

**Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze**

Bakalářská práce

**Vznik a rozšíření proplástek v hlavní hnědouhelné sloji  
mostecké pánve**

Genesis and distribution of clastic bands in the Main Coal of the Most Basin



**Autor :** Tomáš Novotný

**Školitel :** doc. RNDr. Stanislav Opluštil, Ph.D.

**Studijní obor :** Geologie

**Ročník :** 3.

## Obsah

1. Úvod.....	3
2. Proplástky v uhelných slojích a jejich geneze.....	4
2.1. Vulkanogenní proplástky (tonsteiny).....	5
2.1.1. Klasifikace vulkanogenních poloh.....	6
2.1.2. Příklady vulkanogenních proplátek.....	6
2.2. Sedimentární proplástky.....	8
2.2.1. Typy sedimentárních proplátek.....	8
2.2.2. Příklady sedimentárních proplátek.....	9
3. Geologie mostecké pánve.....	11
3.1. Stratigrafie pánevních sedimentů.....	14
3.1.1. Starosedelské souvrství.....	14
3.1.2. Střezovské souvrství.....	14
3.1.3. Mostecké souvrství.....	14
3.2. Geochemie pánevních sedimentů.....	20
4. Proplástky mostecké pánve.....	21
4.1. Proplástky spodní lávky uhelné sloje na Bílinsku.....	26
4.2. Proplástky střední lávky uhelné sloje na Bílinsku.....	28
4.3. Proplástky svrchní lávky uhelné sloje na Bílinsku.....	31
5. Závěr.....	34
6. Seznam použité literatury.....	35

# 1. Úvod

Proplástky v uhelných slojích jsou důležité jak pro korelaci sloje v různých částech pánve tak pro paleogeografické rekonstrukce. Vulkanogenní typy proplástek jsou velice užitečné pro radiometrické datování slojí. Znalost rozšíření proplástek ve sloji také úzce souvisí s výpočtem kvality uhlí, protože tyto neuhelné polohy přispívají ke zvýšení popelovin v uhlí. Mocnost a četnost proplástek ve sloji určuje těžební metodu při dobývání uhlí v závislosti na tom, jestli bude proplástek těžen spolu se slojí nebo bude považován již za meziloží.

Rozsáhlé odkryvy uhelných slojí ve velkolomech mostecké pánve a hustší síť vrtů v jejich předpolí umožňují sledovat rozsah proplástek po značných částech pánve. Vrtným průzkumem je velice komplikované určit tenké proplástky. Možnost jejich studia je tak vázána pouze na velkolomy. Současně se nabízí možnost korelace jednotlivých proplástek po ploše pánve. Tímto se od 90.let systematicky zabýval především Mach (např. 1997).

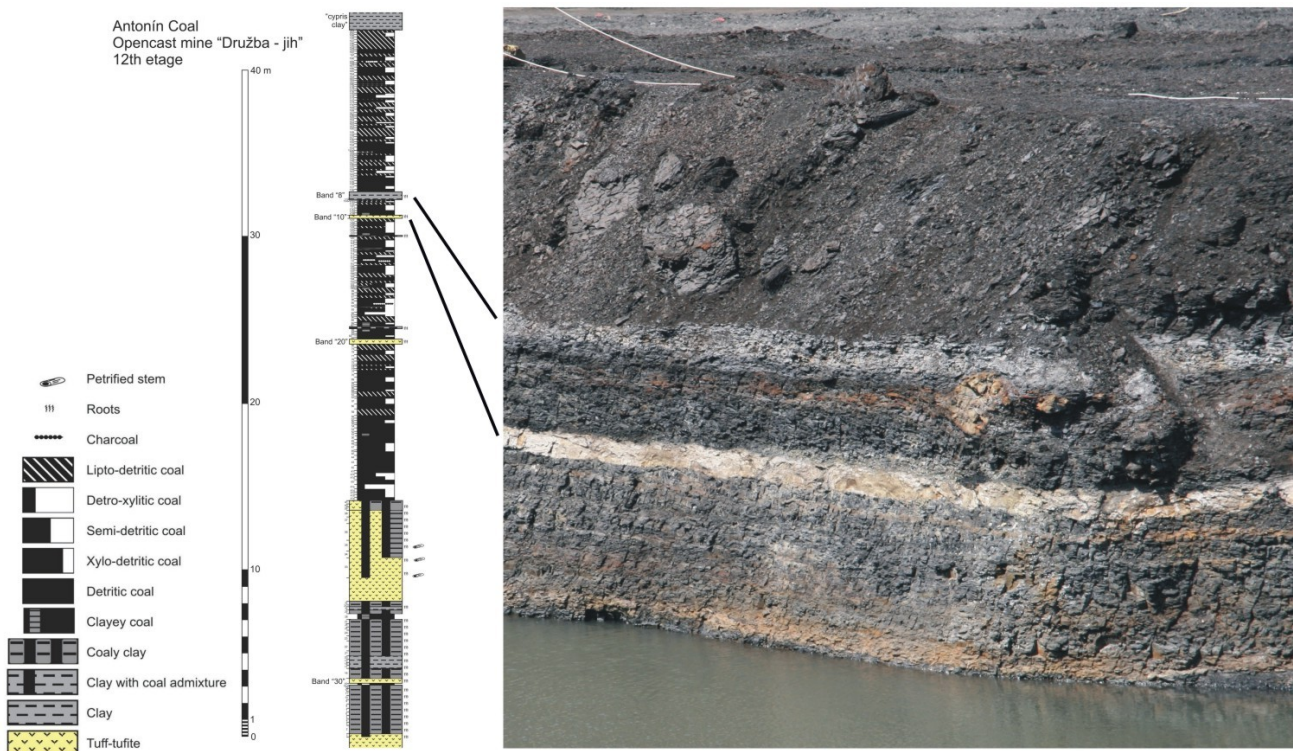
V následujícím textu bude pojednáváno o genetické povaze proplástek, jejich složení a rozšíření. Nejlépe prostudované jsou proplástky v lomu Bílina, kam se také soustředilo úsilí autora této bakalářské práce a odkud pochází většina literatury zaměřené na tuto problematiku.

Proplástky hlavní uhelné sloje mostecké pánve vznikaly zaplavením rašeliniště v důsledku fluviálních procesů nebo jezerních záplav. Během těchto procesů docházelo ke zvýšenému transportu klastického materiálu do močálu, který se uložil ve formě proplástek.

Tato bakalářská práce, která si klade za cíl především shrnutí poznatků o proplástečích mostecké pánve, by nevznikla bez pomoci několika lidí. Poděkování si zaslouží především můj školitel doc. RNDr. Stanislav Opluštil, Ph.D. za mnoho užitečných připomínek během psaní této práce a především za poskytnutí literatury. Terénní pozorování v lomu Bílina by se neobešlo bez Ing. Karla Macha, Ph.D., který mi rovněž poskytl množství literatury a některé cenné rady.

## 2. Proplástky v uhelných slojích a jejich geneze

Proplástky jsou tenké horninové polohy uvnitř uhelné sloje paralelní s vrstevnatostí, tvořící ostře ohraničené vložky vůči sloji. Sloj bez proplástek se označuje jako čistá a sloj s četnými proplástkami jako prorostlá. Proplástky mohou být sedimentárního nebo vulkanogenního původu (obr. 1.). Díky vulkanogennímu původu můžeme tyto proplástky radiometricky datovat. Proplástky jsou většinou jílovité nebo prachovité, vzácně písčité. Často jsou prorostlé kořínky, takže mají ráz kořenové půdy. Proplástky ovlivňují i způsob těžby. Pokud je proplástek málo mocný tak se těží spolu se slojí, v níž tvoří nežádoucí příměs. Např. v černouhelných dolech na Kladensku se proplástek těžil do mocnosti zhruba půl metru. Při větší mocnosti byl proplástek považován již za meziloží a jednotlivé lávky byly těženy odděleně. V lomu Bílina je těžena sloj i s proplástkami, které tak zhoršují kvalitu uhlí, zejména zvýšením obsahu popela a síry. Některé proplástky jsou plošně značně stálé a mohou být proto použity ke korelaci jednotlivých profilů, zejména mají-li nápadnou barvu nebo nezvyklé petrografické složení (Havlena 1963). Velký korelační a identifikační význam mají vulkanogenní proplástky, tzv. tonsteiny.



**Obr. 1.** Typický příklad proplátek ve sloji Antonín v sokolovské pánvi. Horní proplástek je sedimentárního původu, zatímco spodní je vulkanogenního. Velkolom Jiří. Foto : Opluštil, Profil : Opluštil (dosud nepublikováno).



## 2.1. Vulkanogenní proplástky (tonsteiny)

Za tonsteiny jsou dnes považovány proplástky vulkanogenního původu uvnitř uhelných slojí. Název tonstein (v překladu doslova jílovec) poprvé použil německý geolog *G. Bischof* v 2. pol. 19. stol. pro pojmenování jílovitých proplástek v uhelných slojí bez ohledu na jejich vulkanogenní či sedimentární původ. Vulkanogenní proplástky vznikají nejčastěji spadem vulkanického popela do rašeliniště. Jen zřídka mohou vzniknout pyroklastickými lavinami, pyroklastickými přívaly a různými hustotními proudy (úlomkotoky, lahary apod.). Ve vrstevním sledu se pak odlišují např. jinou vrstevnatostí a gradací (Diessel 1985). Vzhledem ke své genezi bývají tonsteiny plošně velmi stálé a obvykle ostře hraničí s podložím i nadložím. K typickým znakům patří primární vulkanogenní materiál (střípkovitý křemen, biotit, sanidin, idiomorfní zirkon), zřetelná bimodální zrnitost (větší zrna minerálů v základní jílovité hmotě), vysoký podíl základní kaolinické složky (vzniklé zejména rozkladem vulkanického skla) a naprostá neopracovanost krystaloklastických součástí vylučujících jiný než vzdušný transport (tab. 2.) (Havlena 1963, Mašek 1973). Uhlé tonsteiny jsou ekvivalentem bentonitů mimo uhlé sloje. Tím, že se vulkanogenní materiál tonsteinů ukládal v kyselém prostředí rašeliniště, je převládajícím autigenním minerálem kaolinit, kdežto u bentonitů, vzniklých rozkladem vulkanického materiálu v jezerním prostředí, převládá montmorilonit (Mašek 1973, Dopita, Králík 1977). Radiometrické datování primárního vulkanického materiálu (používá se hlavně sanidin, plagioklas, zirkon a biotit) dovoluje stanovit přesné stáří tonsteinů. Hlavní používané radiometrické metody jsou  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  pro sanidin a přesnější metoda U-Pb pro zirkony (Bohor, Triplehorn 1993, Lyons et al. 2006, Davydov et al. 2009). Mocnější tonsteiny mohou obsahovat zbytky rostlin, které byly pohřbeny sopečným popelem v místě svého růstu (Opluštil et al. 2007, Pfefferkorn 2007, Bohor a Triplehorn 1993). Rostlinné zbytky se obvykle nacházejí na bázi proplástek. Polohy tenčí jak 10 cm obvykle neobsahují rostlinné zbytky, naopak jsou silně prokořeněné z vegetace rostoucí ihned po erupci. Případné nadzemní části rostlin tak byly zničeny pedogenezí. Příkladem zachování flóry může být „velká opuka“ ve svrchní radnické sloji v pánvích středočeského karbonu (Opluštil et al. 2007). Pouze zřídka lze v tonsteinech pozorovat i vrtbu po organismech (Bohor a Triplehorn 1993).

U tufů bývá časté pozitivní gradační zvrstvení (např. brouskový obzor, velká opuka na Kladensku), vzniklé vytříděním při vzdušném transportu, ve vodním prostředí nebo kolísavou vulkanickou aktivitou. Často se vyskytuje rytmicky opakované gradační zvrstvení, které je patrně odrazem opakování explozí v rámci jedné erupční fáze, a tedy i opakovaného třídění pyroklastických částic (Mašek 1973).

Při kaolinizaci pórovitého vulkanogenního materiálu dochází rovněž ke kontrakci materiálu. Např. původní mocnost tonsteinů v hornoslezské pánvi před jejich kaolinizací mohla být pětkrát větší než je dnes (Dopita, Králík 1977).

**2.1.1. Klasifikace vulkanogenních poloh** – Klasifikací vulkanických poloh včetně tonsteinů se zabývala řada autorů. U nás k nim patří zejména Králík, Dopita (např. 1977), Martinec a Jakubec (např. 2002).

**Klasifikace upravena podle Martince, Jakubce (2002) :**

Kaolinizované tufové proplásky uvnitř sloje – **tonsteiny** (tab. 1.)

Zjílovělé (argilizované) přeplavené tufy (brousky)

Vysoce argilizované tufy a tufity se sedimentární příměsí

Pyroklastický materiál rozptýlený v sedimentech

<b>tonsteiny</b>	
klasifikace podle obsahu kaolinitu	klasifikace podle strukturních vlastností
paratonsteiny - pod 90 % kaolinitu ortotonsteiny - nad 90% kaolinitu	krystalové tonsteiny - hlavní složkou jsou tabulkovité, sloupečkovité nebo červíkovité agregáty kaolinitu do velikosti 1 mm. Základní jílovitá hmota je tvořena kaolinitem nebo minerály se smíšenými IM strukturami.  pseudomorfní tonsteiny - mají označení podle hojných jílových pseudomorfóz po živcích a biotitu, které jsou uloženy v základní jílové hmotě.  krupkovité tonsteiny - hlavní složkou jsou tzv. kaolinitové krupky, tj. čočkovité nebo krupkovité agregáty kaolinitu o velikosti do několika mm. Tyto krupky jsou považovány za pseudomorfózy po lapilech.  celistvé tonsteiny - tento typ je složen z jemně šupinkovitého kaolinitu, který jeví mezi zkříženými nikoly agregátní zhášení. Někdy bývá přítomen i illit.

**Tab. 1.** Rozdělení tonsteinů podle obsahu kaolinitu a strukturních vlastností. Upraveno podle Dopity a Králíka (1977).

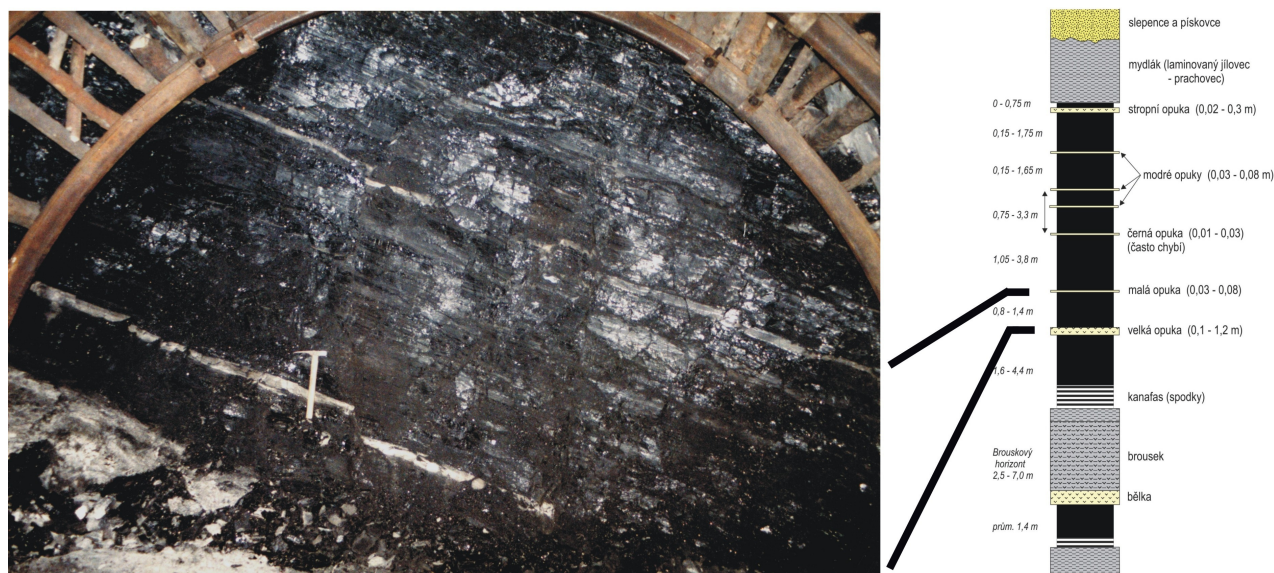
**2.1.2. Příklady vulkanogenních proplásků.**

Ve slojích radnických vrstev na Kladensku se vyskytuje řada vulkanogenních proplásků vzniklých v období nejintenzivnější vulkanické činnosti, která měla velký vliv na sedimentaci v limnických pánvích. Vulkanická centra těchto vulkanogenních poloh nejsou přesně známa, ale uvažuje se o oblasti v okolí Kladna nebo v Poohří (Pešek 1996, Mašek 1973).

Nejvýznamnější ze slojí středočeského karbonu, tzv. svrchní radnická sloj, obsahuje téměř ve všech oblastech kaolinizované tufové proplásky zvané opuky (Mašek Pešek 1979, Mašek 1973). Nejmocnější z nich je **Velká opuka** (obr. 2). Její výskyt je vázán především na jižní okraj kladensko – rakovnické pánve a na pánev radnickou (Pešek 1996). Obvykle se vyskytuje kolem 2 m nad bází sloje a dosahuje mocnosti mezi 10 – 30 cm, místy, zejména při okraji uhelné sloje však narůstá i přes 1 m. Kompakce rašeliny vyvolaná spadem sopečného popela vedla ke vzniku mělkého jezírka, ve kterém se usazoval přeplavený vulkanický terigenní materiál (Opluštil et al. 2007). Velká opuka je většinou světle šedá hornina jemnozrnného až celistvého charakteru. Její hlavní složkou (tab. 2.) je jemnozrnná kaolinitová hmota obsahující sloupečkovité až šupinkovité útvary kaolinitu o velikosti desetin milimetru.

Hojný je též křemen v podobě jemnozrnných ostrohranných zrníček. V nepodstatné míře je zastoupen biotit v různém stadiu kaolinizace (Mašek, Pešek 1979).

Geneticky je velká opuka považována za přeměněný tuf a z části za přeplavený tufogenní materiál. V místech, kde sopečný popel zasypal uhlotvornou vegetaci, je při bázi velké opuky značné množství zuhelnatělých zbytků nadzemních částí rostlin stržených při spadu vulkanického materiálu. Výše se objevují většinou už jen kořeny uhlotvorné vegetace (Opluštil 2003, Opluštil et al. 2007).



**Obr. 2.** Tonsteiny „velká opuka“ (v obrázku spodní proplástek) a „malá opuka“ v dole Tuchlovice na Kladensku a jejich pozice ve stratigrafickém profilu. Foto : Opluštil, Profil : Čepek et al. (1936).

Příklady nerostného složení tufových proplátek svrchní radnické sloje z vrtů v okolí Kladna (Kačice, Dřetovice), Slaného (Dolín) a Chotíkova (obj. %)

	Kč-3 625,37	Kč-3 624,03	Kč-3 623,98	Kč-3 623,83	Dt-6 303,15	Dl-1 x 1102,08	Dl-1 1102,30	Co-24 439,9	Co-24 439,7
mikrokrystalický kaolinit	66	32	5	28	78	60	78	47	62
kaolinitové „kroupy“			24	6		15		25	10
křemen	9	2	+	1	6	+	2	7	12
sanidín			+	?					
kaolinit po živci	8				+			11	14
biotit (částečně přeměněný)	5	+							
kaolinit po biotitu	3	61	26	54	15	18	17	8	1
uhelná hmota	8	5	44	10		+	1	+	
karbonát	1				1	5		1	+

**Tab. 2.** Mineralogické složení tonsteinů na Kladensku. Mašek (1973).

## 2.2. Sedimentární proplástky

Sedimentární proplástky (obr. 1.) často jeví plošnou nestálost a změnu mocnosti. Co se týče granulometrického složení jsou terigenní proplástky tvořeny nejčastěji jemnozrnnými horninami řady jílovec – prachovec, vzácně jemnozrnným pískovcem. Jejich složení a mocnost se mění s rostoucí vzdáleností od zdroje přínosu klastického materiálu (Dopita, Králík 1977).

Od tonsteinů se liší vyšším zastoupením klastických složek, nevulkanogenní povahou křemene, živců a biotitu, proměnlivostí mineralogického složení, granulometrií, plošnou proměnlivostí a povahou jílovité složky. Ta je u tonsteinů produktem zvětrávání vulkanického skla (Dopita, Králík 1977). Využívání těchto proplástek ke korelaci uvnitř sloje je obtížnější než u tonsteinů, obvykle kvůli malé plošné stálosti a snadné zaměnitelnosti v případě většího počtu proplástek ve sloji.

**2.2.1. Typy sedimentárních proplástek** – Pro vznik sedimentárního proplásku muselo dojít k zaplavení rašeliniště. Podle toho, kde rašeliniště vznikalo, docházelo k takovým záplavám na větší či menší ploše. Způsob zdvihu hladiny v rašeliništi nám určuje, jaký typ proplástek se vytvoří.

*a) Proplástky vzniklé zaplavením rašeliniště v důsledku fluviálních procesů* - Jílovité proplástky bývají projevem náhlých záplav nebo protržení agradačních valů lemujících říční koryta a mohou být ekvivalentem tzv. crevasse splay (průvalové vějíře). Při záplavách dojde k plošnému přelivu agradačního valu, což způsobí zaplavení značné plochy rašeliniště. Takto vzniklé proplástky jsou obvykle plošně rozsáhlejší než při protržení agradačního valu. Tenké jílovité proplástky ve sloji se mohou na vzdálenost několika stovek metrů změnit v mocné polohy pískovců původního říčního koryta, tzn., že mocnost těchto proplástek narůstá do míst odkud přicházela transgrese (Fulton 1995). Vyklíňující proplástky často přecházejí do uhelných jílovců až čistého uhlí, které však při laboratorním výzkumu jeví zvýšený obsah jílovité složky (Havlena 1956). Takové proplástky jsou nejčastěji vázány na rašeliniště vzniklá na nivách v okolí vodních toků nebo na deltové plošině mezi říčními rameny. Touto genézí prošlo mnoho proplástek zejména v okolí žatecké delty.

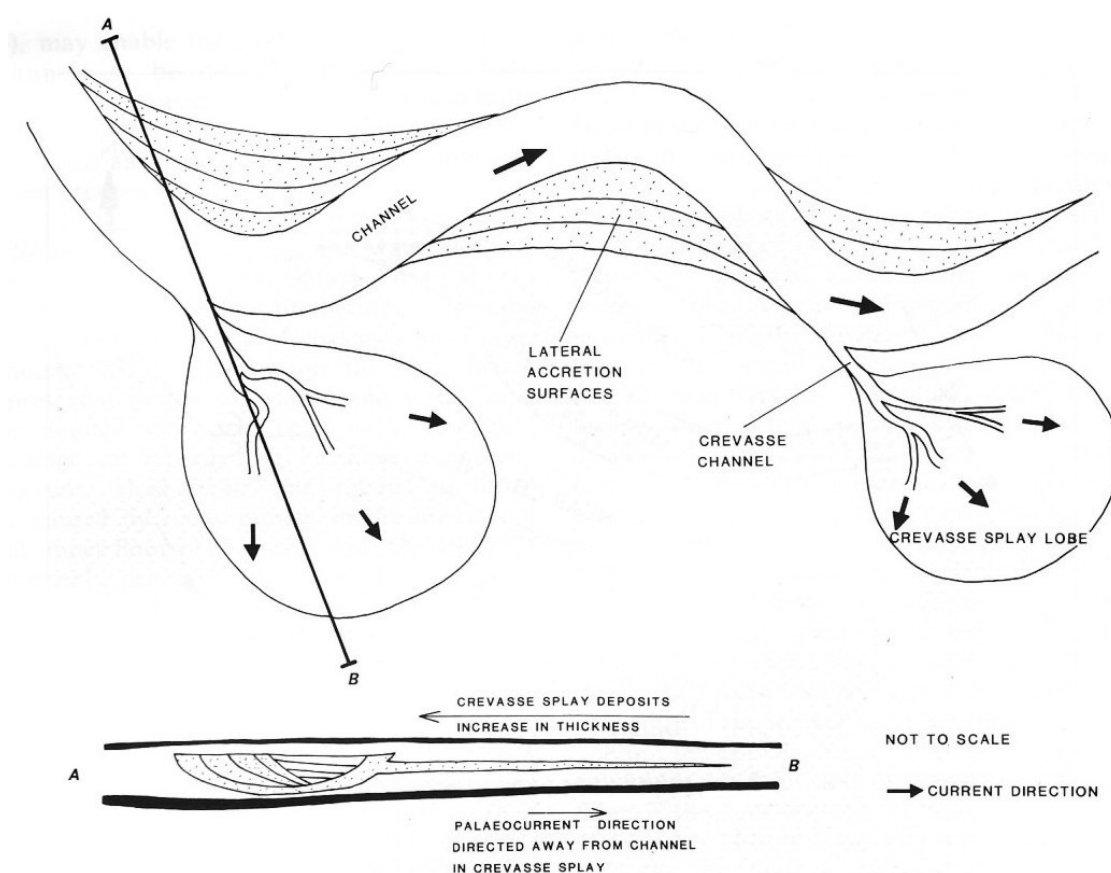
*b) Proplástky vzniklé jezerní nebo mořskou záplavou* - Tyto proplástky vznikají zejména v paralických pánvích, kde je uhlotvorba rušena občasnými výkyvy mořské hladiny. Podobná situace může nastat i v limnických pánvích, kdy se celá pánev zatopí jezerem (např. v důsledku náhlé subsidence). Mocnost klastických sedimentů (proplástek) pak závisí na době trvání zátopové události (Diessel 1992).

Transgrese moře může nejen uložit proplástek, ale také částečně rozmýt podložní sloj (Shanley, McCabe 1998). Blíže k původnímu břehu se uloží spíše tenké jílovité proplástky s vrstvou rozmytá a oxidovaná rašelina, zatímco v distálnějších partiích (směrem k moři) budou meziložní sedimenty budovány spíše příbřežními písky (plážové sedimenty). Nástup transgrese se projevuje diskordancí mezi spodní slojí a propláskem. Při pomalé regresí moře může dojít k obnovení uhlotvorby (Shanley, McCabe 1998). Geneticky podobný typ proplástek se vyskytuje ve svrchní lávce hnědouhelné sloje v severní části lomu Bílina, s tím

rozdílem, že vznikaly během jezerních záplav pod vlivem bílinské delty (Mach 2010, ústní sdělení).

### 2.2.2. Příklady sedimentárních proplástků.

**Proplásky v uhelných slojích pánve Penninské, Velká Británie** – Při těžbě uhlí v této pánvi bylo identifikováno mnoho sedimentárních facií, kterým se musela podřídit hlubinná těžba uhlí. Fulton (1995) předpokládá, že uhelné sloje vznikly v prostředí deltové plošiny, kde uhlotvorba byla často rušena překládáním koryt a vznikem avulzí. Takovéto události mají na svědomí rozštěpení sloje proplástkem nebo mocnější polohou fluviálních sedimentů, které mají na spodu erozivní charakter (Fulton 1995) (obr. 3). Mocnost takových proplástků určuje, zda může být sloj těžena celá včetně proplásku (v tomto případě se zvýší celkový obsah popela) a nebo se jednotlivé lávky těží samostatně.

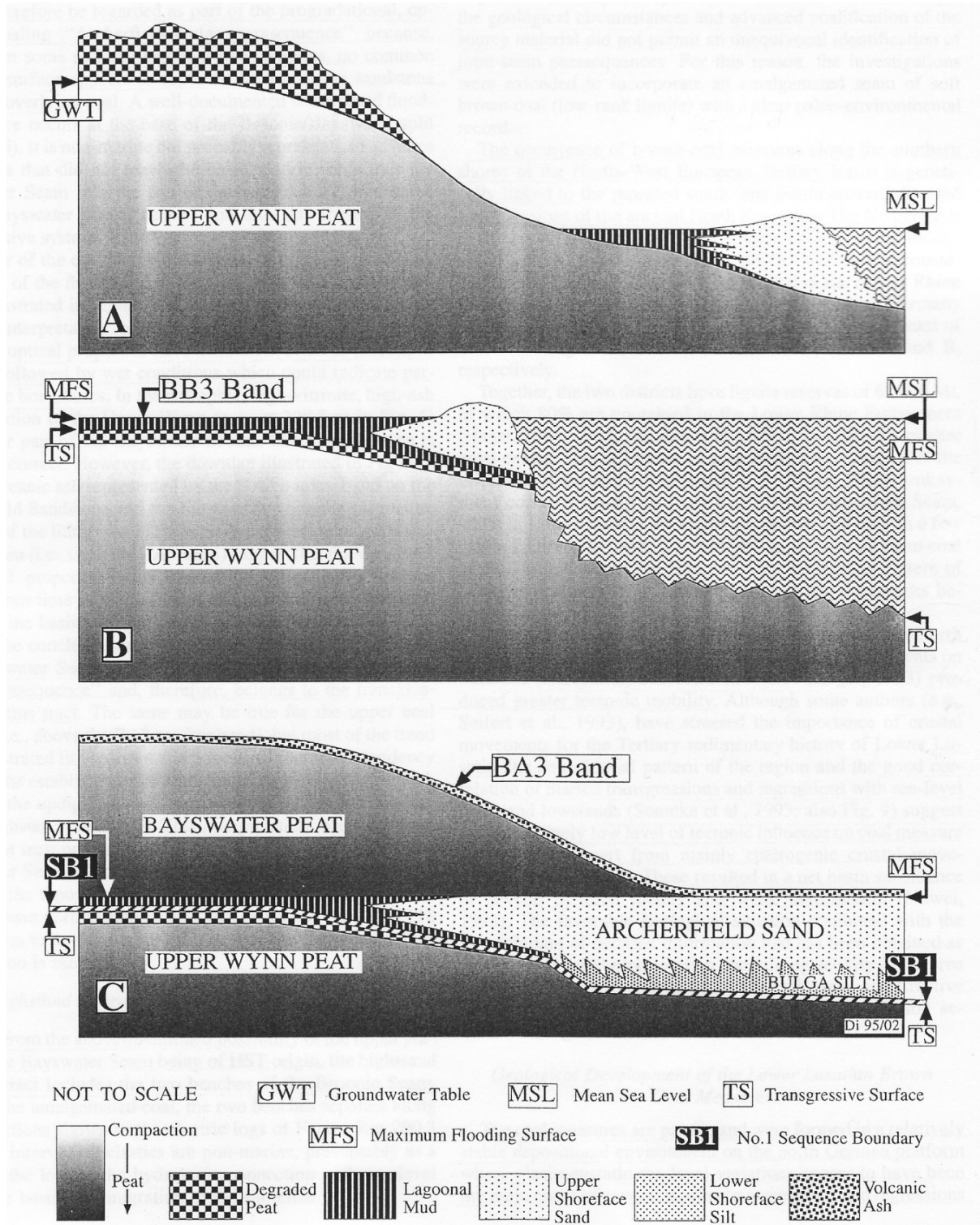


**Obr. 3.** Vztah mezi sedimenty průvalových vějířů (crevasse splay), říčním korytem a uhlotvorným močálem. Mocnost a zrnitost klastického materiálu se směrem od koryta snižují až přejdou v uhlí s vysokým podílem popelovin. Fulton (1995).

**Proplásky vzniklé mořskou záplavou v Sydney Basin – Hunter Valley (Austrálie)** – V této paralické pánvi permského stáří je původně jednotná sloj rozdělena proplásky transgresního původu do čtyř lávek. Sloje jsou odděleny několik decimetrů mocnými polohami převážně organických břidelic a prachovců lagunárního původu. Nejvýznamnější je proplástek tvořený převážně pískovci mezi slojí Bayswater a Upper Wynn (obr. 4). Po uložení rašeliny



slaje Upper Wynn nastala transgrese, která vznikající slaj ve vzdálenějších místech od původního břehu (směrem do moře) částečně erodovala a uložila mocnější vrstvu pískovců (sedimenty příbřeží a pobřežního líce), kdežto v blízkosti původního břehu se usadila tenčí vrstva lagunárních jílovců a oxidované a degradované rašeliny. Po regresi opět pokračovala rašelinotvorba slaje Bayswater. Mezi slojemi tak zůstal zachován jílovitý proplástek a polohy pískovců a prachovců, které mají na spodu erozivní charakter (Shanley, McCabe 1998).



Obr. 4. Vznik propláستku mezi slojemi Bayswater a Upper Wynn. Shanley, McCabe (1998).

### 3. Geologie mostecké pánve

Nejstarší známé horniny v oblasti mostecké pánve jsou proterozoické ruly krušnohorského krystalinika. V permokarbonu vznikla tělesa paleoryolitu na Teplicku a sedimenty kladensko – rakovnické pánve na Žatecku. Na permokarbon transgredují po dlouhém stratigrafickém hiátu sedimenty svrchní křídy, které jsou v jižní polovině pánve zastoupeny jak sladkovodními tak i mořskými sedimenty cenomanu, kdežto v severní polovině pouze mořskými stupni svrchní křídy. V okolí Bíliny se v turonu vyskytovalo několik ostrovů, v jejichž blízkosti se ukládaly mělkovodní vápence a slepence. Mořská sedimentace pokračovala i během coniacu a santonu. Mocnost křídových sedimentů dosahuje až 200 m (Malkovský 1985).

V terciéru byl Český masiv pod vlivem alpinského vrásnění, které se ve studované oblasti projevilo především obnovením tektonické aktivity (zejména reaktivací litoměřického zlomu) a intenzivním vulkanismem. Díky tektonickým pohybům se v sz. části Českého masivu vytvořil tzv. oherský rift směru SV-JZ. Příčné zlomy rozdělují tento rift na dílčí pánve : chebská, sokolovská, mostecká a žitavská. Mostecká (severočeská) pánev, kde sedimenty dosahují mocnosti až 700 m, se nachází mezi Doupovskými horami a Českým středohořím. Sedimentace, jejíž hlavní část v těchto pánvích spadá do miocénu, byla ovlivňována nejen rychlostí poklesávání pánví a přínosem materiálu, ale také vulkanismem (Malkovský 1985). Mostecká pánev se dělí na čtyři hlavní depocentra : žatecké, chomutovské, mostecko-bílinské a ústecké depocentrum.



**Obr. 5.** Odkryté miocenní sedimenty v lomu Bílina. Stav k 26.5.2011. Foto : autor

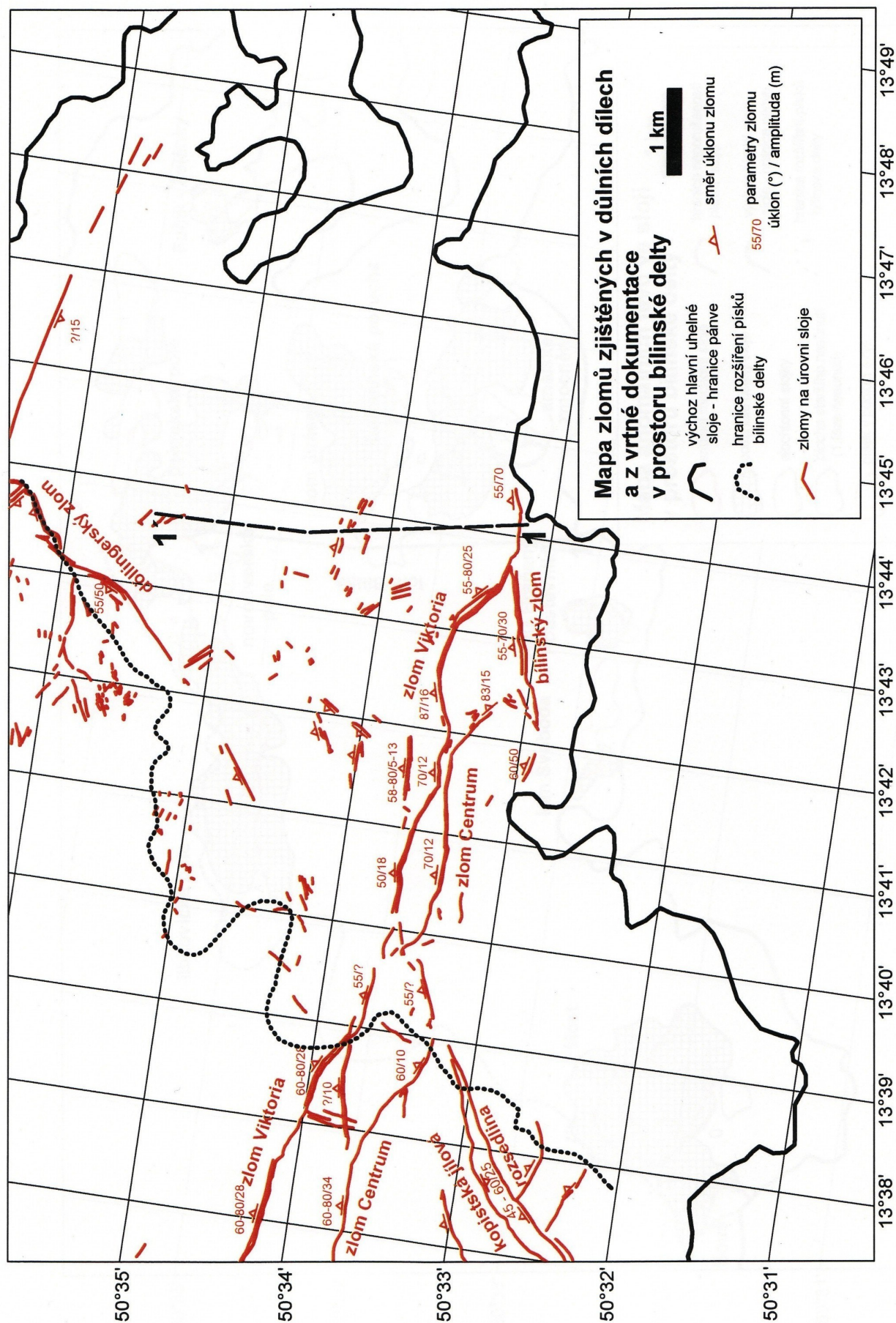


Zjištěné stáří pánevního komplexu se pohybuje přibližně od 17 – 27 mil. let. Při přepočtu na rychlost sedimentace bylo zapotřebí 3 - 4 mil. let na nahromadění nekromasy pro vznik uhelné slaje o mocnosti 25 – 50 m a 4 mil. let pro jezerní sedimenty nadložního komplexu (Elznic et al. 1998).

Podle *Zahálky (1914, 1945) a Malkovského (1985)* byl vznik podkrušnohorských pánví podmíněn výstupem neovulkanitů, kdy se do vyprázdněných magmatických krbů začaly propadat bloky hornin (jako v poddolovaném území). Nověji (Rajchl a Uličný 2000) se jako příčina vyplňování riftu uvádí tektonicky podmíněná extenze riftové zóny, vedoucí ke vzniku depresí a hřbetů, a ne vulkanotektonická subsidence. Tato extenze se odehrávala ve dvou fázích. První fáze, která proběhla v období od konce eocénu po miocén, je charakterizována extenzním směrem S – J a dovolila vzniknout zlomům směru JJZ – SSV a Z – V. Během druhé fáze extenze, která nastala až po vyplnění pánví, vznikly zlomy jz. – sv. směru (Rajchl, Uličný 2008). Problematika tektoniky oherského riftu není zcela objasněna, stejně tak není jasné zda se jedná skutečně o rift.

V mostecké pánvi jsou nejvíce zastoupeny zlomy sv. – jz. směru, které pánev jednak ohraničují (litoměřický, krušnohorský) a které se nejvíce podílely na vnitřní stavbě pánve (např. střezovský zlom). Krušnohorský zlom se projevil až postsedimentárně a to zejména v kvartéru výzdvihem Krušných hor. Kvůli tomuto výzdvihu dnes vybíhá slaj po svahu Krušných hor a na vzdálenosti několika km překonává výškový rozdíl 200 – 500 m (Malkovský 1985).

Pro geologickou stavbu Bílinska je důležitý zlom Viktoria a bílinský zlom (obr. 6.), který se zde projevuje bezzlomovým vyvlečením slaje na povrch s drobnými synsedimentárními poklesy (Hurník 1960). Bílinský zlom je dlouhý asi 10 km a vertikální přemístění na zlomu místy přesahuje 150 m. Oba tyto zlomy jsou doprovázeny dalšími paralelními zlomy. Hlavní funkci při sedimentaci střezovského a mosteckého souvrství měly zlomy sz.-jv. (např. zlom Viktoria) a v.-z. směru (např. bílinský zlom) a centrální střezovský zlom, podle kterého také došlo k výstupu několika fonolitových těles na Bílinsku (Rajchl 2008, Malkovský 1985). Okrajové zlomy riftu (litoměřický zlom) podněcovaly k výstupu spíše bazaltická magmata (Malkovský 1985). Většina vulkanitů v mostecké pánvi náleží ke druhé neovulkanické fázi (oligocén) ve smyslu Kopeckého, pouze několik vulkanických těles (především diatremy) mladší třetí neovulkanické fáze proráží spodnomiocenní horniny pánve (např. diatrema u obce Louka nebo efuze vulkanitů v okolí Hostomic) (Kopecký 2010).



Obr. 6. Mapa zlomů, zjištěných v důlních dílech a z vrtné dokumentace, v prostoru bílinské delty. Podle K. Macha 2002

## 3.1. Stratigrafie pánevních sedimentů

### 3.1.1. Starosedelské souvrství

Toto souvrství nebylo dosud ve vlastní pánvi prokázáno. Nejblíže se vyskytuje jen v Doupovských horách (na Podbořansku) a v Českém středohoří. Sedimenty této jednotky se vytvářely v eocénu na částečně peneplenizovaném povrchu. Je tvořeno sedimenty fluvialního původu.

### 3.1.2. Střezovské souvrství

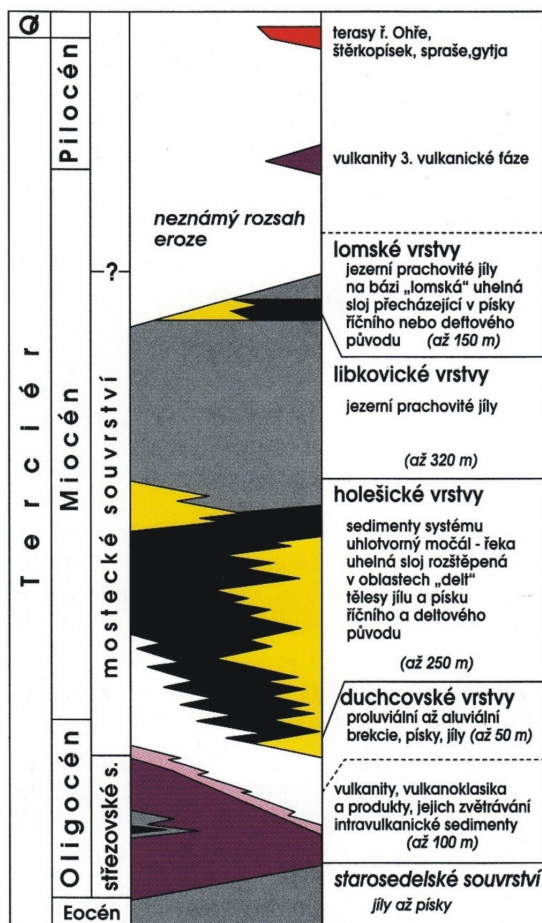
Obsahuje především splavené vulkanické produkty, pyroklastika, efuzivní produkty vulkanismu a jílovité a písčité jezerní/fluvialní sedimenty. Od svého podloží bývá odděleno diskordantně. Střezovské souvrství odpovídá oligocénu, tedy době největší vulkanické aktivity. Díky poklesu hladiny v jezeře došlo několikrát k přechodu od jezerní sedimentace k tvorbě rašelinotvorného močálu, o čemž dnes svědčí uhelné jíly.

### 3.1.3. Mostecké souvrství

Tvoří jej soubor deltových, jezerních, říčních a uhelných sedimentů, které se dělí na duchcovské, holešické, libkovické a lomské vrstvy.

**Duchcovské vrstvy** – k sedimentaci těchto vrstev dochází po skončení hlavní vulkanické fáze Českého středohoří a Doupovských hor. Sedimenty tvoří především splachy zvětraliny

z okolí, a proto jsou tyto horniny v různých částech pánve někdy velmi odlišné. Zvětraliny jsou tvořeny zejména z vulkanických hornin, což často maskuje hranici proti střezovskému souvrství v podloží. Podobně je na tom hranice proti holešickým vrstvám, protože na mnoha místech končí duchcovské vrstvy střídáním uhelných jílovců a slabých uhelných slojek. V některých částech pánve je vyčleňována i tzv. spodní sloj (Malkovský 1985). V době tvorby duchcovských vrstev již existoval hlavní tok napájející pánve v oblasti Žatce. Do tohoto toku se napojovaly další toky, tekoucí podél dnešních Krušných hor z oblasti Českého středohoří a Doupovských hor (Mach 2010).



Obr. 7. Zjednodušené geologicko - faciální schéma výplně mostecké pánve (upraveno podle Domáčího, 1975).



**Holešické vrstvy** – v období vzniku těchto vrstev pokrýval celou pánevní oblast hnědouhelný močál, jehož vývoj závisel na přínosu klastického materiálu, stavu vodní hladiny, kompakci podložních vrstev a tektonické aktivitě. Ve spodní části holešických vrstev byl paleogeografický obraz ještě podobný sedimentaci duchcovských vrstev, s tím rozdílem, že postupně zanikal význam místních toků, tekoucích např. z Českého středohoří (Mach 2010). Mach (1997) předpokládá, že uhelná sedimentace nebyla řízena tektonikou, ale spíše kompakcí dříve uložených vrstev a klimatickými událostmi, které způsobovaly výkyvy hladiny vody v močále. Tektonika pravděpodobně ovlivňovala jen pozici toků napájející pánve. Počátek uhelné sedimentace začal výškovým vyrovnáváním terénních depresí a postupným rozšiřováním močálu. Proto na některých místech zcela chybí spodní látka uhelné sloje. Z důvodů klimatických a/nebo tektonických docházelo k rušení uhlotvorby v močále a tím i ke vzniku sedimentárních proplástků (obr. 8.). Tyto polohy mohou být v lomech užívány jako vůdčí horizonty a v dřívější době sloužily při hlubinné těžbě jako ochranné stropy. Výskyt proplástků může ukazovat na blížící se prostředí deltové sedimentace, která občas zasáhla do uhlotvorných bažin. Doposud však nebyly v mostecké pánvi v úseku hlavní hnědouhelné sloje, která obvykle dosahuje mocnosti 25 – 30 metrů, objeveny proplásky vulkanogenního původu, tak jako např. v sokolovské pánvi (Mach 2002).



**Obr. 8.** Hlavní hnědouhelná sloj s třetinovým proplástkem v lomu Bílina – holešické vrstvy mosteckého souvrství. Foto : autor

Dnešní rozsah uhelné sloje se nijak zásadně neliší od rozšíření miocenního hnědouhelného močálu. Nejasnosti v rozšíření močálu jsou především na styku s Českým středohořím. Pro celou pánve platí, že styk sloje s nadloží bývá ostrý, což bylo způsobeno rychlým zdvihem

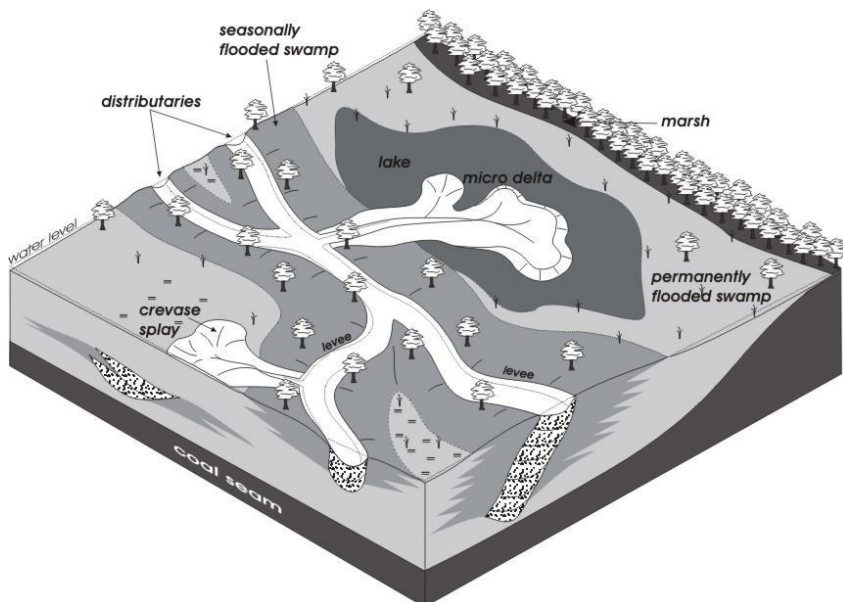


vodní hladiny a zaplavením močálu, jak to dokládají pařezy stromů v původní poloze (tzv. pařezový horizont v lomu Bílina (obr. 9.). Zdvih hladiny mohl být způsoben přerušáním nebo omezením odtoku z pánve (menší odtoky přes Krušné hory nelze od střední části holešických vrstev spolehlivě doložit). Vznik této významné události je zřejmě spjat s paleogeografickými změnami (Mach 2002). Spodní hranice sloje bývá naopak pozvolná, s přechodem do uhelných jíílů. Hlavní hnědouhelná sloj (obr. 8.) má na Mostecku poměrně stabilní vývoj z hlediska své mocnosti a technologických parametrů, ale vyskytují se i místa s odlišným vývojem sloje v důsledku tektoniky, eroze, mladší vulkanické činnosti nebo mrazovými efekty. V oblasti bílinské delty se setkáváme také s pojmem anomální stavba sloje. Jedná se o taková místa, kde je sloj výrazně redukována, mimořádně mocná nebo zcela vyhluchne, aniž by se daly příčiny hledat v souvislosti s tektonikou, erozí apod. (Mach 2002).



**Obr. 9.** Tzv. pařezový horizont v těsném nadloží uhelné sloje. Lom Bílina. Foto : autor

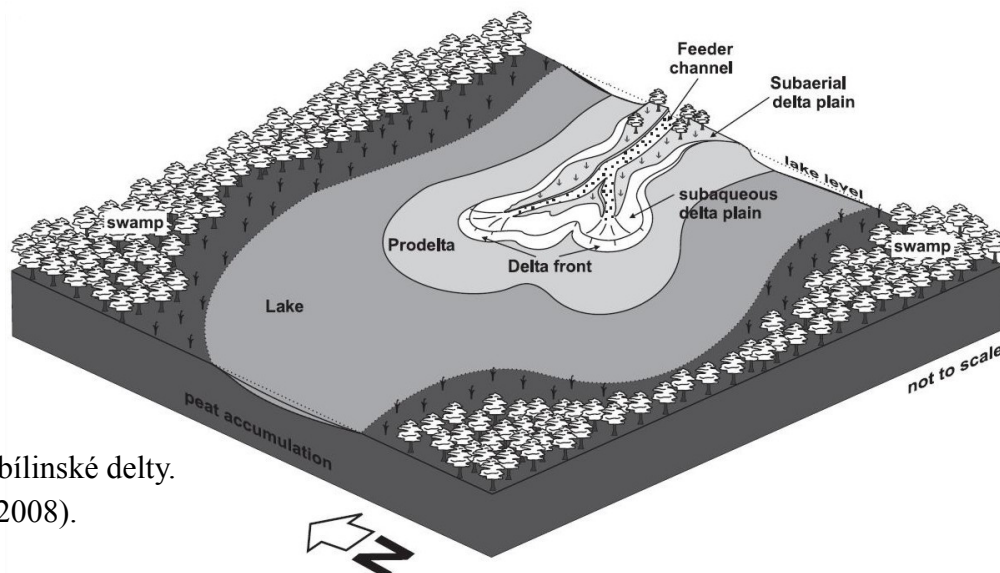
**Říční a deltové prostředí na vstupu do pánve** – sedimenty v tomto prostředí obvykle vznikaly po celou dobu pánevní sedimentace a jejich jednotlivé polohy jsou jen časovými ekvivalenty ostatních facií. Říční a deltové sedimenty vznikaly především v prostoru žatecké a bílinské delty, kam byly přinášeny úlomky hornin ze středních a západních Čech, kde jsou ještě zachovalé relikty miocenního toku (Pešek 1971, Elznic 1998). Během tvorby spodní části holešických vrstev navazovalo v pánvi na hlavní tok ještě několik menších toků, které odtékaly z Českého středohoří a Doupovských hor (Mach 2010). Žatecká delta (obr. 10.) se tvořila od počátku pánevní sedimentace, což dokazuje prstovité střídání deltových a uhelných



sedimentů. Na žatecké deltě se v úrovni sloje vytvořilo mnoho fluvialních systémů (např. hrabácký), u kterých docházelo k častým avulzím. Tyto avulze mohou být také spjaty s tvorbou proplátek v distálnějších částech pánve (Rajchl, Uličný 2005).

**Obr. 10.** Model žatecké delty. Rajchl, Uličný (2005).

**Bílinská delta** (obr. 11.) vznikla v závěrečné fázi tvorby rašelinotvorného močálu poté, co se říční tok napájející pánev pravděpodobně z tektonických příčin přemístil ze Žatecka na Bílinsko (Mach 2002). Podle Hurníka (2001) dosahovala mocnost rašeliny před zatížením deltou kolem 200 m a díky její dobré stlačitelnosti zde mohla akumulace deltových sedimentů dosáhnout až 150 m. Ve stavbě jednotlivých deltových vějířů byly vyčleněny jako hlavní architekturní prvky tělesa topsetů, foresetů a bottomsetů (Rajchl 2008). Sedimenty deltové plošiny zahrnují především jíly (s častými kořínky) a prachovce, které jsou místy protkány říčními koryty. Lokálně se v uloženinách deltové plošiny vyskytují i pařezy stromů vysoké až několik metrů. Facie říčních koryt zahrnuje především jemně až hrubě zrnité písky s korytovitým zvrstvením. Na aktivní podvodní části plošiny docházelo k tvorbě topsetů (písky s čeřinovitým zvrstvením). Na čele delty vznikala facie s mocnými polohami klínů (foresety) jemně až hrubě zrnitého písku. Tyto sety se běžně uklánějí pod úhlem až 30 stupňů. V předpolí delty se vytvářela prodeltová facie jemnozrných písků až jílovitých prachovců. Ty zde byly ukládány z podvodních skluzů a hustotních proudů. Bílinská delta byla typem delty s dominancí říčních procesů s Gilbertovským profilem (Rajchl 2008).



**Obr. 11.** Model bílinské delty. Rajchl, Uličný (2008).

Deltová etapa vývoje započala výraznou zátopovou epizodou podmíněnou tektonikou, kdy došlo k zatopení oblasti a vytvořil se až 1 m mocný proplástek zvaný „cvičák“ (z německého slova „Zwischenmittel“ – obr. 13.), který lze sledovat v celé centrální části pánve. Zpočátku nenápadná sedimentace začala postupně stlačovat až 200 m mocnou vrstvu rašeliny a uvnitř močálu se vytvořila několik kilometrů dlouhá lalokovitá deprese s vodním sloupcem několik metrů mocným a tím byly splněny podmínky pro vznik jezerní delty. Současně probíhala progradace delty do jezera, lemovaného uhlotvorným močálem. Jednotlivé progradační pulzy delty byly pravděpodobně řízeny epizodami subsidence pánve nebo kompakcí rašeliny. Deltová etapa vývoje na Bílinsku byla ukončena prohloubením jezera a ústupem delty směrem k jihu, tj. za dnešní hranice pánve.

**Libkovické a lomské vrstvy** - Tyto vrstevní jednotky představují převážně klidnou sedimentaci v jezerním prostředí. Mocnost těchto jílovců a prachovců může být až 200 m. Relikty, které nepodlehly intenzivní postsedimentární erozi, jsou zachovány především v centrální části pánve a na několika ojedinělých lokalitách (např. Hradiště u Černovic) mimo vlastní centrum pánve. Během tvorby libkovických vrstev dochází k prvotnímu vyklenování Krušných hor a současně s tím začínají vznikat lokální přítoky zásobující pánev od S (Mach 2010). V době asi před 16 mil. lety došlo k zanesení jezerního systému vlivem zpomalení poklesávání pánve. Přesné ukončení sedimentace neznáme, protože byly denudovány až stovky metrů nadložních jílovců (Hurník 1978). Před tím (asi před 18 mil. let) v okolí Lomu vznikl rašelino tvorný močál, ze kterého se nám dochovala vysokopopelnatá tzv. lomská (svrchní) sloj, tvořená soborem uhelnatých jílovců a uhlí. V nadloží lomské sloje se ještě vyskytují tzv. nadložní vrstvy, které jsou zachovány pouze v nejhlubší části pánve a představují už jen denudační torzo původně rozsáhlejšího jezera (Malkovský 1985). Tyto nadložní vrstvy jsou budovány převážně prachovci a jílovci o mocnosti do 100 m.





## 3.2. Geochemie pánevních sedimentů

Na základě obsahu stopových prvků v mostecké pánvi lze pánevní sedimentární výplň celkem spolehlivě rozdělit na spodní a svrchní komplex (Elznic et al. 1998). Rozdílné geochemické složení obou komplexů souvisí především se změnou území odkud byl přinášén klastický materiál.

Hranice mezi svrchním a spodním komplexem probíhá podle Elznic et al. (1998) zhruba v úrovni hlavní hnědouhelné sloje. Obsahy stopových prvků v sedimentech jednoznačně indikují paleogeografický zvrát ve vývoji pánve a změnu snosových oblastí. Proplástky ve spodní a střední lávce uhelné sloje ve východní polovině pánve mají spektrum stopových prvků typických pro spodní komplex zatímco proplástky svrchní lávky odpovídají svrchnímu komplexu. Tuto hranici musíme chápat jen jako petrografickou změnu charakteru popelovin, přinášéných do uhlotvorného močálu při velkých povodních. Hranice se ve sloji neprojevuje ostře a v okolí Bíliny se nachází pravděpodobně v blízkosti tzv. třetinového proplástku.

Paleomagnetický výzkum umožnil přesněji datovat hranici mezi oběma komplexy v centrální části mostecké pánve na 21,3 mil let (spodní eggenburg) (Malkovský, Bucha, Horáček 1989).

**Spodní komplex** – Zahrnuje všechny podložní vrstvy a tu část sloje, jejíž popeloviny mají původ ve zvětralých horninách v těsném okolí pánve (Elznic et al. 1998). Spektrum stopových prvků je zde velice pestré (Cr, Ni, Ti, Nb, Zr, Al, Fe). Největší zastoupení zde mají pelity tvořené hlavně kaolinitickými jílovcí s převahou vulkanogenního materiálu. Do spodního komplexu se řadí především duchcovské vrstvy. K němu se ve východní polovině pánve (Teplicko, Bílinsko) řadí i spodní část jednotně vyvinuté sloje (zhruba do úrovně třetinového proplástku) na základě obsahu stopových minerálů v jílových proplástečích. Jedná se především o zvýšený obsah TiO<sub>2</sub> v popelovinách (klastická příměs), což nasvědčuje na neovulkanický původ. Naopak na Žatecku, podložní písčitojílovité sedimenty, tvořené klastiky přinášeny ze vzdálenějších neovulkanických zdrojů středních a západních Čech, patří již svrchnímu komplexu (Elznic et al. 1998). Odlišná poloha geochemické hranice v různých částech pánve je způsobena tím, že na Žatecku byla pánev zásobována klastiky z jz. části Českého masivu již od tvorby duchcovských vrstev, zatímco východní polovina pánve byla tímto přínosem ovlivňována až s přesunem toku na Bílinsko, tj. během tvorby svrchní části střední lávky uhelné sloje (Mach 2010).

**Svrchní komplex** – Narozdíl od spodního komplexu je v něm malá variabilita hlavních a stopových prvků. Vulkanogenní prvky (Ti, Nb, Zr) zde mají nízké zastoupení, naopak oproti spodnímu komplexu je zde zvýšený obsah Rb, Sr, Cs, Mg, K, Si. Tento charakter pelitů se nemění ani v blízkosti vulkanických center. Svrchní komplex vykazuje vzdálenější přísun klastického materiálu ze středních a západních Čech (Elznic et al. 1998). Tento komplex je charakterizován především zvýšeným výskytem illitu a montmorilonitu a zvýšenou rychlostí sedimentace.

## 4. Proplástky mostecké pánve

Hlavní hnědouhelná sloj mostecké pánve je v několika úrovních rozdělena sedimentárními proplástkami. Propláستky vznikaly za stavu zvýšené hladiny vody v močále, což zapříčinilo rychlý úhyn vegetace a lepší podmínky pro migraci klastického materiálu. Zvýšení hladiny mohlo být způsobeno vyššími úhrny srážek v oblasti snosu, náhlým tektonickým poklesem pánve, protržením agradačních valů v oblasti ústí toků do pánve. Takováto záplava představuje izochronní událost v dané části pánve. Mění se pouze mocnost propláستků v závislosti na vzdálenosti zdroje materiálu. Růst mocnosti propláستků a meziložních poloh je přímo úměrný rostoucí zrnitosti klastického materiálu (Mach 1997). K nárůstu zrnitosti a mocnosti propláستku dochází směrem k místu přínosu klastického materiálu do pánve. Každý proplástek by proto měl souviset s původním zdrojem (obr. 13. a 14.) (Mach 1997). Uhelnu mikropetrografií (Malán in Václ 1989, Malán in Zíma 1986) byly zjištěny i polohy alochtonního uhlí v místech, kde se během jezerních záplav propláستek nevytvořil. Tato skutečnost je vysvětlována možnou erozí vlněním v mělkovodním prostředí s omezeným přísunem klastik. Propláستky mostecké pánve jsou většinou budovány jíly a jílovci, méně často písčitémi akumulacemi. Z mineralogického hlediska jsou tvořeny kaolinitem a křemenným prachem (Mach 2011, ústní sdělení).

Propláстky v mostecké pánvi jsou stejně jako v jiných uhlonosných pánvích využívány ke korelaci sloje (obr. 13.), která se zde dělí na spodní, střední a svrchní lávku. Kromě odkryvů ve velkolomech slouží pro korelaci poloh uvnitř sloje v předpolí velkolomů i karotážní data, zejména metoda gama karotáž a gama – gama karotáž (Mach 1997). Nejlepších korelačních výsledků dosahuje právě gama – gama karotáž díky vysoké citlivosti na přítomnost uhelné hmoty a také kvůli intervalu měření ve vrtu, který se pohybuje v řádu centimetrů. Značné problémy v korelaci sloje nastávají v místech sloje vyrubané s hlubinnou těžbou nebo s anomálním vývojem sloje a ve spodní lávce uhelné sloje, kde je značný výskyt propláстků. Plošně nejstálější a pro korelaci nejvhodnější jsou tzv. „třetinový proplástek“ a „cvičák“ (Mach 1993).

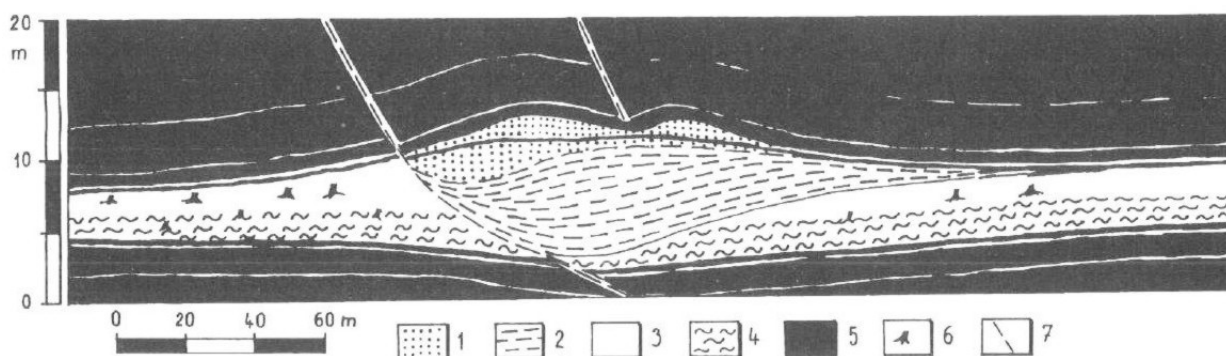
Na Bílinsku jsou vyvinuty všechny tři lávky uhelné sloje a spolu s ní i propláстky (obr. 13. a 15.). Pouze v místech paleoelevací není spodní lávka vyvinuta, např. podél jižního okraje lomu Bílina (Mach 2002). Ve spodní lávce je typické časté střídání propláстků s polohami uhlí, což je dáno postupným rozšiřováním močálu a zejména častými záplavami z blízkých říčních toků. Ve střední lávce je zastoupeno několik propláстků, kterým dominuje proplástek „třetinový“. Geneze těchto propláстků, které často obsahují tzv. intraformační brekcie, může být spjata s hrabáckým fluvialním systémem a od třetinového propláстku směrem do nadloží s bílinskou deltou (Mach 2011, ústní sdělení). Svrchní lávka uhelné sloje je již pod vlivem bílinské delty a proto propláстky v jejím předpolí přecházejí do prodelťových sedimentů.

Situace v ostatních částech pánve je poněkud rozdílná, a to především proto, že ostatní lokality prodělaly jiný vývoj v závislosti na paleogeografii. Největší vliv na uhlotvorný močál v ostatních částech pánve měla jednoznačně žatecká delta, která ovlivňovala uhlotvorbu v chomutovské části (doly Nástup – Tušimice, dále DNT), na Žatecku (lom Vršany) a v centrální části (lom ČSA). Především v lomu Vršany (Hrabák) můžeme pozorovat přechod





jílovitých proplástků do několik desítek metrů mocných poloh písků, které představují uloženiny několika říčních ramen východní části žatecké delty (obr. 13.) (Rajchl, Uličný 2005, Mach 1993). Tento fluviální systém jdoucí napříč pánví k SZ je široký asi 2 km a v blízkém okolí (stovky metrů až první kilometry) na něj navazují proplásky v uhelné sloji, vzniklé např. při avulzi toků nebo při náhlých záplavách. Hlavní příčiny avulzí byly zřejmě spojeny s paleoklimatickými událostmi a s mírou kompakce podložní rašeliny (Rajchl, Uličný 2005). Malý plošný rozsah proplástků byl pravděpodobně způsoben zachycením klastického materiálu rašelinotvornou vegetací, která lemovala fluviální systémy žatecké delty. Proplásky zvyšují svoji mocnost a zrnitost směrem k přínosovým korytům. Kvůli mocným polohám fluviálních sedimentů ve střední lávce v lomu Vršany, bývá vyčleňována I. a II. sloj. Stejný fluviální systém byl částečně zastížen v lomu ČSA, kde navazoval mocný tzv. „hlavní“ proplástek na písčité akumulace ve střední části střední lávky (obr. 13). Tento proplástek zřejmě zasahuje i do oblasti Bílinska (Mach 1993, 2002). Návaznost jílovitých proplástků na písčité akumulace vodních toků protékajících rašelinotvorným močálem je dobře odkryta také v lomu Libouš (DNT) (obr. 14.). Zde byly v proplástečích zjištěny neporušené sedimentární textury, což by znamenalo, že uložené vrstvičky jílovitého materiálu byly rychle pohřbeny a neprodělaly pedogenezi (Mach 2011, ústní sdělení). V chomutovské části pánve byl vývoj téměř celé sloje ovlivňován žateckou deltou, jejíž tok se během tvorby svrchní části střední lávky patrně přesunul na Bílinsko (Mach 2002). Přítomnost sedimentárních těles (písky až jíly) v různých úrovních sloje zde vedla k vyčlenění I., II. a III. sloje.



**Obr. 14.** Dokumentace jezerní záplavy uhlotvorného močálu spojené s avulzí říčního ramena žatecké delty v lomu Libouš. 1, písky; 2, písčité jíly; 3, jílovce; 4, uhelné jílovce; 5, uhlí; 6, zuhelnatělé pařezy; 7, zlomy. Podle Macha (1997).

Podobné zastoupení proplástků jako v lomu Bílina, zejména ve svrchní polovině sloje, bylo možno pozorovat i v bývalém lomu Kopisty u Mostu. V teplicko – ústecké části pánve byla uhlotvorba rušena jen výjimečně, proto je zde vytvořena sloj v nejlepší kvalitě a o nízké popelnatosti (obr. 13.).

Především v proplástečích střední lávky (obr. 15.) na Bílinsku jsou hojně zastoupeny intraformační brekcie (obr. 17.). Výskyt intraformačních brekcií, tvořících v proplástečích čokovité útvary nebo souvislé vrstvy, poukazuje na velmi mělkovodní prostředí s vodním sloupcem maximálně několik decimetrů (Mach 1993). V takovém prostředí docházelo k vynoření, vysychání a popraskání právě uložených sedimentů a

následné pedogenezi. Při případné povodni pak mohlo dojít k přepracování brekcie vlněním. Nejhojnější výskyt intraformačních brekcií je vázán na horní polovinu sloje, především na „třetinový“ proplástek (Mach 1993). Korelační schéma „třetinového“ proplásku (obr. 19) provedené Machem (1993) zobrazuje nepřímou úměrnost mezi mocností proplásku a četností výskytu intraformační brekcie, tzn., že v místech větší mocnosti proplásku je výskyt brekcií nehojný. To je způsobeno tím, že v místech s větším přínosem klastik dojde k výraznějšímu sednutí zatěžované rašeliny a vzniknou tak podmínky vhodné pro uchování sedimentu mimo dosah vysychání a vlnění. Úlomky brekcie jsou většinou světlých odstínů šedé a hnědé barvy, zatímco tmel je zbarven do černa až tmavě hněda v závislosti na obsahu organické složky. Mach (1993) z hlediska míry opracovanosti a zrnitosti brekcií vyčlenil několik základních typů. První typ představuje rané vývojové stádium brekcie, kde úlomky jílovité horniny představují pouze jeden typ jílovce. Druhý typ představuje rovněž pouze jeden typ jílovce, avšak mechanicky silně přepracovaný. V třetím typu je úlomkový materiál budován dvěma typy jílovců, na nichž je patrná vysoká plasticita. Čtvrtý typ reprezentuje brekcií v nejvyšším vývojovém stadiu, jehož úlomkový materiál je petrograficky nejpeštrejší a lze jej z tohoto hlediska označit jako polymiktní brekcií.



	Profil	Výrazné polohy	DB	LK	VČSA	Stručná charakteristika polohy
Svrchní lávka		Svrchní lávka	3,0-3,7	2,5-4	2-3,6	Vrstva jílovitého uhlí až jílovce s xylity a rostlinnou drtí, v horní části místy jílový proplástek.
		"Cvičák" (Meziloží)	0,3-1	0,6-2	0-1	Bílý jílovec až uhelný jílovec.
Střední lávka		Horní část střední lávky A	0,8-2,1	0,6-2	0-1	Xyliticko-detritické až jílovité uhlí naspodu dvojitý proplástek jílovce.
		Horní část střední lávky B	2,5-4	2,5-3,5	2,5-3,6	Střídání tenkých (10-30cm) poloh uhlí detriticko-xylitického a xyliticko-detritického.
		"Třetinový proplástek"	0,6-3	1-2,2	0,4-1	Zdvojený proplástek jílovců až uhelných jílovců s mezipolohou jílovitého uhlí.
		Spodní část střední lávky A	4,5-5	3,7-5	3,5-3,8	Uhlí xyliticko detritické.
						Jílovec až zdvojený uhelný jílovec.
		Spodní část střední lávky B	3-3,5	3-3,5	3-4	Uhlí xyliticko-detritické -nejkvalitnější část sloje. Uhelný jílovec až jílovité uhlí.
		Spodní část střední lávky C	5	5-8	5-7	Uhlí xyliticko-detritické -nejkvalitnější část sloje.
		Přechodná lávka	2-3	1,2-3	0-2	Postupné přibývání četnosti a popelnatosti horizontů jílovitého uhlí až uhelných jílovců.
Spodní lávka		Spodní lávka A	2-3	2-3	0-3,5	První jílovce ,uzavírající 2-3 vrstvy jílovitého uhlí a uhelných jílovců.
		Spodní lávka B (Trojrytmus)	2-2,5	1,5-3	0-1,5	Ostře omezená trojice vrstev uhlí až uhelného jílovce mezi výraznými jílovci
		Spodní lávka C (Dvojrytmus)	1-2,5	1-1,5	0-1,2	Výrazná dvojice uhelných jílovců až jílovitého uhlí ohraničená mocnými vrstvami jílovců.
		Spodní lávka D (Spodní sloj ?)	0,5-4,5	4-5	-	Střídání poměrně tenkých vrstev různě uhelnatých a jílovcových hornin s 5-6 maximy kupení organické hmoty.
Spodní sloj		Spodní lávka E (Spodní sloj ?)	6,5-8	2-13	-	Na lomech v Bílině a Kopístech nejspodnější pozorovaná skupina vrstev jílovitého uhlí až uhelných jílovců střídajících se s polohami jílovců až uhelných jílovců.

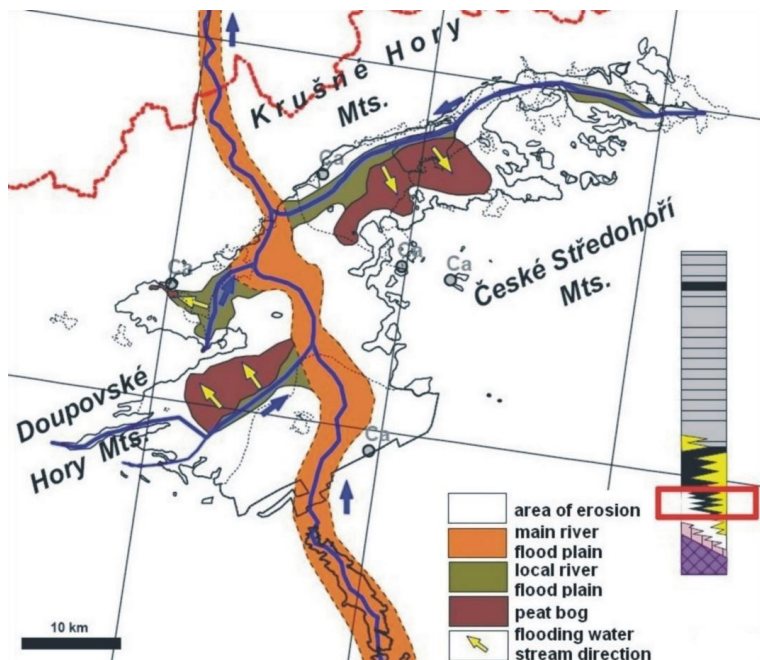
Mach 1993

Obr. 15. Schematizovaný sjednocený geologický profil uhelnou slojí DB, LK, VČSA



## 4.1. Proplástky spodní lávky uhelné sloje na Bílinsku

V období vzniku spodní lávky uhelné sloje se zdroje klastického materiálu nacházely v blízkém okolí pánve (obr. 16.). Častěji proto docházelo k rušení uhelné sedimentace a její proměnlivosti v ploše (Mach 1993). Tyto místní toky přinášely klastický materiál především



Obr. 16. Paleogeografie v období vzniku spodní lávky uhelné sloje. Mach (2010).

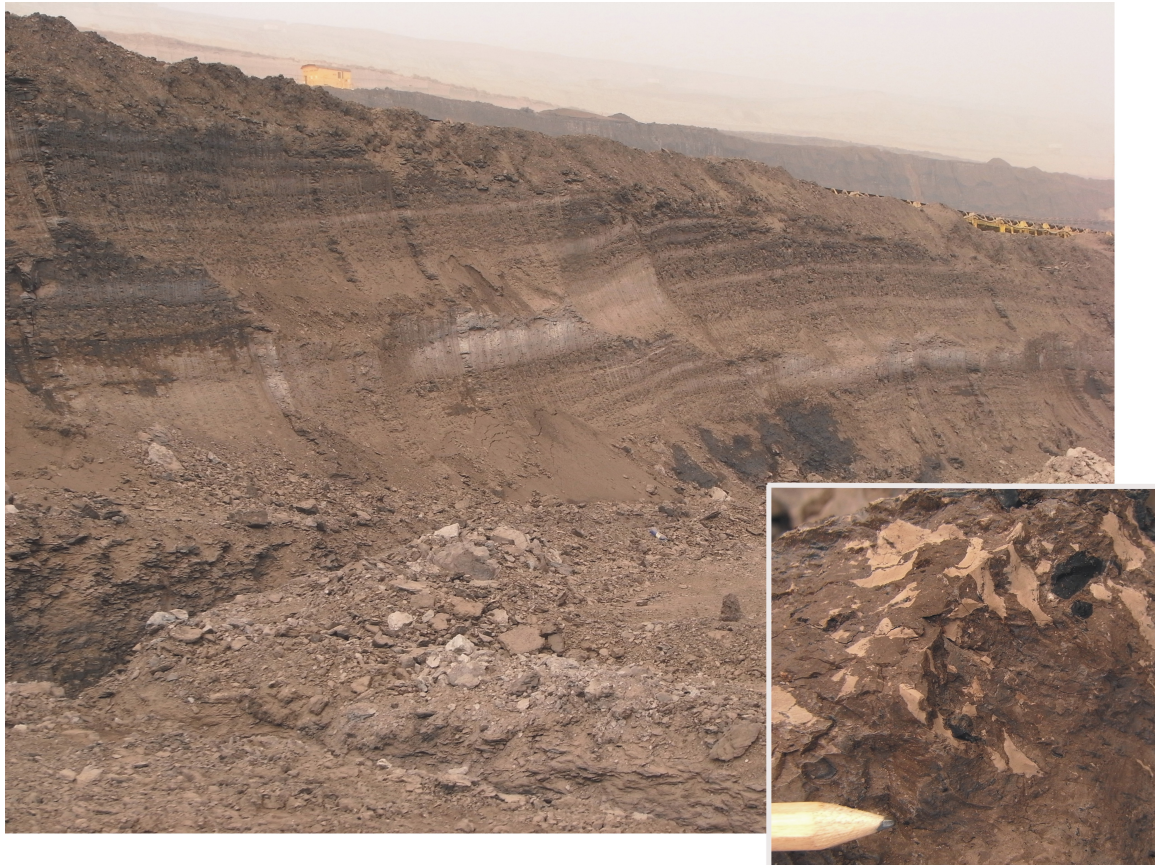
z Českého středohoří, což se projevuje rovněž charakteristickým geochemickým složením popelovin (výskyt stopových prvků Cr, Ni, Ti, Nb, Zr, Al, Fe), které vykazují příslušnost ke spodnímu komplexu ve smyslu Elznice et al. (1998). Postupné rozšiřování močálu bylo často rušeno akumulací klastik za zvýšeného stavu vodní hladiny během povodní. Jakákoliv větší změna srážek musela znamenat změnu

úrovně hladiny v prostorově

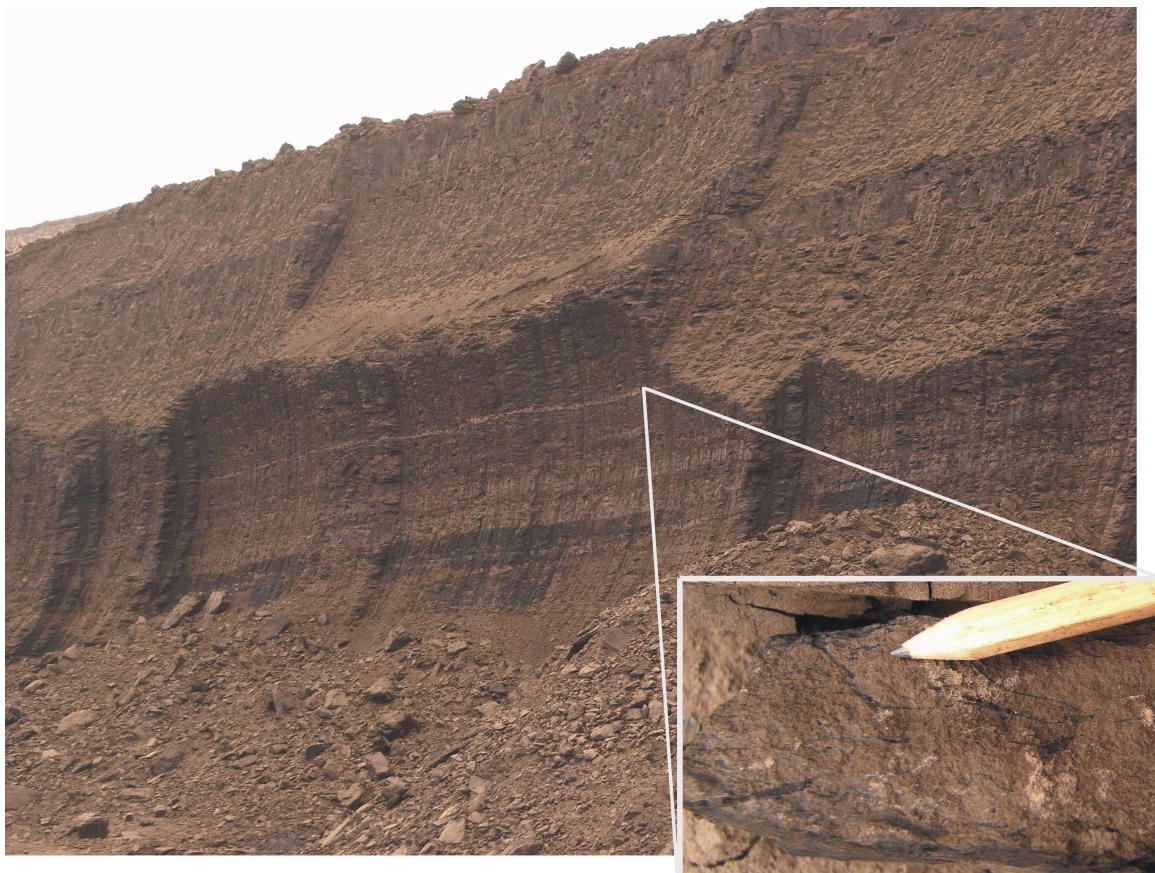
omezené nádrži. Doba a intenzita takových změn plně určovala míru jejich vlivu na hromadění hmot v pánvi (Mach 1993). Přítomnost mocnějších proplástek ve spodní látce na západě bílinské části pánve dříve vedla k vyčlenění tzv. „spodní“ sloje. Proplástky však na vzdálenost vyklíňují a spodní sloj splývá s hlavní slojí (Mach 2002). Mocnost proplátek spodní lávky narůstá směrem k severu, tj. do oblasti toku snášející klastický materiál z Českého středohoří. Ten dále tekla pod Krušnými horami a ústila do žatecké delty (Mach 2010). Severně od lomu Bílina je spodní látka výrazně redukována a faciálně nahrazena až 40 metrů polohou jílu (Mach 2002). Naopak směrem k mostecké části pánve představuje spodní látka kvalitní uhlí s obsahem popela do 20%, což svědčí o relativně klidné uhlotvorbě (Mach 2002). V některých proplástech spodní lávky bývají vyvinuté intraformační brekcie (obr. 17.) svědčící o kolísání vodní hladiny a subaerické expozici.

V horní části spodní lávky se nachází plošně významný proplástek (obr. 18.), který po navětrání ve stěně lomu nabývá šedobílé barvy. Mocnost (asi 5 cm) tohoto proplátku je v oblasti celého lomu Bílina, tj. vzdálenost asi 5 km, stálá. Ve vrtech je pro malou mocnost špatně identifikovatelný (Mach 2011, ústní sdělení). Vznik tohoto proplátku není zcela jasný, protože se jeho mocnost směrem k severu, předpokládanému přínosu klastik do bílinské části pánve, nemění. Přínos klastik z nejbližšího ramena žatecké delty v okolí Strupčic (obr. 13.), asi 18 km jz. od lomu Bílina, se rovněž nezdá příliš pravděpodobný. Tato velká vzdálenost příliš nekorresponduje s proplátky vyvinutými v okolí fluviačních systémů žatecké delty, které se obvykle vyskytují do vzdálenosti prvních km od zdroje. Mach (2011, ústní sdělení) má jisté podezření na vulkanogenní povahu proplátku, a proto bude předmětem dalšího výzkumu.





**Obr. 17.** Střídání proplástků s uhelnou slojí ve spodní lávce s detailem intraformační brekcie.  
Foto : autor

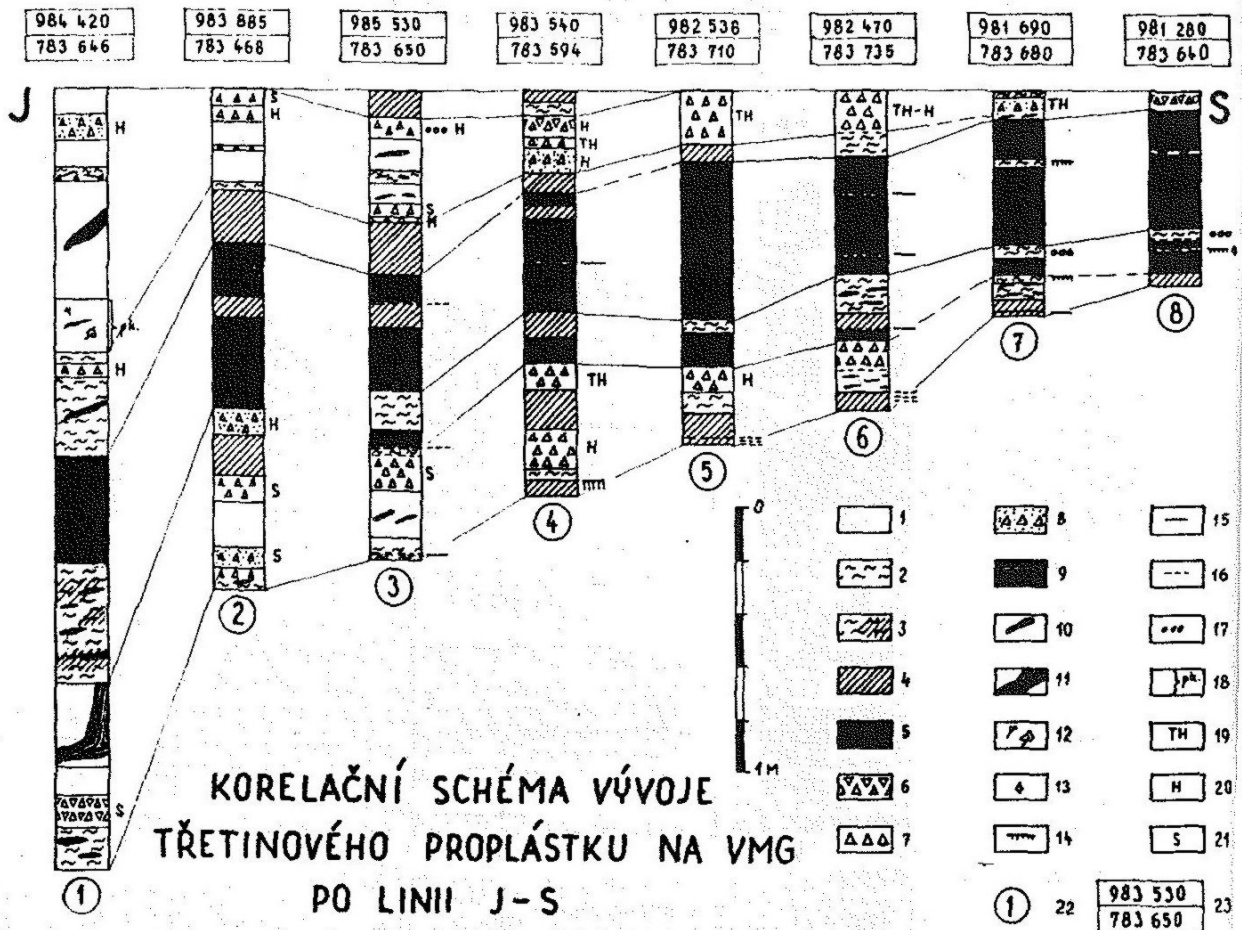


**Obr. 18.** Proplástek v horní části spodní lávky, jehož vznik není zcela objasněn. Foto : autor



## 4.2. Proplástky střední lávky uhelné sloje na Bílinsku

Střední lávka obvykle obsahuje tři mocnější jílovité proplástky z nichž nejvýznamnější je „třetinový“ proplástek (dvojitý) o mocnosti kolem 2 m (obr. 20.). Tento proplástek, který je rozdělen asi 1 m mocnou polohou uhlí, dělí střední lávku na horní třetinu a spodní dvě třetiny. Z nárůstu mocnosti třetinového proplástek (obr. 19.) směrem k jihu (téměř 3 m jižně od lomu Bílina) lze předpokládat, že v době jeho tvorby začala přestavba říční sítě (Mach 2002).



Obr.19

Korelační schéma vývoje třetinového proplásteku na VMG po linii J-S: 1. jílovec, 2. uhelný jílovec, 3. uhelný jílovec až jílovité uhlí, 4. uhlí jílovité, 5. Uhlí detritickoxyilitické, 6.-8. intraformační brekcie, (6. počáteční stadium vzniku, 7. pokročilé stadium vzniku, 8. nejvyšší stadium přepracovanosti), 9. tenké vrstvičky uhelného jílovce se sulfidovou mineralizací, 10. drobné xylity, 11. pařezy, 12. zuhelnatělé zbytky drobných částí rostlin (listy...), 13.-18. různé formy mineralizace, 13.  $\text{FeS}_2$  krystalovaný, 14. vrstva se sítí horizontálních a vertikálních puklinek zacelených  $\text{FeS}_2$ , 15. souvislá vrstvička  $\text{FeS}_2$ , 16. nesouvislý povlak vrstevní plochy masivním až drobnokrystalickým  $\text{FeS}_2$ , 17. ooidy  $\text{FeCO}_3$ , 18. pelokarbonát, 19.-21. barva brekcie, 19. Tmavě hnědá, 20. hnědá, 21. světle hnědošedá nebo šedá, 22. čísla profilů, 23. souřadnice profilů v JTSK. Mach 1993



Nasvědčuje tomu i zvýšený obsah síry a popela a nízké zastoupení vulkanogenních prvků (Ti, Nb, Zr) ve svrchní třetině střední lávky. Z tohoto důvodu je do blízkosti třetinového proplásteku na Bílinsku dávána hranice mezi svrchním a spodním komplexem stanoveným geochemickými výzkumy (Elznic et al. 1998). V severní části lomu klesá mocnost tohoto proplásteku na polovinu.

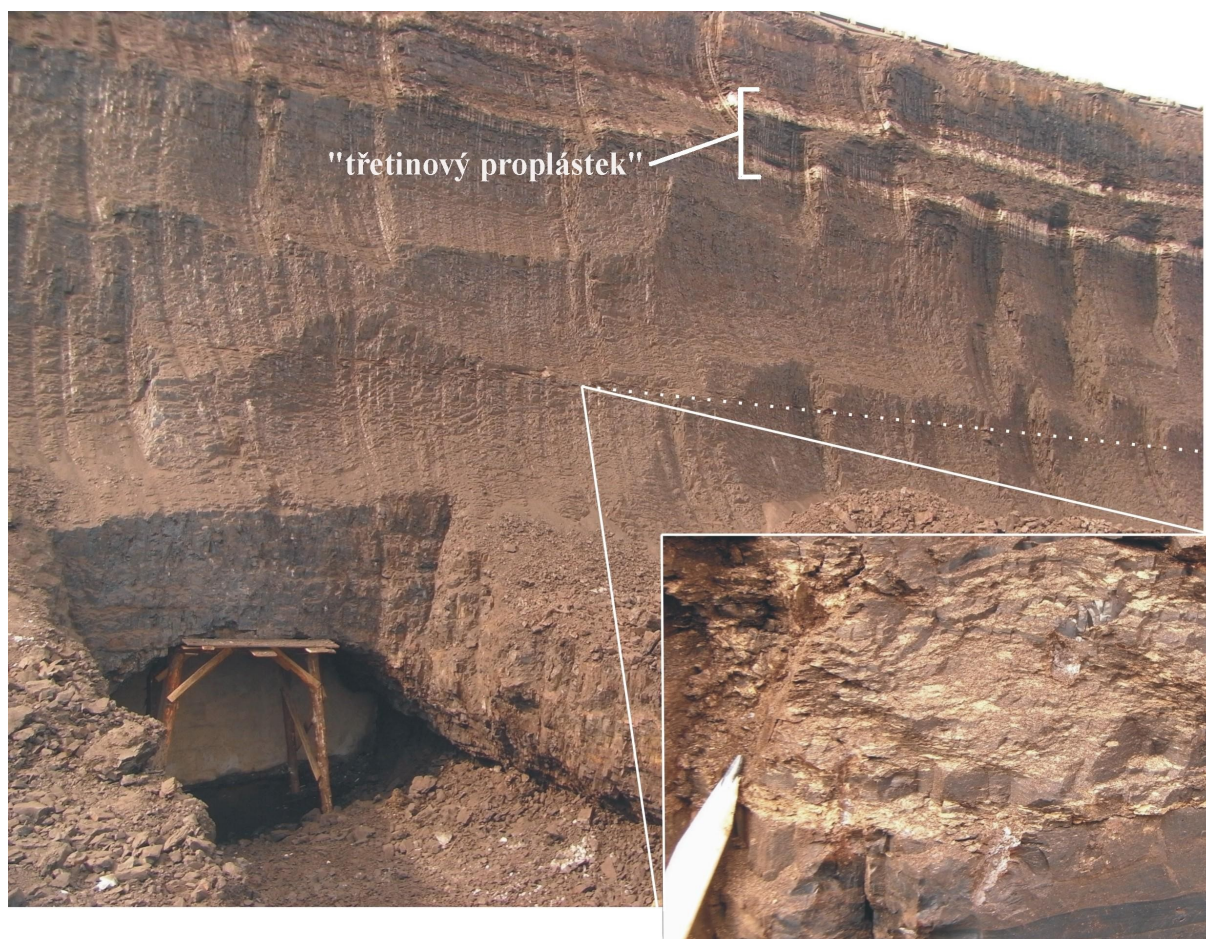


**Obr. 20.** Třetinový proplástek v jižní části lomu Bílina. Část proplásteku je u položeného kladiva nahrazena velkým xylitem. Foto : autor

Nad třetinovým proplástekem je ještě významný tenký proplástek, který svrchní část střední lávky dělí na dvě poloviny (obr. 15.). Třetí významný proplástek se nachází asi 3 metry pod třetinovým proplástekem a dosahuje mocnosti kolem 10 cm (obr. 21.).

Geneze proplásteků ve spodních dvou třetinách střední lávky sloje patrně souvisí s žateckou deltou (obr. 13.), protože se jejich mocnost zvyšuje směrem na JZ. Především pak proplástek nacházející se asi 4 m pod třetinovým proplástekem v centrální části lomu Bílina je pravděpodobně ekvivalentem „hlavnímu“ proplásteku v lomu ČSA, jež souvisí s tvorbou hrabáckého fluviálního systému (Rajchl, Uličný 2005). Kromě proplásteků bývá střední lávka rozdělena až centimetrovými vrstvičkami vláknitého uhlí (tzv. fusity), tj. fosilního dřevěného uhlí vzniklé lesními požáry (Mach 2002).



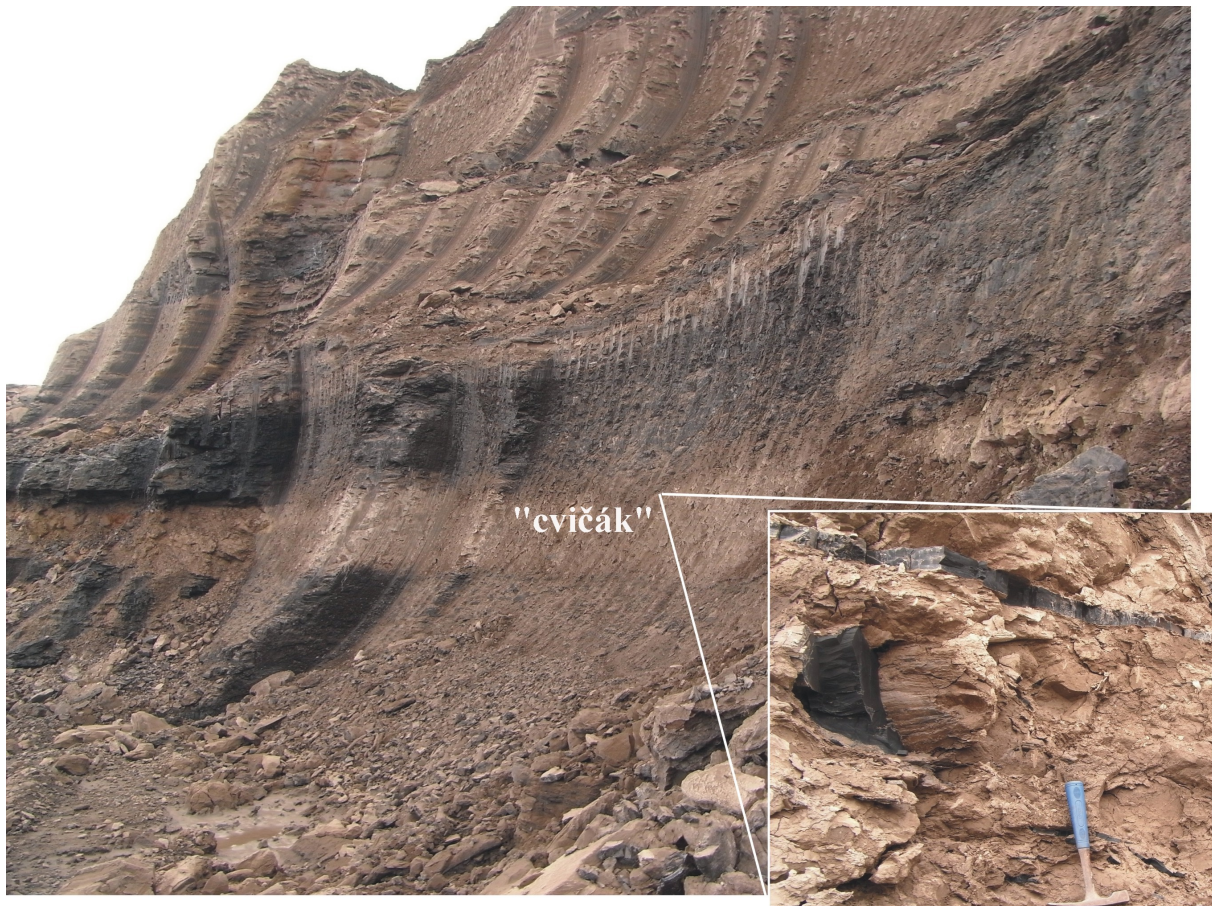


**Obr. 21.** Proplástek s hojnými intraformačními brekciemi v podloží třetinového proplásteku ve spodní části střední lávky. Díky nejkvalitnějšímu uhlí z celého profilu sloje byla tato část střední lávky v minulosti předmětem hlubinné těžby, jejíž pozůstatky komplikují povrchovou těžbu. Foto : autor



### 4.3. Proplástky svrchní lávky uhelné sloje na Bílinsku

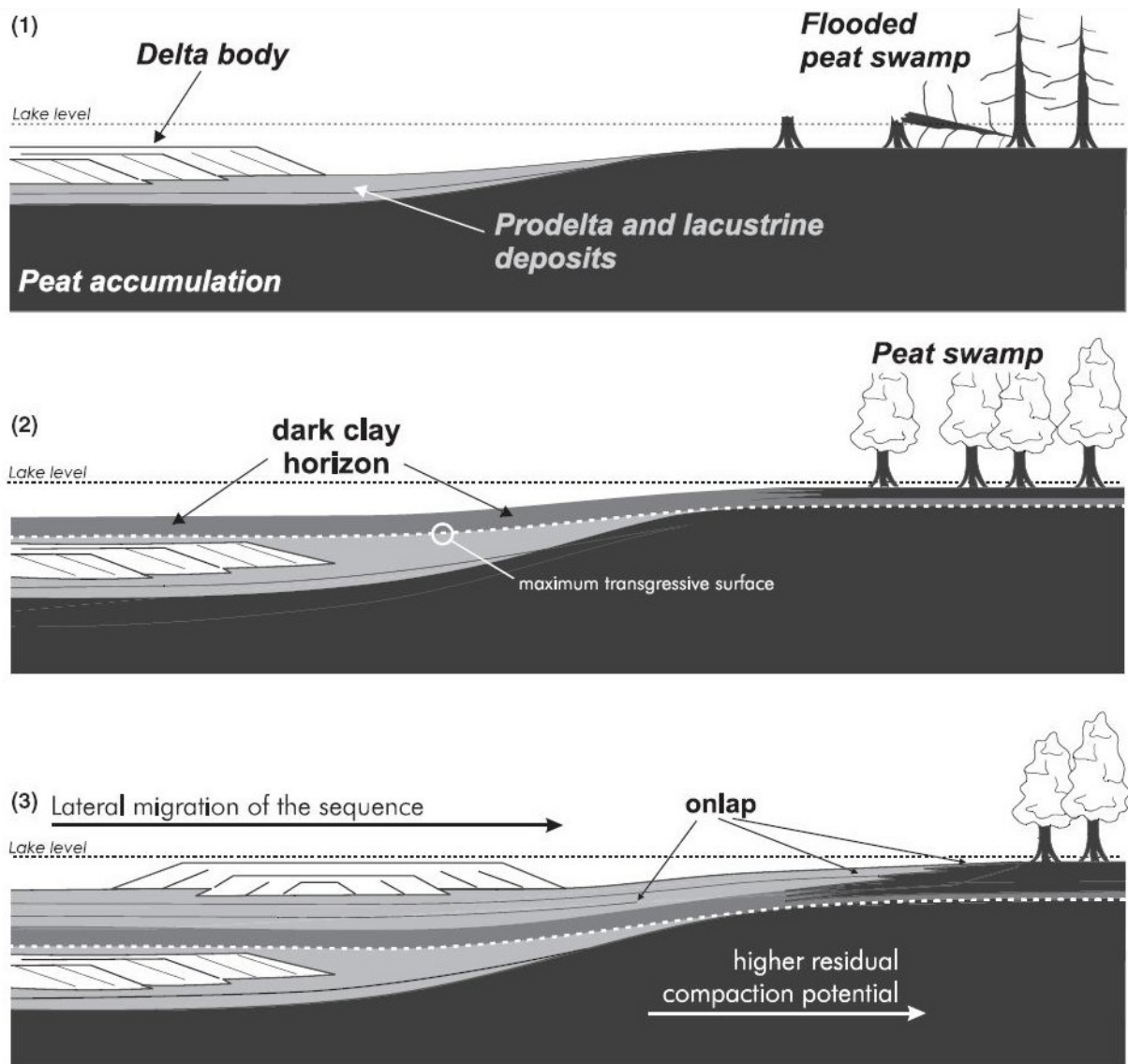
Na hranici střední a svrchní lávky uhelné sloje bývá vyvinut proplástek zvaný „cvičák“ (obr. 22.), který dosahuje mocnosti 0,5 – 1 m. Cvičák je vysledovatelný téměř v celé centrální části pánve (obr. 13.) a jeho vznik souvisí s deltovou etapou vývoje, kdy pravděpodobně vlivem tektoniky došlo k zátopové epizodě pánevní oblasti (Mach 2002). V centrální části bílinské delty cvičák přechází do pařezového horizontu a následně do prodeltových sedimentů, a tím ztrácí označení jako proplástek a stává se součástí nadloží uhelné sloje. Svrchní lávka uhelné sloje není v tomto území vyvinuta a směrem na J, Z a S (tj. směrem od bílinské delty) přechází do uhelnatých jílu až jílovitého uhlí (Mach 2002).



**Obr. 22.** Proplástek „cvičák“ v jižní části lomu. Obsahuje hojné xylity, představující kmeny a kořeny uhlotvorné vegetace. Foto : autor

Odkryvy v lomu Bílina umožňují sledovat přechod svrchní lávky hlavní uhelné sloje do sedimentů bílinské delty na vzdálenosti stovek metrů, což dokládá koexistenci jezerní delty s rašelinotvorným močálem (Mach et al., in prep.). Přibližně 100 m mocnosti deltových sedimentů v jižní části lomu Bílina časově odpovídá přibližně 3 m mocné svrchní lávce uhelné sloje v severní části lomu. Během tvorby svrchní lávky uhelné sloje došlo k 5 dílčím zdvihům hladiny v rádech decimetrů až jednoho metru, před tím než byly definitivně nastoleny jezerní podmínky libkovických vrstev (Mach et al., in prep.). Tyto události byly pravděpodobně způsobeny klimatickými a/nebo tektonickými procesy. Mezi dočasnými

jezerními záplavami bílinská delta progradovala směrem do močálu, od kterého byla oddělena úzkou mělkovodní zónou vzniklou kompakcí rašeliny pod tíhou deltových sedimentů (obr. 23.). Většina klastického materiálu přinášeného bílinskou deltou byla zachycena hustou vegetací v proximální části rašeliniště, proto můžeme na malé vzdálenosti v lomu sledovat přechod čela delty do prodeltových a jezerních sedimentů (proplástek) a následně do uhelné sloje (Mach et al., in prep.). Během dočasných periodických zdvihů hladiny v rašeliništi převládala otevřená vodní hladina s nesouvislým vegetačním pokryvem, což podporovalo usazování klastického materiálu (proplásky) na větší ploše pánve.



**Obr. 23.** Interakce bílinské delty a rašeliniště v době tvorby svrchní lávky. (1) Stoupající voda vede k zaplavení uhlotvorného močálu. Díky úhynu vegetace lépe dochází k migraci klastického materiálu. Současně ustupuje deltové těleso. (2) Po uložení klastického materiálu (proplástek) dochází k obnově uhlotvorby. (3) Dochází k progradaci deltového tělesa do míst s největší možnou kompakcí. Rajchl et al. (2008).



Sedimentovaly zde tmavě hnědé laminované jíly, jejichž spodní část představuje plochu maximální záplavy (Mach et al., in prep.). Takto vzniklé proplástky jsou vázány pouze na distálnější okolí bílinské delty (severní část lomu Bílina), kde po jezerní záplavě mohla pokračovat uhlotvorba. Jezerní záplava vedla k dočasnému ústupu bílinské delty na okraj pánve, aby při poklesu vodní hladiny opět progradovala močálem a záplavové jíly překryla deltovými sedimenty (Rajchl et al. 2008). V centrální části lomu je svrchní lávka zcela nahrazena deltovými sedimenty. Na jižních svazích a v severní části lomu je v redukovaném vývoji (Mach 2002).

První jezerní záplava a následná progradace delty do močálu je spjata s tvorbou tzv. pařezového horizontu, jehož sedimenty jsou tvořeny laminovanými jílovci se vzpřímenými až 5 m vysokými pařezy stromů, rozmístěnými v 10 – 30 metrovém intervalu, vzácněji i ve skupinách. Převážná část odkryvů v lomu Bílina je nad tímto horizontem tvořena již deltovými sedimenty. Druhý záplavový horizont je reprezentován fosiliferním horizontem č.30 ve smyslu Bůžka et al. (1992). Zbývající tři záplavové horizonty pokrývají topsety bílinské delty a jsou tvořeny převážně tmavě šedými jíly (Mach et al., in prep.). Pozůstatky jezerních záplav v oblastech vzdálenějších od delty jsou reprezentovány desítky cm mocnými jílovitými proplástky, které směrem k bílinské deltě zvyšují svoji mocnost a přecházejí do prodeltových sedimentů (Mach et al., in prep.).

Petrografická analýza vzorků (Mach et al., in prep.) ze svrchní lávky uhelné sloje dokládá nepravidelný přechod sušších podmínek občas zaplavovaného rašeliniště do vlhčích podmínek periodicky zaplavovaného rašeliniště. Tyto jezerní výkyvy byly častější ve svrchní polovině lávky, kde se nachází 4 z 5 záplavových horizontů. Dolní polovina svrchní lávky vznikala v relativně sušším močálu s nižším stavem hladiny vody (Mach et al., in prep.).

## 5. Závěr

V bakalářské práci autor shrnuje klasifikaci proplástek v uhelných slojích a následně ji aplikuje na hlavní hnědouhelnou sloj v mostecké pánvi. Znalost výskytu proplástek je nezbytná pro výpočet zásob hnědého uhlí a zejména jeho kvality, protože neuhelné polohy zvyšují popelnatost a často i obsah síry v uhlí. Proplásky mohou být využívány také pro korelaci sloje na velké ploše pánve a pro přesné určování stáří uhelných slojích pomocí radiometrického datování vulkanického materiálu. Z dvou hlavních genetických typů proplástek máme v mostecké pánvi zastoupeny pouze sedimentární. Vulkanogenní polohy uvnitř sloje nebyly doposud zjištěny.

V mostecké pánvi převažují proplásky vzniklé zaplavením rašeliniště v důsledku fluvialních procesů, zejména v okolí žatecké delty, která měla charakter fluvialních systémů větvících se rašeliništěm. Takové proplásky navazují na písčité koryta. Kromě vazby na žateckou deltu je můžeme pozorovat i v oblastech, kde měly velký význam blízké říční toky, např. během tvorby spodní lávky na Bílinsku. Druhým typem jsou proplásky vzniklé jezerní záplavou, zejména v předpolí bílinské delty. Tyto proplásky jsou plošně rozsáhlejší a zvětšují svoji mocnost směrem k deltě.

Ve spodní lávce a spodních dvou třetinách střední lávky uhelné sloje na Bílinsku převažují proplásky vzniklé zaplavením rašeliniště v důsledku fluvialních procesů. Proplásky ve zbytku střední a v celé svrchní lávce vznikaly již pod vlivem bílinské delty a souvisí s jezerními záplavami rašeliniště. Mezi tento typ patří tzv. třetinový proplástek a cvičák, které jsou nejdůležitějšími korelačními horizonty uhelné sloje ve východní části mostecké pánve.

## 6. Seznam použité literatury

- Bischof G. (1863 – 1866) : Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. – Bonn
- Boher B. F., Triplehorn D. M. (1993) : Tonsteins : Altered Volcanic-ash layers in coal-bearing sequences. Special Paper (Geological Society of America) 285
- Bůžek Č., Dvořák Z., Kvaček Z., Prokš M. (1992) : Tertiary vegetation and depositional environments of the "Bílina delta" in the North-Bohemian brown-coal basin. Čas. Miner. Geol. 37, 2, 117-134.
- Cajz V., Rapprich V., Erban V., Pécskay Z., Radoň M., (2009) : Late miocene volcanic activity in the České středohoří Mountains (Ohře/Eger Graben, northern Bohemia). Geologica Carpathica, December 2009, 60, 6, 519 – 533.
- Čepek L., Hynie O., Kodým O., Matějka A. (1936) : Vysvětlivky ke geologické mapě Československé republiky. List Kladno 3952. Nákladem Státního geologického ústavu Československé republiky, Praha.
- Davydov, V. I., J. L. Crowley, M. D. Schmitz, V. I. Poletaev (2010) : High-precision U-Pb zircon age calibration of the global Carboniferous time scale and Milankovitch-band cyclicality in the Donets Basin, eastern Ukraine. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11(1),1-22.
- Diessel C. F. K. (1985) : Tuffs and tonsteins in the coal measures of New South Wales, Australia. CR Int. Congr. Carbon Stratt. Geol. Madrid 1983, 4, 197 – 211.
- Diessel C. F. K. (1992) : Coal-bearing depositional systems. Springer – Verlag, 1 – 721.
- Domáci L. (1975) : Litostratigrafie třetihorních sedimentů v hnědouhelné severočeské pánvi. Acta Univ. Carol. Geol., 1975, 1, 75-80. Praha.
- Dopita M., Králík J. (1977) : Uhelné tonsteiny Ostravsko – karvinského revíru. OKD Ostrava
- Elznic A., Čadková Z., Dušek P. (1998) : Paleogeografie terciérních sedimentů severočeské pánve. Sborník geologických věd, Geol. 48, 19 – 46.
- Francis E. H. (1985) : Recent Ash-fall : A guide to tonstein distribution. CR Int. Congr. Carbon Stratt. Geol. Madrid 1983, 4, 189 – 195.
- Fulton I. M., Guion P. D., Jones N. S. (1995) : Application of sedimentology to the development and extraction of deep-mined coal. Whateley, M. K. G. & Spears, D. A. (eds), 1995, European Coal Geology, Geological Society Special Publication No. 82, pp. 17-43.



Havlena V. (1956) – Cyklická sedimentace v žacléřských vrstvách, Rozpravy Československé Akademie věd, ročník 66, sešit 5.

Havlena V. (1963) : Geologie uhelných ložisek I., Nakladatelství Československé Akademie věd, Praha 1963

Hurník S. (1960) : Příspěvek k tektonickým poměrům střední části jižního okraje chomutovsko-mostecko-teplické pánve. – Věst. Ústř. Úst. Geol., 35, 4, 337 – 340. Praha.

Hurník S. (1978) : Rekonstrukce mocnosti nadložního souvrství v severočeské hnědouhelné pánvi. Čas. Mineral. Geol., 7, 1, 35-41. Praha

Hurník, S. (1982) : Dosavadní představy o zjalování a zvětšení mocnosti hnědouhelné sloje na Mostecku. Uhlí, 30, 9, 374-379.

Hurník S. (2001) : Zavátá minulost Mostecka. Sborník Okresního muzea v Mostě, řada přírodovědná 23, Most.

Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002) : Geologická minulost České Republiky. Academia, Praha.

Kopecký L. (2010) : České středohoří Mts and ambient young alkaline volcanic complexes in the Ohře Rift, Czech Republic : volcanology, petrology and rift evolution. Czech Geological Survey, Publishing House.

Kvaček Z., Dvořák Z., Mach K., Sakala J. (2004) : Třetihorní rostliny severočeské hnědouhelné pánve. Granit, s.r.o., Praha.

Lyons P. C., Spears D. A., Outerbridge W. F., Congdon R. D., Evans Jr. H. T. (1994) : Euramerican tonsteins: overview, magmatic origin, and depositional-tectonic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 106 (1994), 113-134

Lyons P. C., Krogh T. E., Kwok Y. Y., Davis D. W., Outerbridge W. F., Evans Jr. H. T. (2006) : Radiometric ages of the Fire Clay tonstein [Pennsylvanian (Upper Carboniferous), Westphalian, Duckmantian]: A comparison of U–Pb zircon single-crystal ages and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sanidine single-crystal plateau ages. International Journal of Coal Geology 67 (2006) 259 – 266.

Mach K. (1993) : Intraformační brekcie na VMG v Bílině. Zpravodaj SHD 3/93, 11 – 16, VÚHU Most, Most.

Mach K. (1993) : Korelace vrstev hlavní uhelné sloje mezi lomy Bílina, Kopisty a VČSA. Zpravodaj SHD 4/93, 31 – 40, VÚHU Most, Most.

Mach K. (1994) : Dokumentace rozšiřování uhlotvorné bažiny na VMG. Zpravodaj SHD 3/94, 24 – 30, VÚHU Most, Most.

Mach K. (1997) : A logging correlation scheme for the main coal seam of the North Bohemian brown coal basin, and the implications for the palaeogeographical development of the basin. European Coal Geology and Technology, Geological Society Special Publication 125, 309-320.

Mach K. (2002) : Anomální stavba hlavní hnědouhelné sloje v prostoru miocenní bílinské delty a její geneze. Manuscript, Knihovna Přf UK v Praze.

Mach K. (2010) : A new concept of palaeogeographic development of the Most Basin area during Miocene. SDGG. Heft 68 – GeoDarmstadt 2010

Mach K., Sýkorová I., Konzalová M., Opluštil S. (in prep.) : Effect of relative lake-level changes in mire – lake system on the petrographic and floristic composition of a coal seam, in the Most Basin (Miocene), Czech Republic.

Malkovský M., Bucha V., Horáček J. (1989) : Rychlost sedimentace terciéru v mostecké části severočeské hnědouhelné pánve. – Geol. Průzk., 31, 1, 2–5. Praha.

Malkovský M. a kol. (1985) : Geologie severočeské hnědouhelné pánve a jejího okolí. – Oblastní regionální geologie ČSR, Ústřední ústav geologický, Praha.

Martinec P., Jakubec M. (2002) : Namurian and westphalian coal tonsteins and K-bentonites in the upper silesian basin, Czech republic – major elements, trace elements chemistry and magmatic affinities. In Carboniferous and Permian of the World, L. V. Hills, C. M. Henderson, and E. W. Bamber (editors), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 19, p. 910 – 923.

Mašek J. (1973) : Vulkanické produkty středočeského karbonu, ČGÚ, Sborník geologických věd, řada G, svazek 24, 73 – 124.

Mašek J. & Pešek J. (1979) : Opuky hlavní kladenské sloje v kačickém důlním poli Dolu Klement Gottwald na Kladensku. – Uhlí 27, 2, 55 – 61. Praha

Opluštil S. (2003) : Sedimentace a paleogeografie radnických vrstev (duckmant/bolsov) v kladenské části kladensko-rakovnické pánve. Západočeské muzeum, Plzeň.

Opluštil S., Pšenička J., Libertín M., Šimůnek Z. (2007) : Vegetation patterns of Westphalian and Lower Stephanian mire assemblages preserved in tuff beds of the continental basins of Czech Republic. *Review of Palaeobotany and Palynology* 143 (2007) 107–154

Pfefferkorn Hermann W., Wang Jun (2007) : Early Permian coal-forming floras preserved as compressions from the Wuda District (Inner Mongolia, China). *International Journal of Coal Geology* 69 (2007) 90–102.

Pešek J. (1971) : Neogenní říční síť ve středních a západních Čechách. – Sbor. Čs. Společ. zeměp., 76, 1-12. Praha

Pešek J. (1996) : Geologie pánví středočeské svrchnopaleozoické oblasti, ČGÚ, Praha 1996

Rajchl M., Uličný D., (2005) : Depositional record of an avulsive fluvial system controlled by peat compaction (Neogene, Most Basin, Czech Republic). *Sedimentology* 52, 601 – 625.

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, 1419 – 1447.

Rajchl M., Uličný D., Grygar R., Mach K. (2008) : Evolution of basin architecture in an incipient continental rift: the Cenozoic Most Basin, Eger Graben (Central Europe). *Basin Research* (2008), 1 – 26.

Shanley K. W., McCabe P. J. (1998) : Relative role of eustasy, climate, and tectonism in continental rocks. Society for Sedimentary Petrology, Oklahoma, U.S.A., Special Publication No. 59, 150 – 173.

Vachtl J. (1963) : Jílovec nebo „tonstein“? *Věstník ÚÚG*, roč. XXXVIII, 1963, 293 - 295

Václ J. et al. (1989) : Závěrečná zpráva úkolu velkolom Maxim Gorkij. *Geoindustria*, st. p. Praha, Praha.

Zahálka Č. (1914) : Útvar křídový v Českém středohoří. I. Text. – Nákladem vlastním. Roudnice nad Labem.

Zahálka Č. (1945) : Útvar křídový v Českém středohoří. II. Atlas. – Nákladem vlastním. Roudnice nad Labem.

Zíma J. et al. (1986) : Závěrečná zpráva úkolu Libouš. *Geoindustria*, n. p. Praha, Praha.