Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze

Ústav geologie a paleontologie

Synsedimentární deformační struktury a jejich vztah k paleoseismicitě

Soft-sediment deformation structures and their relation to palaeoseismicity

Bakalářská práce

Roland Nádaskay

Vedoucí práce: RNDr. David Uličný, CSc.

Praha, 2011

Já, Roland Nádaskay, obor geologie, zaměření základní geologie, prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně pod vedením RNDr. Davida Uličného, CSc., na základě citované literatury a vlastních znalostí. Tuto práci ani její podstatnou část jsem nepoužil k získání stejného nebo jiného akademického titulu.

V Nitre, dne 31. července 2011

Na tomto místě bych se chtěl poděkovat především mému školiteli RNDr. Davidovi Uličnému, CSc. (Geofyzikální ústav AV ČR) za jeho ochotu ujmout se funkce školitele, za čas, který mi věnoval prostřednictvím konzultací a terénních výjezdu, a za četné připomínky vedoucí ke zkvalitnění této práce. Dále bych chtěl poděkovat Ing. Karlovi Machovi, PhD. (Severočeské doly a.s., Chomutov) za umožnění přístupu do lomu Bílina a za jeho doprovod během našeho výjezdu do této lokality. Nakonec bych rád poděkoval i mému původnímu školiteli Mgr. Michalovi Rajchlovi, PhD., který navrhl téma této práce a na jehož přednáškách jsem se nadchnul pro studium sedimentární geologie.

Obsah

1. Úvod 4

2. Synsedimentární deformační struktury 5

2.1 Charakteristika synsedimentárních deformačních struktur 5

2.2 Procesy vzniku SSDS 6

2.3 Predispozice sedimentů k synsedimentárním deformacím 10

2.4 Příčiny likvidizace a vzniku synsedimentárních deformací 12

2.5 Základní typy SSDS 14

3. Seismity 15

3.1 Definice, charakteristika a rozdělení seismitů 15

3.2 Identifikace seismitů a neseismogenních SSDS 19

3.3 Vztah magnituda zemětřesení k výskytu SSDS 22

4. SSDS v terciérních sedimentech mostecké pánve 25

4.1 Geologická charakteristika mostecké pánve 25

4.2 Bílinská delta 29

4.3 Deformační struktury v bílinské deltě a interpretace jejich vzniku 31

4.3.1 Lokalita 1 31

4.3.2 Lokalita 2 34

4.3.3 Lokalita 3 35

4.3.4 Lokalita 4 37

4.3.5 Lokalita 5 39

4.3.6 Shrnutí a diskuse 39

5. Závěr 44

6. Přehled použité literatury 45

1. Úvod

Sedimentace jako geologický proces probíhá v příslušném prostředí kdekoliv na povrchu Země v kterémkoliv okamžiku. Spolu s erozí, transportem a litifikací (diagenezí) představuje jeden z procesů vzniku sedimentárních hornin a součást Huttnova horninového cyklu. Větší akumulace sedimentů se však zachovávají díky existenci sedimentárních pánví v rozličných geotektonických prostředích.

Terénní výzkum sedimentárních formací, charakteristika sedimentárních procesů a prostředí a makro- i mikroskopické studium sedimentárních hornin, je náplní sedimentární geologie. Kromě svého původního zaměření na základní geologický výzkum má tento obor v současnosti celou řadu praktických aplikací. Jednou z nich je například i použití deformačních struktur v nezpevněných sedimentech, které jsou prokazatelně seismického původu, k rekonstrukci paleoseismicity a v návaznosti nato predikci zemětřesení v seismicky aktivních oblastech.

I když seismicita sehrává v procesu likvidizace nezpevněného sedimentu významnou roli, je pouze jednou z příčin pro vznik synsedimentárních deformačních struktur (dále SSDS). Z nejznámějších „neseismických“ spouštěčů synsedimentárních deformací lze uvést rychlé zatížení materiálem v nadloží, působení vlnění či gravitační svahové pohyby. V oblastech s aktivní zlomovou tektonikou a výskytem zemětřesení specifické intenzity, je však na místě předpoklad, že k likvidizaci sedimentu a následnému vzniku synsedimentárních deformací, došlo v důsledku přechodu seismické vlny. SSDS asociované s seismickou aktivitou řadíme do kategorie tzv. seismitů. Přechod seismických vln horninami má za následek řadu v zásadě odlišných typů deformací, v závislosti na řade faktorů (reologie horniny, vlastnosti sedimentárního tělesa jako celku, tektonika v dané oblasti, charakter seismických vln, atd.). Ne všechny seismity jsou tedy deformacemi v nezpevněných sedimentech, stejně jako jen část skupiny SSDS je seismického původu.

Charakteristika SSDS a procesů jejich vzniku, a vzájemné odlišení neseismogenních deformací od seismitů, je jedním z hlavních cílů této práce, resp. její teoretické části. Na ní navazující praktická část obsahuje výsledky malého terénního výzkumu, tj. charakteristiku a interpretaci vzniku SSDS (neismogenní vs. seismogenní) v uloženinách bílinské delty.

2. Synsedimentární deformační struktury

2.1 Charakteristika synsedimentárních deformačních struktur

Na úvod je však potřeba zdůraznit, že český termín „synsedimentární“ není pro tento typ deformací úplně přesný, neboť jejich vznik není spjat se samotnou sedimentací materiálu, ale až dobou krátce poté. Naopak anglický termín „soft-sediment deformation“ nezohledňuje časové hledisko, nýbrž reologii materiálu – podle toho se tedy jedná o deformace nezpevněných sedimentů. Z podstaty věci pak plyne, že sediment je již uložen a procesy v něm probíhající jsou tudíž raně postsedimentární. Protože však v české literatuře neexistuje překlad termínu „soft-sediment deformation“, bude se tato práce držet vžitého, i když ne zcela přesného termínu „synsedimentární“ deformace.

Dále je třeba poznamenat, že v české a slovenské literatuře se oproti celosvětově používanější anglické terminologii makroskopických staveb vyskytují určité rozdíly; tyto jsou uvedeny v tabulce 1.

Tab. 1 – Termíny pro vzájemné vztahy komponent sedimentárních hornin

česky (např. Skoček, 1993)	angl. (Boggs, 2009)	měřítko	příklad
struktura	texture	mikroskopické	velikost a tvar zrn, porosita
textura	structure	makroskopické	zvrstvení, deformace

Co se týče samotné definice synsedimentárních (angl. soft-sediment) deformací a s nimi spjatých struktur a textur, lze říct, že se v pracích různých autorů v principu shoduje. Owen et al. (2011) je definuje jednoduše jako deformace v vzniklé v nezpevněných sedimentech. Dále uvádí, že k jejich vzniku dochází krátce po uložení relativně rychlými procesy s dosahem jen mělce pod povrch, a to i v kohezivních horninách, které se však svými fyzikálními vlastnostmi liší od pevných hornin. Synsedimentární deformace jsou spojovány s přechodným oslabením soudržnosti nezpevněného sedimentu či přítomností napětí v připovrchové vrstvě, vyvolaným gravitací, seismickou aktivitou anebo hydraulickým tlakem (Bryant & Miall, 2010).

Při charakterizaci jednotlivých typů sedimentárních struktur zavádí Boggs (2009) kategorii „nepravidelného zvrstvení“ („irregular stratification“), charakterizovaného jako původní sedimentární zvrstvení pozměněné po uložení sedimentu v době jeho konsolidace. Mezi tato nepravidelná zvrstvení řadí Boggs (2009) různé erozní a deformační struktury,

přičemž jejich vznik způsobují synsedimentární skluzy, zatěžování nebo stlačování nezpevněného sedimentu či jeho alespoň částečné ztekucení.

Mezi SSDS nepatří tektonické deformační struktury, kontinuálně přecházející z připovrchových nezpevněných sedimentů do hlouběji uložených, litifikovaných hornin; rovněž mezi ně nepatří deformace způsobené svahovými pohyby v původně zpevněných horninách, kolapsové struktury vyvolané krasovým rozpouštěním, mobilizace materiálu hluboko pohřbených sedimentů (např. diapiry), nebo některé glacigenní deformace (Owen et al., 2011).

Pro shrnutí lze říci, že synsedimentární deformační struktury představují typ sedimentárních struktur geneticky spjatých s krátkodobými až katastrofickými procesy (gravitační pohyby, seismické otřesy atd.), jejich vznik je vázán na nezpevněný sedimentární materiál ve stádiu nedlouho po uložení a jejich výsledná podoba je odrazem fyzikálních a geologických procesů, které jejich vznik zapříčinily a doprovázely.

2.2 Procesy vzniku SSDS

Synsedimentární deformace jsou výsledkem přechodného zkapalnění (likvidizace či likvifikace) nezpevněného sedimentu.

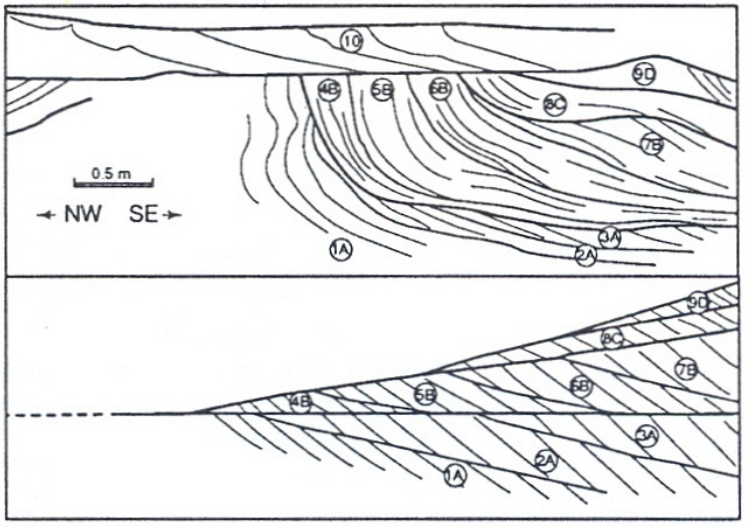
Likvidizaci definuje Nichols (1995) jako proces transformace sedimentu do stavu připomínajícího kapalinu, kdy jednotlivé klastické částice pozbývají vzájemného kontaktu. Rozhodující roli zde hraje reologie deformovaného sedimentu a okolního materiálu a napěťové pole, ve kterém se deformace odehrává.

Tab. 2 – Terminologie procesů vzniku SSDS v pracích různých autorů

česky	angl. Nichols (1995)	angl. Owen (1996)	angl. Allen (1982)
likvidizace, likvifikace (zkapalnění)	liquification	liquidization	liquidization
fluidizace (zvodnění)	fluidization (seepage liquification)	fluidization	fluidization
likvefakce (ztekucení)	liquefaction (vibration liquification)	liquefaction	liquefaction
vibrační likvifikace			
střižná likvifikace	shear liquification		

Termín likvidizace, popřípadě likvifikace, tj. „liquification“ podle Nicholse (1995), resp. „liquidization“ podle Allena (1982), v sobě zahrnuje tři procesy v zásadě odlišného charakteru, kterými lze nezpevněný sediment dostat do kvazi kapalného stavu. Jsou to fluidizace, likvefakce, resp. vibrační likvifikace, a střižná likvifikace (Nichols, 1995).

Fluidizace („fluidization“) představuje proces zvodnění sedimentu působením pórových fluid, která při proudění vzhůru způsobují ztrátu statických kontaktů mezi zrny a jejich přechodné setrvání v suspenzi. Podpůrnou stavbu v sedimentu tak přebírají mobilizovaná pórová fluida. Náchylnost sedimentu k fluidizaci závisí od zrnitosti a uspořádání částic – u homogenního sedimentárního tělesa probíhá fluidizace za stejné rychlosti (minimální rychlost fluidizace), kdežto u heterogenních sedimentů je průběh fluidizace nerovnoměrný (Nichols, 1995). Vzestupné proudění kapaliny skrz sediment bývá nejčastěji vyvolané tlakovým gradientem, způsobeným diferenciálním zatížením nadložím nebo zmenšením objemu pórů v důsledku reorganizace uspořádání stavebních částic (např. Rajchl & Uličný, 2000). Při fluidizaci plynem dochází v malých měřítkách k vzniku trubek a bublin, zatímco jiné partie sedimentárního tělesa zůstávají tímto procesem nepostiženy; naopak, při deformacích v rozsahu metrů a větších, se fluidizace řízená kapalinou a plynem projevuje navenek stejně (Nichols, 1995).



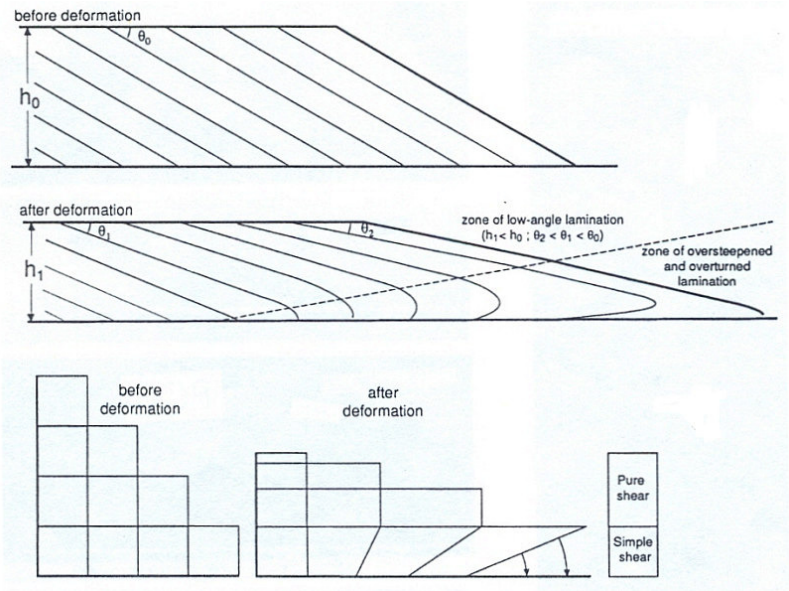
Obr. 1 – Příklad SSDS (pískovce proterozoické torridonské skupiny ve Skotsku) vzniklých kombinací procesů likvefakce a fluidizace. Vrstvy 1 – 9 představují deformované sety původně šikmého zvrstvení. Spodní obrázek ukazuje uvažované rozložení jednotlivých setů před deformací. Převzato z Owen (1996).

Oproti likvefakci je zapotřebí externí přísun fluida do sedimentárního tělesa, které je fluidizováno. K tomu může docházet buď při náhlých pohybech podzemní vody, nebo pod vlivem likvefakce o něco hlouběji uložených sedimentů. K fluidizaci v uzavřeném systému nemůže dojít pouze v důsledku mobilizace pórové kapaliny (Owen, 1996). Mezi struktury vzniklé fluidizací patří zejména různé mísovité a pilířové struktury, některé klastické žíly či písečné vulkány – souhrnně „water-escape“ struktury (Owen, 1996).

Likvefakce („liquefaction“) vzniká v důsledku vystavení sedimentu jednotlivému otřesu nebo kontinuálním vibracím, kdy v odezvě na stres dochází k vzájemné interakci zrn – jednotlivá zrna vzájemně kolidují a jsou tak krátkodobě nadnášená v pórovém fluidu (Nichols, 1995). Výsledkem je remobilizace sedimentu a deformace původních sedimentárních struktur. Obermeier et al. (2002) charakterizuje likvefakci jako proces transformace saturovaného granulárního materiálu z pevného do zkapalněného stavu v důsledku nárůstu tlaku pórové kapaliny, případně za působení střihu, ústící do rozpadu původní stavby dané zeminy.

Podle Owena & Morettiho (2011) lze vyčlenit tři typy likvefakce: statickou (pouze pod vlivem pohybů podzemní vody), cyklickou (vyvolanou opakovaným nárůstem tlaku pórového fluida) a impulzivní (v důsledku náhlého porušení sedimentu s volným uspořádáním zrn).

Likvefakce sehrává významnou roli při několika typech deformace nezpevněného sedimentu, které jsou experimentálně popsány Owenem (1996): 1) likvefakcí indukované svahové pohyby, kdy v sedimentárním tělese dochází k rozčlenění na dvě zóny deformace, na bázi s jednoduchým střihem a ve svrchní části s čistým střihem (obr. 2); 2) deformace vyvolané nerovnoměrným zatěžováním nadložím, tj. neschopnost zvodněného sedimentu unést povrchové elevace (např. hřbety čeřin) a jejich zanořování do substrátu; 3) deformace při gravitační nestabilitě hustotních gradientů, v praxi zátěžové struktury na rozhraní sedimentů s nižší, resp. vyšší objemovou hustotou.



Obr. 2 – Deformace v důsledku likvefakcí indukovaných svahových pohybů. Obrázek dokumentuje rozložení a charakter napětí způsobujícího deformaci. Svrchní část sed. tělesa prodělává deformaci čistým střihem, zatímco báze je komplexně deformována za jednoduchého střihu. Převzato z Owen (1996).

Jako speciální případ uvádí Owen (1996) likvefakci při absenci řídící síly, kdy dochází k malé, ne-li žádné deformaci. Tento případ se může vyskytnout v písčitých sedimentech s relativně volným uspořádáním zrn, kdy v důsledku likvefakce nastává kompakce v řádu prvních procent a s ní spjaté zmírnění úklonu setů šikmého zvrstvení.

Třetí proces, který má blízký vztah k výše popsané likvefakci, je *střižná likvifikace* („shear liquification“). Tento termín popisuje proces ztekucení za aplikace orientované síly, která na sedimentární těleso působí spolu s gravitační silou v případě, že je sediment umístěn na svahu, nebo přesunem materiálu po jeho povrchu. Střižná síla způsobuje, že zrna vzájemně kolidují a přitom si předávají kinetickou energii. Transfer kinetické energie mezi jednotlivými zrny snižuje intergranulární tření a je pak příčinou ztráty střižné pevnosti a zkapalnění sedimentu. Výsledkem střihu, resp. střižné likvifikace, je výrazné přemístění ve směru působení napětí (Nichols, 1995). Podle Owena (1996) tangenciální střižné napětí, vytvořené jako důsledek přechodu proudu vody povrchem zvodnělé vrstvy sedimentu, vyvolává střižnou likvifikaci a následnou deformaci původního zvrstvení v nezpevněném sedimentu nejčastěji ve formě ležatých až překocených vrás, kde míru uklonění vrásové osy vůči rovině určuje velikost střižného napětí a doba setrvání ve zkapalněném stavu.

Tab. 3 – Mechanizmy synsedimentárních deformací, upraveno podle Girauda & Plaziata (1993)

	likvefakce		fluidizace
	hydroplastická deformace	likvefakce	
relativní tlak pórových fluid	Pp < Lp	Pp = Lp	Pp > Lp
proudění	laminární		turbulentní
míra úniku vody	→		
zachování primárních struktur	zachovalé, deformované		nezachovávají se
vertikální porušení	víceméně konkordantní		diskordantní

Pp = tlak pórových fluid, Lp = litostatický tlak

Kromě výše popsané fluidizace a likvefakce zmiňují Giraud & Plaziat (1993) ještě termín hydroplastická deformace. Tento proces spočívá v deformaci nezpevněných sedimentů s podpůrnou stavbou klastů, ve kterých pórová kapalina odlehčuje vzájemné kontakty zrn a spolu s působením pórového tlaku upřednostňuje plastickou deformaci před likvefakcí.

Hydroplastické deformace bývají vyvolané pohybem na svahu s velmi malým sklonem nebo pomalým proudem v nadloží, a představují iniciální fázi deformací řízených likvefakcí.

Ve velmi jemnozrnných, kohezivních sedimentech, zpravidla jílech, dochází při aplikaci střižného napětí (např. při třesení) k pseudoplastickému chování, které se označuje jako tixotropie – při vibraci a s ní spojené likvefakci se částice jílových minerálů reorientují a materiál tak ztrácí střižnou pevnost, která se však opětovně obnovuje, pokud je sediment již opět v klidu (Nichols, 1995).

V teoretické rovině produkují dva hlavní procesy likvidizace, tj. fluidizace a likvefakce (uvažujeme společně vibrační i střižnou likvifikaci), dvě charakteristické skupiny deformačních struktur: v případě fluidizace jsou to struktury vzniklé únikem vody ze zvodnělého sedimentu, u likvefakce se jedná o zátěžové struktury (Nichols, 1995). Jak však dokazuje praxe (laboratorní experimenty a jejich přírodní analogie), je toto tvrzení pouze určitým zjednodušením reality. Nichols (1995) ve svém obecném schématu pro likvidizaci staví proti sobě její tři základní procesy jako koncové členy, které se na vzniku deformačních struktur podílí různou měrou. Mezi fluidizací řízenou tokem fluida, vibrací vyvolanou likvefakcí a likvefakcí za aplikace střižného napětí, dochází k interakci za vzniku širší škály likvidizačních stylů, přičemž podíl konkrétního procesu na vzniku výsledných deformačních struktur se může v průběhu času měnit. Fakt, že jednotlivé procesy označené jako „koncové členy“, neprobíhají izolovaně a že ke vzniku deformačních struktur je potřeba kombinace nejméně dvou těchto procesů, dokazuje v laboratorních podmínkách i Owen (1996).

2.3 Predispozice sedimentů k synsedimentárním deformacím

Dílčí procesy likvidizace, jež jsou příčinou vzniku synsedimentárních deformací, můžou probíhat v podstatě v jakémkoliv nezpevněném klastickém sedimentu bez ohledu na jeho mineralogické a chemické složení, zejména však v sedimentech určitých fyzikálních parametrů, které je k postižení těmito procesy předurčují.

Náchylnost sedimentu k synsedimentárním deformacím závisí především na zrnitosti a prostorovém uspořádání zrn. V tomto směru největší susceptibilitu k deformaci vykazuje relativně jemnozrnný materiál, odpovídající hrubšímu prachu až písku (0,031 – 2 mm, resp. 5 až -1 Φ)(Giraud & Plaziat, 1993). Rozhoduje i charakter sedimentárního materiálu, tj. bioklasty a pyroklastika se do pohybu dostanou snáz než relativně těžší křemenná zrna. Likvidizace může postihnout i klastické karbonáty (kalkarenity) na stejném principu jako siliciklastické sedimenty (Molina et at., 1998). Ojedinělejším případem je přítomnost SSDS v evaporitech, nicméně např. Bachmann & Aref (2005) popisují tyto deformace v dolomiticko-sádrovcových uloženinách mělkomořského prostředí.

Náchylnější ke zkapalnění jsou sedimenty s volným uspořádáním zrn, resp. nízkou relativní hustotou a vysokou porozitou, zejména písky s šikmým zvrstvením (Owen & Moretti, 2011). Vzhledem k těmto okolnostem považuje Obermeier et al. (2002) za nejvíc sensitivní uloženiny deltových vějířů, eolické duny a mladé, méně než 500 let staré výplně říčních koryt.

V případě velmi jemnozrnných, jílových sedimentů, sice existuje možnost likvidizace formou tixotropie, obecně však v důsledku těsného uspořádání jílových částic a s tím se zvyšující koheze materiálu, ubývá v sedimentech s vysokým obsahem jílové hmoty náchylnosti k likvidizaci (Nichols, 1996). Kohezivní chování jílových částic je tedy v přímém protikladu k podstatě likvidizačních procesů, kdy jsou zrna separována a nadnášená pórovým fluidem (Owen & Moretti, 2011).

Na druhou stranu, likvidizační procesy v pravém slova smyslu mohou proběhnout v hrubozrnných sedimentech (štěrcích a štěrkopíscích)(obr. 3). U těchto sedimentů je vzhledem k většímu objemu a hmotnosti valounů zvyšujících vnitřní tření, k jejich likvidizaci zapotřebí působení větších sil, schopných uvedení valounového materiálu do suspenze a jeho resedimentaci (např. artéský proud nebo silné zemětřesení)(Bezerra et al., 2005).

Obr. 3 – Pilířové struktury vzniklé fluidizací štěrkopísků. Valouny velikosti až 8 cm orientované ve směru proudu dokládají, že proces likvidizace zde musel být mnohem intenzivnější, než u jemnozrnnějšího materiálu, který jí podléhá snáze. Převzato z Bezerra et al. (2005).

Kromě petrografických charakteristik daného sedimentu má na jeho likvidizaci vliv řada dalších faktorů. Tím nejdůležitějším je, že sediment musí být nasycený vodou; dále pak rozhoduje množství vody obsažené v sedimentu, resp. výška hladiny v saturované vrstvě. Podle Obermeiera et al. (2002) je největší pravděpodobnost, že likvidizace proběhne, dosahuje-li hladina nasycené vrstvy co nejvýše povrchu sedimentárního tělesa, ne hlouběji než 10 m. Likvidizační procesy většinou probíhají do hloubky 5 m pod povrch, ve větší hloubce se vzrůstajícím litostatickým tlakem sediment náchylnost ke zkapalnění ztrácí (Owen & Moretti, 2011).

Synsedimentární deformace tedy ve většině případů postihují sedimenty zrnitosti písku (popřípadě hrubozrnného prachu), u kterých se predispozice k likvidizaci zvyšuje s rostoucím

vytříděním a naopak klesajícím obsahem aleuropelitické příměsi. U hrubozrnných sedimentů probíhá likvidizace valounové komponenty působením většího mechanického napětí než je tomu u písků. Odlišným případem jsou pelitické sedimenty, které se v odezvě na likvidizaci chovají pseudoplasticky.

Klíčovým faktorem při vzniku synsedimentárních deformací je litologie, tedy přítomnost střídajících se propustných a nepropustných vrstev a jejich mocnosti (Montenat et al., 2007). Při likvidizaci hrubozrnných sedimentů hraje důležitou roli nepropustná vrstva jemnozrnného materiálu v nadloží, která brání pozvolnému uvolňování tlaku pórové vody (Bezerra et al. 2005).

2.4 Příčiny likvidizace a vzniku synsedimentárních deformací

I když je rozsah interakcí mezi jednotlivými dílčími procesy likvidizace široký a množství forem výsledných deformačních struktur velké, činitelů, spouštějících likvidizaci a synsedimentární deformace sedimentů, je nemnoho a v zásadě je lze rozdělit do dvou kategorií: na činitele seismické a neseismické. Další dělení rozlišuje činitele nezávislé na sedimentačním prostředí (alogenní nebo alokinetické), resp. ty, jež jsou naopak součástí sedimentačního prostředí (autigenní, autokinetické)(Owen et al., 2011).

SSDS vyvolané seismickou činností a řazené k širší skupině struktur zvaných „seismity“, jsou zásadní pro rekonstrukci tektonosedimentární aktivity v době ukládání sedimentu, a v této práci je pro ně vyčleněná samostatná kapitola. Jejich odlišení od „neseismických“ deformací může být v praxi komplikované, avšak řada článku, na něž odkazuje i tato práce, nabízí pravidla či zásady pro rozpoznání struktur vzniklých seismickou aktivitou, resp. působením neseismického činitele. Je však potřeba vzít v úvahu, že efekty seismických otřesů na horniny jsou různé a SSDS jsou pouze jedním z výsledků reakcí horninového prostředí na tyto otřesy. Rovněž ne každé zemětřesení musí v nezpevněných sedimentech, i když jsou k tomu náchylné (podle kapitoly 2.4), vyvolat synsedimentární deformace – existuje zde závislost na síle zemětřesení a vzdálenosti epicentra od postiženého sedimentárního tělesa (viz kapitola 3.3).

Ačkoli jsou za hlavní spouštěč likvidizace a vzniku synsedimentárních deformací považována zemětřesení (Owen et al., 2011), existuje celá řada neseismických příčin, které jsou shrnuty v článku Owena & Morettiho (2011): přílivové vlnění, silné bouřkové vlnění, zatížení nezpevněného sedimentu při rychlé sedimentaci, náhlé pohyby podzemní vody, některé periglaciální procesy či dokonce impakty kosmických těles. Většina z uvedených

spouštěčů likvidizace má spíše marginální význam. Co do počtu jednotlivých případů vyprodukovaných SSDS může být alternativou k seismickým příčinám pouze zatížení při rychlé sedimentaci nebo vliv vlnění.

Přílivové vlnění v tomto kontextu diskutuje na příkladě SSDS v subakvatických dunách recentních pobřežních uloženin ve Fundském zálivu Dalrymple (1979). Specifickým rysem doprovázejícím vznik těchto struktur je vyšší perioda přílivových vln (1,5 s pro vlnovou délku 0,1 m) ve srovnání s charakteristickými periodami zemětřesných vln, čehož důsledkem je větší rozptyl hromadícího se pórového tlaku a tím pádem menší náchylnost k likvefakci. Na druhou stranu, sinuosita hřbetů čeřin a rozdíly v jejich výšce mohou napomáhat soustředění energie vln do určitých míst, ve kterých se pak lokální překročení kritické síly projeví synsedimentárními deformacemi.

Jelikož vlnění je součástí různých typů mělkých subakvatických sedimentačních prostředí (jezerní, fluviální, intertidální a mělkomořské), kde jsou jeho působení vystaveny čerstvě uložené písčité sedimenty, jsou podle Dalrympla (1979) synsedimentární deformace bedforem těchto sedimentů spíš dokladem aktivity vlnění v daném prostředí než-li současně uvažované synsedimentární tektoniky.

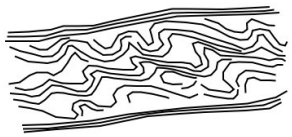
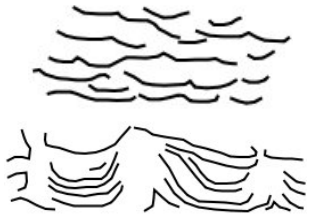
Synsedimentární deformace mohou probíhat i v důsledku působení silného bouřkového vlnění, kdy je sediment likvidizován vlivem změn v pórovém tlaku, indukovaných cyklickým a reziduálním napětím vyvolaným bouřkovým vlněním. Takto vzniklé SSDS bývají vázány na sedimenty interpretované jako tempestity (Molina et al., 1998).

Častěji než vlnění je jako spouštěč synsedimentárních deformací diskutováno zatížení nezpevněného sedimentu při rychlé sedimentaci. Vodou nasycený nezpevněný sediment představující substrát, podléhá deformaci při nerovnoměrné distribuci přinášeného sedimentárního materiálnu po jeho povrchu. Jak ukazuje ve svých experimentech Owen (1996), zanořovaní nadložního sedimentu způsobuje ohýbání lamin šikmého zvrstvení v substrátu. Mezi substrátem a nadložím nedochází k relativnímu posunu, avšak uvnitř substrátu se vytváří střižná zóna mezi fixovanými a roztahujícími se partiemi, čehož důsledkem je vznik buď zestrmení a prohnutí setů šikmého zvrstvení v místech, kde je jejich směr sklonu v nadloží a substrátu protiklonný, resp. deformace formou střídáni párů antiklinál a synklinál pokud je tento směr shodný.

V případě vzniku SSDS indukovaných nestejnoměrným zatěžováním je také potřeba, aby sediment obsahoval polohy s jemnozrnným materiálem (prachem až jílem), které by se chovaly jako těsnící vrstva a zabraňovaly by postupnému uvolnění pórového tlaku.

V takovém případě je přechod fluid ze substrátu do nadložního tělesa (tedy z míst s vyšším tlakem do míst s nižším tlakem) zabrzděn, tlak unikajících fluid rapidně vzrůstá a po překročení pevnosti těsnící vrstvy dochází k rychlému úniku fluid, spjatému s porušením primárních sedimentárních struktur (např. Rajchl & Uličný, 2000).

2.5 Základní typy SSDS

Tab. 4 – Základní typy SSDS	
	**konvolutní zvrstvení** (angl. convolute bedding) Typické deformační struktury nezpevněných sedimentů tvarem představující střídání párů synklinál a antiklinál různé amplitudy a vlnové délky. V hřbetech antiklinál mohou v důsledku úniku pórové vody vznikat fluidizační dráhy a plaménkové struktury. Často lze tyto struktury pozorovat v uloženinách turbiditních proudů.
	plaménkové struktury (angl. flame structures) Vyskytují se v doprovodu konvolutního zvrstvení, případně bochníkových struktur. Představují otevřené fluidizační dráhy, vznikající protržením hřbetů antiklinál konvolutního zvrstvení. Jejich vznik souvisí s intenzivnější likvidizací nezpevněného sedimentu.
	**mísovité a pilířové struktury** (angl. dish & pillar structures) Zvlněné zvrstvení tvaru širokých a mělkých synklinál a úzkých antiklinál. Při intenzivnější likvidizaci přechází do sloupků, reprezentujících fluidizační dráhy. Původně byly chápány jako primární sedimentární struktury v turbiditech, postdepoziční charakter je poprvé uvažován Lowem & LoPiccolem (1974).
	bochníkové struktury (angl. ball & pillow structures) Struktury tvaru polštářů vznikají v nezpevněných sedimentech v důsledku negativního hustotního gradientu. Při likvidizaci sedimentu dochází k zanořování „těžšího“ nadložního materiálu do „lehčího“ substrátu, který uniká směrem nahoru a může mezi jednotlivými polštáři vytvářet plaménkové struktury.
	pseudonodule (angl. pseudonodules) Vznikají deformováním hřbetů čeřin a dun při jejich zanořováni do substrátu, kde jsou postupně izolovány a vytváří útvary podobné nodulím. Nodule v pravém slova smyslu však nevznikají likvidizací nezpevněného sedimentu, nýbrž diagenetickými pochody.
	písečné vulkány (angl. sand volcanoes) Jejich vznik je důsledkem náhlého uvolnění pórového tlaku spojeného s protržením těsnící vrstvy a efuzi likvidziovaného sedimentu. Ve 3D připomínají tyto struktury „vulkány“, avšak ve 2D řezu jsou podobné plaménkovým strukturám – mezi dvěmi synklinálami zde leží rozevřená antiklinála, představující konus z uvolněného zkapalněného materiálu. Více informací na téma písečných vulkánů nabízí např. popularizační stránka Geofyzikálního ústavu AV ČR (GFÚ, 2010).

3. Seismity

3.1 Definice, charakteristika a rozdělení seismitů

Termín „seismit“ se poprvé objevuje v práci Seilachera (1969) o gradačním zvrstvení miocénních montereyských břidlic v oblasti Santa Barbara v Kalifornii. Seilacher tento termín rezervuje pro sedimenty postižené silnými zemětřeseními, přičemž současně pro ně používá i označení „earthquake beds“.

Jak však uvádí Montenat et al. (2007), zájem badatelů o deformační struktury v sedimentech má hlubší kořeny a v této souvislosti existuje řada historických záznamů, které je popisují v oblasti New Madrid ve Spojených státech, dávaných do souvislosti se zemětřeseními v letech 1811-12, či v oblasti Messiny na Sicílii (zemětřesení v roce 1783).

Ve všeobecnosti slouží termín „seismit“ k popsání jakékoliv deformační struktury, ať už v masivních horninách nebo zeminách, rozdílného měřítka (od submakroskopických po mezoskopické) a rozdílného mechanizmu vzniku, která prokazatelně vznikla porušením horninového prostředí v důsledku přechodu zemětřesné vlny.

Pokud uvažujeme „seismity“ jako širší skupinu deformačních struktur vznikajících v sedimentárních horninách v odezvě na působení zemětřesení, jsou do této skupiny seismitů s.l. kladeny deformace v rozličného charakteru, lišící se svým mechanismem, načasováním či konkrétním prostředím vzniku. Ve skupině seismitů s.l. vyčleňuje Montenat et al. (2007) tři hlavní kategorie deformačních struktur: 1) produkty zemětřesením indukovaných gravitačních pohybů; 2) frakturace zpevněných hornin a 3) seismity v pravém smyslu slova (viz tabulka 5).

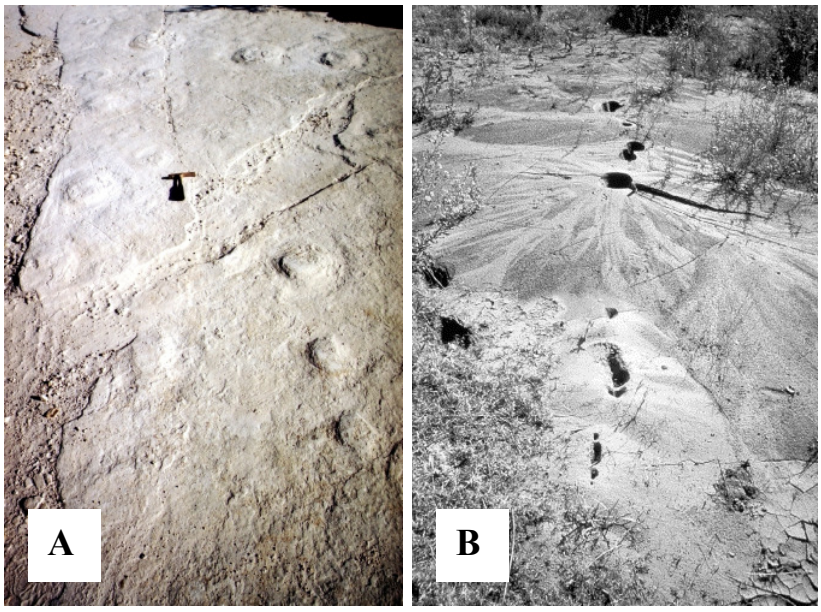
První kategorie, produkty seismicky indukovaných gravitačních pohybů, v sobě zahrnuje například otřesy vyvolaný kolaps okraje pánve a tvorbu turbiditních proudů, olistostrom a olistolitů, avšak patří sem také povrchové fenomény jako skalní řícení, sesuvy či bahnotoky. Kategorie frakturovaných zpevněných hornin obsahuje speleoseismity a méně obvyklé granulární deformace (polygonizace zrn, fakturace valounů v jemnozrnné matrix)(Montenat et al., 2007). Deformace zahrnuté v těchto dvou kategoriích jsou ryze postsedimentární, takže tato práce se jimi blíže nezabývá.

Při užívání termínu „seismit“ v souvislosti se sedimenty je třeba mít na paměti, že v tomto smyslu jde o záležitost postsedimentární a podle Owena et al. (2011) by neměl být zaměňován nebo přičleňován k podobným termínům popisujícím genezi sedimentárního tělesa, tj. k takzvaným „event-bed“ termínům (tempestity, turbidity, apod.). Původní definice seismitů formulovaná Seilacherem (1969) se však vztahuje k celé vrstvě sedimentu,

modifikované seismickými vlivy, tedy nejen k deformačním strukturám samotným. V tomto smyslu možno termín „seismit“ chápat jako genetický. Podle klasifikace Montenata et al. (2007) by však této definici odpovídali pouze produkty zemětřesením vyvolaných gravitačních pohybů, kdy je masa horninového materiálu mobilizována otřesy a na jiném místě usazena jako nové sedimentární těleso.

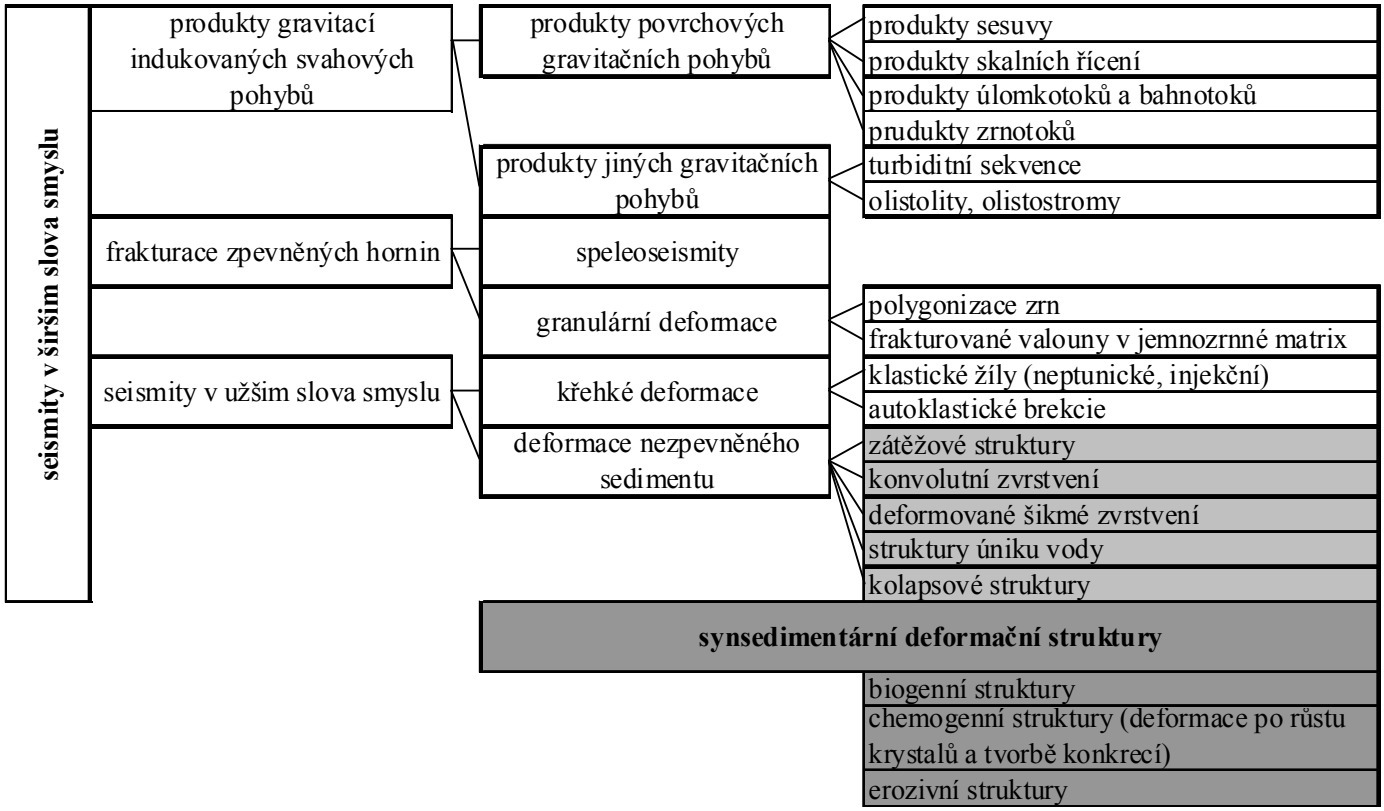
Specifické synsedimentární a raně postsedimentární struktury mající přímý vztah k působení seismicity spadají do třetí kategorie seismitů v pravém slova smyslu. Montenat et al. (2007) dále dělí seismity s.s. na skupiny deformací, které jsou v zásadě křehké, a synsedimentární deformace, jak je výše popisuje i tato práce. K seismitům vzniklým křehkou deformací se řadí klastické žíly (neptunické, injekční) a autoklastické brekcie.

Neptunické žíly, tedy proniky mladšího sedimentárního materiálu do frakturovaného podloží, ve kterém vzniká systém otevřených puklin, jsou obecně známou sedimentární strukturou a jejich vznik může zapříčinit kromě zemětřesení řada dalších procesů (regionální extenze, svahové pohyby, diapirismus, atd.). Injekční žíly jsou produktem kombinace procesů fluidizace a hydrofrakturace, kdy sedimentární materiál mobilizovaný za zvýšeného pórového tlaku vyplňuje síť puklin v okolní hornině (Montenat et al., 2007). Typickým projevem injekčních žil v sedimentárním záznamu jsou mísovité a pilířové („dish & pillar“) struktury (Lowe & LoPiccolo, 1974).



Obr. 4 – Srovnání recentních písečných vulkánů a jejich fosilních ekvivalentů. Na obrázku A je vyobrazena skupina vulkánů v pískovcích spodnotriasového bohdašínského souvrství (lom Krákorka u Červeného Kostelce, autor D. Uličný). Obrázek B ukazuje linii čerstvých písečných vulkánů s dobře vyvinutými „kalderami“ na nivě řeky Cheliff v Alžírsku, převzato z Montenat et al. (2007).

Tab. 5 - Vztah skupiny synsedimentárních deformačních struktur a seismitů, upraveno podle Owena et al. (2011) a Montenata et al. (2007)



Třetí případ seismitů vzniklých za křehké deformace jsou autoklastické brekcie. Ty jsou výsledkem brekciace zčásti již zpevněných vrstev, ve většině případů karbonátů, střídajících se s materiálem náchylným k tixotropii a likvefakci. Jejich vznik nesouvisí se svahovými pohyby, erozí nebo vysycháním. Fragmenty brekciované vrstvy setrvávají ve vzájemném kontaktu, zatímco mezi ně intruduje fluidizovaný materiál, který vytváří polygonální síť s fragmenty velikosti cm až dm. Za typickou příčinu vzniku autoklastických brekcií jsou považovány seismické události (Montenat et al., 2007).

Seismity vztahující se k synsedimentárním deformacím jsou podle Montenata et al. (2007) koseismické deformace postihující nezpevněné saturované sedimenty v důsledku náhlého zvýšení pórového tlaku. Takovéto seismity odpovídají SSDS definovaným v této práci v kapitole 2.1 a uvedeným v tabulce 4, jejichž vznik je seismicky indukován, tedy je vázán na syndepoziční tektoniku. Do této skupiny lze zařadit celou škálu různých likvidizačních struktur: konvolutní zvrstvení, bochníkové a plaménkové struktury, mísovité a pilířové struktury, provrásněné sety zvrstvení či fluidizační dráhy.

Typickou strukturou, popsanou i v současnosti z řady míst prokazatelně postižených zemětřeseními, jsou tzv. písečné vulkány („sand volcanoes“)(obr. 4), vznikající náhlým

uvolněním zvodněného písčitého sedimentu při protržení nadložní těsnící vrstvy. Sediment uvolněný na povrch vytváří kuželovou strukturu připomínající sopouch. Tento „sopouch“ snadno podléhá erozi, takže v sedimentárním záznamu se písečný vulkán zachová pouze jako specifická struktura dokola s ležatými vrásami, tvořenými rozevřenou těsnící vrstvou uprostřed s fluidizační dráhou s písčitou výplní.

Cílem této kapitoly je především konstatování, že seismity jsou poměrně různorodou skupinou deformačních struktur, jejichž společnou vlastností je geneze spjatá se seismickou aktivitou; naopak, synsedimentární deformační struktury jsou přesně vymezené jako deformace vzniklé v nezpevněných sedimentech procesy likvidizace, avšak příčiny jejich vzniku se různí. Synsedimentární deformační struktury geneticky spjaté s působením seismicity lze také chápat jako součást skupiny seismitů a podle klasifikace navržené Montenatem et al. (2007) je nazývat seismity s.s., resp. seismity vztažené k synsedimentárním (soft-sediment) deformacím.

Obr. 5 – Klasickým souvrstvím pro studium sed. struktur je tzv. Navajo sandstone. Pískovce tohoto spodnojurského souvrství vznikali v periodicky zvlhčovaném eolickém prostředí a jsou bohaté různými typy SSDS. Na obrázku z lokality „The Wave“ (Utah, USA) lze vidět konvolutní a deformované křížové šikmé zvrstvení. Autor fotografie M. Sweeney (dostupné online: http://people.usd.edu/~Mark.Sweeney/esci443.html).

Blíže se SSDS v souvrství Navajo sandstone zabývá např. práce Bryanta & Mialla (2010).

3.2 Identifikace seismitů a neseismogenních SSDS

Jako odpověď na otázku proč se zabývat identifikací spouštěcího mechanizmu uvádí Owen et al. (2011) tři důvody: 1) tyto mechanizmy jsou součástí geologické historie dané oblasti uchované v sedimentárním záznamu; 2) některé spouštěcí mechanizmy (např. seismicita) mohou úzce souviset s tektonickým vývojem pánve a poukazovat na synsedimentární tektoniku, a za 3) některé spouštěcí mechanizmy, především zemětřesení, mohou v obydlených oblastech způsobit značné škody na životech a infrastruktuře a je proto nutné je do určité míry předpovídat.

Vzhledem k jejich poměrně hojnému výskytu v sedimentárním záznamu, se SSDS staly předmětem zájmu řady geologů již v první polovině minulého století. Tehdy se však větší pozornost věnovala spíše popisu těchto struktur samotných a ne zcela úvahám o jejich významu pro rekonstrukci procesů relativně velkého měřítka (tektonika, seismika). Teprve po převratné práci Seilachera (1969), který poprvé poukázal na možnost, že tyto struktury mají původ nejen v běžných procesech doprovázejících sedimentaci (tj. vlnění, zatížení nadložím, pohyby podzemní vody, atd.), ale mohou také vznikat působením seismicity, se jim začala věnovat zvýšená pozornost – především v souvislosti s rapidním rozvojem seismologie, která ve snaze předpovídat výskyty zemětřesení v seismicky aktivních oblastech sáhla také po dokladech seismických událostí v geologickém záznamu. Struktury vzniklé porušením nezpevněného sedimentu představují určité vodítko pro rekonstrukci paleoseismicity.

Jelikož SSDS produkované jak seismickými, tak neseismickými činiteli, jsou vzhledem k fyzikálním procesům vedoucím k jejich vzniku (viz kapitola 2.2) v podstatě stejné, je potřeba, jak poznamenávají Molina et al. (1998), věnovat pozornost ne tak strukturám samotným, jako spíše jejich celkovému sedimentárně-geologickému umístění a vztahům k okolí.

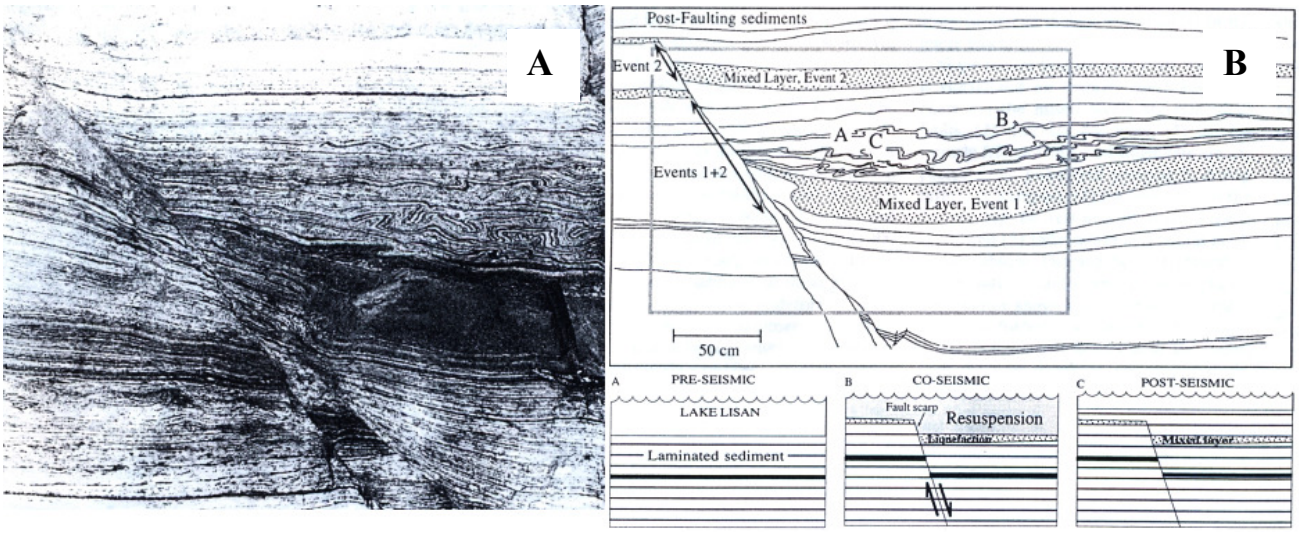
Rozlišení deformací seismického a neseismického původu je poměrně komplikované, avšak může jej ulehčit fakt, že v posledních desetiletích bylo napsáno mnoho prací nabízejících návody a postupy k identifikaci seismogenních, resp. neseismogenních struktur. Tato práce vychází z návodu podaného v pracích Owena & Morettiho (2011) a Wheelera (2002). Obě uvádějí kritéria, kterými lze posoudit, zda spouštěčem likvidizace a vzniku synsedimentárních deformací bylo zemětřesení. Níže uvedená kritéria nejsou diagnostická sama o sobě – aby bylo možno říci, že zkoumaný soubor struktur je seismického původu, musí být kladně vyhodnoceno víc kritérií.

Jako nejvýznamnější kritéria uvádí Owen & Moretti (2011) relativní blízkost SSDS ke zlomům aktivním v době ukládání sedimentu a zonalitu komplexnosti a frekvence výskytu synsedimentárních deformačních struktur od nejbližšího aktivního zlomu. Argumentem proti relevanci prvního kritéria je, že v případě silnějších zemětřesení může být efekt likvidizace vyvolán i na větší vzdálenost – podle Wheelera (2002) pro magnitudo 7 – 9 to může činit 110 až 600 km od epicentra, které se již může nacházet mimo sedimentární pánev. Ačkoliv byla spouštěčem likvidizace seismická aktivita, nemusí být nutně spojována s nejbližšími aktivními zlomy. Druhé kritérium považují Owen & Moretti (2011) za relevantní – jeho dokladem je totiž postupný úbytek výskytů SSDS a snižování jejich komplexnosti se zvyšující se vzdálenosti od zlomu, o kterém lze soudit, že byl aktivní v době sedimentace a je původcem jejich vzniku. Podobně uvažuje i Wheeler (2002), podle kterého v okolí epicentra, kde byl zemětřesením uvolněn největší objem energie, budou v důsledku většího postižení likvidizací synsedimentární deformace hojnější a lépe vyvinuty.

Mezi kritéria méně podstatná počítají Owen & Moretti (2011) laterální kontinuitu a opakování synsedimentárních deformací ve vertikálním směru. Laterální kontinuita znamená, že tvorba deformací se při působení zemětřesení neomezuje na jednu lokaci, ale probíhá v náchylných sedimentech na větším území. Vertikální opakování těchto deformací vyplývá z toho, že syndepoziční tektonika produkuje zemětřesení v určitých časových intervalech. Nelze však vyloučit, že laterálně kontinuální horizonty deformací a jejich vertikální opakování může být způsobeno neseismickým činitelem. Stejně tak existuje možnost, že vertikálně se opakující synsedimentární deformační struktury jsou produktem likvidizace několika nad sebou ležících vrstev při jedné seismické události (Gilbert et al., 2011).

Dalším kritériem podle Owena & Morettiho (2011) je velké plošné rozšíření SSDS na základě analogie s deformačními strukturami produkovanými recentními zemětřeseními. Struktury vyprodukované jednou zemětřesnou událostí tak mohou být vzájemně korelované v rámci větší oblasti. S tímto úzce souvisí Wheelerovo (2002) kritérium synchronity, tj. SSDS vyprodukované jedním zemětřesením vznikají v jednom krátkém časovém intervalu, zpravidla okamžitě po přechodu seismické vlny. Synchronita však může také dokládat neseismický vznik deformačních struktur, například při silném vlnění během jedné bouřkové události. Neseismická událost by však nesplňovala předešlé kritérium velkého plošného rozšíření, jako v případě deformačních struktur vzniklých lokálním zatěžování sedimentárního tělesa nebo gravitačními pohyby v nezpevněných sedimentech. Ani v případě zemětřesení, jak poznamenává Wheeler (2002), to však nemusí být úplně jednoznačné, protože jedna seismická událost může pozůstávat z předtřesů, hlavních otřesů a dotřesů, které i samy o sobě

mohou být příčinou synsedimentárních deformací. Kromě toho v sedimentární formaci stejného stáří mohou být zastoupeny SSDS vzniklé jak vlivem zemětřesení, tak v důsledku působení neseismických činitelů (Rajchl & Uličný, 2000), takže jejich odlišení jen na základě statigrafické pozice je obtížné.



Obr. 6 – Ukázka SSDS asociovaných s povrchovými zlomy v oblasti Mrtvého moře. Díky dobrému zachování SSDS (tzv. smíšených vrstev) v uloženinách pleistocénního jezera Lisan a jejich přímé souvislosti s synsedimentární zlomovou tektonikou, lze tyto struktury využít k rekonstrukci dlouhodobé seismicity (> 70 Ka) na transformním rozhraní Mrtvého moře. Obrázek B ukazuje struktury z obrázku A v náhledu, v jeho spodní části je načrtnut mechanismus vzniku smíšených vrstev („mixed layers“). Převzato z Marco & Agnon (1995).

Na kritérium synchronity navazuje Wheerler (2002) kritériem náhlého vzniku, tj. pokud je vznik synsedimentární deformační struktury katastrofický, je to dokladem spíš pro seismický spouštěč. Bez dalšího posouzení však není možno vyloučit ani neseismický činitel.

Morfologická podobnost SSDS v geologickém záznamu se strukturami zformovanými experimentálně může být podle Owena & Morettiho (2011) cenným vodítkem k určení jejich původu. Jelikož však vznik synsedimentárních deformačních struktur závisí zejména na parametrech postiženého sedimentu a procesech deformace (viz kapitoly 2.3, resp. 2.2), není možné pouze na základě morfologické podobnosti vyvodit závěry o činiteli spouštějícím deformaci.

Kromě výše popsaných kritérii posuzujících charakter vlastních SSDS, diskutuje Wheeler (2002) v souvislosti s rozlišením seismického a neseismického původu jejich vzniku ještě kritéria tektonického a depozičního umístění. V prvním případě je potřeba zjistit, jaká byla geodynamická pozice zkoumané oblasti v době vzniku SSDS a pro zhodnocení

frekvence výskytu zemětřesení a jejich magnituda ji srovnat s recentní analogii. Výsledkem je přesnější obraz o tom, zda jsou SSDS produktem zemětřesení nebo spíše neseismických vlivů. Kritérium depozičního umístění pak znamená fyzikální vlastnosti sedimentu, jeho litologii a další faktory, které jej predisponují k likvidizaci a vzniku deformačních struktur (viz kapitolu 2.3).

S pomocí uvedených kritérií vypracovali autoři Owen & Moretti (2011), resp. Owen et al. (2011) jednoduchý návod k posouzení původu synsedimentárních deformačních struktur. Tento rozbor obsahuje tři fáze: 1) posouzení facií (studium depozičního prostředí a místní tektoniky), které by mělo říci, zda hledat exogenní či endogenní spouštěč; 2) posouzení, zda byl činitel spouštějící deformaci exogenní (např. zemětřesení) nebo endogenní (zatížení nadložím při rychlé sedimentaci, vlnění, apod.), a 3) aplikace hodnotících kritérií na studované synsedimentární deformační struktury (tj. blízkost zlomu, zonalita a komplexita struktur, načasování deformace, atd.).

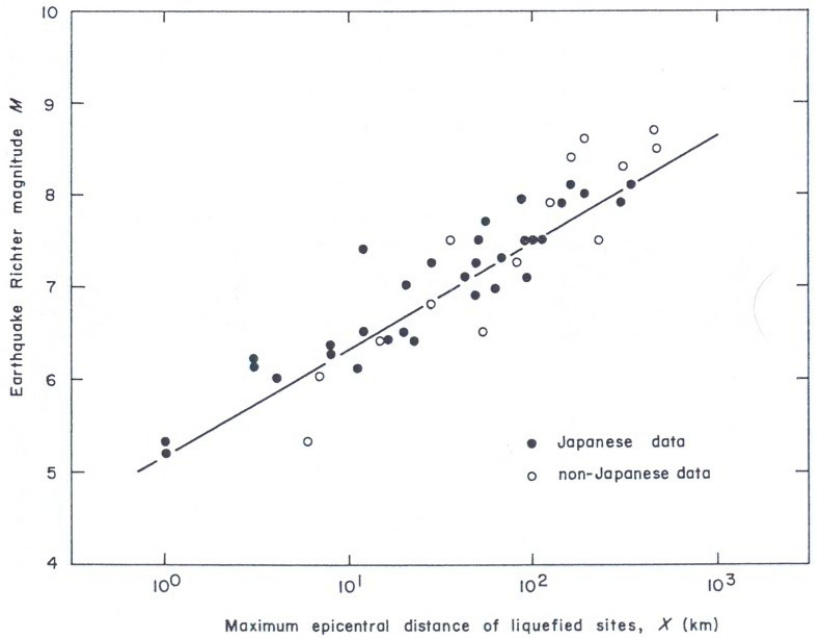
3.3 Vztah magnituda zemětřesení k výskytu SSDS

Podrobným studiem seismogenních SSDS vyskytujících se v rizikové oblasti je možné určit přibližné magnitudo historických zemětřesení. Dále lze z opakovaného výskytu SSDS ve vertikálním směru odvodit dobu, která uplynula mezi jednotlivými zemětřesnými událostmi, a podle plošného rozšíření SSDS posoudit, jaký největší dosah měly deformace vyvolané jednou seismickou událostí.

Zemětřesení se mohou vyskytovat v podstatě v jakémkoliv geotektonickém prostředí, nejhojnější však bývají v oblastech s aktivní tektonikou, kde vznikají jako důsledek uvolnění energie při posunu krustálních bloků oddělených zlomy. Oblasti zvýšené seismické aktivity zahrnují kompresní prostředí (subdukční zóny), extenzní prostředí (středooceánské hřbety, intrakontinentální rifty) a prostředí strike-slipových zlomů velkých rozměrů.

Tab. 6 - Maximální dosah likvidizačních procesů od epicentra podle magnituda, podle Wheelera (2002)

momentové magnitudo (M_W)	vzdálenost od epicentra (km)
5	2
6	20
7	110
8	210
9	600



Obr. 7 – Dosah likvidizačních procesů v závislosti od lokálního magnituda. Převzato z Allen (1986).

Základní charakteristikou jakéhokoliv zemětřesení je jeho magnitudo, tj. fyzikální veličina udávající absolutní velikost (sílu) zemětřesení. K jeho vyjádření se používá několik stupnic. Základní je desetistupňová (od mikrozemětřesení po masivní zemětřesení) Richterova stupnice lokálního magnituda (M_L), která udává v logaritmické škále amplitudu dráhy největší zemětřesné vlny opravenou o rozdíl vzdálenosti epicentra zemětřesení od seismografu. V současnosti se používá i stupnice založená na momentovém magnitudu M_W, což je vztah plochy porušené části zlomu a průměrné hodnoty výsledného posunu na zlomu, a které představuje souhrn všech možných M_L (McCalpin, 1996).

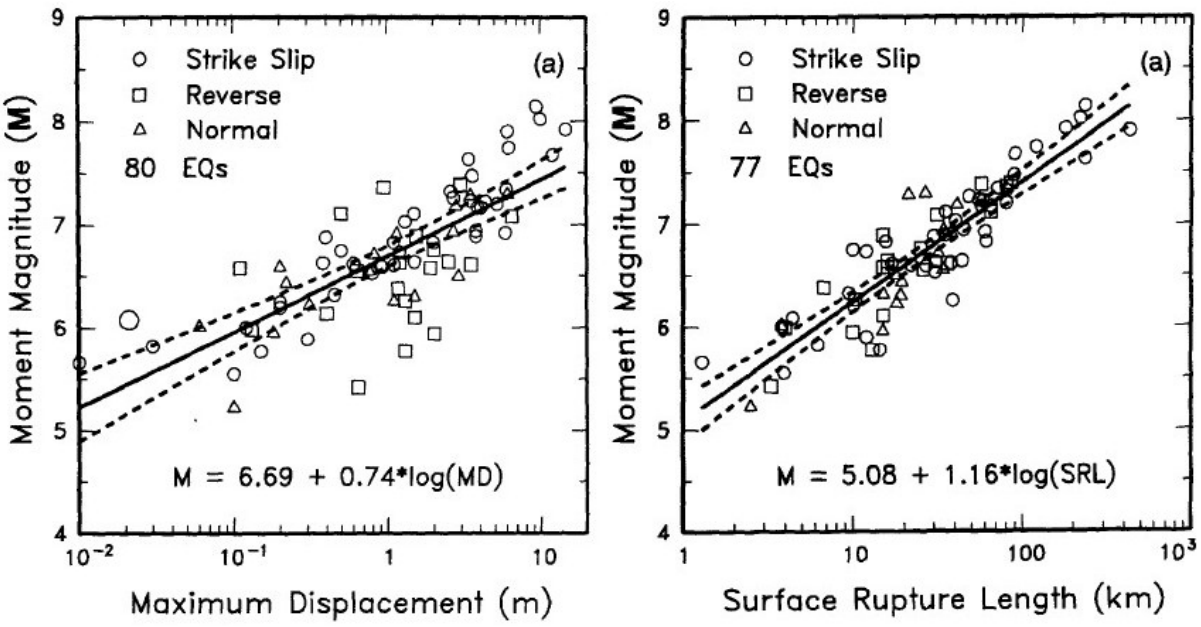
Vztah mezi magnitudem zemětřesení a maximální vzdáleností od jeho epicentra, ve které proběhly likvidizační procesy, je doložen řadou prací jak teoreticky (např. Allen, 1986), tak na konkrétních příkladech z terénu (např. Giraud & Plaziat, 1993). Jak vidět ve zjednodušené podobě v tabulce 6, nejzazší dosah seismicky indukovaných likvidizačních procesů je u silných zemětřesení desítky nebo dokonce až stovky kilometrů od jejich epicentra.

K tomu, aby v důsledku přechodu seismické vlny došlo v sedimentárním tělese k likvidizaci a vzniku SSDS, je potřeba zemětřesení s magnitudem $M_L \geq 5$, při menším nedochází k žádným nebo pouze k zanedbatelným deformacím (Giraud & Plaziat, 1993). McCalpin (1996) uvádí, že likvidizační procesy mohou zřídka vyvolat i zemětřesení s magnitudem $M_L < 5$, avšak obvyklé jsou tyto procesy u zemětřesení s $M_L > 5{,}5$. Velikost kritické hodnoty magnituda také závisí od materiálu, kterým seismická vlna prochází. U dobře

vytříděných homogenních písků mohou likvidizační procesy vyvolat i relativně slabší zemětřesení, zatímco, jak uvádějí ve studii o SSDS v hrubozrnných sedimentech Berzerra et al. (2005), ve štěrcích a štěrkopíscích je kritická hodnota M_L přibližně 7.

Velikost magnituda, jak vidět z diagramů Wellse & Coppersmithe (obr. 8), má přímý vztah k délce povrchové ruptury zlomu nebo některého jeho segmentu, resp. k velikosti posunu na tomto zlomu. Tyto skutečnosti lze využít při odhadu magnituda historických zemětřesení a při rekonstrukci zemětřesné aktivity z geologického záznamu (McCalpin, 1996).

Typickým rysem tektonických zemětřesení je i jejich relativně pravidelné opakování, související s náhlým uvolněním energie akumulované pohybem na aktivních zlomech. Pokud se tyto zlomy nachází v blízkosti současně aktivní sedimentární pánve, může být zdejší seismická aktivita poměrně detailně zaznamenaná ve výplni těchto pánví, jak to dokazují např. Marco & Agnon (1995)(obr. 6).



Obr. 8 – Velikost momentového magnituda v závislosti od posunu na zlomu a délky povrchové ruptury zlomu. Převzato z Wells & Coppersmith (1994).

4. SSDS v terciérních sedimentech mostecké pánve

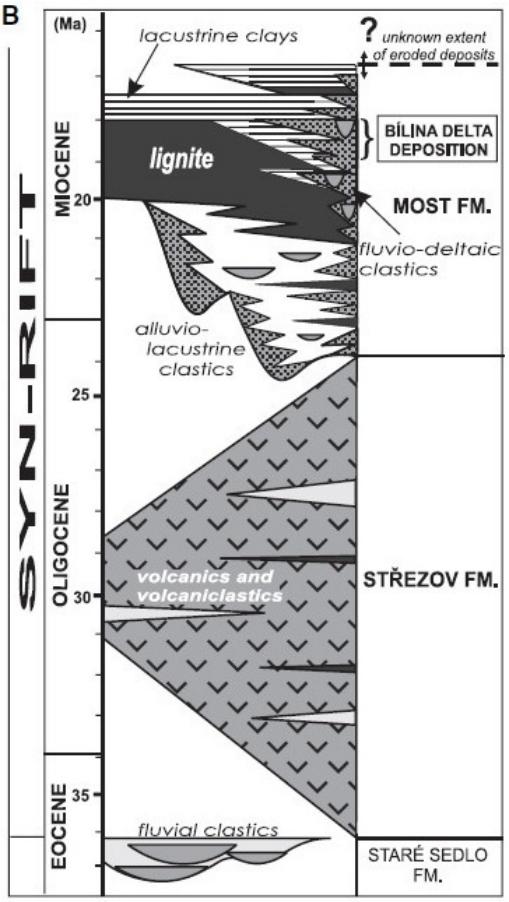
4.1 Geologická charakteristika mostecké pánve

Mostecká pánev (dříve severočeská pánev) představuje největší z řady dílčích sedimentárních pánví v oherském riftu, který je součástí systému evropských kenozoických riftů (ECRIS). Vývoj tohoto rozsáhlého riftového systému byl řízen interakcí eurasijské a afro-arabské desky v pozdní fázi alpinské orogeneze (Ziegler, 1994). Vzhledem k relativně krátké existenci a pomalé subsidenci lze oherský rift interpretovat jako rift v iniciálním stádiu, který se od střed. miocénu dále nerozvíral (Rajchl et al., 2009).

Při vzniku mostecké pánve, formování reliéfu jejího podloží a ukládání sedimentárního materiálu sehrálo roli několik zlomových systémů. První systém SV – JZ směru je přibližně paralelní osou oherského riftu a tepelskou suturou, což je litosférické rozhraní vzniklé rozhraní variskou amalgamací saxothuringika a tepelsko-barrandienské oblasti. Významným zlomem tohoto směru je například střezovský zlom, ohraničující permokarbonské podloží, nebo krušnohorská zlomová zóna a oherské zlomové pásmo. Druhý systém zlomů SZ – JV směru je paralelní s labskou zlomovou linií. Třetí zlomový systém směru V – Z je pro tuto práci nejpodstatnější, protože zahrnuje i bílinský zlom, zřejmě související s genezí SSDS studovaných v lomu Bílina (viz kapitola 4.3). Výsledkem synriftové zlomové tektoniky je formování dílčích depocenter oddělených elevacemi krystalinického podloží pánve: jihozápadního (žateckého), západního (chomutovského), centrálního (mostecko-bílinského) a severního (ústeckého)(Mach, 2002).

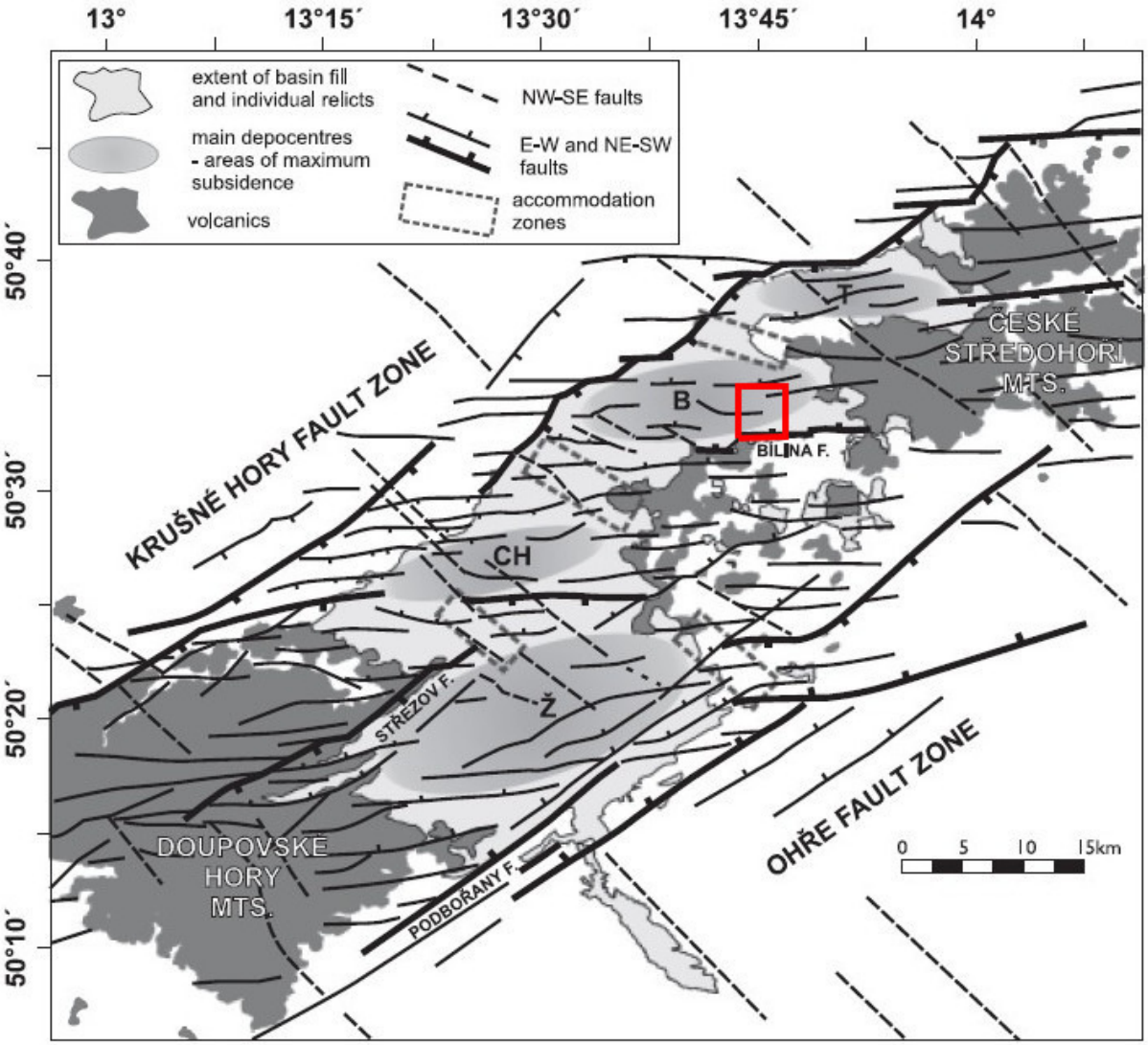
Vývoj mostecké pánve lze podle vývoje tektoniky a vulkanismu na jedné a sedimentace na druhé straně rozdělit do několika etap. Rajchl et al. (2009) vyčleňují čtyři intervaly vývoje pánve na základě dominujících sérií zlomů, charakteru sedimentace a směru rozpínání riftu. Interval 1 (nejsvrch. eocén – oligocén, 36 – 26 mil. let) zahajuje synriftovou fázi vývoje pánve a je charakteristický velmi pomalou subsidencí oblasti v řádu několik m za 1 mil. let. Během tohoto intervalu jsou bazální horizonty pánve v počátečních depocentrech vyplňovány vulkanogenním střezovským souvrstvím. V intervalu 2 (nejsvrch. oligocén – nejspod. miocén, 26 – 21 mil. let) je rychlost poklesávání podloží pánve do 10 m za 1 mil. let., ukládány jsou klastické sedimenty spodní části mosteckého s. pod hlavní uhelnou slojí a topografie je ovlivňována zejména zlomovým systémem směru V – Z. Interval 3 (spod. miocén, 21 – 18 mil. let.) odpovídá organické sedimentaci ve velkém, téměř celopánevním rašeliništi, které je místy synchronně zastupováno mocnými akumulacemi klastických

uloženin žatecké a bílinské delty. Oproti předchozímu intervalu se subsidence mírně zrychluje a rozšiřuje se sedimentační prostor. Během zmíněných tří intervalů tedy pravděpodobně dochází k propojování zlomů V – Z směru a vzniku prvotních depocenter za relativně pomalé subsidence. Toto období je charakteristické šikmou extenzí oherského riftu ve směru S – J. Interval 4 (spod. miocén – střed. miocén, 18 – 15 mil. let) odpovídá svrchní části mosteckého s., kde dominuje pelitická jezerní sedimentace. Rychlost subsidence v tomto období narůstá až na přibližně 100 m za 1 mil. let, v čehož důsledku dochází k ústupu deltových těles a spolu s rašeliništěm k jejich zanořování pod rozsáhle jezero, v určitou dobu přesahující dnešní hranice pánve. Důležitým rysem intervalu 4 je pokročilé propojení malých zlomů do malého počtu hlavních zlomů, podél kterých dochází k prohlubování pánve a zvětšování sedimentačního prostoru. Následně dochází v oherském riftu ke změně orientace vektoru extenze a přechodu z šikmé extenze směru S – J do SZ – JV extenze kolmé k ose příkopu. S kolmou extenzí je spojena řada postsedimentárních deformací pánevní výplně – tyto vycházejí ze systémů zlomů sz. – jv. a sv. – jz. směru, překrývajících mladší zlomy šikmé extenze (směr S – J).



Obr. 9 – Stratigrafická kolonka mostecké pánve. Převzato z Rajchl et al. (2008).

Podle geochemických kritérií (rozdílný obsah těžkých minerálů v psamitech a rozdílné chemického a minerálního složení a obsahy stopových prvků v pelitech) se výplň pánve rozděluje na tzv. spodní a svrchní komplex. Do spod. komplexu se řadí přeplavené zvětraliny a tufity původem z blízkého okolí pánve s vysokými obsahy vulkanogeních stopových prvků, ve svrch. komplexu silně dominuje extrabazinální materiál s nízkými obsahy vulkanogeních stopových prvků a přítomností andaluzitu. Tyto rozdíly indikují změnu charakteru sedimentace v důsledku přesunu zdrojové oblasti z okolí pánve do vzdálených oblastí v jz. části českého masivu (Elznic et al., 1998). Rozhraní mezi oběma komplexy probíhá uvnitř uhelné sloje, avšak nelze jej interpretovat jako izochronní hranici, pouze jako odraz různé intenzity přínosu klastik do daného místa z různých zdrojů (Mach, 2002).



Obr. 10 – Náčrt tektonických poměrů mostecké pánve. Studovaná oblast je označená červeným čtvercem. Převzato z Rajchl et al. (2009).

Litologie oblasti mostecké pánve je poměrně pestrá. Nejstarší horniny jejího podloží jsou metasedimenty a ortoruly saxoturingika, vystupující pouze v erózních oknech na jižním okraji pánve. Na ně nasedá permokarbon (sedimenty kladensko-rakovnické pánve a tzv. teplický ryolit) a svrchní křída severního okraje české křídové pánve (Malkovský, 1985)

Již koncem svrchní křídy se v dnešních severních Čechách objevují první projevy vulkanismu, které jsou svou tektonickou pozicí i geochemickým charakterem prekursorem riftingu (Ulrych et al., 1999). Po ústupu křídového moře jsou uloženiny české křídové pánve rozčleněné postsedimentární tektonikou a erodované, jejich postupnou peneplenizací pak v oblasti severních Čech vzniká rovinatý reliéf s mělkými depresemi. Nejstarším členem výplně pánve jsou jíly až písky fluviolakustrinního starosedelského s. (nejsvrch. eocén), jehož sedimentační prostor však byl odlišný oproti vyšším členům vzhledem k jeho vzniku v předriftovém stádiu. Hlavní etapa vývoje riftu, doprovázená vulkanickou činností v Doupovských horách a Českém středohoří a vznikem sedimentárních pánví v jeho ose, probíhá až v rámci terciéru od svrch. eocénu do konce spod. miocénu (36 – 17 mil. let).

Synriftovému stádiu odpovídají dvě souvrství – střezovské a mostecké. Střezovské souvrství (oligocén) tvoří alkalické vulkanity a jejich pyroklastika. V západní části pánve patří vulkanické uloženiny doupovskému stratovulkánu, ve východní vulkanickému komplexu Českého středohoří. Střezovské s. bylo postiženo intenzivním subtropickým zvětráváním, jež vedlo ke vzniku pestrých tufitických vrstev mocnosti prvních desítek metrů. Mostecké s. (spod. – střed. miocén) začíná na bázi aluviálními a jezerními klastickými sedimenty a tufity duchcovských vrstev. V době jejich ukládání byla mostecká pánev odvodňována k severu, v důsledku tektonické subsidence však byl odnos sedimentárního materiálu mimo pánev omezen, kromě toho díky zmenšení dynamiky zdejšího reliéfu začaly v okolí řek vznikat první rašelinotvorné bažiny (Mach, 2002). V nadloží duchcovských v. leží vrstvy holešické, sestávající z celistvé nebo lávkami rozčleněné hlavní uhelné sloje mocnosti 20 – 45 m a jejich klastických ekvivalentů, reprezentujících materiál přinášený terciérními říčními toky z jz. části českého masivu. Zaústění těchto toků do mostecké pánve představují tzv. hlavačovské štěrky, pokračující aluviálními uloženinami žatecké delty. Tato na rozdíl od bílinské delty (viz kapitola 4.2) v sz. části pánve není považována za „pravou“ deltu – vodní tok zde totiž místo do otevřeného jezera ústil do rozlehlé bažiny, kterou příležitostně progradoval až k severnímu okraji pánve (Mach, 2002). Naopak bílinská delta vznikala až v závěrečné fázi existence rašelinotvorného močálu a do oblasti vstoupila po dlouhém období hromadění rašeliny. Bílinská delta postupně stlačovala masu rašeliny a umožnila tak vznik a postupné rozšíření jezera až za dnešní hranice pánve, a to za jejího současného ústupu. Výše

se nachází jíly libkovických vrstev, dosahující díky snadné kompakci rašeliny a zrychlené subsidenci mocnosti až 300 m. Nejsvrchnějším členem mosteckého s. jsou lomské vrstvy, na jejichž bázi se po krátkém hiátu usazovala tzv. lomská sloj a následně opět velké mocnosti jezerních jílů. Vyplňování mostecké p. skončilo v důsledku zastavení riftingu a s tím spojenými tektonickými pohyby přibližně před 17. mil. lety, poté bylo z výplně pánve erodováno 70 – 300 m (Malkovský et al., 1985).

4.2 Bílinská delta

Sedimentární systém bílinské delty představuje zaústění jednoho z miocénních říčních toků do jižní části mostecké pánve. Stratigraficky bílinská delta náleží spolu s hlavní uhelnou slojí do holešických vrstev, vznikajících v synriftovém intervalu 3 (viz kapitola 4.1), kdy se subsidence v oblasti mostecké pánve mírně zrychlila a sedimentační prostor se zde postupně rozšiřoval (Rajchl et al., 2009).

Podle modelu Rajchla & Uličného (1999) představuje typ delty s dominancí fluviálních procesů, kde v rámci jedné velké delty existovalo současně několik subdelt, vytvářejících dílčí deltové laloky. Každá subdelta pak obsahovala několik výnosových vějířů vznikajících v důsledku laterální migrace ústí jednotlivých říčních ramen nebo z důvodu přítomnosti více ramen v rámci jedné subdelty.

V sedimentárním záznamu bílinské delty zaujímají hierarchicky nejvyšší pozici dva architekturní prvky: 1) heteroklitická klínovitá a čočkovitá tělesa (první m – první desítky m), interpretovaná jako uloženiny fluvio-deltového systému, a za 2) vrstevnatá tělesa jílů (desítky cm – 15 m), která obklopují fluvio-deltová tělesa a představují jezerní sedimenty. Detailnější členění fluvio-deltového systému pak zahrnuje čtyři architekturní prvky, a to heterolitické vrstevní komplexy deltové plošiny, koryta, písčitá klínovitá tělesa výnosových vějířů a heterolitické laminity prodelty (Rajchl & Uličný, 1999).

Heterolitické vrstevní komplexy představující uloženiny deltové plošiny, rozdělené na nadvodní (aluviální systém) a podvodní část. *Koryta* jsou Rajchlem & Uličným (1999) rozdělována na dva typy: 1) koryta typu I reprezentující nerozvětvený říční rok, resp. široká říční ramena, a za 2) koryta typu II, která jsou produktem větvení širších ramen a která již ústí přímo do jezera. *Písčitá klínovitá tělesa* výnosových vějířů představují v bílinské deltě majoritní akumulace psamitického materiálu. Výnosové vějíře se podle podélného profilu rozdělují na mělkovodní a gilbertovského typu. V prvním případě byla hloubka přínosového koryta rovna hloubce jezera, takže se nevytvořilo strmé čelo delty a delta měla charakter

podvodní deltové plošiny. Častějším případem jsou výnosové vějíře gilbertovského typu s foresety a topsety, vznikající v místech, kde hloubka jezera byla větší než hloubka přínosového koryta. Nejdále od ústí říčních ramen v oblasti prodelty se ukládaly *heterolitické laminity*, které navazují na foresety výnosových vějířu v jejich distálních částech a označují se jako bottomsety. Jednotlivé architekturní prvky a sedimentární facie bílinské delty a jejich litologie a typické struktury jsou přehledně uvedeny v tabulce 7. Architekturní prvky, jejichž uloženiny byly v době fungování bílinské delty nejnáchylnější k likvidizaci a lze v nich najít různé SSDS, jsou označeny červeně.

Tab. 7 - Přehled archiktekturních prvků a facií bílinské delty, upraveno podle Macha (2002) a Rajchla & Uličného (1999)

facie	***heterolitické vrstevní komplexy***				***písčitá klínovitá tělesa výnosových vějířů***	***heterolitické laminity***	***vrstevnatá tělesa jílů***
	nadvodní deltová plošina (aluviální systém)			***podvodní deltová plošina***	***čelo delty***	***prodelta***	***jezero***
architekturní prvky	rozlivové vějíře	nivní uloženiny	koryta: typ I (akumulační), typ II (přívodní)	tělesa topsetů	tělesa foresetů	tělesa bottomsetů	vrstevnatá tělesa
litologie	písky, písčité jíly	prachovité a písčité jíly, uhelnaté jíly	hrubozrnné písky a štěrky, písky, písčité jíly	písky až štěrčíky	písky, písčité a prachovité jíly	písčito-jílovité heterolity	prachovité jíly, karbonátické jíly
vnitřní struktury	čeřinové, šikmé zvrstvení	kořínky, bioturbace, konkrece	čeřinové a výmolové zvrstvení, úlomky erodovaných zemin	čeřinové, výmolové zvrstvení	šikmé a subhorizontální zvrstvení	horizontální laminace	horizontální laminace, gradační zvrstvení

4.3 Deformační struktury v bílinské deltě a interpretace jejich vzniku

Zájmovou oblastí pro studium deformačních struktur v terciérní výplni mostecké pánve, resp. jejího nejmladšího, miocénního mosteckého souvrství, je velkolom SD Chomutov, a.s. v Bílině. Zde je díky těžbě hnědého uhlí odkryta i značná část bílinské delty, jejíž materiál představuje nadloží hlavní uhelné sloje a je ve smyslu hornickém skrývkou. V lomu Bílina je možné pozorovat různé deformační struktury jak v hnědouhelné sloji a jejím nejtěsnějším okolí, kde se v minulosti pozornost soustředila nejvíc (výčet prací na toto téma uvádějí Rajchl & Uličný, 2000), tak v uloženinách bílinské delty. Deformační struktury v bílinské deltě rozdělují Rajchl & Uličný (2000) podle měřítka na dvě skupiny: 1) deformační struktury velkého rozsahu (např. růstové zlomy), a za 2) deformační struktury malého rozsahu, tj. ty, které postihují pouze několik vrstev nebo jejich částí.

Náplní praktické části této práce bylo prostudovat několik výchozů s výskytem deformačních struktur malého rozsahu, popsat tyto struktury a hostitelské sedimenty (jejich složení a sedimentační prostředí) a zhodnotit, jaké procesy vznik těchto struktur vyvolaly a řídily. Při interpretaci jsou jako spouštěč uvažovány dva hlavní procesy, a to seismická aktivita a zatížení nadložím. Vliv vlnění je podle Rajchla & Uličného (2000) v oblasti bílinské delty zanedbatelný a jiné příčiny, uvedené v kapitole 2.4, vzhledem k charakteru paleoprostředí nepřicházejí v úvahu. V této práci je popsáno pět lokalit s výskytem SSDS odkrytých v květnu 2011, ze kterých se pro preciznější popis hodí pouze dva (lokalita 1 a 2), zbylé jsou popsány jen stručně.

Cílem této práce je doplnit poznatky o SSDS v bílinské deltě studiem nově odkrytých výchozů a porovnat nalezené struktury s těmi popsanými v práci Rajchla & Uličného (2000). V návaznosti nato se pak pokusit o revizi názoru na jejich vznik, tj. diskutovat význam procesů, které tyto deformační struktury vytvářely a zejména co tyto procesy spouštělo.

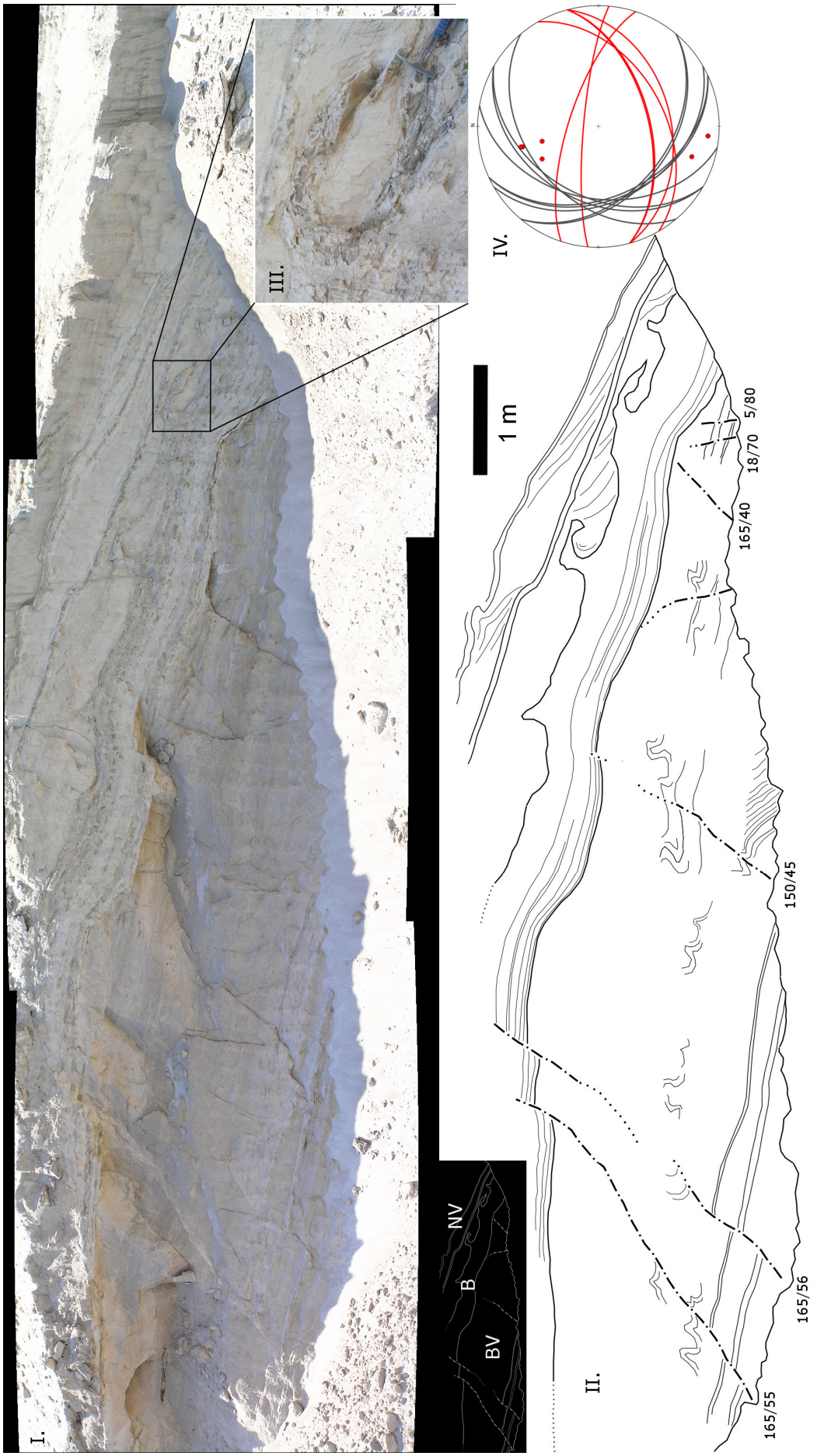
4.3.1 Lokalita 1

Výchoz na lokalitě 1 (obr. 11 – I., II.) dokumentuje 3 – 4 m mocný a několik desítek metrů dlouhý výnosový vějíř výrazně postižený likvidizačními procesy. Na bazální výnosový vějíř transgreduje bezmála 1 m mocná sukcese bottomsetů mladšího výnosového vějíře tvořená střídáním vrstev jemnozrnného písku do 0,5 mm a jílu. Výše se nachází sled jeho foresetových části (každá mocnosti asi 0,5 m). Sled studovaný na lokalitě 1 je porušen sérii poklesových zlomů s relativně malým posunem (první cm), dělících bazální výnosový vějíř

na několik zakleslých bloků. Zlomy porušují pouze spodní část výchozu, směrem nahoru vyznívají, resp. jsou ukončeny „horsetail“ strukturami a do nadložních bottomsetů víceméně nepropagují. Nadložní bottomsety se deformují plasticky, čehož výsledkem je jejich zprohýbání podle jednotlivých poklesů v bazálním výnosovém vějíři. Podobně bez křehkého porušení jsou ohnuty i foresetové části menšího výnosové vějíře v nadloží bottomsetů.

Výsledkem křehkého porušení bazálního výnosového vějíře byla likvidizace jeho vnitřku, jejíž produktem jsou četné SSDS v jeho foresetové i topsetové části. Původní vrstevnatost je modifikována mírně zvlněnými laminami až konvolutním zvrstvením. Zvlněné laminy lze nazývat i mísovitou strukturou, resp. „dish structure“. Konvolutní zvrstvení je charakteristické střídáním párů synklinál a úzkých antiklinál představujících dráhy, kterými unikala mobilizovaná pórová voda. V některých případech jsou tyto antiklinály ve vrcholech protrhnuty a lze je označit jako fluidizační dráhy. Ke zprohýbání vrstvy bottomsetů a menších vějířů v nadloží došlo oslabením struktury bazálního vějíře vlivem likvidizačních procesů. Důsledkem je zanoření jednoho z vějířu do bottomsetů a tvorba bochníkových a plaménkových struktur (Obr. 11 – III.). Plaménky jsou tvořeny jílovitým materiálem vytlačeným z nejsvrchnější vrstvy bottomsetů a oddělují jednotlivé „bochníky“ zanořujícího se výnosového vějíře. Ve výše se nacházejících vějířích už tyto deformace nebyly nalezeny.

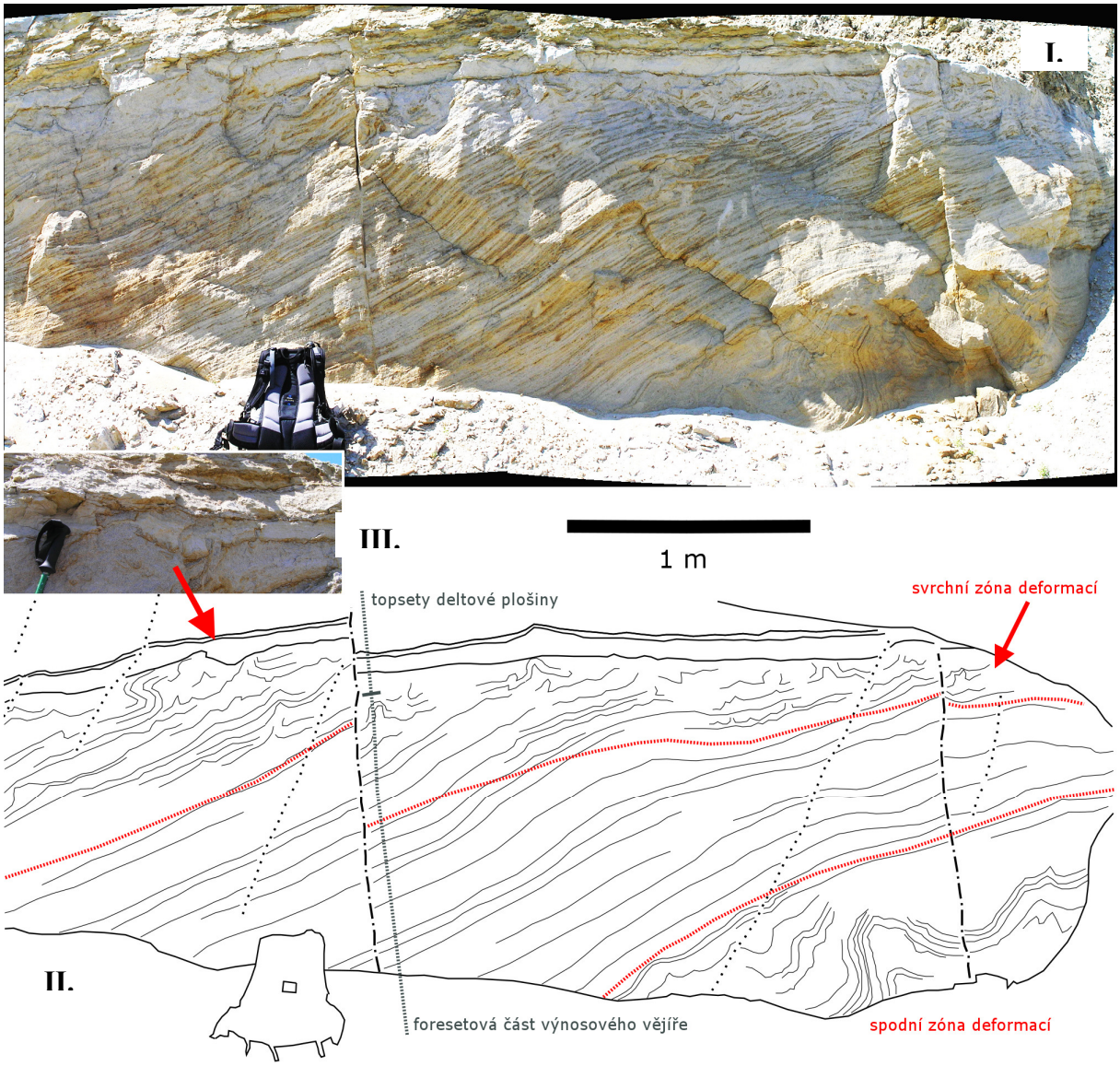
Vzhledem k tomu, že bazální vějíř je postižen sérií raně postsedimentárních zlomů, které nepropagují do nadloží a kolem kterých jsou dobře vyvinuty SSDS, lze soudit, že tento vějíř byl postižen vibrační likvifikací. Jejím důsledkem je změna objemu pórů a s tím spjatý únik pórové vody a tvorba fluidizačních drah. Jejich nejhojnější výskyt je v okolí zlomů, podél kterých mobilizovaná pórová voda unikala nejintenzivněji. Tyto skutečnosti umožňují interpretovat SSDS na lokalitě 1 jako seismity, ačkoli tíha bezprostředního nadloží mohla umocnit deformaci likvidizovaného a oslabeného bazálního vějíře. Vliv zatížení nadložím však nelze potvrdit, jelikož stáři série poklesových zlomů a duktilní deformace bottomsetů nemusí být shodné.



Obr. 11 – Lokalita 1. Obrázek I. ukazuje celkový pohled na výchoz s několik metrů dlouhým bazálním výnosovým vějířem (BV), který je výrazně křehce deformován. Se systémem poklesových zlomů souvisí i řada SSDS. Jednotlivé zlomy a deformační struktury jsou vyznačeny v náhledu na obrázku II.. Na obrázku III. vidět detail bochníkové a plaménkové struktury, nacházející se na rozhraní bottomsetů (B) a nadložního vějíře (NV). Obrázek IV. představuje projekci strukturních údajů na jižní polokouli Schmidtovy sítě – šedé linie představují směry sklonu foresetů, červené směry sklonu zlomů, tečkami jsou znázorněny póly zlomových ploch.

4.3.2 Lokalita 2

Odkryv na této lokalitě (obr. 12 – I., II.) ukazuje další výnosový vějíř postižen synsedimentárními deformacemi. Výchoz asi 2 m vysoký a celkově asi 10 my dlouhý (včetně levé části mimo obrázku) je tvořen z větší části foresety výnosového vějíře, v jejichž nadloží se nachází erodované a zčásti zasucené topsety se střídajícími se polohami jemnozrnného písku do 0,5 mm a jílu. Sled foresetů výnosového vějíře a nadložních topsetů je porušen konjugovanými poklesovými zlomy s různým posunem (u tečko-čárkovaně vyznačených 15 cm, u tečkovaných max. 3 cm).



Obr. 12 – Lokalita 2. Na obrázku I. je celkový pohled na deformovaný výnosový vějíř. SSDS se zde vyskytují ve dvou zónách (spod. a svrch. zóna deformací), oddělených nedeformovanými foresety. Obrázek III. je detailem na místo, kde se jinak nedeformované topsety zanořují do podložních foresetů svrch. zóny deformací.

Ve výnosovém vějíři jsou vyvinuty dvě zóny s výskytem SSDS, oddělené nedeformovanými foresety. Deformovaná zóna na bázi výchozu se vyznačuje výrazným konvolutním zvrstvením s antiklinálami s amplitudou až 50 cm přecházejícím do střídajících se párů menších synklinál a antiklinál, které výše rychle vyznívají. Další zóna s SSDS se nachází ve svrchní části výnosového vějíře, kde se jejich charakter postupně mění od mírně zvlněného šikmého zvrstvení přes konvolutní zvrstvení až po otevřené fluidizační dráhy. Topsety jsou postiženy pouze ve spodní částí, kde je původně horizontální jílovitá vrstvička zpřetrhána v reakci na likvidizaci podložních foresetů a nad ní ležící písčitá vrstva zdeformována do konvolutního zvrstvení. Vyšší topset deformaci více-méně nepodléhá, až na jeden případ, kdy je v levé části profilu pár jílovité a písčité vrstvy prohnut a segmentován na několik částí tlakem likvidizovaného písku z podložního topsetu (obr. 12 – III.). Tato skutečnost dokládá, že k tvorbě SSDS ve svrchní zóně deformace došlo v době, kdy sedimentace probíhala již na deltové plošině.

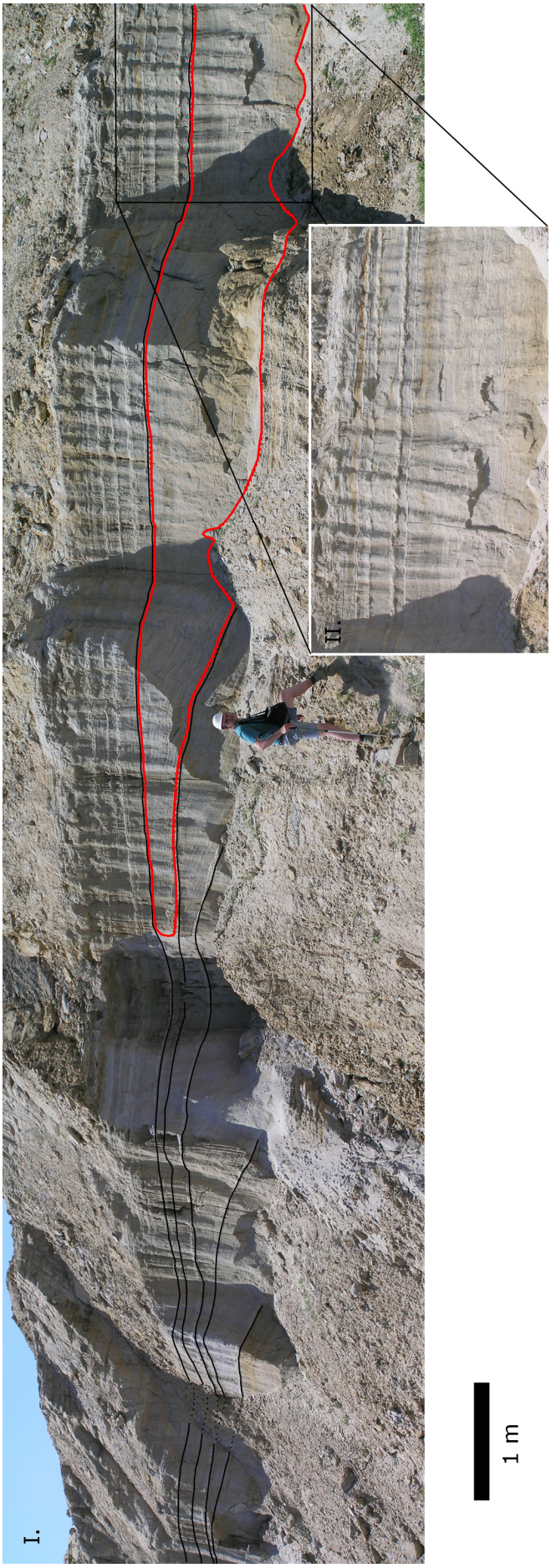
Dvě oddělené deformované zóny v rámci jednoho výnosového vějíře mohou dokládat, že spouštěčem deformace byla v tomto případě seismicita, resp. dvě zemětřesné události příslušné intenzity (viz kapitola 3.3). Naopak, pokud by byl výnosový vějíř zatížen nadložím, deformace by ho musely postihnout v celé jeho mocnosti. O zlomech lze soudit, že navzdory podobnosti s lokalitou 1 nejsou v tomto případě spjaty se vznikem SSDS, nýbrž je postdatují.

4.3.3 Lokalita 3

Na této lokalitě se nachází přibližně 25 m dlouhý a 4 m vysoký výchoz (obr. 13), na němž je odkryt sled několika generací foresetů jednoho výnosového vějíře. Na ně pak nasedají první desítky cm mocné topsety. SSDS ve formě zvlněného šikmého zvrstvení foresetů se nachází pouze v jednom z laloků výnosového vějíře v pravé části výchozu, ostatní nevykazují znaky postižení synsedimentárními deformacemi.

V deformovaném vějíři je původní zvrstvení zvlněné zejména u jeho báze, směrem nahoru postupně vyznívá. Kromě toho zde nejsou vyvinuty fluidizační dráhy, které by měly být podle Rajchla & Uličného (2000) spíš dokladem zatížení nadložím, resp. jeho interakce s vibrační likvifikací v důsledku přechodu seismické vlny. Proti deformaci vlivem zatížení nadložím je především skutečnost, že ostatní výnosové vějíře v pravé části výchozu nejsou deformacemi postižené, i když se i v jejich nadloží nachází sled menších, mladších výnosových vějířů, kontinuálně přecházející celým výchozem. V tomto případě i navzdory

absenci zlomů v bezprostřední blízkosti deformovaných partií, což je případ lokality 1, je uvažována vibrační likvifikace vyvolaná zemětřesením.



Obr. 13 – Lokalita 3. Obrázek I. zachytává sled více generací jednoho výnosového vějíře, na které ve svrch. části nasedají topsety deltové plošiny. SSDS se vyskytují ve foresetech pouze jednoho z laloků výnosového vějíře v pravé části výchozu, ostatní SSDS neobsahují. Deformovaná oblast je zvýrazněna červenou linií. Obrázek II. je detailem na deformovanou část výnosového vějíře. SSDS jsou zde zastoupeny nahoru vyznívajícím zvlněným šikmým zvrstvením.

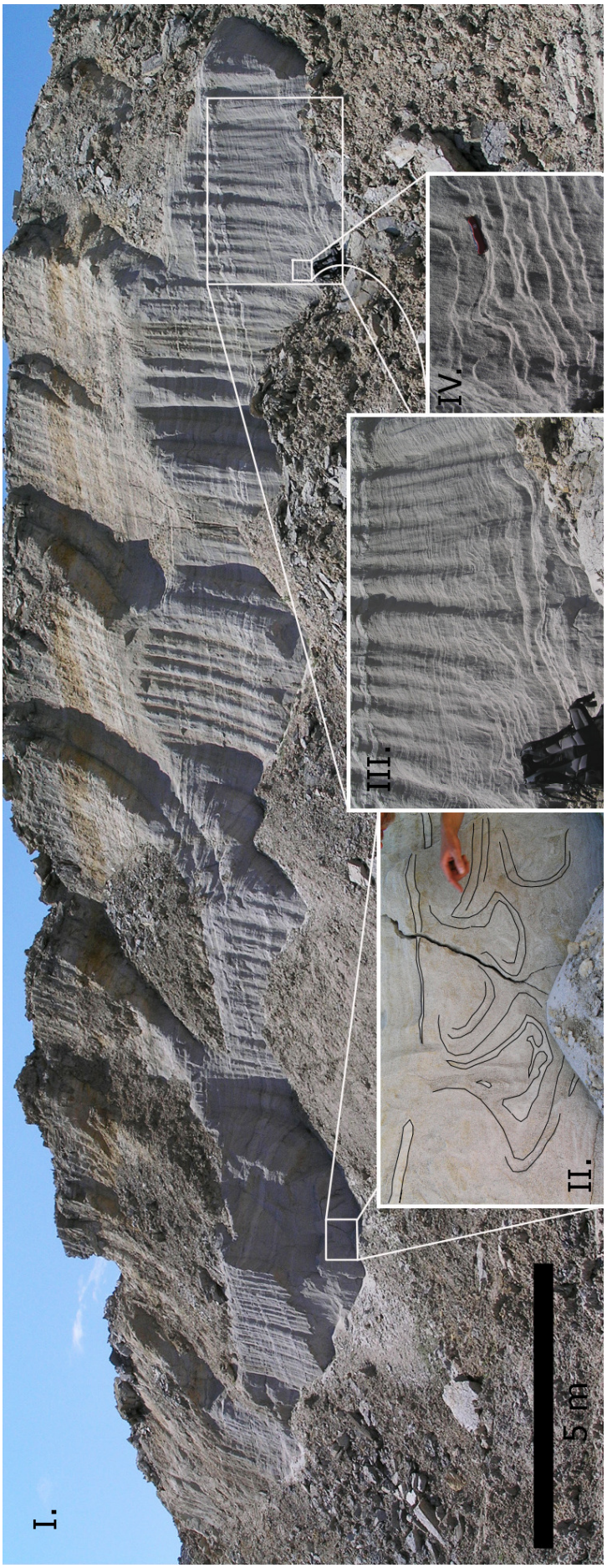
4.3.4 Lokalita 4

Tato lokalita, ačkoli se zde nachází poměrně rozsáhlý výchoz, je v souvislosti se zdejším výskytem SSDS kvůli odtěženému a zasucenému okolí obtížně interpretovatovatelná. V tomto případě tedy není možné jednoznačně posoudit, zda SSDS jsou či nejsou seismického původu.

Na výchoze na obr. 14 jsou v horizontálním směru umístěny dvě foresetové části (mladší pravá část je vysunuta k severu) jednoho výnosové vějíře intenzivně postižené synsedimentárními deformacemi. Nad nimi se nachází sled topsetů deltové plošiny přecházející do rezavě zbarvených paleopůd.

Na lokalitě je možno pozorovat různé typy SSDS. Při bázi v jeho levé části je dobře vyvinuté konvolutní zvrstvení, složené z nahuštěných párů synklinál a antiklinál hřibovitého tvaru, který je výsledkem 2D řezu původně trojrozměrné struktury. Konvolutní zvrstvení v těchto partiích indikuje výrazné odvodnění. Ve střední části výchozu, která je nejvíc přikryta sutí a patří již druhému výnosovému vějíři, dominuje zvlněné šikmé zvrstvení foresetů. V nejlépe odkryté pravé části výchozu je vidět zvlněné zvrstvení (mísovitá struktura) s velkým počtem fluidizačních drah, které směrem nahoru vyznívá. Deformace původně šikmého zvrstvení je zde zvýrazněna střídáním vrstviček hrubozrnného písku do 2 mm až štěrčíku do 3 mm a jemnozrnného písku do 0,5 mm, sloužícího v tomto případě jako bariéra pro mobilizovanou pórovou vodu.

.



Obr. 14 – Lokalita 4. Na obrázku I. vidět dvě foresetové části jednoho výnosového vějíře, obě výrazně postižené synsedimentárními deformacemi. SSDS zde reprezentuje nahoru vyznívající zvlněné šikmé zvrstvení (obr. III.) s náznaky fluidizačních drah (obr. IV). V levé části výchozu jsou vyvinuty až konvolutní struktury (obr. II.), dokládající pokročilejší likvidizaci

4.3.5 Lokalita 5

Podobně jako v případě předchozí lokality, ani na této není v důsledku nedokonalého odkrytí výchozu možno detailně prostudovat vztah tělesa s výskytem SSDS a okolních sedimentárních těles a jednoznačně tak vyřknout závěr o vzniku zdejších SSDS. Výchoz na lokalitě 5 (obr. 15) je přibližně 20 m dlouhý a 4 m vysoký a jsou zde k vidění dva větší výnosové vějíře nad sebou, přičemž spodní část každého z nich je zanesena sutí. Níže položený vějíř je intenzivně deformován, je zde vidět zvlněné šikmé zvrstvení vyznívající směrem k levé části výchozu, v pravé části je to spíš konvolutní zvrstvení s fluidizačními drahami, indikujícími v těchto partiích pokročilejší likvidizaci.

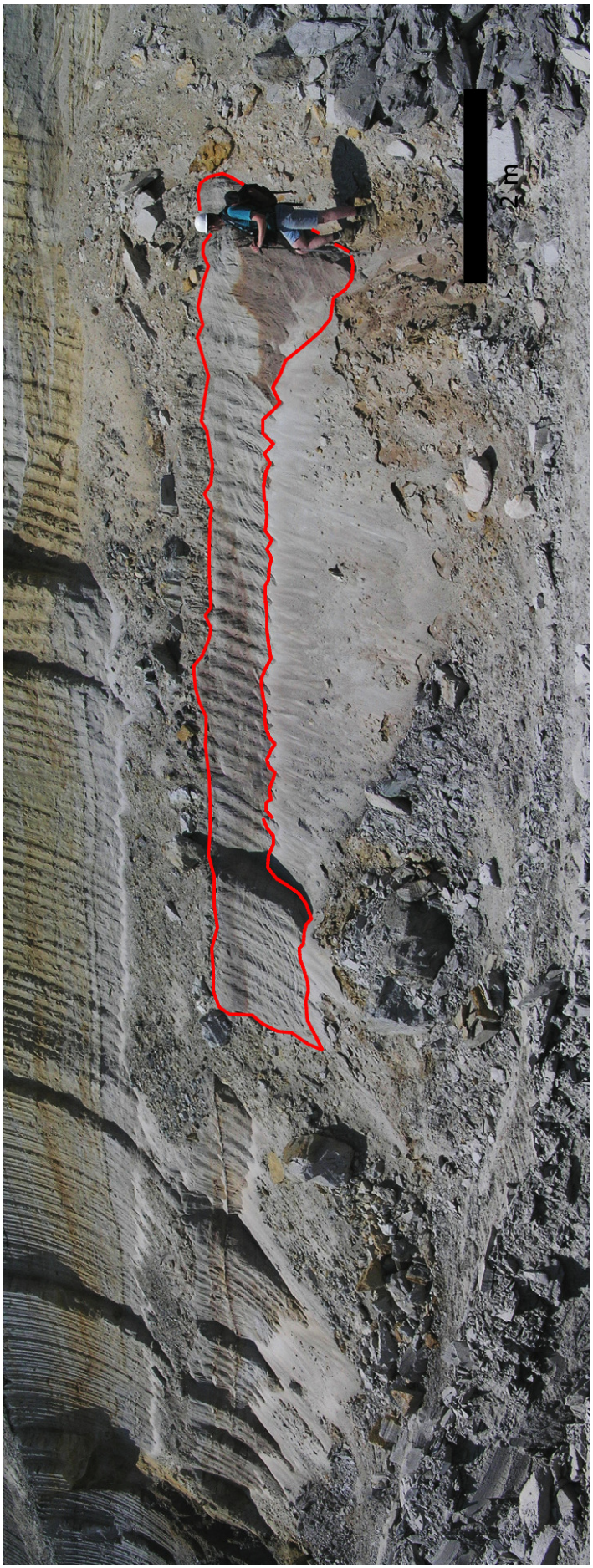
Fakt, že výskyt SSDS je lokalizován především v pravé (severnější) části výchozu, může nasvědčovat, že spouštěčem byla seismická aktivita. Pokud uvažujeme zatěžování nadložím, zvýšený výskyt SSDS v pravé části výchozu může být podmíněn tím, že táto část byla intenzivněji zatěžovaná v důsledku přítomnosti nehomogenity v sedimentárním sledu (např. říčního koryta). Stejně jako u lokality 4 však schází možnost detailněji prozkoumat vztahy deformovaného vějíře a jeho okolí, a tak nelze tuto domněnku jednoznačně potvrdit.

4.3.6 Shrnutí a diskuse

Ze čtyř skupin SSDS, které v oblasti bílinské delty popisují Rajchl & Uličný (2000), byly ve skrývkovém řezu dolu Bílina z května 2011 nalezeny pouze deformační struktury postihující foresetové a topsetové části výnosových vějířů. Zastiženy nebyly SSDS uvnitř přívodních říčních koryt ani v prodeltových heterolitech, a proto se k nim tato práce nemůže vyjádřit.

Na výše popsaných lokalitách 1 – 5 byly prostudovány výchozy s výnosovými vějíři delt gilbertovského typu, jejichž foresetové a topsetové části obsahovaly různé typy SSDS: zvlněné šikmé zvrstvení (ekvivalent k mísovitým strukturám), fluidizační dráhy a konvolutní zvrstvení. Dalším typem jsou bochníkové a plaménkové struktury, které Rajchl & Uličný (2000) v oblasti bílinské delty interpretují jako struktury vznikající nerovnoměrným zatěžováním nadložím. Tento typ struktur byl zachycen pouze na jedné lokalitě (viz lokalita 1), kde vznikaly za specifických okolností.

Procesy vedoucí ke vzniku zdejších SSDS jsou likvefakce a fluidizace. Za hlavní deformační proces je považována likvefakce, vedoucí ke změně nestabilního uspořádání zrn v šikmo zvrstvených foresetech výnosových vějířů, kterou v důsledku redukce mezizrnových

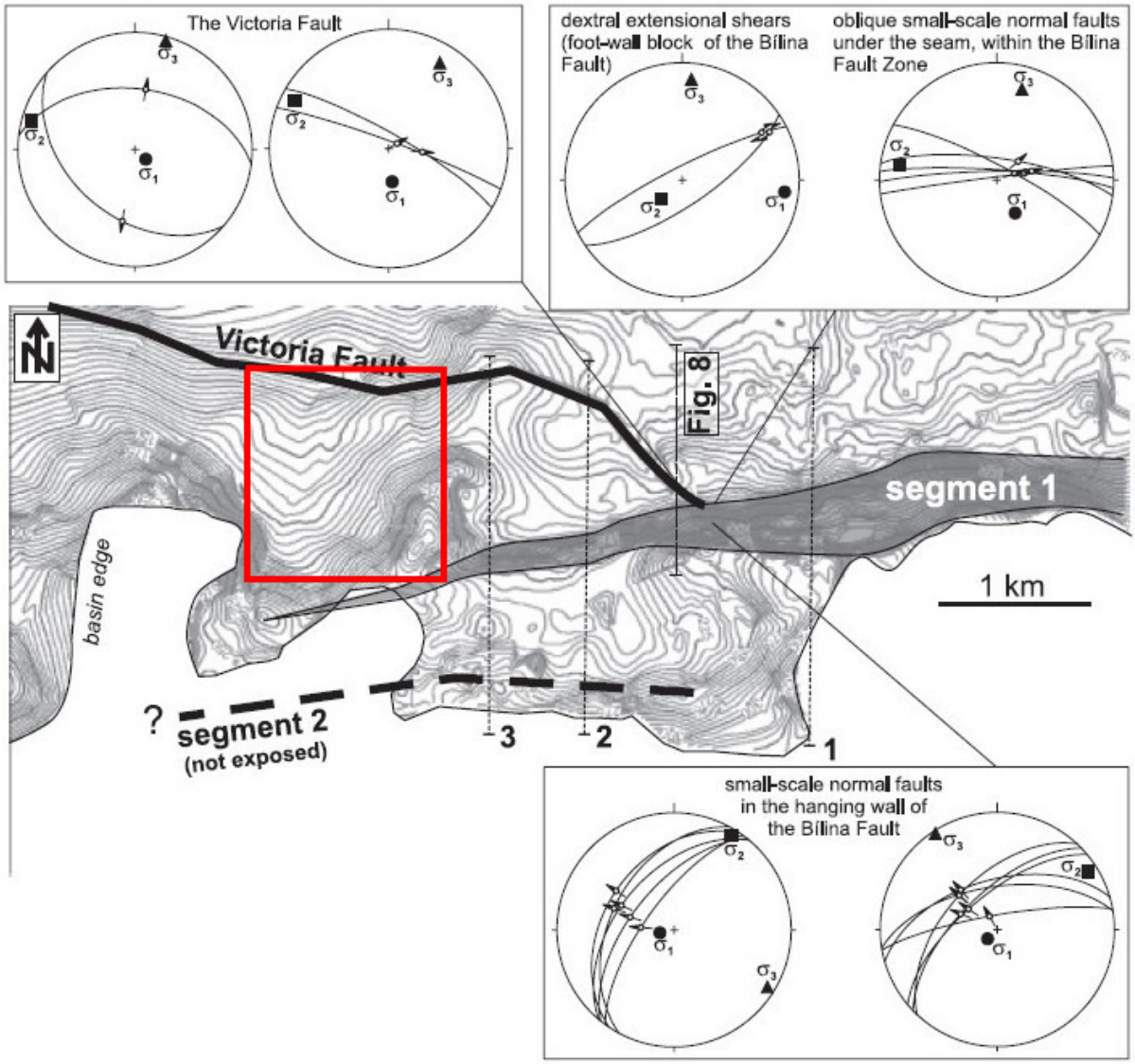


Obr.15 – Lokalita 5. Na výchoze jsou odkryty dva zčásti zasucené výnosové vějíře, nad nimiž se nachází topsety deltové plošiny a rezavě zbarvené paleopůdy. Část spodního výnosového vějíře, vyznačeného červenou linií, je intenzivně deformována a jsou zde k vidění různé SSDS (zvlněné šikmé zvrstvení či konvolutní zvrstvení s fluidizačními drahami).

prostor následovala fluidizace, tj. vzestupný únik mobilizované pórové vody. Podle Rajchla & Uličného (2000) je likvefakce v tomto případě důsledkem přechodu seismické vlny (mluvíme tedy o vibrační likvifikaci), zatímco fluidizaci samotnou může vyvolat i nerovnoměrné zatěžování mladším vějířem v nadloží.

V případě SSDS studovaných na jednotlivých lokalitách lze předpokládat, že primárním procesem jejich vzniku byla zemětřesením vyvolaná vibrační likvifikace doprovázená fluidizací. Vzhledem k tomu, že spouštěčem deformačních procesů byla seismická aktivita, spadají tyto SSDS do kategorie seismitů. Tyto závěry podporuje několik skutečností:

- lokalizace SSDS ve výnosových vějířích do zón oddělených nedeformovanými foresety (příklad lokality 2), nebo vyznívání vlivů synsedimentárních deformací v rámci foresetů směrem nahoru (lokality 3 a 4). Takové chování nelze předpokládat při zatížení nadložím, kdy by se výnosový vějíř deformoval pod zátěží v celém svém objemu,
- při nestejnoměrném zatížení by se nutně muselo deformovat i nadloží zabořující se do fluidizovaného substrátu. V případě lokalit 2, 3 a 4 však deformacím podlehly foresetové části, případně spodní část topsetové části (lokalita 2) výnosových vějířu, zatímco ve vrstvách v jejich nadloží SSDS chybí. Výjimkou je lokalita 1, kde jsou nadložní vrstvy plasticky deformovány v důsledku křehkých deformací v jejich podloží,
- na výchoze na lokalitě 1 jsou přítomny malé, směrem nahoru vyznívající poklesové zlomy, podél kterých se vyskytuje velké množství fluidizačních drah. Tyto zlomy jsou s největší pravděpodobností produktem větší tektonické události, v důsledku které vznikly také tamější SSDS. Odlišným případem je lokalita 2, kde je výchoz sice také porušen zlomy, avšak tyto jsou mladší než obě zde zaznamenané deformační události a tudíž význam křehkého porušení deltových sedimentů je zde nejednoznačný,
- na lokalitě 3 ze sledu několika výnosových vějířů obsahuje SSDS pouze jeden ve své foresetové části. Nad nimi se nachází série menších, mladších výnosových vějířů, která kontinuálně přecházející celým výchozem a není deformována, resp. nedeformuje svoje podloží.



Obr. 16 – Mapa izolinií báze uhelné sloje v oblasti bílinské delty s vyznačením dílčích segmentů bílinského zlomu (segment 1 a 2). Červeným čtvercem je znázorněna studovaná oblast. Převzato z Rajchl et al. (2009).

Výsledky studia výše popsaných výchozů ukazují, že dominantní místo mezi SSDS v bílinské deltě zaujímají ty, jejichž spouštěčem byla seismická aktivita. SSDS vzniklé v důsledku nerovnoměrného zatížení nadložím jsou z tohoto pohledu spíše ojedinělé, resp. je možné, že jejich význam byl v práci Rajchla & Uličného (2000) nadhodnocen. Určit poměr výskytu seismitů a neseismogenních deformačních struktur by vyžadovalo detailnější výzkum.

Rekonstrukce paleoseicmity v oblasti bílinské delty za použití kritérií uvedených v kapitole 3.2 (laterální kontinuita, vertikální opakování, velké plošné rozšíření a synchronita) by v kombinaci se studiem SSDS v měřítku celé mostecké pánve mohla významně rozšířit současný stav znalostí o tektonických pochodech doprovázejících existenci oherského riftu. To však již přesahuje rámec této práce.

Nicméně na základě známých faktů o vztahu seismicity k výskytu SSDS (viz kapitola 3.3) je možno alespoň přibližně odvodit sílu zemětřesení spouštějících synsedimentární deformace v oblasti bílinské delty. Už jen samotný výskyt SSDS ukazuje, že zde byly přítomny zemětřesné události o magnitudu $M_L \geq 5$. Z tektonických poměrů v oblasti, která je jako součást riftové zóny extenzním prostředím s několika systémy poklesových zlomů (viz kapitola 4.1), vyplývá jako nejpravděpodobnější zdroj zemětřesení bílinský zlom. Tento zlom je součástí V – Z systémů zlomů, který byl spjat se šikmou extenzí a fungoval během synrfitových intervalů 1 – 3 (Rajchl et al., 2009). Bílinský zlom představuje okraj mostecké pánve v oblasti bílinské delty a jeden z jeho segmentů (označený jako segment 1) probíhá v jižní části lomu Bílina (obr. 16), tedy jen několik stovek metrů od studovaných SSDS. Jak je vidět z náčrtu tektonických poměrů Rajchla et al. (2009)(obr. 10), dosahuje bílinský zlom celkové délky přibližně 12 km, přičemž každý z jeho segmentů je dlouhý několik kilometrů. Pokud vezmeme v úvahu za celkovou délku zlomu uvedených 12 km a porovnáme je s údaji Wellse & Coppersmithe (1994), vyjde nám pro takovýto zlom momentové magnitudo M_W přibližně 5,5. Podle velikosti posunu na zlomu v tomto případě nelze magnitudo odvodit, protože není znám maximální posun spjatý s jednotlivými paleozemětřeseními.

Pokud jsou v úvahu brány i jiné zlomy v okolí analogické k bílinskému zlomu, které by mohly produkovat zemětřesení obdobného magnituda (tj. $M_W \sim 5,5$), je potřeba zohlednit, že dosah seismicky indukovaných likvidizačních procesů je omezený (viz tabulku 5). Podle Wheelera (2002) se dosah likvidizace vyvolané zemětřesením o magnitudu $M_W = 5$ až 6 rovná 2 až 20 kilometrům.

Na závěr praktické části této práce lze konstatovat, že navzdory původním předpokladům mezi SSDS v bílinské deltě převažují struktury seismogenní, rozšíření struktur vzniklých v důsledku nerovnoměrného zatížení nadložím je pouze podružné. U seismogenních struktur je jako nejpravděpodobnější zdroj epizodických otřesů, které jejich vznik řídily, uvažován bílinský zlom. Momentové magnitudo zemětřesení produkovaných bílinským zlomem se zřejmě pohybovalo kolem hodnoty 5,5.

5. Závěr

Hlavním přínosem této práce by mělo být určité otevření problematiky SSDS, kterým se v české a slovenské literatuře v posledních letech věnovala spíše marginální pozornost. Konkrétnějším předmětem zájmu této práce jsou pak specifické SSDS, jejichž vznik je spjat se seismicitou, tedy patří také do skupiny seismitů.

První, teoretická část, je zaměřena na definici a charakteristiku synsedimentárních deformačních struktur a procesů jejich vzniku, z nichž nejběžnější jsou likvefakce a fluidizace. K deformaci nezpevněného sedimentu příslušných parametrů a vzniku SSDS v tomto sedimentu může docházet z různých příčin. Procesy, které vznik SSDS spouštějí, lze rozdělit do dvou skupin – alogenních a autigenních. Mezi autigenní spouštěče patří mimo jiné seismicita, která interakcí s horninovým prostředím vytváří celou škálu deformačních struktur označovaných jako „seismity“, kam se řadí také seismicky indukované SSDS. Odlišení seismogenních a neseismogenních SSDS je pak možné na základě celkového sedimentárně-geologického a tektonického umístění a podle vztahů struktur ke svému okolí.

Druhá část práce představuje výsledky terénního výzkumu SSDS v mostecké pánvi. Na několika lokalitách zde byly dokumentovány rozmanité SSDS, vznikající likvidizací písků, prachů a jílů bílinské delty. Jako spouštěč jsou uvažovány dva hlavní faktory – rychlé zatížení nezpevněných sedimentů materiálem přinášeným do jejich nadloží, resp. seismická aktivita související s aktivitou na zlomech oherského riftu. Studiem SSDS na jednotlivých lokalitách a na základě jejich umístění v sedimentárním sledu a vztahu k tektonice v dané oblasti, je závěrem praktické části konstatování, že zdejší SSDS jsou převážně seismického původu. Význam SSDS vzniklých rychlým zatížením se jeví jako podružný. Za zdroj zemětřesení, která byla impulsem pro vznik SSDS, možno považovat bílinský zlom.

Vzhledem k malému rozsahu terénního výzkumu, který umožňují možnosti bakalářské práce, nelze závěry praktické části pokládat za konečné. V souvislosti s potenciálem SSDS pro rekonstrukci paleoseismicity by tyto struktury v bílinské deltě mohly v budoucnu být předmětem rozsáhlejšího výzkumu, jehož výsledky by mohly osvětlit tektonické pochody v oblasti mostecké pánve a charakter dřívější seismické aktivity.

6. Přehled použité literatury

1) ALLEN, J.R.L. (1982). Sedimentary structures. Their character and physical basis (Volume II). *Elsevier*. 529 p.

2) ALLEN, J.R.L. (1986). Earthquake magnitude-frequency, epicentra distance and soft-sediment deformation in sedimentary basins. *Sedimentary Geology, 46.* p. 67 – 75

3) BACHMANN, G.H., AREF, M.A.M. (2005). A seismite in Triassic gypsum deposits (Grabfeld Formation, Ladinian), southwestern Germany. *Sedimentary Geology, 180*. p. 75 – 89

4) BEZERRA, F.H.R., da FONSECA, V.P., VITA-FINZI, C., LIMA-FILHO, F.P., SAADI, A. (2005). Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil. *Engineering Geology, 76*. p. 191 – 208

5) BOGGS Jr., S. (2009). Petrology of sedimentary rocks. *Cambridge University Press*. 600 p.

6) BRYANT, G., MIALL, A. (2010). Diverse products of near-surface sediment mobilization in an ancienit eolianite: outcrop features of the early Jurassic Navajo Sandstone. *Basin Research, 22*. p 578 – 590

7) DALRYMPLE, R.W. (1979). Wave-induced liquefaction: a modern example from the Bay of Fundy. *Sedimentology, 26*. p. 835 – 844

8) ELZNIC, A., ČADKOVÁ, Z., DUŠEK, P. (1998). Paleogeografie terciérních sedimentů severočeské pánve. *Sborník geologických věd. Geologie, 48.* p. 19 – 46

9) GFÚ (2010). Zvodnění usazenin a vznik písečných vulkánů. *Geofyzikální ústav AV ČR, Oddělení tektoniky a geodynamiky*. Dostupné online: http://www.ig.cas.cz/cz/o-nas/popularizace/pisecne-vulkany/

10) GILBERT, L., ALFARO, P., GARCÍA-TORTOSA, F.J., SCOTT, G. (2011). Superposed deformed beds produced by single earthquakes (Tecopa Basin, California): Insight into paleoseismology. *Sedimentary Geology, 235*. p. 148 – 159

11) GUIRAUD, M., PLAZIAT, J.-C. (1993). Seismites in the fluviatile Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). Tectonophysics, 225. p. 493 – 522

12) LOWE, D.R., LOPICCOLO, R.D. (1974). The characteristics of dish and pillar structures. *Journal of Sedimentary Petrology, 44*. p. 484 – 501.

13) MOLINA, J.M., ALFARO, P., MORETTI, M., SORIA, J.M. (1998). Soft-sediment deformation structures induced by cyclic storm waves in tempestites (Miocene, Guadalquivir Basin, Spain). *Terra Nova, 10*. p. 145 – 150

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

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.). Ancienit seismites. *Geological Society of America Special Paper*, *359*.

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

19) MACH, K. (2002). Anomální stavba hlavní hnědouhelné sloje v prostoru miocénní bílinské delty a její geneze. Disertační práce. *UK Praha*. 85 p.

20) MALKOVSKÝ, M., et al. (1985). Geologie severočeské hnědouhelné pánve a jejího okolí. *ÚÚG Praha*. 424 p.

21) MARCO, S., AGNON, A. (1995). Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea graben. *Geology, 23*. p. 695 – 698

22) McCALPIN, J. (1996). Paleoseismology. *Academic Press*. 588 p.

23) NICHOLS, R.J. (1995). The liquification and remobilization of sandy sediments. p. 61 – 74
in
HARTLEY, A.J., PROSSER, D.J. (Ed.). Characterization od deep marine clastic sediments. *Geological Society Special Publication, 94*.

24) RAJCHL, M., ULIČNÝ, D. (1999). Sedimentární model bílinské delty (miocén, mostecká pánev). *Zpravodaj Hnědé uhlí, 3/99*. p. 15 – 42

25) RAJCHL, M., ULIČNÝ, D. (2000). Drobné synsedimentární deformační struktury v klastických sedimentech bílinské delty (miocén, mostecká pánev). *Zpravodaj Hnědé uhlí, 3*. p. 28 – 41

26) RAJCHL, M., ULIČNÝ, D., MACH, K. (2008). Interplay between tectonics and compaction in a rift-margin, lacustrine delta system: Miocene of the Eger Graben, Czech Republic. *Sedimentology, 55*. p. 1419 – 1447

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

28) SEILACHER, A. (1969). Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology, 13*. p. 155 – 159

29) SKOČEK, V. (1993). Petrologie sedimentů. *Univerzita Karlova*. 130 p.

30) ULRYCH, J., PIVEC, E., LANG, M., BALOGH, K., KROPÁČEK, V. (1999). Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian Massif: a review. *Geolines, 9*. p. 123 – 129

31) WELLS, D.J., COPPERSMITH, K.J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America,, 84*. p. 974 – 1002

32) WHEELER, L.R. (2002). Distinguishing seismic from nonseismic soft-sediment structures: Criteria from seismic hazard analysis. p. 1 – 11
in
ETTENSOHN, F.R., RAST, N., BRETT, C.E. (Ed.). Ancienit seismites. *Geological Society of America Special Paper*, *359*.

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