COLELLA, A., PRIOR, D.B. (Ed.). Coarse-Grained Deltas. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 10.

1) RADWAŃSKI, S. (1966). Facje osadowe i charakterystyka faunistyczna górnej kredy środkowych Sudetów. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 36. p. 99 – 119

1) RAJCHL, M., ULIČNÝ, D., GRYGAR, R., MACH, K. (2009). Evolution of basin-fill architecture in an incipient continental rift: the Cenozoic Most Basin, Eger Graben, Central Europe. *Basin Research*, 21. p. 269 – 294

1) JOHNSON, H.D., BALDWIN, C.T. (1996). Shallow clastic seas. p. 232 – 280

in

READING, H.G. (Ed.). Sedimentary Environments: Processes, Facies & Stratigraphy. 3<sup>rd</sup> Edition. *Blackwell Publishing*. 688 p.

1) RIDER, M.H. (1996). The Geological Interpretation of Well Logs. 2<sup>nd</sup> Edition. *Whittles Publishing*. 280 p.

1) RINDSBERG, A.K., KOPASKA-MERKEL, D.C. (2005). Treptichnus and Arenicolites from the Steven C. Minkin Paleozoic footprint site (Langsettian, Alabama, USA). p. 121 – 141

in

BUTA, R. J., RINDSBERG, A. K., KOPASKA-MERKEL, D. C. (Ed.). Pennsylvanian Footprints in the Black Warrior Basin of Alabama. *Alabama Paleontological Society Monograph*, 1.

1) ROTNICKA, J. (2005). Ichnofabrics of the Upper Cretaceous rocks from the Table Mountains (Sudetes, Poland SW). *Geological Quarterly*, 49. p. 15 – 30

1) RUBIN, D.M. (1987). Cross-Bedding, Bedforms and Paleocurrents. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 1, 187 p.

1) RUTŠEK, J. (1995). Závěrečné zpracování prací uranového průzkumu v české křídové pánvi za léta 1959 – 1990, část I. - Všeobecná část, závěry a doporučení. *DIAMO s. p., Stráž pod Ralskem (nepublikováno)*. GF P098200

1) SAVRDA, C.E., COUNTS, J., MCCORMICK, O., URASH, R., WILLIAMS, J. (2005). Log-grounds and Teredolites in transgressive deposits, Eocene Tallahatta Formation (southern Alabama, USA). *Ichnos*, 12. p. 47 – 57

1) SCHECK, M., BAYER, U., OTTO, V., LAMARCHE, J., BANKA, D., PHARAOH, T. (2002). The Elbe Fault System in North Central Europe – a basement controlled zone of crustal weakness. *Tectonophysics* 360. p. 281 – 299

1) SKOČEK, V., VALEČKA, J. (1983). Paleogeography of the Late Cretaceous Quadersandstein of the Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 44. p. 71 – 92

1) SKOPCOVÁ, M. (2010). Architektury, stratigrafie a sedimentární režim pískovcových těles spodního a středního turonu v sz. části české křídové pánve. *Diplomová práce. PřF UK Praha*. 122 p.

1) SLAVÍK, J., VALEČKA, J. (1988). Sedimentologie rohateckých vrstev (coniak) na stratotypové lokalitě Sutiny (Choceň). *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1985*. p. ?

1) SOUKUP, J. (1956). Stratigrafické rozdělení křídý českého masivu. Několik poznámek k názvosloví a ke stratigrafické tabulce. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 31. p. 173 – 180

1) SOUKUP, J. (1963). Křídový útvar.

*in*

KOPECKÝ, L. (Ed.). Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR. 1:200·000 M-33-IX. Děčín. *ÚÚG Praha*

1) STILLE, H. (1924). Grundfragen der vergleichenden Tektonik. *Verlag von Gebrüder Borntraeger*. 443 p.

1) SVOBODOVÁ, M. (1999). Mid-Cretaceous palynomorphs from the Blansko Graben (Czech Republic): affinities to both Tethyan and Boreal bioprovinces. *Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen, TNO*, 58. *Proceedings 4th EPPC*. p. 149 – 156

1) SWIFT, D.J.P. (1968) Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Journal of Geology*, 76. p. 444 – 456

1) TOMANOVÁ, R. (1998). Facie a architektury pískovců Broumovských stěn, Polická pánev. *Diplomová práce. PřF UK Praha*. ? p.

1) TRÖGER, K.A. (1969). Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon), II. *Abhandlungen des staatlichen Museums der Mineralogie und Geologie. Dresden*, 13.

1) TERWINDT, J.H.J. (1971). Lithofacies of inshore estuarine and tidal inlet deposits. *Geologie en Mijnbouw*, 50. p. 515 – 526.

1) TWENHOFEL, W.H. (1926). Treatise on sedimentation. *Williams & Wilkins*. 661 p.



1) ULIČNÝ, D. (1988). Cyclic sequences of the lower part of the Peruc-Korycany Formation (Cenomanian), Bohemia. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 63. p. 39 – 45

1) ULIČNÝ, D. (2001). Depositional system and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in shallow-marine, strike-slip setting: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. *Sedimentology*, 48. p. 599 – 628

1) ULIČNÝ, D., ŠPIČÁKOVÁ, L. (1996). Response to high frequency sea-level change in a fluvial to estuarine succession: Cenomanian palaeovalley fill, Bohemian Cretaceous Basin. p. 247 – 268

in

HOWELL, J.A., AITKEN, J.F. (Ed.). High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications. *Geological Society Special Publication*, 104.

1) ULIČNÝ, D., KVAČEK, J., SVOBODOVÁ, M. & ŠPIČÁKOVÁ, L. (1997). High-frequency sea-level fluctuations and plant habitats in Cenomanian fluvial to estuarine succession: Pecínov quarry, Bohemia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 136. p. 165 – 197.

1) ULIČNÝ, D., NICHOLS, G., WALTHAM, D. (2002a). Role of initial depth at basin margins in sequence architecture: field examples and computer models. *Basin Research*, 14. p. 347 – 360

1) ULIČNÝ, D., MARTÍNEK, K., GRYGAR, R. (2002b). Syndepositional geometry and post-depositional deformation of the Krkonoše Piedmont Basin: A preliminary model. *Geolines*, 14. p. 101 – 102

1) ULIČNÝ, D., ČECH, S., GRYGAR, R. (2003). Tectonics and depositional systems of a shallow-marine, intra-continental strike-slip basin: exposures of the Český Ráj region, Bohemian Cretaceous Basin. *Excursion Guide, First Meeting of the Central European Tectonics Group and Eighth meeting of the Czech Tectonic Studies Group. Geolines*, 16. p. 133 – 148.

1) ULIČNÝ, D., ŠPIČÁKOVÁ, L. (2006). Sequence stratigraphy, A field exercise in basics. September 21 - 22, 2006. *Exkurzní průvodce, GFÚ & Moravské naftové doly (nepublikováno)*. 68 p.

1) ULIČNÝ, D., LAURIN, J., ČECH, S. (2009a). Controls on clastic sequence geometries in a shallow-marine, transtensional basin: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. *Sedimentology*, 56. p. 1077 – 1114

1) ULIČNÝ, D., ŠPIČÁKOVÁ, L., GRYGAR, R., SVOBODOVÁ, M., ČECH, S., LAURIN, J., (2009b). Palaeodrainage systems at the basal unconformity of the Bohemian Cretaceous Basin: roles of inherited fault systems and basement lithology during the onset of basin filling. *Bulletin of Geosciences*, 84. p. 577 – 610

1) ULIČNÝ, D., ŠPIČÁKOVÁ, L. (in press). Genetická stratigrafie s využitím karotážních dat: možné aplikace ve studiu kolektorů české křídové pánve. *Sborní geologických věd, HIG*.

- 1) VACKOVÁ, L. (2010). Architektury, stratigrafie a sedimentární režim pískovcových těles svrchního turonu v sz. části české křídové pánve. *Diplomová práce. PřF UK Praha*. 113 p.
- 1) VALEČKA, J. (1974). Litofaciální a paleogeografický vývoj svrchní křídý v severních Čechách. *Disertační práce. PřF UK Praha*. 189 p.
- 1) VALEČKA, J. (1979a). Paleogeografie a litofaciální vývoj severozápadní části české křídové pánve. *Sborník geologických věd, Geologie, 33*. p. 47 – 81
- 1) VALEČKA, J. (1979b). Barrier island in the Bohemian Upper Cretaceous Basin. *Časopis pro mineralogii a geologii, 24*. p. 175 – 184
- 1) VALEČKA, J. (1984). Storm surge versus turbidite origin of the Coniacan to Santonin sediments in the eastern part of the Bohemian Cretaceous Basin. *Geologische Rundschau, 73*. p. 651 – 682
- 1) VALEČKA, J. (1988). Sedimentologie svrchní křídý v kralickém příkopu. *Sborník geologických věd, Geologie, 43*. p. 141 – 191
- 1) VALEČKA, J. (1989). Sedimentology, stratigraphy and cyclicity of the Jizera Formation (Middle – Upper Turonian) in the Děčín area (Northern Bohemia). *Věstník Ústředního ústavu geologického, 64*. p. 77 – 90
- 1) VALEČKA, J., REJCHRT, M. (1973): Litologie a geneze tzv. flyšoidní facie coniaků ve východní části Českého středohoří. *Časopis pro mineralogii a geologii, 18*. p. 379 – 391
- 1) VALEČKA, J., SKOČEK, V. (1990). Litoeventy v české křídové pánvi. *Věstník Ústředního ústavu geologického, 65*. p. 13 – 28
- 1) VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S., HARDENBOL, J. (1988). An overview of sequence stratigraphy and key definitions. p. 39 – 45  
*in*  
WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C. (Ed.) Sea Level Changes – An Integrated Approach. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42*.
- 1) VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M., RAHMANIAN, V.D. (1990). Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. *AAPG Methods in Exploration Series, 7*. 55 p.
- 1) VÁNĚ, M. (1979). Nové pohledy na členění svrchního turonu a coniaků v území mezi Roudnicí nad Labem, Louny a Mostem. *Sborník Severočeského musea, přírodní vědy, 11*. p. 235 – 260.
- 1) VISSER, M.J. (1980). Neap – spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology, 8*. p. 543 – 546

1) VOIGT, S., WAGREICH, M., SURLYK, F., WALASZCZYK, I., ULIČNÝ, D., ČECH, S., VOIGT, T., WIESE, F., WILMSEN, M., NIEBEHR, B., REICH, M., FUNK, H., MICHALÍK, J., JAGT., J.W.M., FELDER, P.J., SCHULP, A.S. (2008). Cretaceous. p. 923 – 997

in

McCANN T. (Ed.) *Geology of Central Europe, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. The Geological Society, London.* 592 p.

1) ZAHÁLKA, Č. (1914). Útvar křídový v Českém středohoří. *Vlastním nákladem.* 465 p.

1) ZAHÁLKA, Č. (1918). Východočeský útvar křídový. Část jižní. *V Roudnici: Nákladem spisovatelovým s podporou České společnosti nauk.* 79 p.

1) ZAHÁLKA, B. (1924). Oblasti české křídý. *Časopis pro mineralogii a geologii, 1.* p. 13 – 15, 39 – 45, 99 – 101, 136 – 143

1) ZECCHIN, M., CATUNEANU, O. (2013). High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology, 39.* p. 1 – 25

1) ZIEGLER, P.A. (1990). Geological Atlas of Western and Central Europe. *Shell International Petroleum Maatschappi B.V. & The Geological Society.* 239 p.

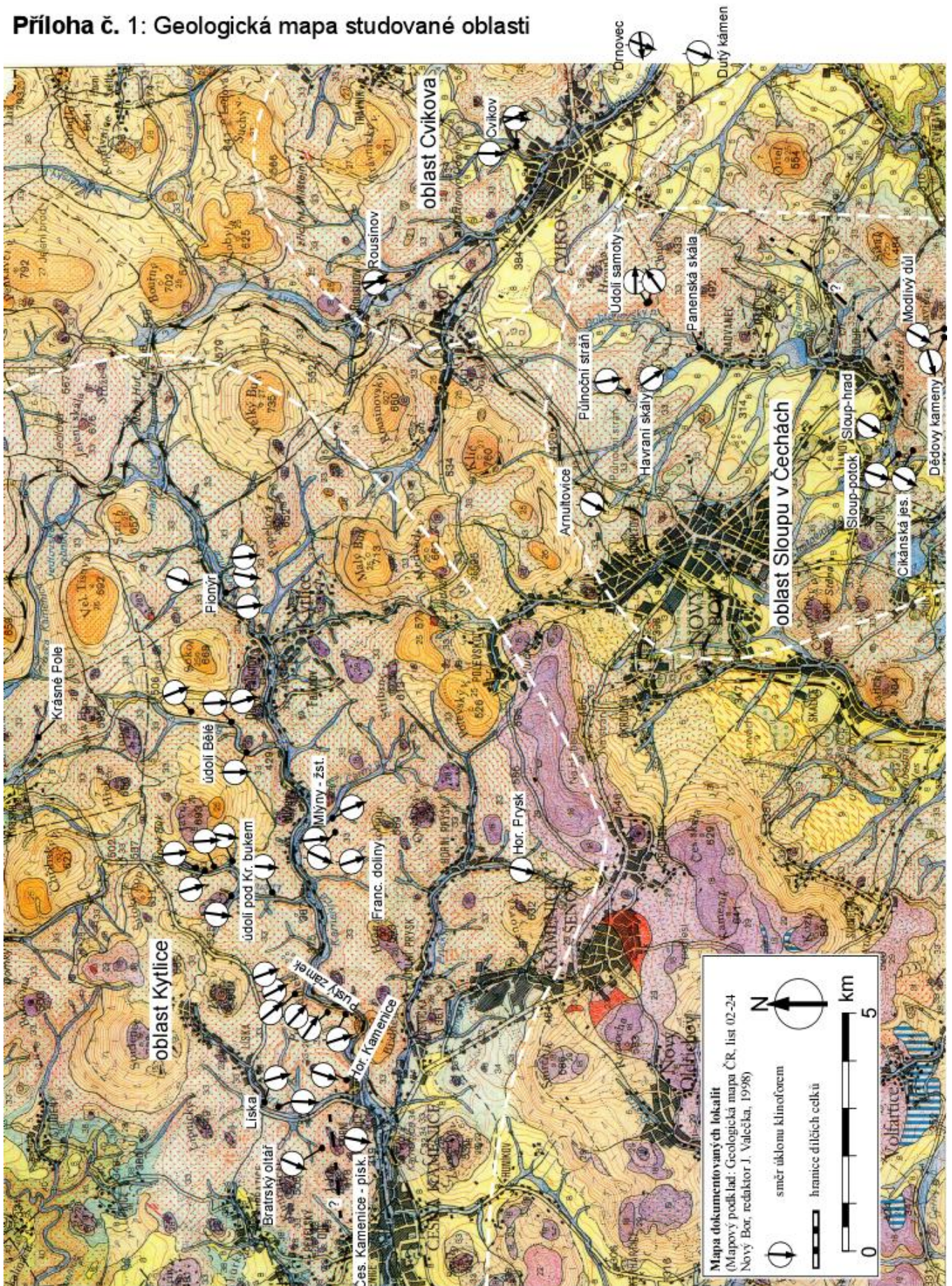
1) ZIEGLER, P.A. (1994). Cenozoic rift system of western and central Europe: An overview. *Geologie en Mijnbouw, 73.* p. 99 – 127

---

## 8. Přílohy



Příloha č. 1: Geologická mapa studované oblasti





## **Příloha č. 2: Seznam dokumentovaných lokalit (příl. 6 – 18)**

**Česká Kamenice – pískovna**

**Horní Prysk**

**Mlýny – Francouzské doliny**

**Mlýny – údolí pod Křížovým bukem**

**Mlýny – lesní divadlo**

**Mlýny – údolí Bělé**

**Kytlice – Pionýr**

**Radvanec – Panenská skála**

**Radvanec – Půlnoční stráž**

**Radvanec – Údolí samoty**

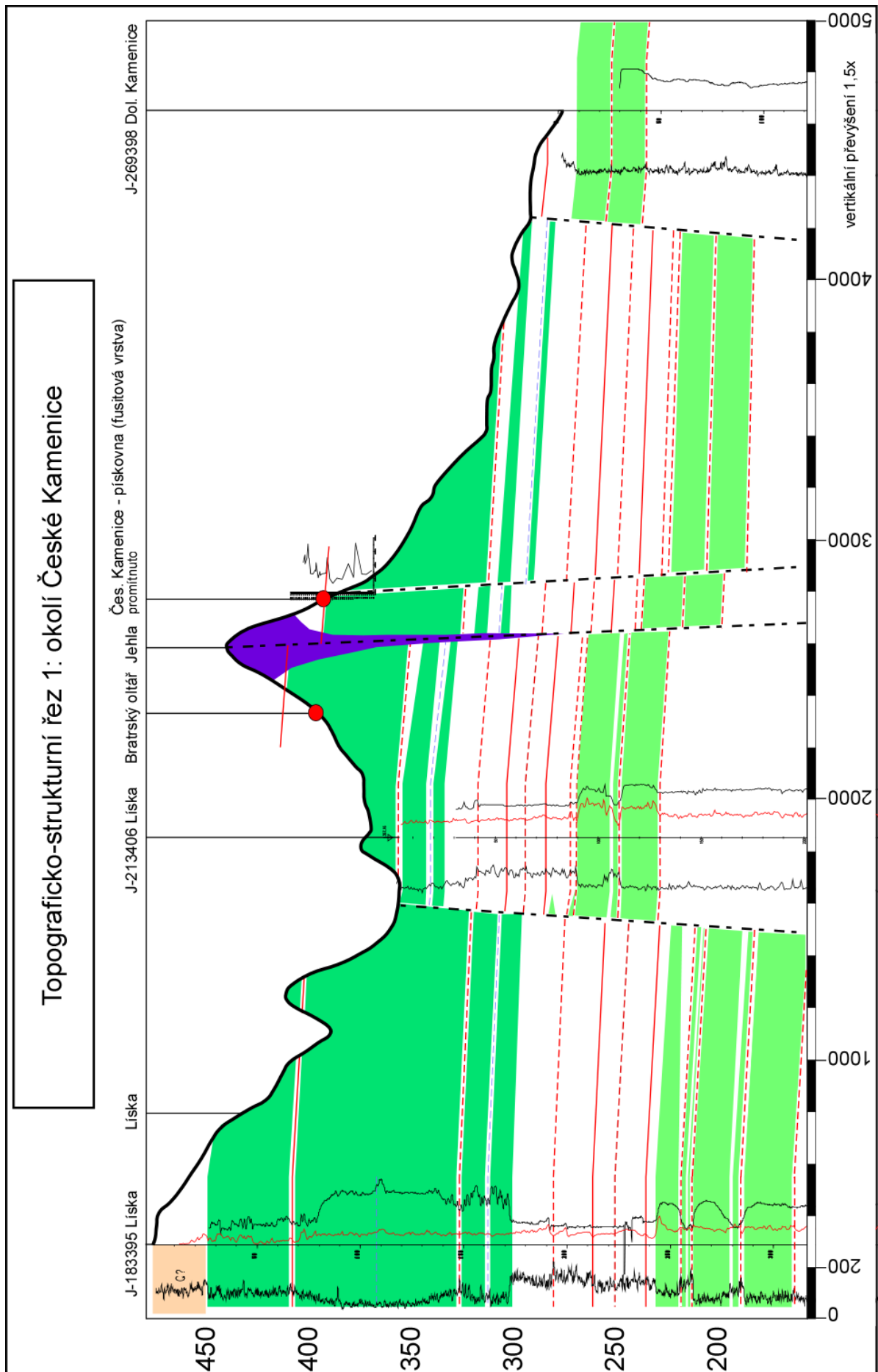
**Studeneč – Pod Studencem (dokumentováno D. Uličným & M. Rajchlem)**

**Svojkov – Dědovy kameny**

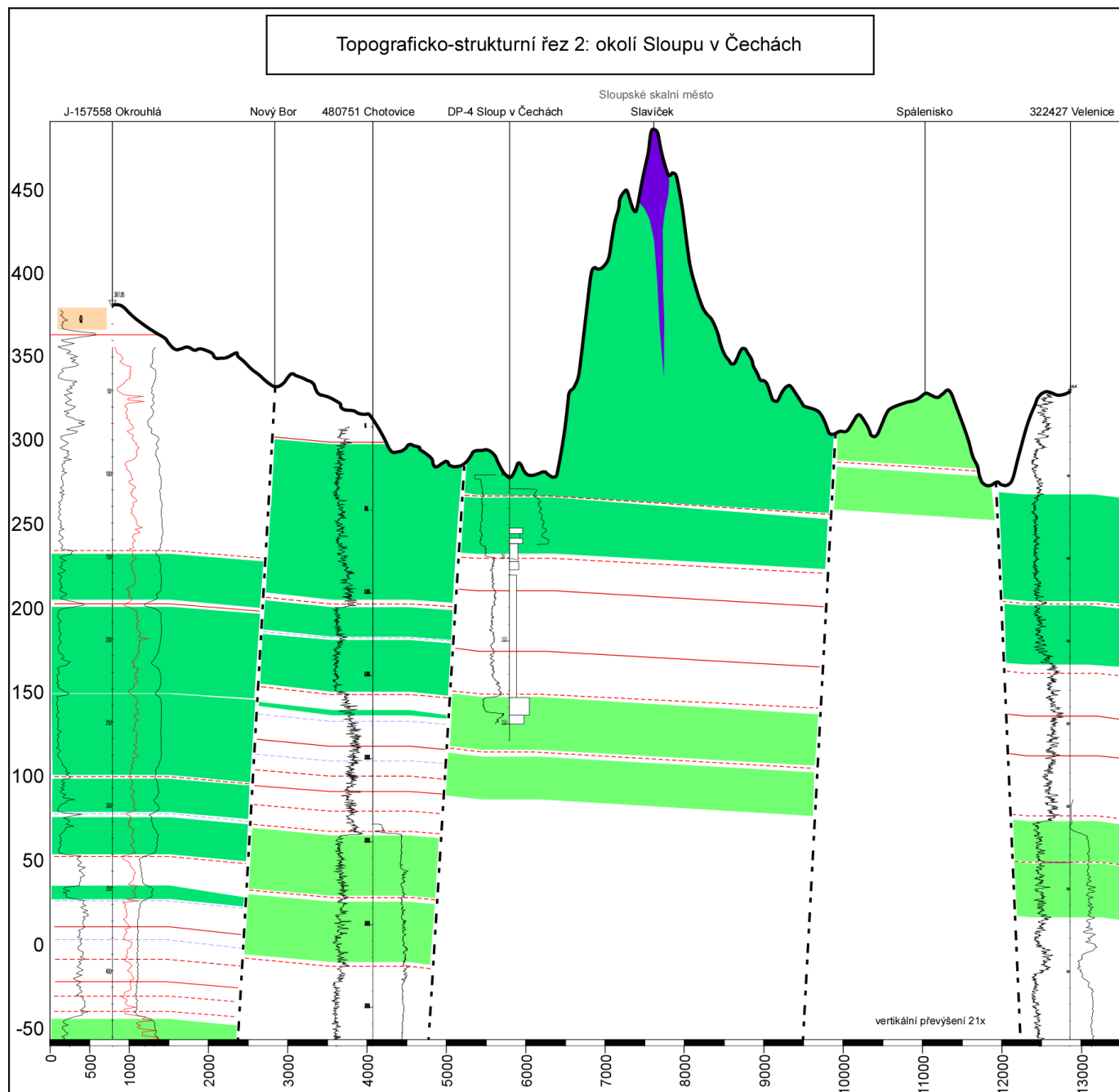
**Příloha č. 3: Seznam vrtů použitých ve stratigrafických korelacích**

Číslo vrtu	Název	z	Souřadnice WGS-84		Souřadnice S-JTSK		GR	RES	XNN	lito
			Lat N	Long E	x	y				
104699	Mařeničky	364.67	50.79176	14.66427	967711.95	715152.1	•	•	•	
188733	Cvikov	365.45	50.78461	14.63449	968221.3	717339.49	•	•	•	
200633	Cvikov	325.69	50.76639	14.65493	970422.07	716180.88	•	•	•	
2H-281N	Krásné Pole	413.49	50.84818	14.50827	960017	725204	•	•		•
2H-286	Pustý zámek	382.13	50.80909	14.47988	964056.09	727774.43	•			
354651	Sloup v Čechách	319.16	50.74605	14.61073	972248.7	719573.68	•	•		
364819	Arnultovice	391.2	50.7724	14.56806	968938.81	722164.26	•	•	•	
480751	Chotovice	314.67	50.74165	14.55566	972211.22	723491.42	•	•		
Ch-1	Chřibská	405								•
DP-3	Chomouty	280.15	50.72818	14.57345	973865.4	722448.7	•	•		
DP-4	Sloup v Čechách	285.72	50.73665	14.57901	972985.3	721932.6	•	•		•
HV-2	Polevsko	483	50.79044	14.51195	966418	725816	•	•		
HV-22	Chřibská	368	50.86271	14.48125	958159	726871	•	•		•
HV-23	Chřibská	374.56	50.85875	14.50285	958802	725424	•	•		
J-048320	Rybniště	470.08	50.88234	14.50563	956227.71	724875.06	•	•	•	
J-060467	Kytlice	472.93	50.82334	14.55345	963184.85	722423.86	•	•	•	
J-085390A	Krásné Pole	424.12	50.84701	14.50974	960161.51	725119.48	•	•	•	
J-090341A	Chřibská	376.56	50.86448	14.48782	958026.15	726385.67	•	•		
J-097306	Doubice	389.65	50.8762	14.47058	956571.06	727411.86	•	•		
J-106355A	Chřibská	373.05	50.85564	14.48393	958964.35	726790.95	•	•		
J-123319	Dolní Chřibská	318.88	50.86507	14.46016	957697.19	728305.59	•	•		
J-143371	Studenec	523.26	50.84086	14.46723	960433.48	728178.61	•	•		
J-143455	Mlýny	415.03	50.80866	14.49875	964284.52	726463.58	•	•	•	•
J-157558	Okrouhlá	387.05	50.76587	14.52917	969289.49	724980.6	•	•	•	
J-183395	Líska	483.3	50.82198	14.45207	962370.2	729521.88	•	•	•	
J-186495	Horní Prysk	511.28	50.78307	14.48759	966997.62	727627.94	•	•	•	
J-213406	Líska	367.16	50.81071	14.43845	963480.43	730643.71	•	•	•	
J-220372	Kunratice	352.77	50.82176	14.42164	962102.56	731650.32	•	•	•	
J-343402	Markvartice	259.17	50.78123	14.3587	965960.99	736661.79	•	•		
K-8	Mlýny						•	•	•	•
KHV-1T	Mlýny	425.6	50.8147	14.51483	963772	725250	•	•		
KP-1	Křížový buk	534.34	50.83152	14.4925	961704	726556	•			•
KP-2	Velká Tisová	537								•
LO-3	Veselé	273	50.77851	14.38456	966512	734896				•
LO-4	Radvanec	309								•
LO-4J	Radvanec	306					•			
LO-5/JC	Krásné Pole	413	50.84837	14.50843	959998.387	725190.86	•		•	
SK-9C	Rousínov	420.91	50.80076	14.60485	966160.6	719171	•	•	•	
SK-10C	Radvanec	308.99	50.76039	14.59545	970522.7	720428.9	•	•	•	
Vf-1	Volfartice	284.3	50.72551	14.47304	973202.6	729513.5	•	•		

## Příloha č. 4

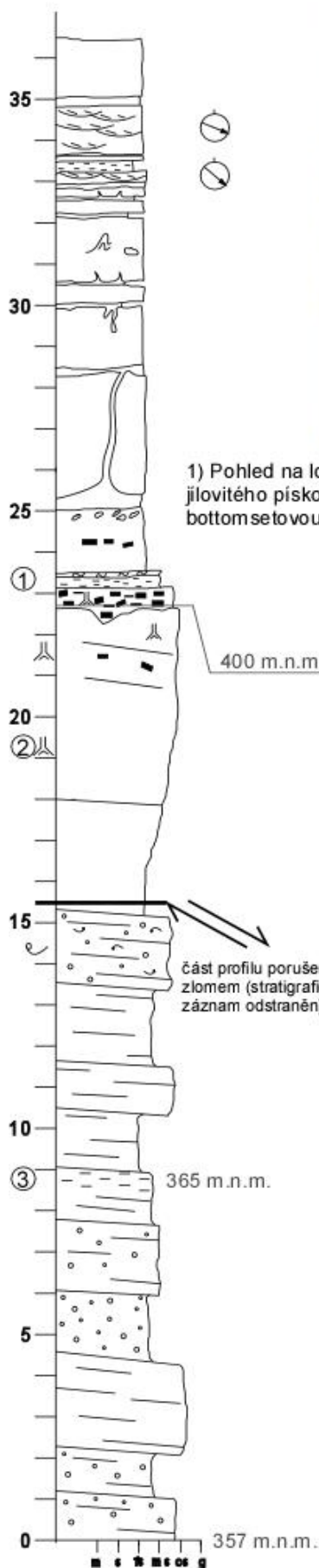


## Příloha č. 5





**Příloha č. 6: Česká Kamenice - pískovna**



1) Pohled na lomovou stěnu v záp. části pískovny; bílou linií je naznačen průběh vrstvy jílovitého pískovce s klasty fusitu. Původně subhorizontální vrstva, oddělující forsetovou a bottomsetovou část nádložní delty, vykazuje tektonický úklon cca 8°. Foto: D. Uličný.



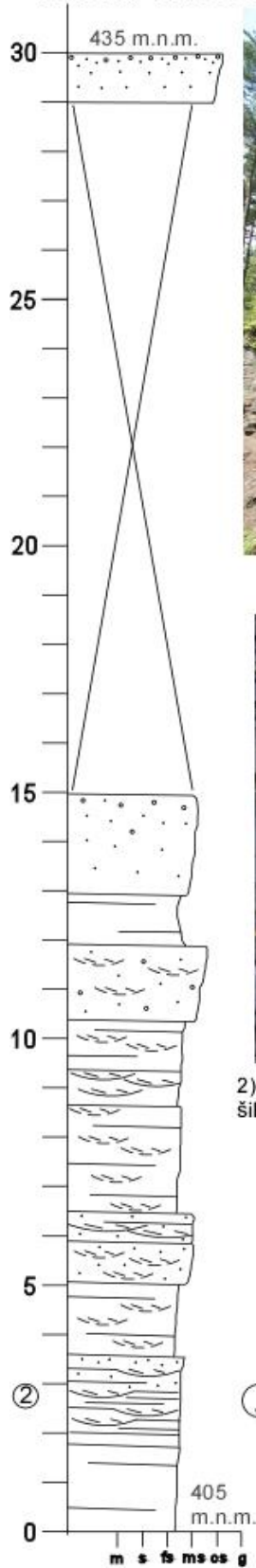
2) Pukliny přidružené k většímu zlomu V - Z směru, procházejícího napříč pískovnou. Červenou linií je označena fusitická vrstva ve stropě spodního deltového tělesa.



3) Přibližný průběh zlomu v.-z. směru napříč pískovnou. Snímek: mapy.cz



**Příloha č. 7: Dol. Prysk - Pustý zámek (záp. okraj Mlýnů, S od hl. silnice)**



1) Celkový pohled na dokumentovaný profil. Foto: D. Uličný.



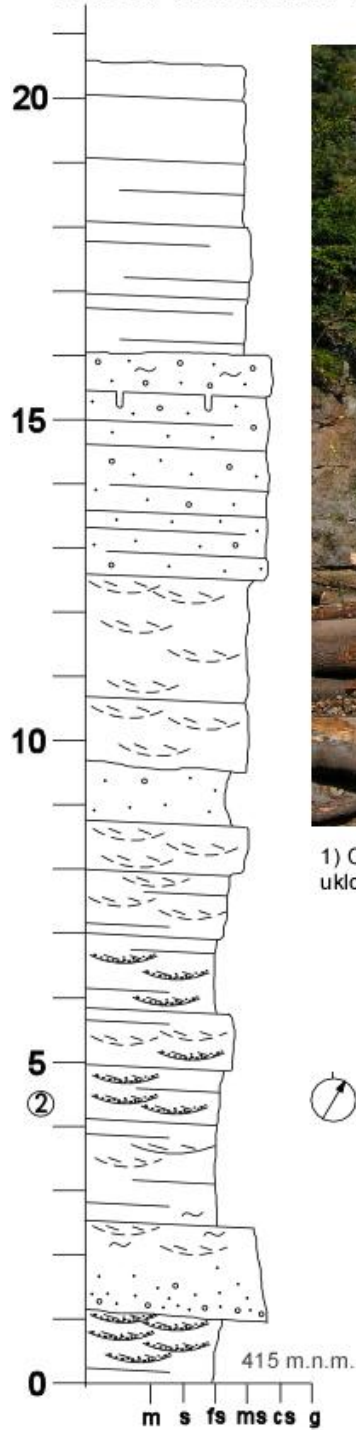
2) Subparalelní laminace foresetů přecházející do mělkých setů korytovitého šikmého zvrstvení. Foresety jsou zde ukloněné k JV (135 - 150°) pod úhlem cca 10°.



3) Defilé Pustý zámek před obcí Mlýny. Výchozy foresetů pokračují až k silnici (378 m.n.m.). Závorkou je označený dokumentovaný úsek. Několik X0 m na V (napravo od obrázku) se nachází vrt 2H-286. Foto: D. Uličný.



**Příloha č. 8: Horní Prysk - závěr obce, u silnice směr Kam. Šenov**



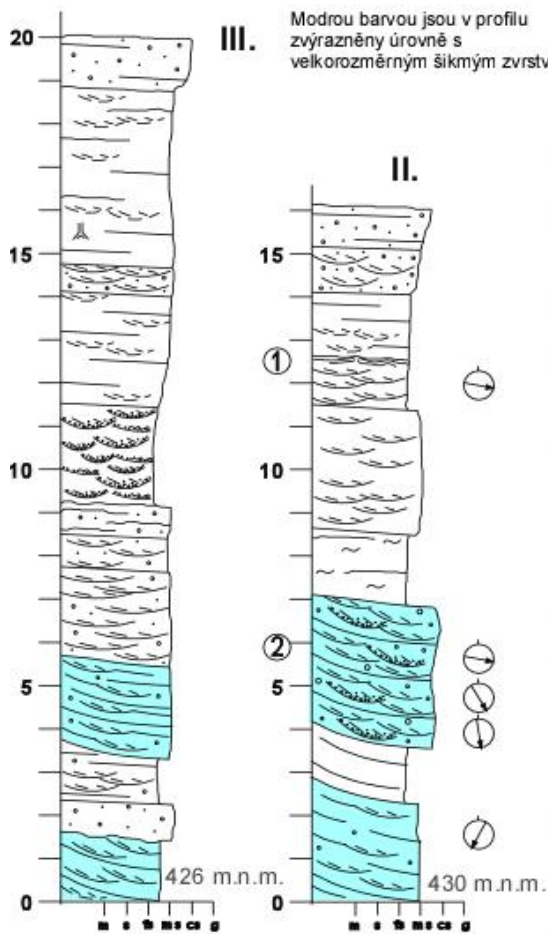
1) Celkový pohled na valnou část sev. strany výchozu. Bílé linie značí foresety ukloněné k JJZ (209°) pod uhlím přibližně 10°.



2) Detail setu korytovitého šikmého zvrstvení ve spod. části profilu. Jednotlivé laminy jsou výrazné díky akumulacím hrubozrnějšího písku na jejich bázích.



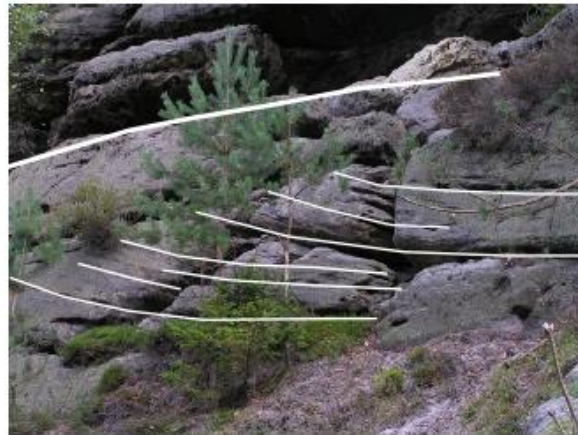
### Příloha č. 9: Mlýny - Francouzské doliny



1) Patrně struktura úniku vody (fluidizace) ve svrch. části profilu č.II.



2) Detail velkorozměrného šikmého zvrstvení ve spod. části profilu č.II.

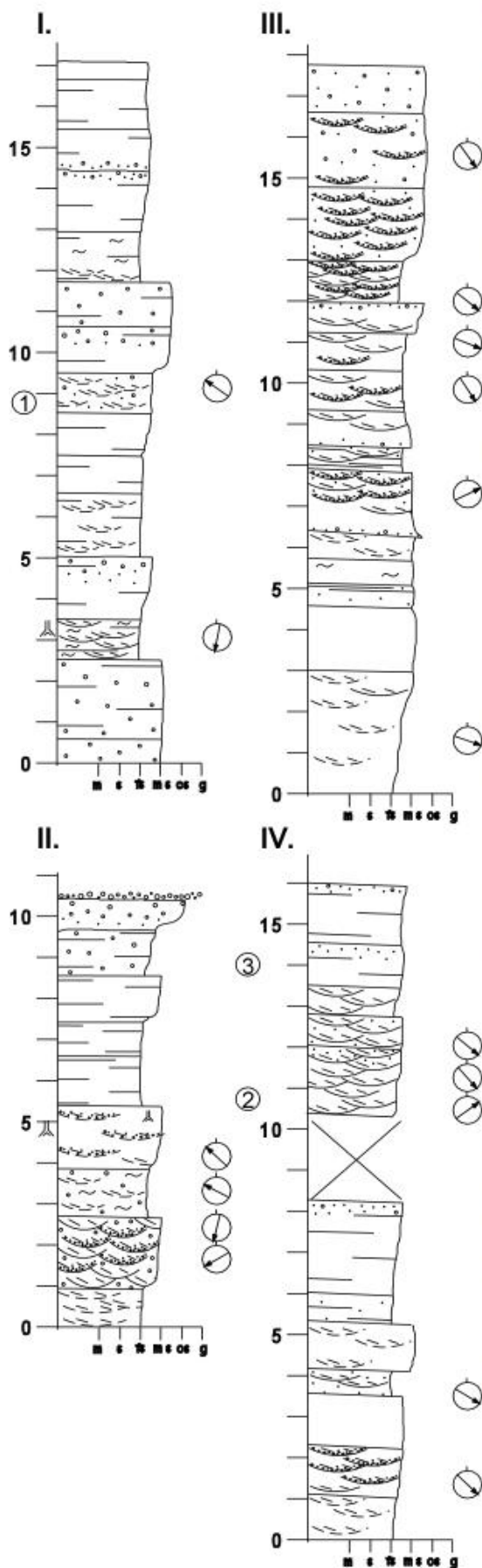


3) Svrch úroveň s velkorozměrným šikmým zvrstvením, oddělená bioturbovanou vrstvou od foresetů (profil č.II).





**Příloha č. 10: Mlýny - Křížový buk (údolí)**



1) Detail střední části výchozu zachyceného v profilu č.I

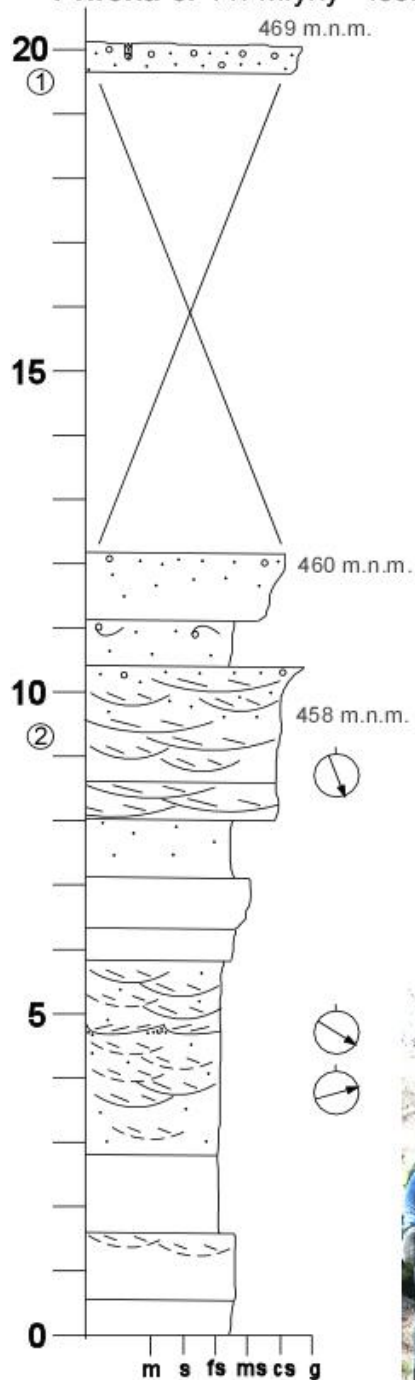


2) Část výchozu v těsném sousedství profilu č.IV: backsetová facie (bez bazální eroze) uvnitř pískovců s subparalelní laminací



3) Široké sety korytovitého šikmého zvrstvení v profilu č.IV

**Příloha č. 11: Mlýny - lesní divadlo**



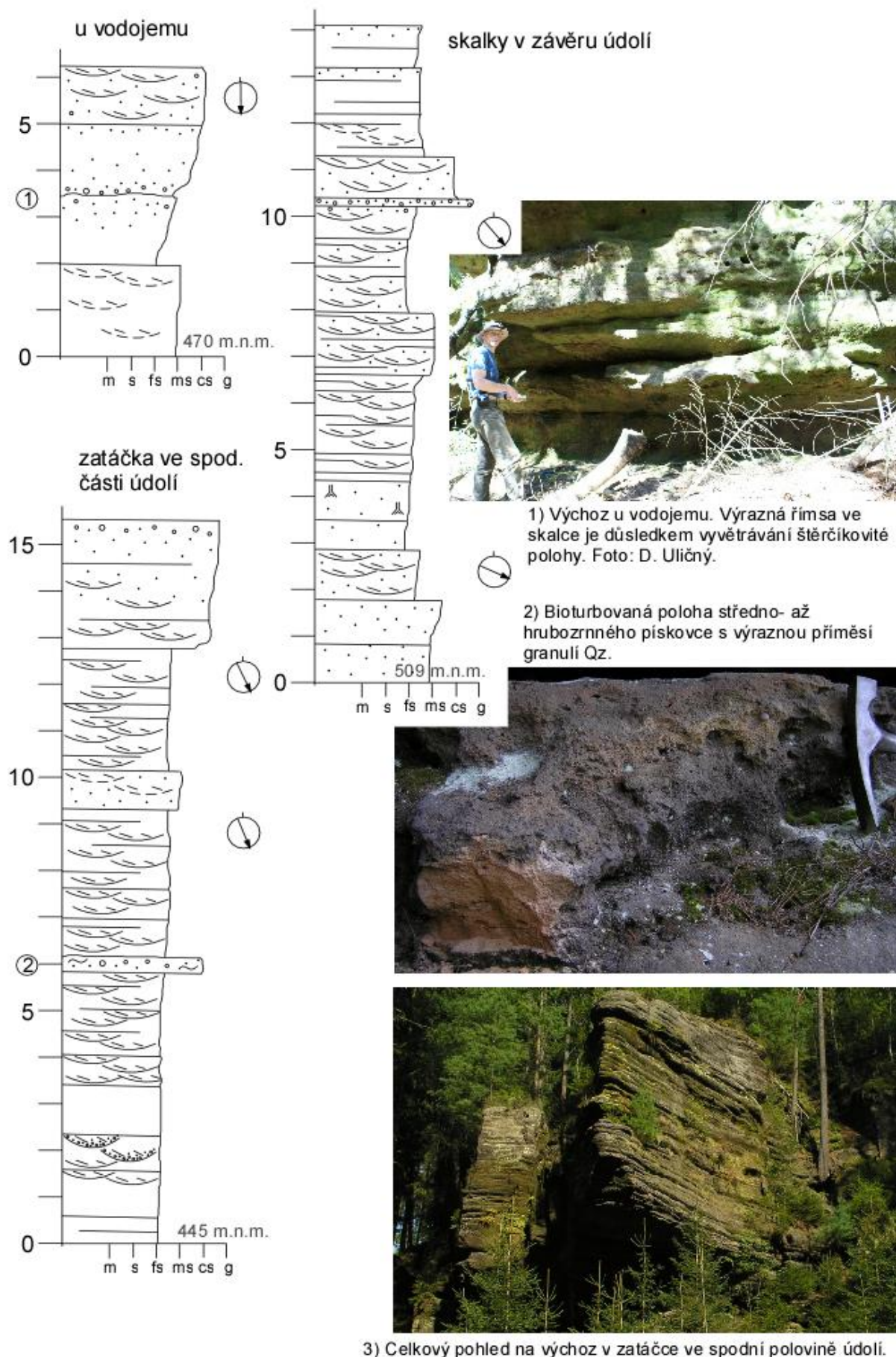
1) Usměrněné akumulace granulí ve štěrčikovité poloze ve stropě profilu, interpretované jako chodby se štěrkovou výplní.



2) Část velkorozměrného šikmého zvrstvení odkrytého v údolí poblíž lesního divadla. Rozměrné TCB se nachází ve výšce 458 m.n.m., tedy ve stejné úrovni jako v rámci dokumentovaného profilu vrstva s hojnými drobnými TCB (2), indikujícími výrazné přepracování prouděním.

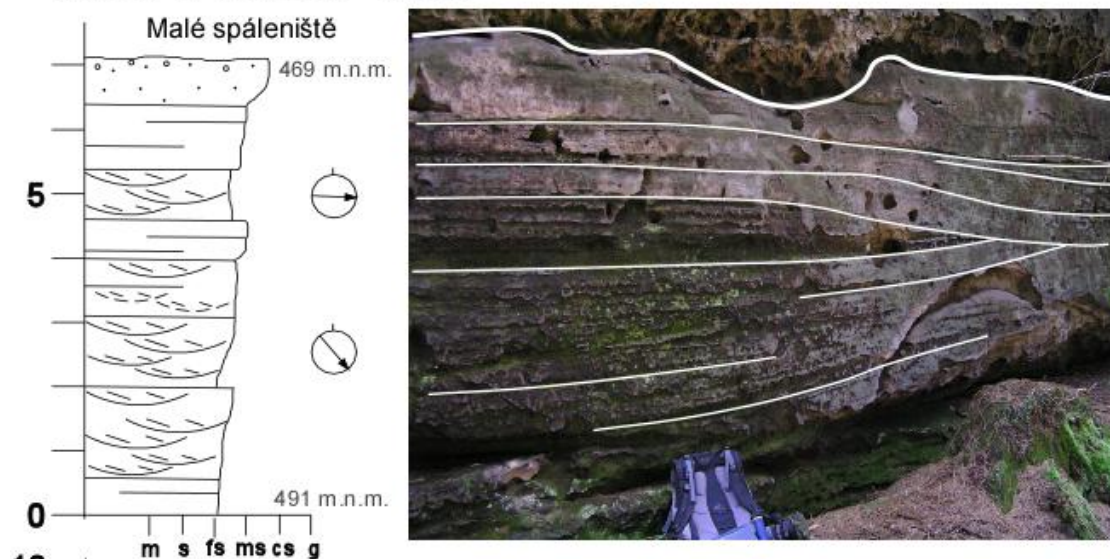


**Příloha č. 12: Mlýny - údolí Bělé**

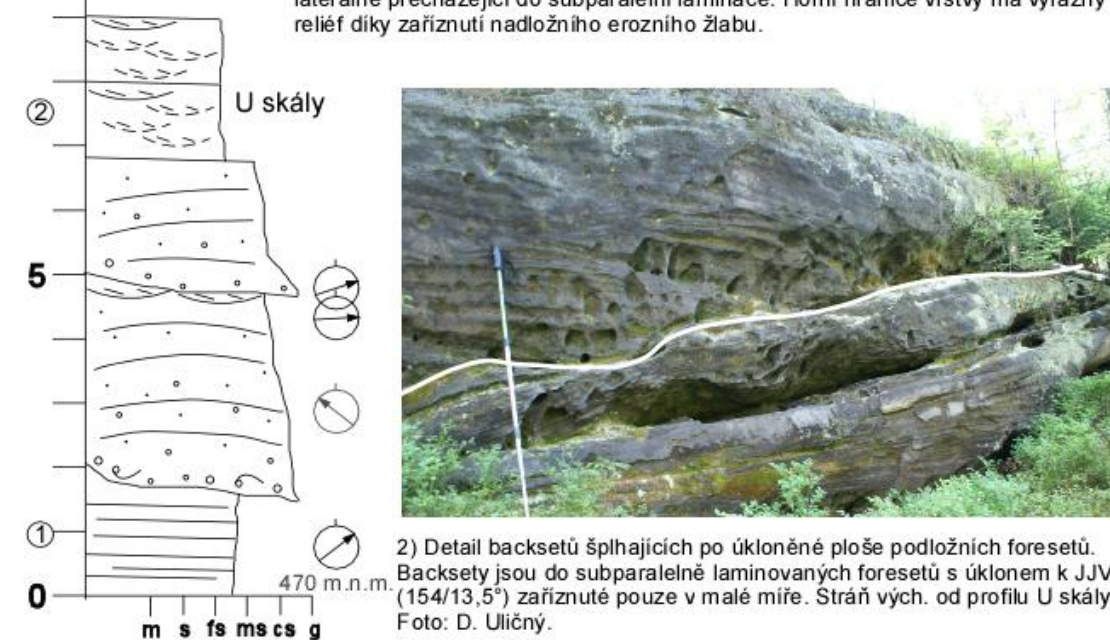




**Příloha č. 13: Kytlice - Pionýr**



1) Mírně konvexně-konkávně zvlněná laminace svrchního proudového režimu, laterálně přecházející do subparalelní laminace. Horní hranice vrstvy má výrazný reliéf díky zařiznutí nadložního erozního žlabu.



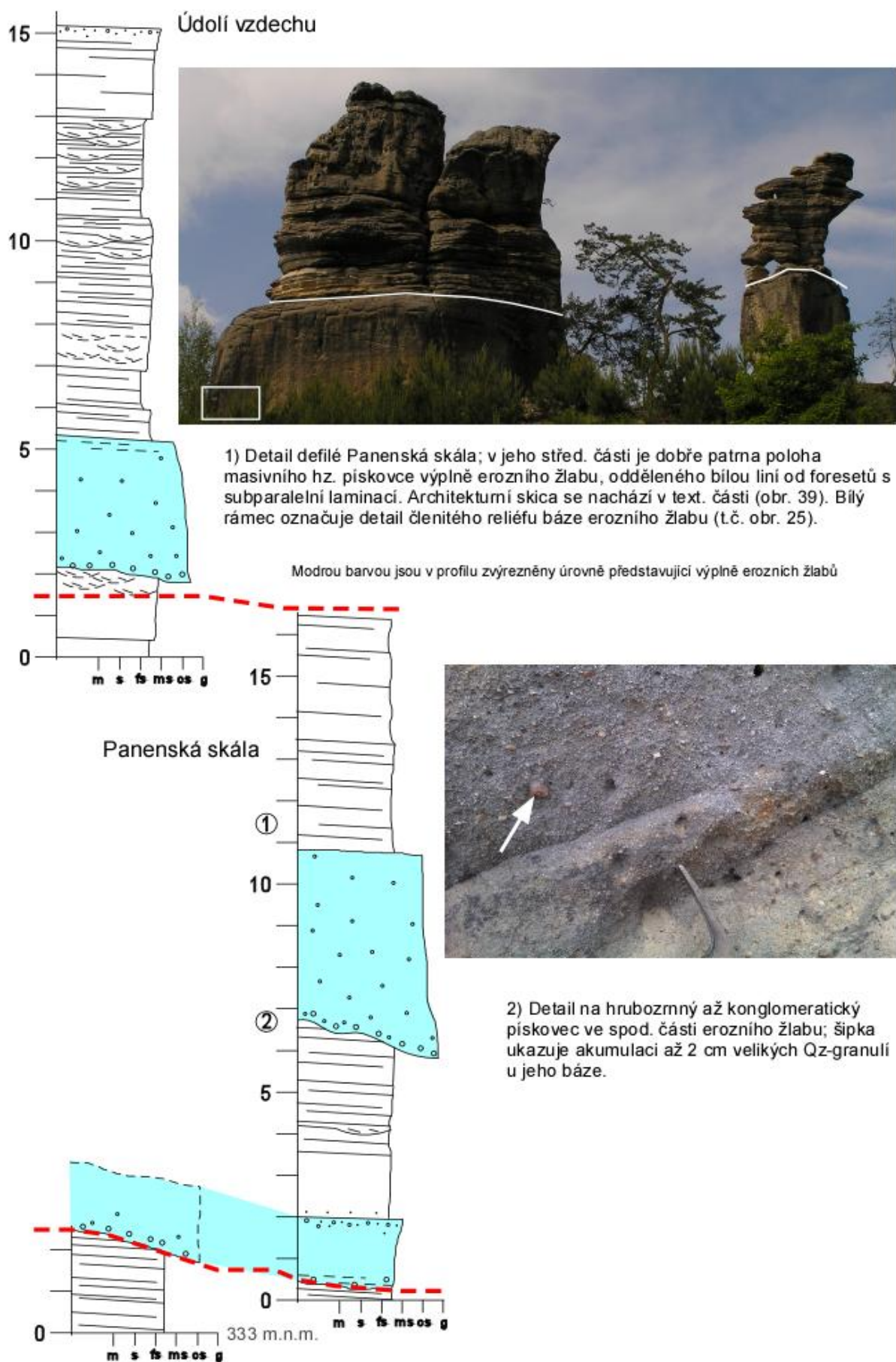
2) Detail backsetů šplhající po úkloně ploše podložních foresetů. Backsety jsou do subparalelně laminovaných foresetů s úklonem k JJV (154/13,5°) zařiznuté pouze v malé míře. Stráň vých. od profilu U skály. Foto: D. Uličný.



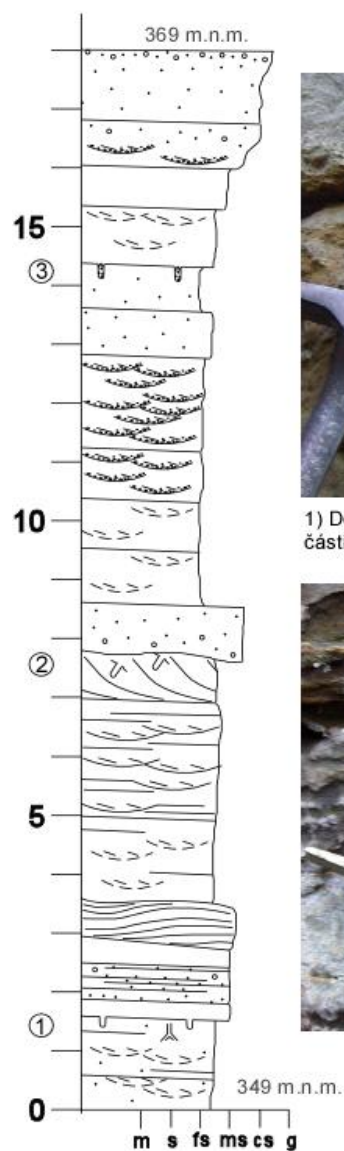
3) Detail backsetové laminace s únikovými stopami partně po mlžích pohřbených při rychlé sedimentaci. Skalky na okraji stráň vých. od profilu U skály. Foto: D. Uličný.



### Příloha č. 14: Radvanec - Panenská skála, Údolí vzdechu



Příloha č. 15: Radvanec - Půlnocní stráň



1) Detail vrstvy bioturbovaného jemno- až střednozrného pískovce ve spod. části profilu.



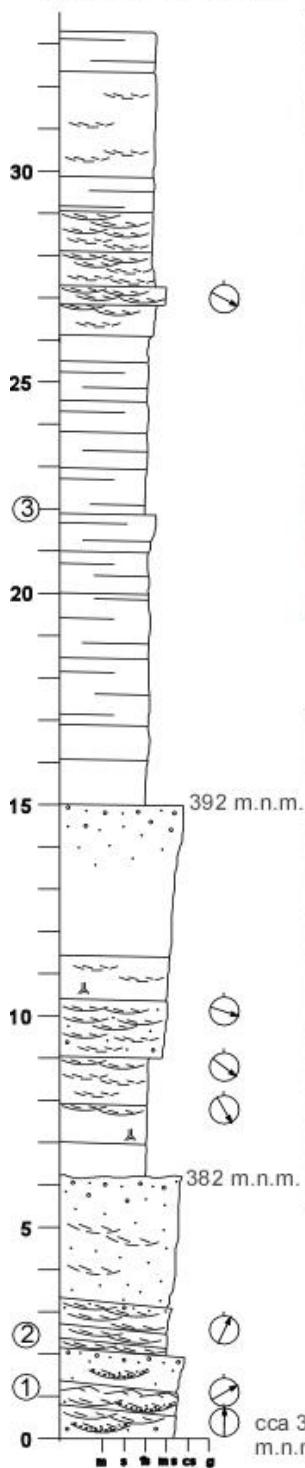
2) Úniková stopa (fugichnium) interpretovaná jako ichnofosilie *Conichnus* uvnitř setu rozměrných TCB.

3) Relikty chodeb se štěrkovitou výplní. Frakce nad 2 mm tvoří izolovaná hnízda v základní hmotě jemnozrného pískovce.





**Příloha č. 16: Radvanec - Údolí samoty**



1) Strmě ukloněné klinoformy (cca 90-100/20°) přítomné ve spod. části profilu, zde na sousední skalce. Polohy označené bílou linií jsou slabě silicifikovány (pův. jílovito-prachovité povlaky na čeřinách).



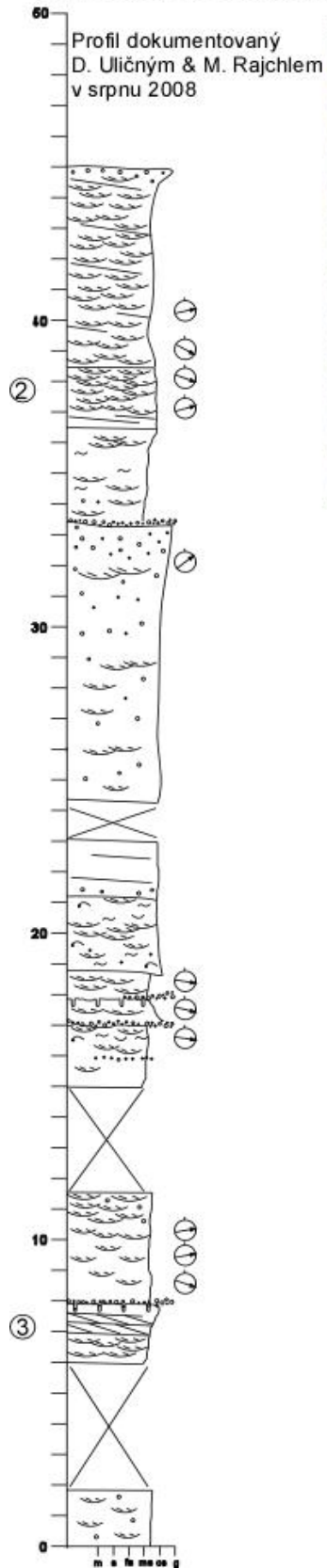
2) přibližně 0,5 m široké a 15 cm mocné sety TCB se zrnitkovými laminami; báze setů jsou zvýrazněny akumulacemi Qz-granuli



3) svrchní partie profilu nad ostrou změnou směru i úhlu sklonu klinoform (cca 60-70/2°); červenou linií je označena plocha výrazného zjemnění



### Příloha č. 17: Studený - Pod Studencem



1) Část výchozu se zřetelným úklonem klinoforem



2) Detail seřezávajících se setí korytovitého šikmého zvrstvení



3) Detail cosetů s reaktivními plochami v podobě prachovitých lamin



### Příloha č. 18: Svojkov - Dědovy kameny

