



PŘÍRODOVÉDECKÁ FAKULTA UNIVERZITY KARLOVY  
ÚSTAV GEOLOGIE A PALEONTOLOGIE

Rekonstrukce sedimentárních procesů a prostředí  
vulkanoklastického materiálu ústeckého souvrství  
Českého středohoří

Diplomová práce



MILOŠ KRATOCHVÍL

Vedoucí diplomové práce:  
Mgr. M. Rajchl, PhD.  
RNDr. V. Cajz, CSc.

Praha  
2007

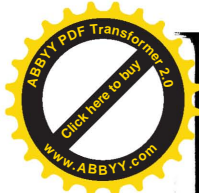


This thesis follows research of locality called Divoká rokle in light of sedimentary geology. This locality is situated in area of rocky outcrop, which has dish-shaped and is north from community Mojžíš-Veselí in north-west from Bohemian Massif. By investigation of sedimentary record and resulting interpretation of gained data were used two main methods – lithofacie analyse and architecture analyse. Target of lithofacie analyse was to earmark each types of rocks, which are in mentioned locality and to make analyse of their correlation. Macroscopic determination of rocks was added in some cases by withdrawal of samples for scratch pattern which followed by reaseach with the aid of polarization micriscop. As primary terrain method of delimitation of each lithofacie association and their structure was used method of vertical lithologic shaping. Target of architecture analyse was reconstruction of geometry and corelations of each sedimenatry stuffs.

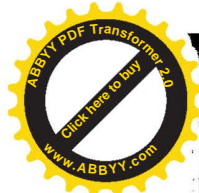
By interpretation of terrain researches were earmarked 3 lithofacie association of Ústí's formace, which are characterized by unique lithology and architecture elements and which represent each processes and world of their origin.

We speak about lithofacie association of volcanic breccias and conglomerates (which are caused by consequence of gravity processes and which are fixed on slope down surface, arised not only by tectonic activity), as next lithofacie association of lacustrine sandstones (which represent record of turbidity currents) and lithofacie association of alluvial fine-grained conglomerates (interpreted as deposits of sheetfloods). Important part of this thesis are detailed sectiones of sedimentary stuff of Divoká rokle in ration scale 1:100.

From this results follows, that sedimentary area of investigated locality Divoká rokle was in terms of tectonics area of precosious progress of rift basin. At the time of creation of Ústí's formace were there two sedimentation parts. Older part was in subaqueous area, younger in subaerial area. Based on above mentioned results is possible to divide development of sedimentary record in Divoká rokle in three periods – period of outburst of magma into aquenous environment, during which happened gravity processes by influence of creation of gradients, period of subsidence, time, when happened increase of lake and resulting sedimentation from suspension and final period – fulfilment of depocenter by subaerial debris flow. By this thesis bears witness to results of present researches, which in this locality delimitates 2 parts of sedimentation area – lower part (fixed on subaqueous environment) and top part (fixed on subaerial environment).



1.	<b>Úvod</b>	3
2.	<b>Geologický úvod a charakteristika studovaného území</b>	4
2. 1.	Evropský kenozoický riftový systém	4
2. 2.	Oherský rift	5
2. 3.	České středohoří	8
2. 4.	Divoká rokle	9
3.	<b>Sedimentární procesy spojené s vulkanickou činností</b>	11
3. 1.	Vulkanoklastické částice	11
3. 2.	Úlomkové sedimentární procesy a jejich záznam	12
4.	<b>Metodika</b>	24
5.	<b>Litofaciální asociace a sedimentární procesy</b>	25
5. 1.	Vulkanoklastické brekcie a konglomeráty	27
5. 2.	Jezerní pískovce až jílovce	37
5. 3.	Aluviální hrubozrnné pískovce až jemnozrnné konglomeráty	41
6.	<b>Rekonstrukce sedimentárního prostředí</b>	45
7.	<b>Závěr</b>	53
8.	<b>Použitá literatura</b>	54
9.	<b>Přílohy</b>	
	- litologický profil	59
	- fotomozaiky	68



## 1. Úvod

Sedimentární procesy (sesuvy, řícení, úlomkotoky, úlomkové laviny, pyroklastické proudy), které probíhají ve vulkanickém prostředí, představují významnou kategorii procesů, které se nejen významně podílejí na utváření krajiny, ale v některých oblastech mohou ohrozit majetek lidí nebo jejich životy. Z důvodu snižování těchto rizik je procesům, probíhajícím ve vulkanickém prostředí, věnována pozornost nejen v současnosti, ale jsou studovány i v sedimentárním záznamu.

Předmětem studia této práce jsou vulkanoklastické horniny ústeckého souvrství Českého středohoří, patřící k nejstarším sedimentům Oherského riftu interpretovaného jako součást Evropského kenozoického riftového systému (Ziegler, 1992). Smyslem Diplomové práce je pokusit se rekonstruovat sedimentární procesy ústeckého souvrství a vytvořit tak odpovídající sedimentární model, který nám přispěje k pochopení sedimentárních procesů, které probíhaly při začátku vývoje oherského riftu.

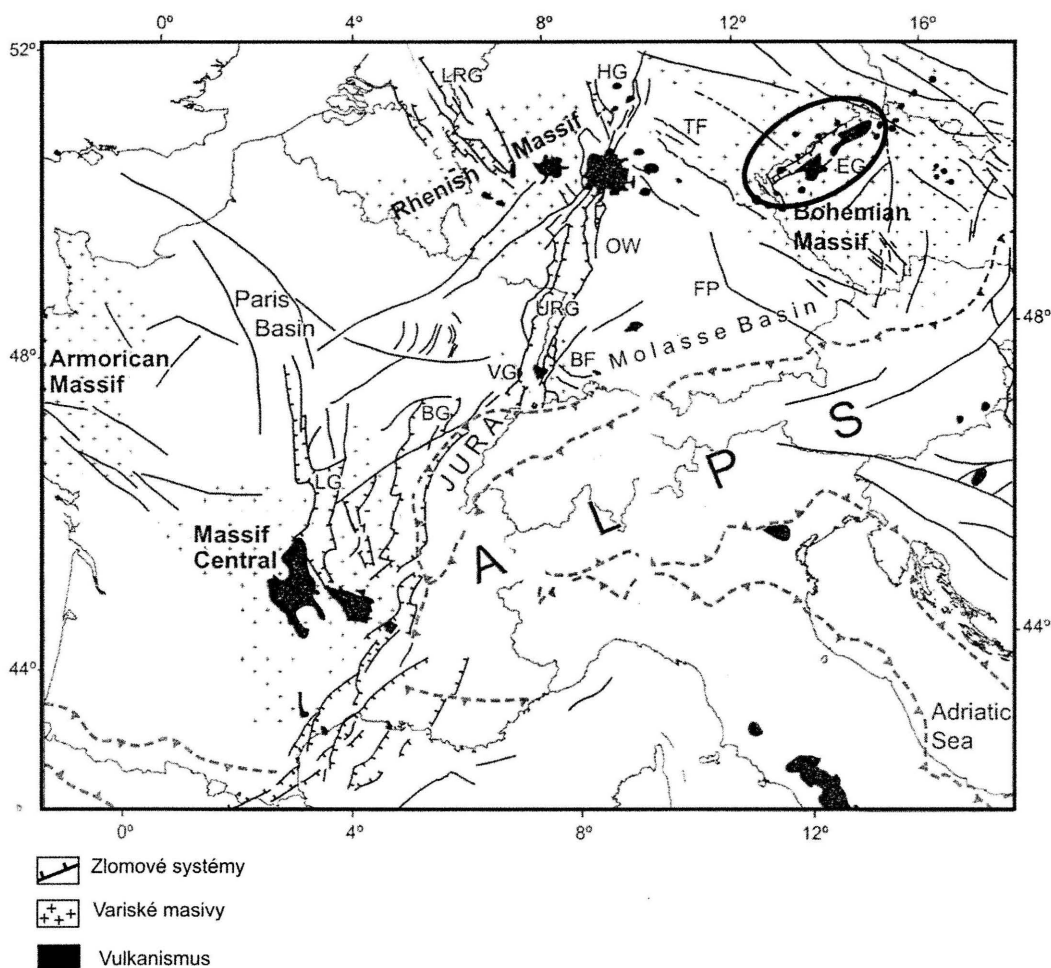
Diplomová práce je členěna do dvou částí. První, obecná část obsahuje tři kapitoly: *úvod, geologický úvod a charakteristika studovaného území, sedimentární procesy*. *Úvod* – vypovídá o smyslu diplomové práce. *Geologický úvod a charakteristika studovaného území* - pojednává o Oherském riftu a o jeho začlenění v rámci Evropského kenozoického riftového systému. Charakterizuje Českého středohoří z hlediska regionální geologie a stratigrafie. Následují *sedimentární procesy* - tato kapitola nás informuje o procesech, které probíhají ve vulkanickém prostředí a o jejich sedimentárním záznamu.

Druhá, praktická část diplomové práce obsahuje čtyři kapitoly: *Metodika, litofaciální asociace a sedimentární procesy, rekonstrukce sedimentárního prostředí a závěr*. *Metodika* - shrnuje přehled a popis jednotlivých metod použitých při studiu na lokalitě Divoká rokle. Následují *litofaciální asociace a sedimentární procesy* - v této kapitole jsou podrobně charakterizovány jednotlivé litofacie a interpretovány sedimentární procesy. Kapitola *rekonstrukce sedimentárního prostředí* využívá zjištěných výsledků z předešlé kapitoly. Tyto výsledky jsou použity k vytvoření sedimentárního modelu prostředí Divoké rokle. Následuje *závěr*, ve kterém jsou shrnuty nejdůležitější poznatky studia.

## 2. Geologický úvod a charakteristika studovaného území

### 2.1. Evropský kenozoický riftový systém

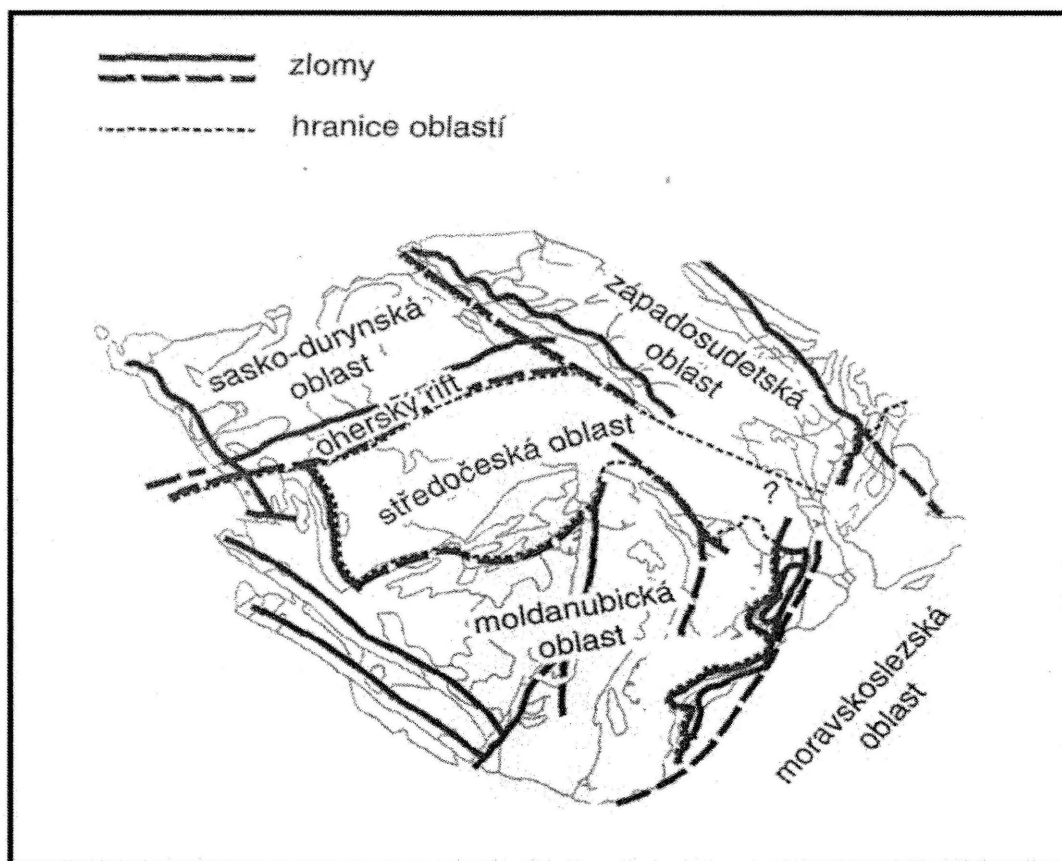
Tektonický režim evropské platformy byl během terciéru řízen probíhající kolizí Afriky a Eurasie (Ziegler, 1992). Vzniká Evropský kenozoický riftový systém, který byl aktivován během svrchního Eocénu. Vytváří se mnoho křehkých struktur v oblasti evropské platformy, jednou z těchto křehkých struktur by mohl být i Oherský rift (Ziegler, 1992). Tyto změny jako jsou riftové struktury, byly vyvolány vzájemným působením alpských a pyrenejských orogenů. Vulkanická aktivita v oblasti Evropského kenozoického riftového systému začíná během Paleocénu, pozvolně narůstá během Oligocénu a Miocénu (Dézes et al., 2004).



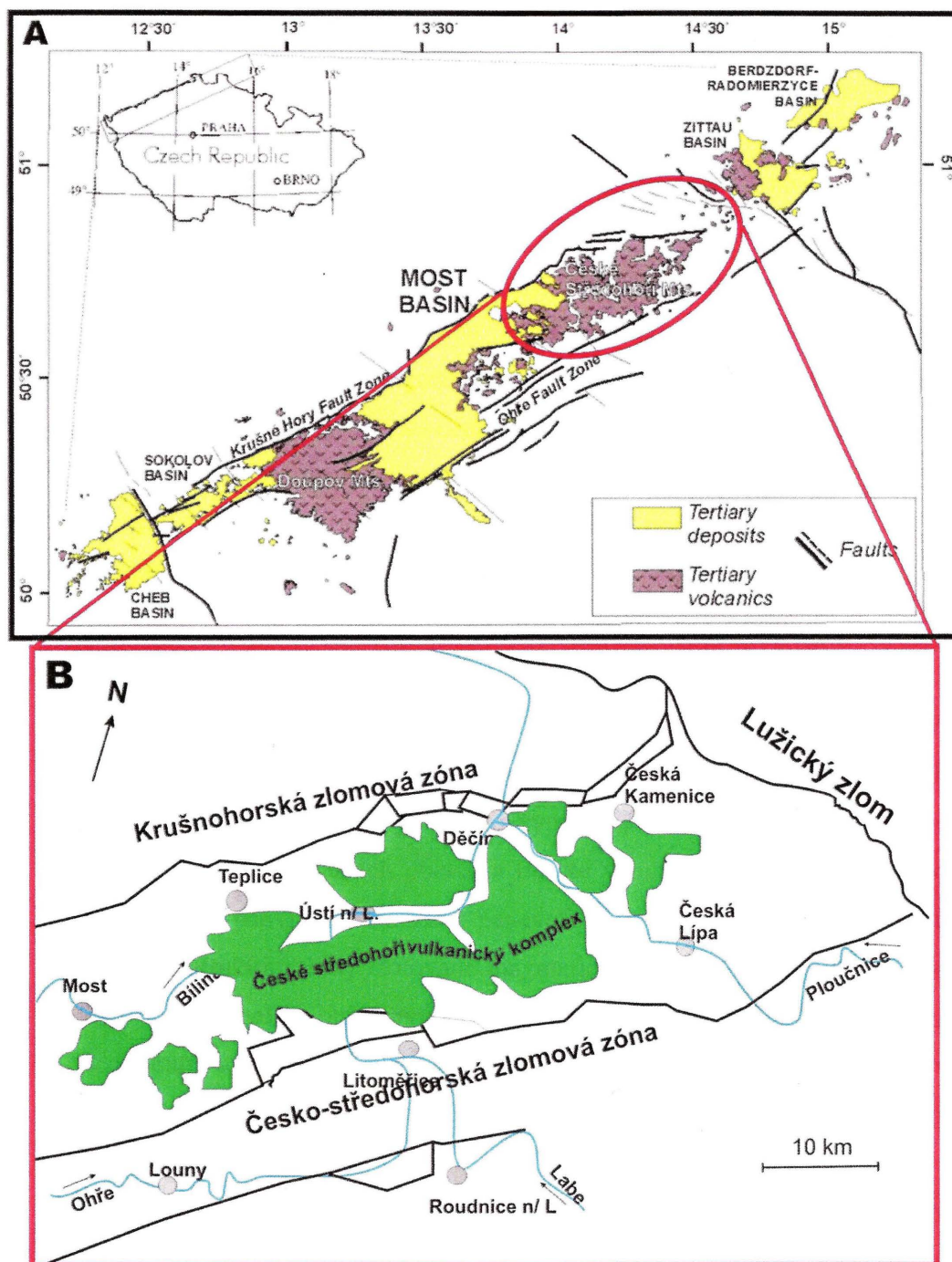
**Obr. 1:** Mapa znázorňující Evropský kenozoický riftový systém, červeně ohraničený Oherský rift v Českém masivu (Dézes 2004).

## 2. 2. Oherský rift

Oherský rift vzniká jako součást Evropského Kenozoického riftového systému /obr. 1/. Již během svrchního Eocénu dochází k zvýšení vulkanické aktivity (Cajz et al., 1999) a zpravidla se shoduje s aktivitou svrchního Eocénu v Rýnském riftu, Valencii, Massif central a Bresse riftu (Dézes et al., 2004). V Českém masivu vzniká Oherský rift na styku dvou regionálně významných geologicky odlišných jednotek - sasko-durynské oblasti a středočeské (tepelsko-barrandienské) oblasti /obr. 2/. Oherský rift je protáhlá příkopová struktura SV – JZ směru ukončena Lužickým zlomem na SV a Mariánsko Lázeňským zlomem na JZ. Na SZ je ohraničen Krušnohorskou zlomovou zónou a na JV Oherskou zlomovou zónou a Česko středohorskou zlomovou zónou (Adamovič a Coubal, 1999). Je charakterizován systémem kenozoických sedimentárních pánví a intenzivním vnitrodeskovým alkalickým vulkanismem (Kopecký 1978; Cajz et al. 1999; Adamovič a Coubal 1999) /obr. 3/.



**Obr. 2:** Regionální geologické rozdělení variské stavby Českého masivu (Chlupáč 2002)



**Obr. 3:** **A** – Schématická mapa Oherského riftu s vyznačením sedimentárních pánví a vulkanických domén (Rajchl 2006)  
**B** – Tektonické ohraničení oherského riftu v SV části (Cajz et al. 2004)

Současné názory na vývoj oherské struktury lze v podstatě rozdělit do tří okruhů (Cajz, 2006):

- Kopecký (1978) předpokládá, že struktura reprezentuje asymetrický rift, vzniklý na litoměřickém hlubinném zlomu. Tento zlom představuje alpinsky remobilizovaný styk dvou odlišných krystalinických jednotek. Zároveň jej pokládá za "řídící" zlom celé struktury. Jeho povrchové projevy - více či méně kontinuální zlomová pásma v jednotkách platformního pokryvu i obnaženém krystaliniku - ohraničují riftovou strukturu od JJV. Od litoměřického hlubinného zlomu je odvozován i druhý okrajový zlom struktury - krušnohorský - generelně subparalelního průběhu na SSZ, avšak protiklonný, a též hypotetický centrální riftový zlom, na němž mělo docházet k největší produkci magmatických hmot. Vyklenutí oblasti, typické pro riftové struktury, spatřuje ve výzdvihu Krušných hor.
- Malkovský (1980, 1985) uplatnil pohled vulkanotektonické subsidence, opírající se o van Bemmelenovu teorii gravitační tektogeneze. K relativnímu vyklenutí oblasti mělo dojít tím, že stabilní blok Českého masívu byl osově symetricky zatěžován na okrajích, na SZ sedimenty a na JV alpinskými příkrovy. Od tohoto zatěžování odvozuje vznik hluboko zasahujících puklin, které umožnily výstup magmat. Po vyprázdnění magmatických krbů mělo dojít k záklesu nadložních oblastí a tím ke vzniku sedimentárního prostoru neogenních pánví. Pro každou pánevní oblast předpokládá samostatnou kolapsní strukturu, tedy izolované magmatické krby. Svoji představu opírá o nyní porovnatelný objemový poměr zachovaných vulkanitů a pánevních sedimentů a o mladý - převážně kvartérní (Kopecký, 1970) - výzdvih Krušných hor, který nepovažuje za slučitelný s vyklenováním, uvažovaným pro riftogenezi.
- Hurník (1982), Hurník a Havlena (1984) předložili představu megavrásové struktury. V takovém případě jsou Krušné hory jádrem antiklinální partie a vlastní oherská struktura pak představuje zlomově zvýrazněnou synklinální část megavrásy, jejíž amplituda je předpokládána v rozměrech až 1 km. Tento model, stejně jako představa prostého tektonického příkopu, však nepřináší žádné významné poznatky vztahující se k vulkanismu, který je zde jedním z určujících faktorů.
- Rajchl (2006) během výzkumu Mostecké pánve dospěl k názoru, že konkrétně dvě extenzní fáze měly kontrolu nad vývojem Mostecké pánve a pravděpodobně i na celý Oherský rift od pozdního Eocenu do pozdně raného





Miocenu. První fáze je charakterizována horizontálním rozpínáním, které je orientováno SSV-JJZ (S-J) a bylo šikmé k ose riftu. Způsobilo vývoj zlomových systémů charakterizovaných en-échelon uspořádaných V-Z (VSV-ZJZ) zlomů, které jsou definovány množstvím malých sedimentačních prostorů. Ty byly postupně slučovány do čtyř hlavních depocenter mající protažený směr od V na Z. V druhé fázi, která má vektor rozšiřování ortogonálně k ose riftu (SZ-JV), byl charakterizován SV a JZ zlomovým systémem.

### 2. 3. České středohoří

Vulkanická oblast České středohoří se nachází v SZ části Českého masivu (Kopecký, 1978). Spolu s Doupovskými horami se jedná o neoidní vulkanický komplex. Nyní České středohoří představuje erozní relikt (52 km / 472 km, Shrbený 1995) dřívějšího rozsáhlého Kenozoického vulkanosedimentárního komplexu. Kolem 40% obj. všech vulkanických produktů je tvořeno vulkanoklastickým materiálem. Velké objemy vulkánů Českého středohorského komplexu se tvořily v období mezi 42 – 16 Ma (Bellon et al. 1998). Relikty povrchních vulkanických produktů jsou tvořeny primárně primitivními alkalicko-basaltickými horninami.

Z hlediska vztahu k vývoji riftu rozdělil ULRYCH a PIVEC (1997) vulkanickou činnost na:

1. Preriftové stádium (campan – spodní eocén, 80 – 50 Ma)
2. Riftové stádium (svrchní eocén – spodní miocén, 40 – 18 Ma, s max. v oligocénu), tehdy začala hlavní aktivita oherského riftu a vznikly nejmocnější vulkanické akumulace.

Na základě nového vulkanologického modelu a geochemického výzkumu byly rozpoznány následující vulkanostratigrafické formace (Cajz, Adamovič, Ulrych, 1998):

**Tabulka 1:** Vulkanostratigrafické formace Českého středohoří (Cajz, Adamovič, Ulrych, 1998)

Formace	Náplň	Stáří
Spodní formace (Lower formation)	Láva a vulkanoklastika (bazanitický charakter), přítomnost lherzolitů	36 – 26 Ma
Svrchní formace (Upper formation)	Láva a pyroklastika (trachybasalt), postrádá lherzolity	31 – 25 Ma
(Uppermost formation)	Lávové výlevy bazanitu	24 Ma

Skupina posledních Miocéních intruzí		13 Ma
--------------------------------------	--	-------

V Českém středohoří se Cajz (2000) pokusil o rozčlenění do stratigrafických jednotek. Povrchové vulkanity s doprovodnými vulkanoklastickými horninami dělí na:

**Tabulka 2:** Stratigrafické jednotky Českého středohoří podle Cajze (2000)

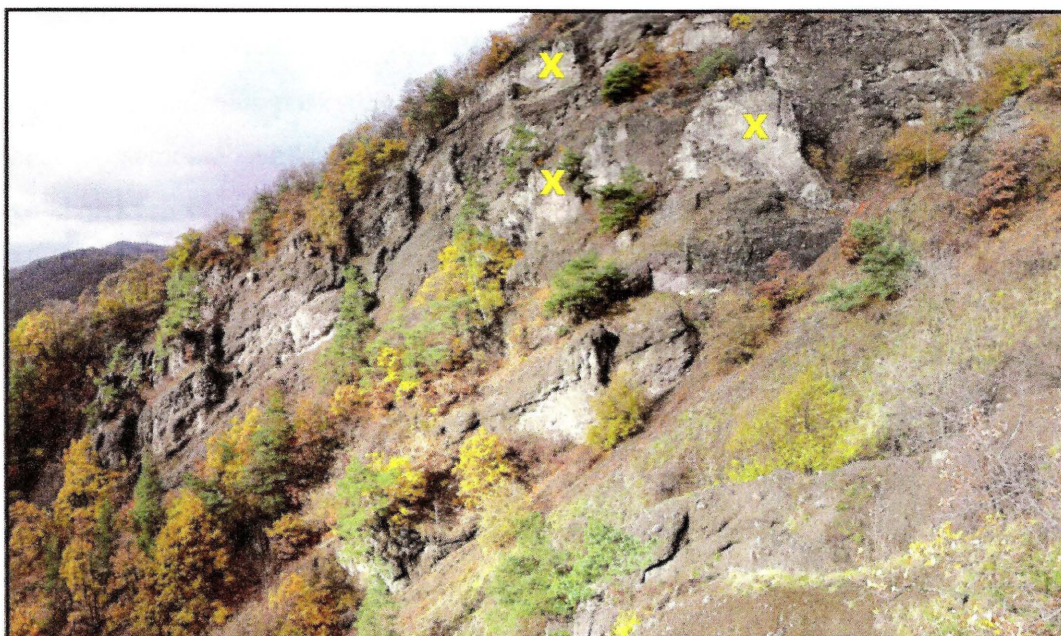
Štrbické souvrství	13,9 – 9,0 Ma	Intruzivní horniny, bazanity
Dobrušské souvrství	24,0 – 19,3 Ma	Bazanitové lávy
Děčínské souvrství	30,8 – 24,7 Ma	Trachybazaltické vulkanoklastické uloženiny, hlavně přemístěnými a doprovodnými lávami
Ústecké souvrství	36,1 – 25,5 Ma	Bazanitové výlevy s vulkanoklastikou a sedimentárními vložkami

Z datování těchto jednotek vyplývá, že hlavní fáze magmatické činnosti spadá do období od svrchního eocénu do spodního miocénu s maximem v oligocénu.

#### 2. 4. Divoká rokle

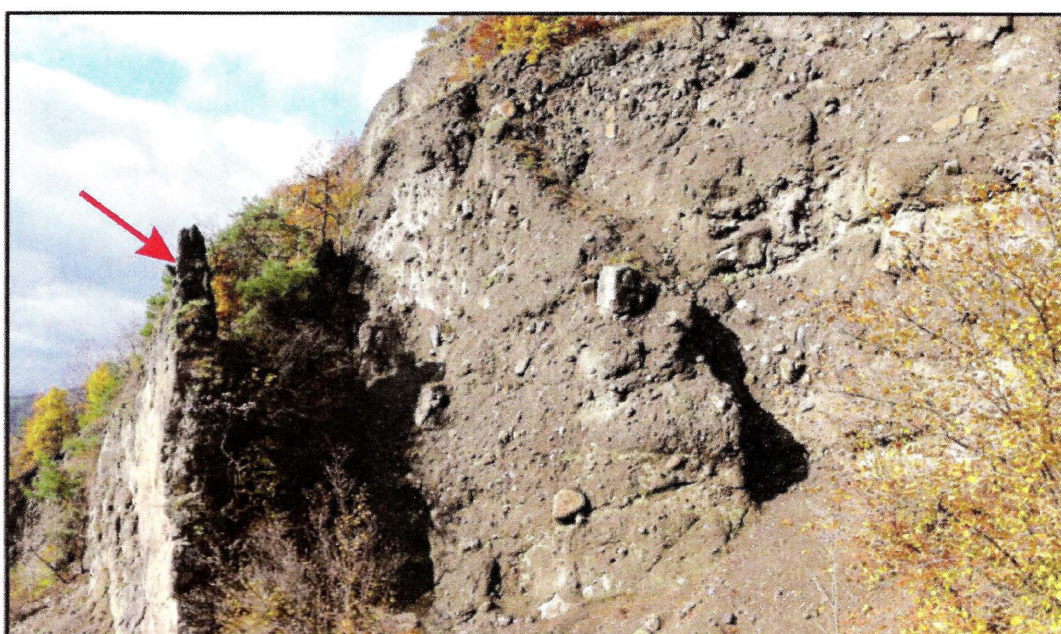
Ve východní části od města Ústí nad Labem směrem na Děčín v sousedství Kozího vrchu je geologická lokalita **Divoká rokle** /obr.4A/ - vyhlášena přírodní památkou 12.11.2001, výměra 2,4 ha; katastrální území Mojžíš, II. zóna CHKO. Rozsáhlý skalní výchoz mísovitého tvaru, přecházející v nejspodnější části území v rokli občasného vodního toku. Nadmořská výška je 270 - 415 m. Zatímco svrchní část lokality je odlučnou plochou staršího sesuvu, spodní část lokality ve vlastní rokli je erodována v akumulaci mladšího sesuvu z roku 1770. V minulosti zde došlo k odkrytí sledu sopečných hornin o mocnosti kolem 200 m (Cajz, 1992).

Význam lokality Divoká rokle pro geologii spočívá v tom, že se jedná o zachovalý a téměř odkrytý kompletní sled vulkanoklastických hornin ústeckého souvrství, což umožňuje nejen detailní popis těchto hornin, ale můžeme též sledovat vzájemné vztahy horninových těles. Na základě těchto vztahů můžeme provést rekonstrukci sedimentárních procesů.

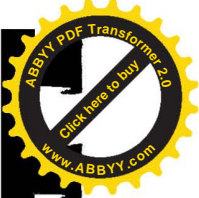


**Obr. 4A:** Ukázka studované lokality. Žluté křížky vyznačují pravé žíly vulkanických hornin prorážející sedimenty.

Studovaný sedimentární záznam je výrazně postižen projevy magmatické činnosti. Jedná se o pravé žíly vulkanických hornin /obr. 4A, 4B/, prorážející vulkanoklastika v celém profilu. Žilné proniky náležejí podpovrchovému vulkanismu a jsou mladší než vulkanoklastický materiál. Hibsč (1903) je rozlišil na bostonity a camptonity. Vzhledem prokazatelně postsedimentárnímu původu se těmto tělesům dále nevěnuji.



**Obr. 4B:** Červená šipka ukazuje na vypreparovanou pravou žílu.



### 3. Sedimentární procesy spojené s vulkanickou činností

Vulkanismus poskytuje značné množství klastického materiálu, který vzniká během samotné vulkanické činnosti, nebo rozdužením původně pevných vulkanických hornin. Tato kapitola se zabývá genetickými typy vulkanoklastických částic, sedimentárními procesy vulkanoklastického materiálu a jejich sedimentárním záznamem.

#### 3. 1. Vulkanoklastické částice

Termín „vulkanoklastický“ zahrnuje úlomkový materiál, který je tvořený vulkanickými fragmenty vznikající určitým způsobem (např. pyroklastika, hydroklastika, autoklastika, epiklastika /vysvětleno v textu/), jsou transportovány určitým mechanismem a sedimentují v určitém prostředí nebo tvoří směsi s jinými vulkanoklastiky (Fischer, 1966).

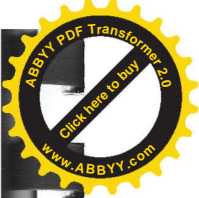
Genetické typy vulkanoklastických částic jsou:

1. Pyroklastika – zahrnují materiál vzniklý při explozivních vulkanických procesech. Stupeň fragmentace během erupce závisí na magmatických faktorech /obsah těkavých plynů, typ erupce, viskozita/ (Fischer a Schmincke, 1984; Cash a Wright, 1987).

Klasifikace pyroklastů podle velikosti (Fischer, 1961)

<i>Velikost</i>	<i>Pyroklast</i>
64 mm	Blok a bomby
	Lapili
2 mm	Hrubě zrnitý popel
1/16 mm	Jemně zrnitý popel

2. Termín hyaloklastit se užívá pro úlomkové agregáty vznikající ne-explozivním rozlámáním a desintegrací chladnoucí lávy nebo intrusí (Honnorez a Kirst 1975). Termín je užíván jak pro nezpevněné agregáty, tak pro zpevněné ekvivalenty. Fragmentace se vyskytuje v reakci na tepelný šok, vznikající během rychlého chladnutí, který může vznikat u lávového proudu vnikajícího z pevniny do vody (Moore et al 1973), lávovou erupcí pod ledovec (e.g. Furnes et al. 1980), lávovou erupcí ve vodním prostředí a magmatickou intruzí do vlhkých nezpevněných sedimentů (Cas a Wright, 1987).



3. Autoklastika – při kontaktu s okolním vzduchem dochází k zchlazování lávového proudu, na povrchu se tvoří kůrka, která je často zapracovávána pohybujícím se proudem do vnitřní hmoty, jenž je stále v tekutém stavu (Cas a Wright, 1987).
4. Epiklastika - jsou klastické částice a krystaly odvozené z libovolných typů pre-existující horniny zvětráváním a erozí (Cas a Wright, 1987).

### 3. 2. Úlomkové sedimentární procesy a jejich záznam

#### Pyroklastický spad

Vzniká vyvrhnutím materiálu při erupci do atmosféry, kdy se nad přírodní dráhou tvoří sloupec tefry a plynu. Větší fragmenty se pohybují po balistických křivkách, jemnější materiál se drží ve vznosu a pozvolna klesá k zemi v závislosti na hustotě a teplotě.

Usazeniny vykazují horizontální zvrstvení, jednotnou mocnost. Jsou relativně dobře vytříděné, někdy mohou vykazovat planární vnitřní zvrstvení nebo laminaci. Nikdy nevykazují šikmé zvrstvení. Blíže k přírodní dráze mohou být fragmenty zpečené. Prouhelněná dřeva se většinou nevyskytují (Cas a Wright, 1987).

#### Pyroklastické proudy

Pyroklastické proudy jsou kontrolovány gravitací, jsou žhavé a v některých případech mohou být částečně tekuté (Cas a Wright, 1987). Vznik pyroklastických proudů podle Cas a Wright (1987) :

1. Plynem bohatá magmata vystupují na zemský povrch, pod povrchem dochází k oddělení magmatu a plynné složky. Vznikají fragmenty o různé velikosti (popel až bomby), hromadí se na hraně kráteru.
2. Exploze vytváří erupční sloupec tefry a plynu, který se formuje v erupční mrak. Následuje gravitační kolaps částic, což způsobí produkci pyroklastických proudů na jedné nebo více stranách.
3. Boční směřování erupcí může vrhnout horké úlomky na svahy vulkánu, úlomky se mohou zformovat do lavin a později do pyroklastických proudů.
4. Pyroklastické proudy u nichž dominuje litický materiál, mohou vznikat kolapsem části dómu. Svahy rostoucího dómu jsou nestabilní a laviny

horkých horninových úlomků mohou být spuštěny explozí uvnitř dómu, zemětřesením nebo nadměrnou svažitostí.

Pohyb úlomků uvnitř pyroklastických proudů nebyl nikdy přímo prozkoumán, je odvozený z pozorování úlomkotoků a ze sedimentárních struktur zachovaných usazenin pyroklastických proudů (Cas a Wright, 1987).

V úlomkotocích Fischer (1966) zjistil, že zvýšená koncentrace rozptýlených pevných látek má za následek zvýšení viskozity (menší tečení) a snižuje turbulentní proudění. Sparks (1976) uvádí, že turbulence v pyroklastickém proudu je více pravděpodobná v raných fázích proudu. Pyroklastický proud se pohybuje po směsi ohřátého vzduchu s prachem a plyny, které jsou uvolňovány z horninových fragmentů. Vzniká jaká si kluzná vrstva mezi bází a proudem. Turbulentní proudění může vzniknout tehdy, zvýší-li se obsah vzduchu a plynů při kontaktu s bází. Laminární proudění se projeví, když dojde k snížení rychlosti, což je způsobeno: - nabráním pevných částic (mění se viskozita), - snížením obsahu plynu a vzduchu, které působí jako mazací medium. Rozhodující bude poměr pevných částic : plynu.

Pyroklastické proudy mají schopnost pohybovat se na velké vzdálenosti od zdroje několik km při relativně nízkém gradientu jako je 35 – 50 m/km, jak bylo evidováno na hoře sv. Heleny (Pierson a Scott, 1985).

K sedimentaci materiálu pyroklastického proudu dochází při nárůstu vnitřního tření uvnitř proudu. Tření bývá zvýšeno a) snížením gradientu, b) když se vyčerpá plyn, který usnadňuje transport horninových úlomků.

Usazeniny pyroklastických proudů jsou nevytřídění až chudě vytřídění směsi klastů dosahující průměru od mm až po několik m, rozptýleny v jemné až hrubé popelové matrix (Cas a Wright, 1987). Usazeniny pyroklastických proudů jsou ukládány v teplém prostředí a díky změnám, které mohou vzniknout při uložení, jsme schopni je odlišit na základě těchto znaků (Cas a Wright, 1987):

1. přítomnost prouhelněného dřeva, dřevo v sobě obsahuje vodu, ta se mění v páru (okolní úlomky jsou horké) a dochází k odfouknutí jemné frakce
2. červená nebo načervenalá-šedá zóna na vrchu usazenin pyroklastických proudů, která může být desítky cm až desítky metru mocná. Tato barva je výsledkem oxidace železa obsaženého v minerálech během chladnutí usazeniny, to může být přisuzováno uložení fumarickým výparům (jemné rozdělení hematitu a magnetitu). Přítomnost zčervenalého povrchu je



spolehlivý indikátor pro pyroklastické proudy, ale není prezentováno u všech usazenin pyroklastických proudů.

3. přednostní orientace magnetických minerálů (TRM)
4. důkaz plastické deformace jednotlivých zrn uvnitř usazenin po umístění.

### **Pyroklastické vlny**

Pyroklastické vlny jsou poměrně „řaděné“ proudy většinou z jemných částic a plynu (Cas a Wright, 1987). Kinetickou energii může poskytnout erupce.

Pyroklastické vlny mají turbulentní proudění a mohou dosáhnout rychlostí podobných pyroklastickým proudům (Fischer, 1979). Pyroklastické vlny mohou být výsledkem: a) Freatomagmatické a freatické erupce ( J. G. Moore, 1967), b) Při kolapsu erupčních sloupců (Fischer, 1979), c) Mohou vznikat v pyroklastických proudech, jako vlna na bázi pyroklastického proudu (Sparks a Walker, 1973).

Pyroklastické vlny mohou přecházet do pyroklastických proudů a pyroklastické proudy mohou přecházet do pyroklastických vln (Fischer, 1979), což je způsobeno reliéfem a změnou proudového režimu.

Usazeniny pyroklastických vln jsou méně jak 1 m mocné a skládají se z dobře stratifikovaného popelu a malých lapil. Usazeniny mají planární nebo šikmé zvrstvení, mohou vykazovat i obojí. Některé usazeniny pyroklastických vln mohou v sobě obsahovat vrstvy tefry, litického materiálu (Cas a Wright, 1987).

### **Úlomkové laviny**

Úlomkové laviny jsou produkována na svazích, kde dochází ke gravitačnímu kolapsu materiálu. Jsou složeny z nesaturovaných úlomků v hustý a rychlý proud (Leyrit, 2000). Tyto epiklastické děje jsou složeny z úlomků pocházejících z vulkanického zdroje a druhotných úlomků pocházejících z erodovaného podloží při pohybu proudu (Ui et al., 1983).

Úlomkové laviny mohou vznikat při erupcích a nebo po erupci. Podmínky pro jejich vznik jsou: a) svah, b) vulkanický materiál

Spouštěcími mechanismy úlomkových lavin jsou:

- Silná exploze /magmatická, freatomagmatická, freatická/ jako v případě Bandai 1888 (Siebert et al., 1987);
- Zemětřesení /tektonické/ jako v případě Unzen 1792 (Siebert et al., 1987)

- Snížení přilnavosti mezi vulkanoklastickým materiálem na svazích vulkánů
- Deformace uvnitř vulkánu /magmatická intruze (v případě hory Sv Heleny 1980, Glicken, 1991).

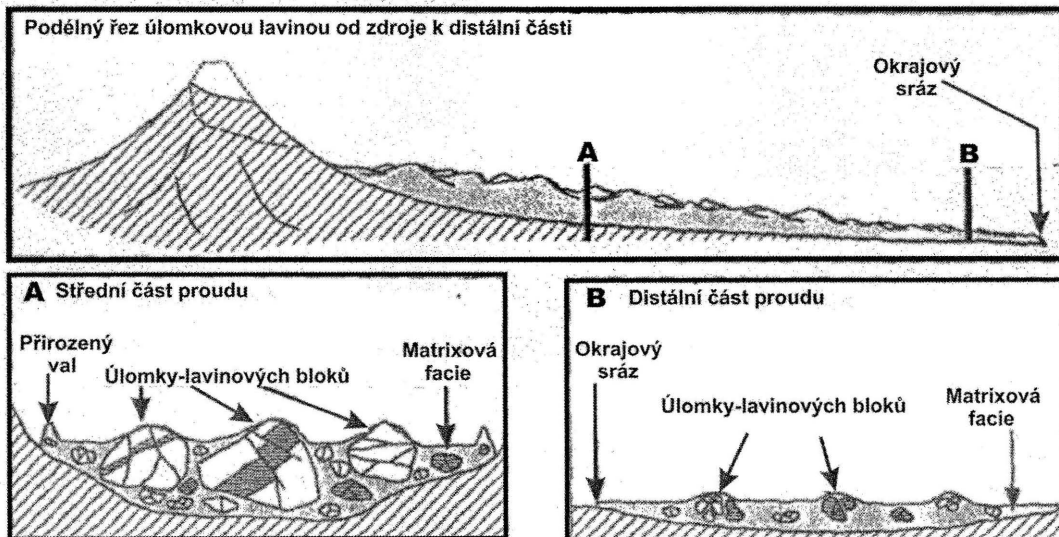
Některé svahové kolapsy jsou způsobeny více než jedním uvedeným procesem. Jeden mechanismus může převládat nad ostatními. Vulkány jsou budovány z vrstev, které mají různou povahu a fyzikální vlastnosti (propustnost, porozitu, hustotu a reologii). Můžeme rozlišit vrstvy s nižší odolností, jako je pemza a vrstvy s vyšší odolností, jako je lávový proud. Tyto odlišnosti jsou první slabinou stavby vulkánů, které umožní tvorbu gravitačních proudů (Siebert *et al.*, 1987). Proces začíná jako skluz a postupně se mění v proud, který nabírá na rychlosti a vzdálenosti / průměrná vzdálenost 4-14km od zdroje (Siebert *et al.*, 1987).

Transport úlomků probíhá v mase, a je řízen gravitační silou. Na vznosu bloků a úlomků se podílejí vnitřní síly (Leyrit, 2000). Pokud se během transportu úlomková lavina nesmíchá s vodou a nevznikne úlomkový proud, zastaví se vlivem zvýšení vnitřního tření, což má za následek snížení kinetické energie.

Usazeniny úlomkových lavin jsou tvořeny dvěma odlišnými facemi (Ui, 1983; Glicken, 1991):

1. Bloková facie se skládá z velkých homogenních bloků, které byly transportovány relativně neporušeny ze zdroje. Bloky mají velikost od cm k stovkám metrů a mají dokonalé trhliny, které se nazývají „jig-saw crack“ (Ui, 1983).
2. Směsná facie se skládá z nevytříděné a nevrstevnaté směsi klastických částic pocházející ze zdroje, právě tak jako přibraných erozí z báze během pohybu. Klastické částice mají velikost od mikronů (0,001 mm) k metru. Menší frakce vzniká v důsledku kolizí mezi bloky a úlomky. Má tendenci vyplňovat trhliny v blocích (Ui, 1983) /obr. 5/

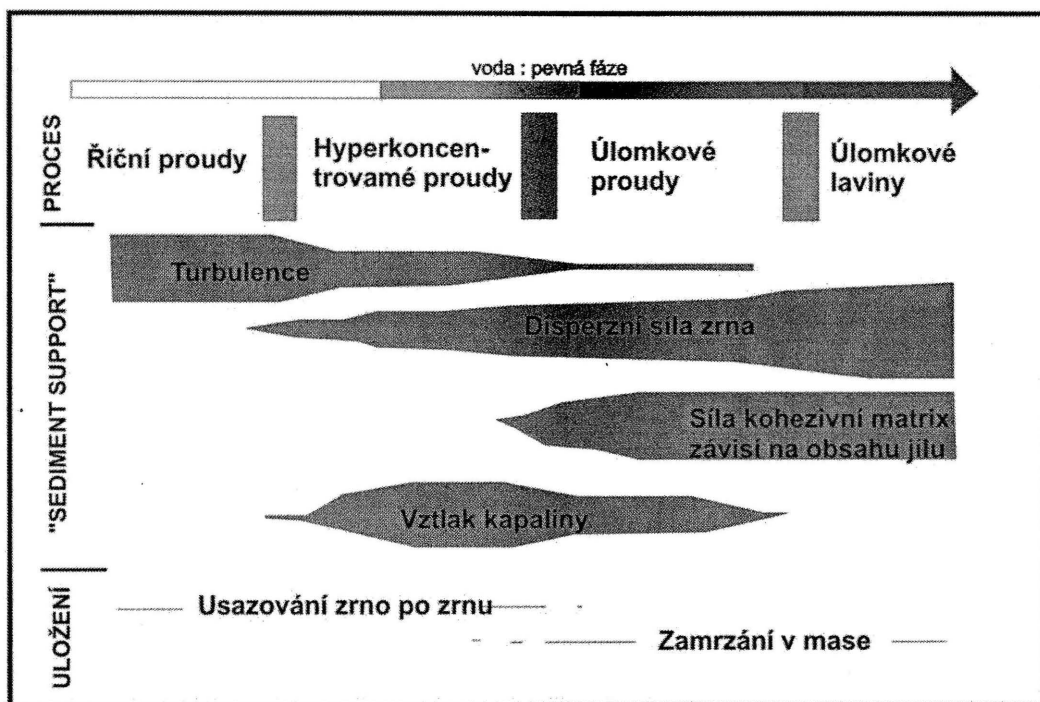




Obr. 5: Ukázka řezu sedimenty úlomkové laviny (Ui et al., 1983)

### Úlomkotoky

Úlomkotok je pohybující se masa nevytříděného nebo špatně vytříděného vulkanoklastického materiálu promíchaná s vodou v různém poměru (Smith a Lowe, 1991). Úlomkotoky jsou vodou saturované proudy s plastickými vlastnostmi, které usazují sediment v mase (Lowe, 1979). Unášet velké klasty v subaerických úlomkotocích je kombinace kohezivní síly matrix, vztlaku a disperzního tlaku /obr.6/ (Hampton, 1979; Lowe, 1979). Proud se pohybuje laminárně (Johnson, 1970), ale na strmých svazích se může částečně pohybovat i turbulentně (Enos, 1977). Většina vulkanických úlomkotoků jsou chudé na jílu (Fischer a Schmincke, 1984),



**Obr. 6:** Schematický diagram ilustrující mechanismy udržující částice ve vznosu a mechanismy sedimentace pro jednotlivé proudy (Lowe a Smith, 1991)

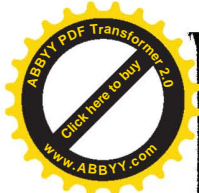
protože jsou spuštěny brzy po erupcích z čerstvých vulkanických úlomků a ne jako většina úlomkotoků na aluviálních kuželech odvozených ze zvětralých podloží nebo jílem bohatých hornin. Vulkanické úlomkotoky, které mají zvýšený obsah jílové složky, což může být způsobeno buď hydrotermální změnou horniny (Crandell, 1971) a nebo intenzivním zvětráváním starších sekvencí ležících v tropickém klimatu (Vessel a Davies, 1981). Dokonce i velmi malý obsah jílu (3%) může přesto hrát důležitou roli ve stanovení pevnostních vlastností úlomkotoku (Rodine a Johnson, 1976).

Úlomkotoky často vznikají při erupcích, ale mohou také vzniknout brzy po nebo dlouho po erupci, jestliže jsou splněny podmínky pro jejich vznik (Cas a Wright, 1987):

a) dostatek volného úlomkového materiálu, b) přijatelné množství vody k mobilizaci úlomků, c) svah.

Způsoby produkce úlomkových proudů:

- Erupce skrz kráterové jezero (Major a Newhall, 1989)



- Protržení stěny kráterového jezera, přehradu tvořené pyroklastickým proudem nebo úlomkovou lavinou (Scott, 1988b)
- Pohyb lávového proudu přes sněhové pole nebo ledovec (Cas a Wright, 1987)
- Pohyb pyroklastického proudu přes sněhové pole nebo ledovec (Pierson a Janda, 1994)
- Přívalové deště na volné nepevněné úlomky (Rodolfo a Arguden, 1991)

Usazeniny úlomkotoků jsou málo vytríděné, postrádají zvrstvení. Velké úlomky plavou v jemně zrnité matrix. Ve vertikální mocnosti sedimentárního záznamu se buď nevyskytuje gradace a nebo se může ojediněle vyskytnout normální nebo inverzní gradace (Fischer, 1971; Shultz, 1984).

### **Hyperkoncentrované proudy**

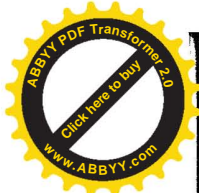
Hyperkoncentrované proudy jsou ne-Newtonovské kapaliny s obsahem sedimentu (40% – 70% váhových), jsou nekohezivní a nejsou plně turbulentní (Pierson a Costa, 1987; Smith a Lowe, 1991). Hyperkoncentrované proudy mohou vznikat: a) z úlomkových proudů při zvýšení obsahu vody, b) z říčních proudů při zvýšení obsahu sedimentu. Tento přechod závisí na změně proudového režimu během transportu. Smith a Lowe (1991) ji definují jako proudovou transformaci - změnu chování proudu z laminárního proudění do turbulentního proudění.

Uložení hyperkoncentrovaných proudů vykazují rysy, které naznačují rychlou sedimentaci ze suspenze a z trakce, produkující textury a struktury, které nejsou charakteristické pro úlomkové proudové usazeniny a říční usazeniny /tabulka 3/. Často se blíží k hrubě-zrnitým, vysoce-hustotním turbiditům (Walker, 1975b; Lowe, 1982). I když hyperkoncentrované proudy nejsou sedimenty gravitačních proudů, podobnost jejich usazenin k turbiditům odráží běžný mechanismus sedimentem podporovaný transport a uložení, které je silně ovlivněno vysokou koncentrací sedimentu uvnitř proudu.

Pierson a Scott (1985) uvádí, že usazeniny zahrnují masivní až normální gradaci, s hrubou stratifikací písku a štěrku.

Štěrka-dominující usazeniny

Smith (1986) uvádí, že textura a struktura konglomerátů uložených hyperkoncentrovanými proudy je odlišná od usazenin úlomkotoků a konglomerátů



uložených říčními proudy. Konglomeráty hyperkoncentrovaných proudů jsou méně vytřídění, s podpůrnou strukturou klastů, viditelné normální zvrstvení a hlavně postrádají inverzní zvrstvení u báze.

V typicky říčních konglomerátech mezery mezi klasty jsou otevřené nebo vyplněné jemně zrnitou písčitou matrix, reprezentující sediment infiltrovaný následujícím uložením přepracované hmoty. Nicméně v hyperkoncentrovaných proudových konglomerátech jsou mezery mezi špatně imbrikovanými, přepracovanými valouny (64 – 256 mm) a balvany (> 256 mm) vyplněny slabě vytříděným, velmi hrubě zrnitým pískem a oblázky (4 – 64 mm), které jsou převážně příliš hrubé k reprezentaci infiltrace mezi velké klasty po-uložení.

Textura štěrků hyperkoncentrovaných proudů dokládá rychlé uložení sedimentu při větším zrnitostním rozpětím s běžným výskytem normální gradace, bez podpůrné struktury matrix.

Smith (1986) uvádí, že pískem-dominující hyperkoncentrované proudové usazeniny jsou charakteristické absencí šikmého zvrstvení a převládá zde horizontální zvrstvení. Lowe (1982) uvádí, že písčité usazeniny jsou masivní, nebo ukazují hrubší horizontální stratifikaci. Individuální vrstvy jsou nevyrovnané, s normální gradací a šikmé zvrstvení nebo čeřiny chybí.

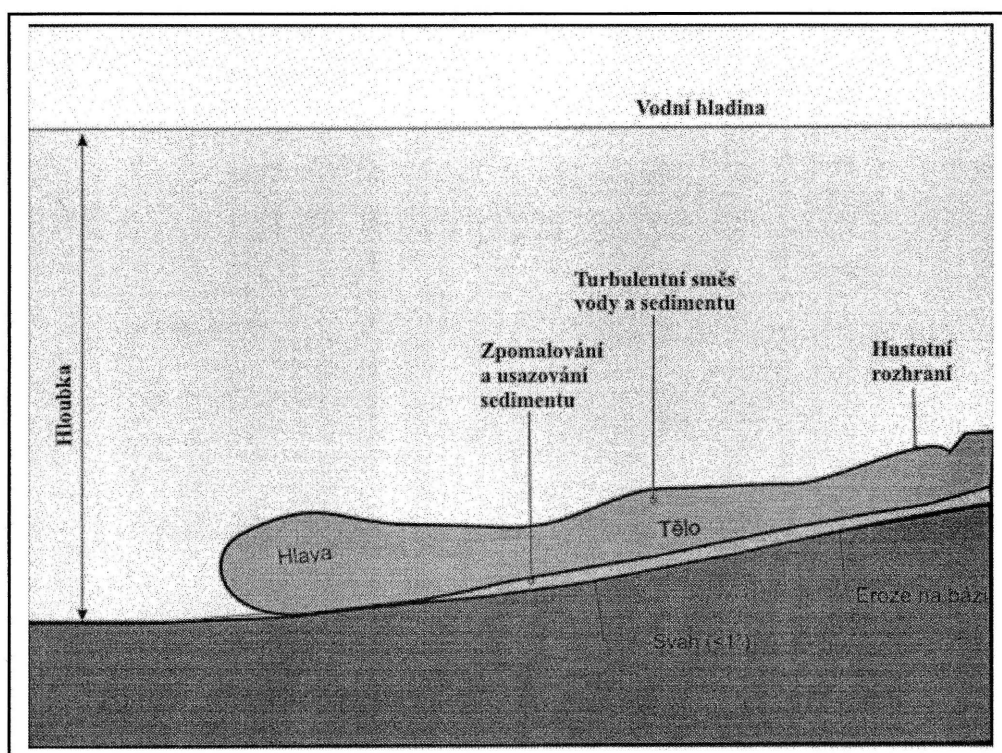
Usazeniny hyperkoncentrovaných proudů vykazují normální gradace s dobře vyvinutou vrstevnatostí ve svrchní části. Velké valouny a balvany mohou být v jednotce přítomny. Pemza, dřevo nebo jiné organické látky jsou koncentrovány ve svrchních částech sedimentu, bez ohledu na zrnitostní velikost.

**Tabulka 3:** Klasifikace a charakteristika proudových procesů a jejich usazenin podle Lowe a Smith (1991).

<b>Charakteristika</b>	<b>Úlomkotok</b>	<b>Hyperkoncentrovaný proud</b>	<b>Normální říční proud</b>
<i>Typ proudění</i>	Laminární, na svazích může být turbulentní	Po většinu času turbulentní, při přibírání pevných částic změna na laminární proudění	Zcela turbulentní
<i>Podpůrný mechanismus</i>	Koheze matrix, disperzní tlak zrn, vztlak	Turbulence, disperzní tlak zrn, vztlak	Turbulence
<i>Charakteristika sedimentu</i>			
<i>Způsob uložení</i>	V mase	Rychlé, zrno po zrnu a gradace ze suspenze a z trakce	Zrno po zrnu, dominuje trakce
<i>Stratifikace</i>	Uvnitř jednotky žádné zvrstvení	Žádné nebo horizontální zvrstvení, ne šikmé zvrstvení	Konglom. masivní nebo horizontální zvrstvení Pískovce šikmé nebo horizont zvrstvení
<i>Gradace</i>	Žádná; inverzní; inverzní až normální	Často, i když ne vždy rozšířena normální gradace	Proměnlivá a spíše výsledek následných procesů než jednoho procesu
<i>Struktura konglomerátu</i>	Podpůrná struktura matrix, vzácně podpůrná struktura klastů	Podpůrná struktura klastů s chudě vytríděnou polymodální matrix	Podpůrná struktura klastů s otevřenou strukturou nebo zřetelně jemně zrnitou matrix tvořenou pískem
<i>Orientace dlouhé osy úlomků, imbrikace</i>	Proměnlivá, založená na umístění uvnitř proudu, menší imbrikace	Velké valouny až balvany; obvykle kolmé na směr proudu. Oblázky (64-4 mm v o ) až malé valouny (256 až 64 mm v o ); obvykle paralelní k proudu, slabá imbrikace	Téměř vždy kolmá na směr proudu; obvykle dobrá imbrikace

## Turbiditní proudy

Allen (1997) uvádí, že u širokého rozsahu proudů v přírodě je pohyb řízen hustotním rozdílem mezi proudem a okolní kapalinou. Hustotní rozdíly mohou být výsledkem rozdílů v teplotě, salinitě nebo pro hyperkoncentrované proudy rozdílnou koncentrací sedimentu. Pokud se bude jednat o koncentraci pevných částic a hyperkoncentrovaný proud se bude pohybovat ve vodním prostředí, jedná se o turbiditní proud /obr. 7/.



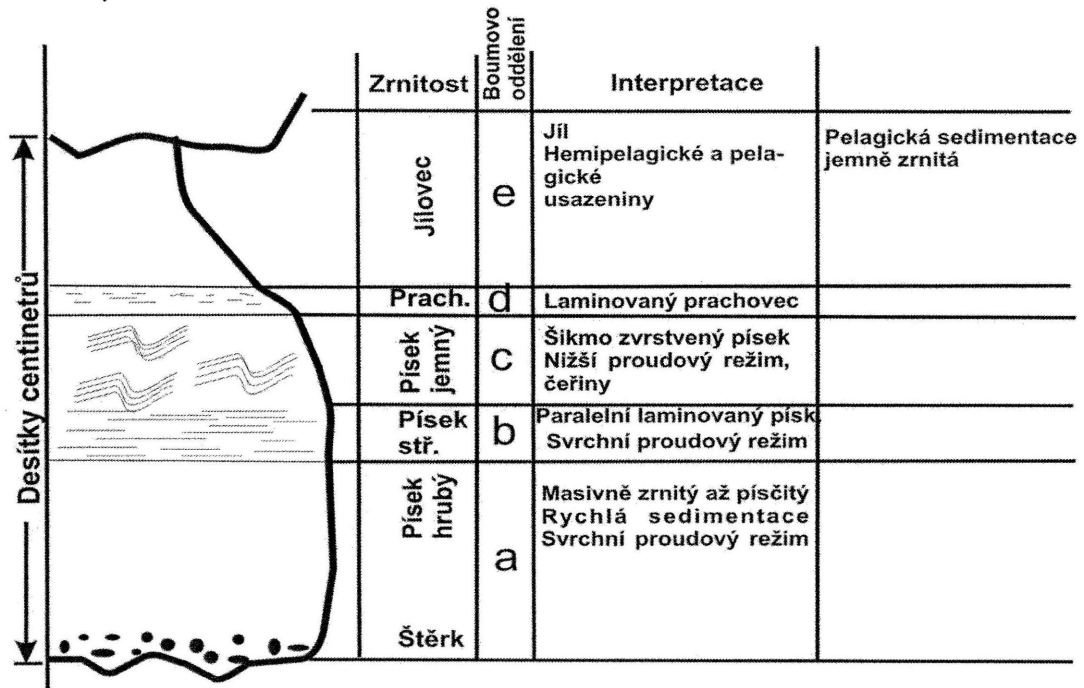
**Obr. 7:** Charakteristické části turbiditního proudu (Middleton, 1976)

Podmínky pro vznik turbiditních proudů jsou: a) vodní prostředí, b) spouštěcí mechanismus (např. zemětřesení, rozvodněná řeka obsahující značné množství sedimentu v suspenzi vlévající se do jezera)

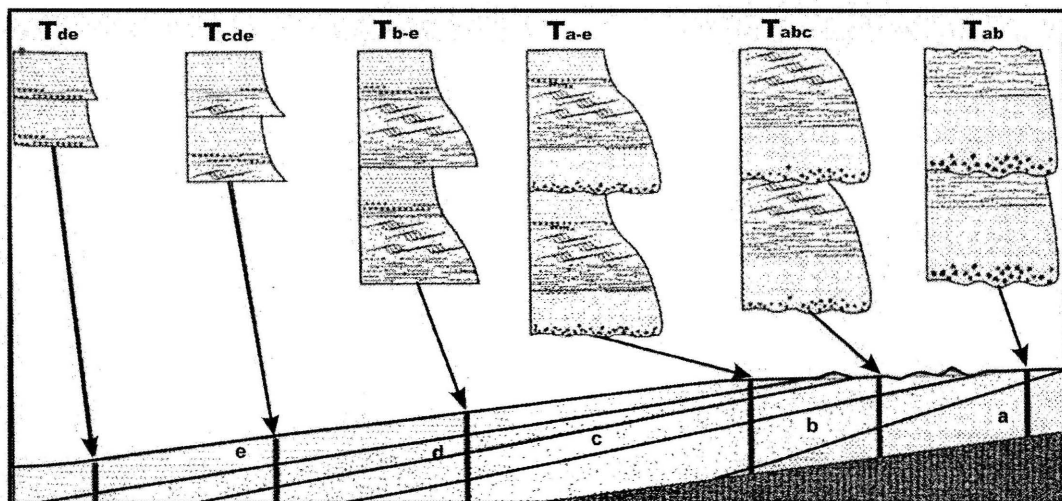
U turbiditních proudů je to turbulence, která udržuje částice v suspenzi. U řídkých proudů je v suspenzi jíl, prach a jemnozrnný písek u hustých tam může být i jemný štěrk (Lowe, 1976).

Turbiditní proudy s nízkou koncentrací sedimentu mají vyšší stupeň rozšiřování v prostoru, částice se mohou volně pohybovat mezi sebou a tak mohou být tříděny podle hydraulických vlastností (velikost zrna, tvar, hmotnost, hustota)

/obr. 8B/. Pokud se proud dostává do stavu, kdy není schopen nést sediment, dochází k sedimentaci materiálu. U turbiditních proudů s nízkou koncentrací sedimentu vzniká struktura sedimentárního záznamu, kterou popsal Bouma (1962) /obr. 8A/. Turbiditní proudy s vyšší koncentrací sedimentu mají nižší stupeň rozšiřování v prostoru, volnost částic je potlačena (Bouma, 1962).



Obr. 8A: Idealizovaný sled sedimentů turbiditních proudů (Bouma, 1962)



Obr. 8B: Laterální a vertikální záznam turbiditních proudů (Nicols 1999)



Shrnutí:

Někteří autoři uvádí (Fischer a Schminke), že jednotlivé procesy přechází mezi sebou v závislosti na obsahu vody a pevné fáze (obr. 6). Proudová změna může mít i následující průběh jak uvádí (Fischer a Schminke, pers. commun.): *erupce - vznik pyroklastické vlny nebo proudu > úlomkový proud > hyperkoncentrovaný proud > normální říční transport (jako v Columbia River) > zastavení a uložení sedimentu na podmořských šelfech, svazích nebo podmořských vějířích (v našich podmínkách by mohlo dojít uložení sedimentů v jezerech) > podmořské skluzy > podmořské úlomkové proudy > turbiditní proudy.*

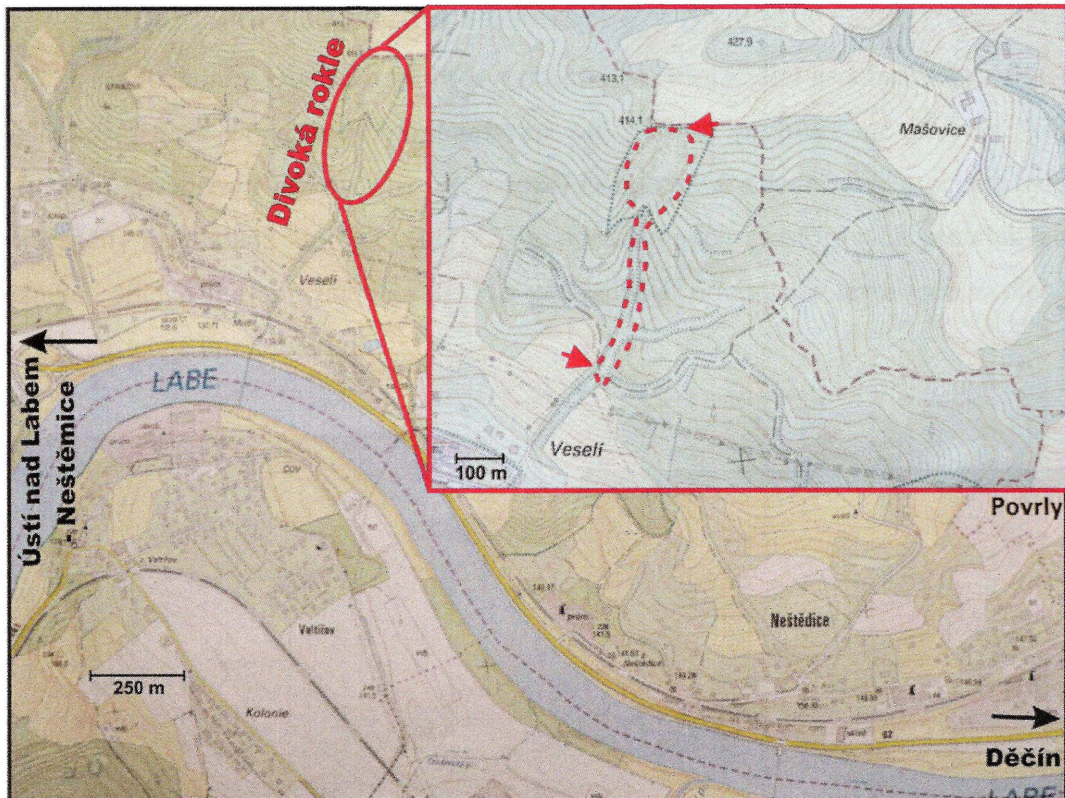


#### 4. Metodika

Sedimenty ústeckého souvrství byly studovány v prostoru skalního výchozu mísovitého tvaru, který tvoří odlučnou plochu staršího sesuvu a nachází se severně od obce Mojžíř-Veselí (obr. 9).

Při studiu byly použity dvě hlavní metody:

- a) Litofaciální analýza, b) Architekturní analýza



Obr. 9: Lokalizace areálu, šipky znázorňují úsek, který byl profilován

#### *Litofaciální analýza*

Úkolem litofaciální analýzy bylo rozlišit jednotlivé litofacie, které se vyskytují v sedimentačním záznamu Divoké rokle a popsat jejich vzájemné vztahy. Jednotlivé horninové typy byly určovány makroskopicky a v některých částech výchozu byly odebrány vzorky pro výbrusy. Jednotlivé litofaciální asociace a jejich vztahy byly studovány přímo v terénu a dokumentovány pomocí vertikálního litologického profilování. Litologický profil byl kreslen v programu Corel Draw v měřítku 1:100 a pro grafické rozlišení litologických typů byla použita různá šířka

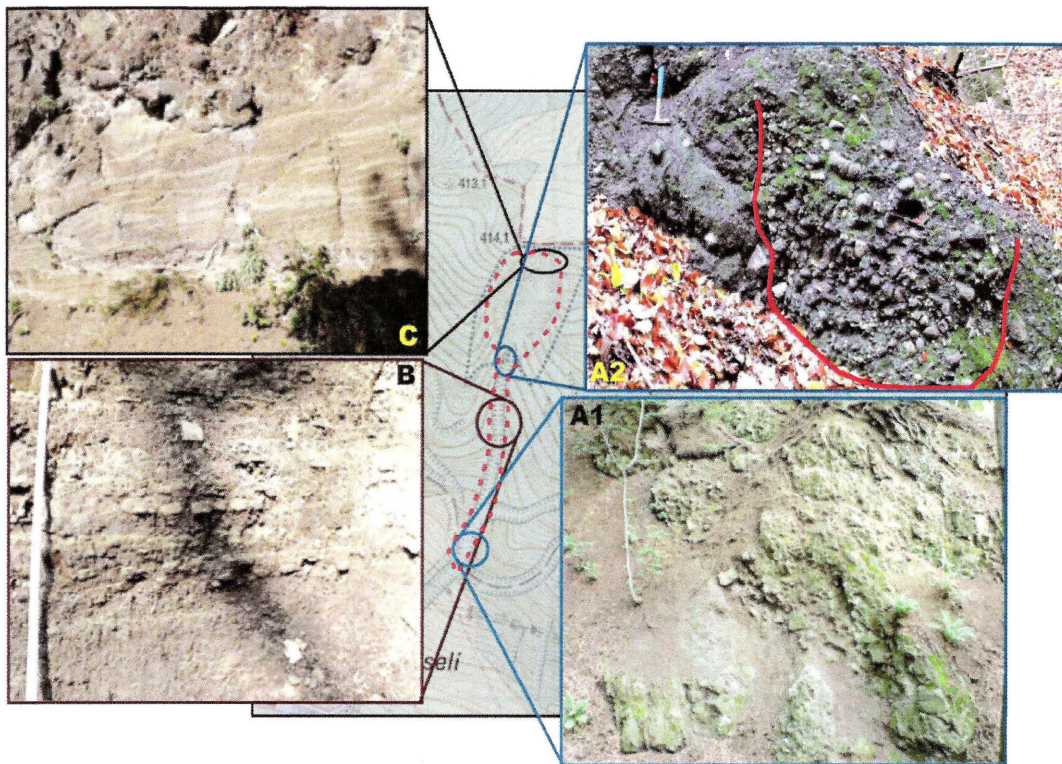
sloupce profilu. Údaje o litologické charakteristice hornin získané v terénu byly doplněny o studium výbrusů některých vzorků pod polarizačním mikroskopem.

### Architekturní analýza

Cílem architekturní analýzy bylo rekonstruovat geometrie jednotlivých sedimentárních těles a jejich vzájemné prostorové vztahy.

## 5. Litofaciální asociace a sedimentární procesy

Na lokalitě v Divoké rokli byly vyčleněny tři litofaciální asociace /obr. 10/ (i) *vulkanoklastické brekcie a konglomeráty*; (ii) *jezerní pískovce až jílovce*; (iii) *aluviální hrubozrnné pískovce až jemnozrnné konglomeráty*. Jednotlivé asociace byly vyčleněny na základě litologického obsahu a vzájemných prostorových genetických vztahů dílčích litofanií /tabulka 4/. Pro přehlednější orientaci v textu jsou zvolené názvy částečně interpretativní.



**Obr. 10:** Ukázka tří významných litofaciálních asociací v Divoké rokli:  
**A** - Vulkanoklastické brekcie /A1/ a konglomerát /A2/  
**B** - jezerní pískovce až jílovce  
**C** - aluviální hrubozrnné pískovce až jemnozrnné konglomeráty

Tabulka 4: Přehled hlavních litofaciálních asociací a litofacií na lokalitě Divoké rokle

Litofaciální asociace	Geometrie	Rozměry		LITOFACIE	Sedimentární struktury	Sedimentární procesy	Sedimentární prostředí
		šířka [m]	mocnost [m]				
Vulkanoklastické brekcie a konglomeráty	vrstevní tělesa	Laterální rozsah přesahuje velikost odkryvu	X	Vulkanoklastické brekcie	Bez gradace	úlomkotoky	Vytvoření gradientu aluviální vějíře
			1-1,5	Vulkanoklastický ortokonglomerát	Bez gradace, inverzní gradace	Hyperkoncentrované proudy	
			0,8-2	Planárně zvrstvené vulkanoklastické brekcie a konglomeráty	Horizontální zvrstvení	Hyperkoncentrované proudy	
Aluviální hrubozrnné až jemnozrnné konglomeráty	Výplně koryt		1,5-2	Hrubozrnné pískovce a jemnozrnné konglomeráty	planární a šikmé zvrstvení	plošné splachy, distribuční kanály	Aluviální vějíře
					planární a šikmé zvrstvení		
Jezerní pískovce až jílovce	Vrstevní tělesa		0,01-0,18	Pískovce	Pozitivní gradace	Turbidity	Jezerní prostředí
		0,5-1			Jílovce až prachovce	Laminace	Sedimentace ze suspenze



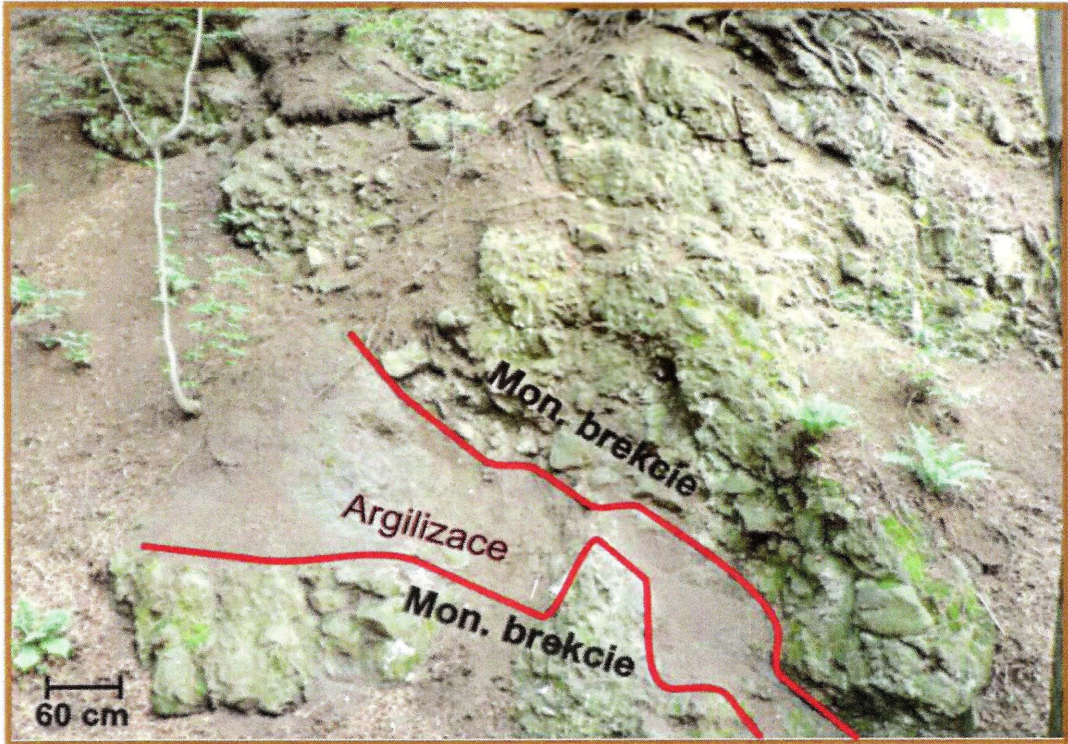
i) **Vulkanoklastické brekcie a konglomeráty**

V rámci této asociace byly vyčleněny 4 dílčí litofacie:

- vulkanoklastická monomiktní brekcie
- vulkanoklastická polymiktní brekcie
- vulkanoklastický ortokonglomerát
- planárně zvrstvené vulkanoklastické brekcie

**Monomiktní brekcie** - tato litofacie se vyskytuje ve spodní části Divoké rokle, kde je tvořena subangulárními a místy suboválnými úlomky /obr. 11A a 11B/. V některých partiích je viditelná podpůrná struktura klastů /obr. 11B a 12/. Úlomkový materiál je tvořen alterovaným bazaltoidem /obr. 12/. Velikost úlomků se pohybuje v rozmezí od 5 do 25 cm, ojediněle se v některých partiích vyskytují úlomky přes 25 cm. Matrix, pokud je přítomna, je tvořena jílovitou frakcí. Sedimenty této litofacie tvoří masivní vrstevní tělesa bez gradace s mocností X m, bazální kontakt je velmi špatně zřetelný.

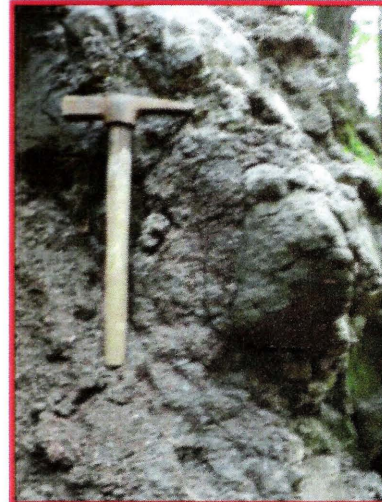
Monomiktní brekcie, které se vyskytují ve svrchní části Divoké rokle jsou tvořeny subangulárními až suboválnými úlomky. Tyto monomiktní brekcie mají podpůrnou strukturu matrix /obr. 13/ (matrix je tvořena jílovito-prachovitou až jemně písčitou frakcí). Úlomky jsou tvořeny jak alterovanými bazaltoidy, tak nealterovanými bazaltoidy, velikost klastů se pohybuje v rozmezí od valounů po balvany. Sedimenty této litofacie tvoří hrubozrnné lavice bez gradace s mocností od 3 m do 6 m /obr. 13/. V některých částech (viz profil) se směrem k povrchu zvětšuje podíl matrix.



**Obr. 11A:** Vulkanoklastická monomiktní brekcie a argilizovaná (zjřlovatělá) hornina je označena červeně



**Obr. 11B:** Detail vulkanoklastické monomiktní brekcie s podpůrnou strukturou klastů spodní část Divoké rokle. (propisovací tužka má 14 cm)



**Obr. 12:** Ukázka sférické odlučnosti bazaltu a ukázka argilizované horniny



**Obr. 13:** Ukázka mocnosti vulkanoklastické monomiktní brekcie s podpůrnou strukturou matrix svrchní část Divoké rokle

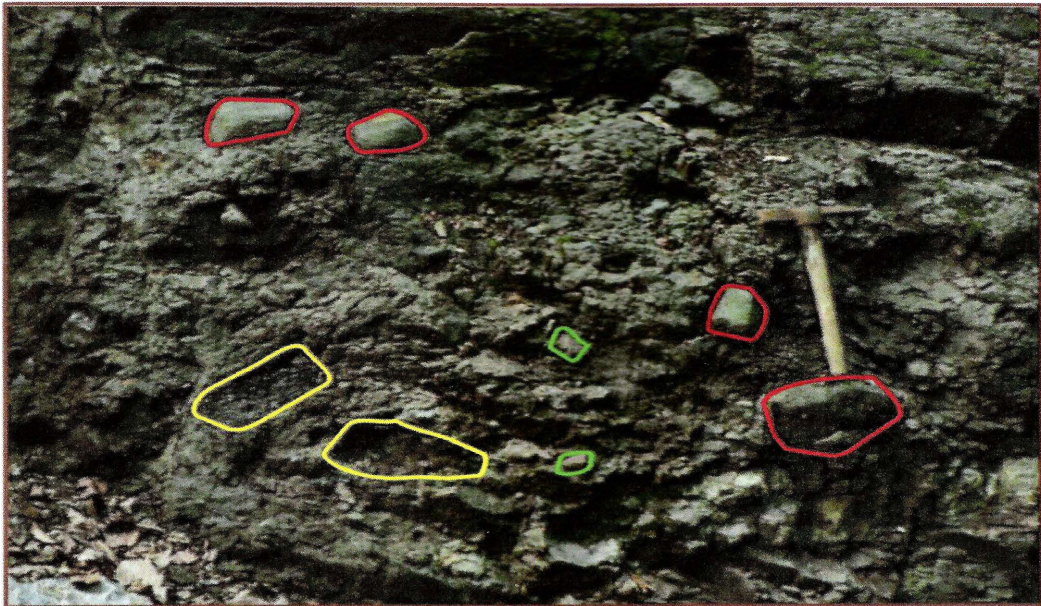


### **Interpretace**

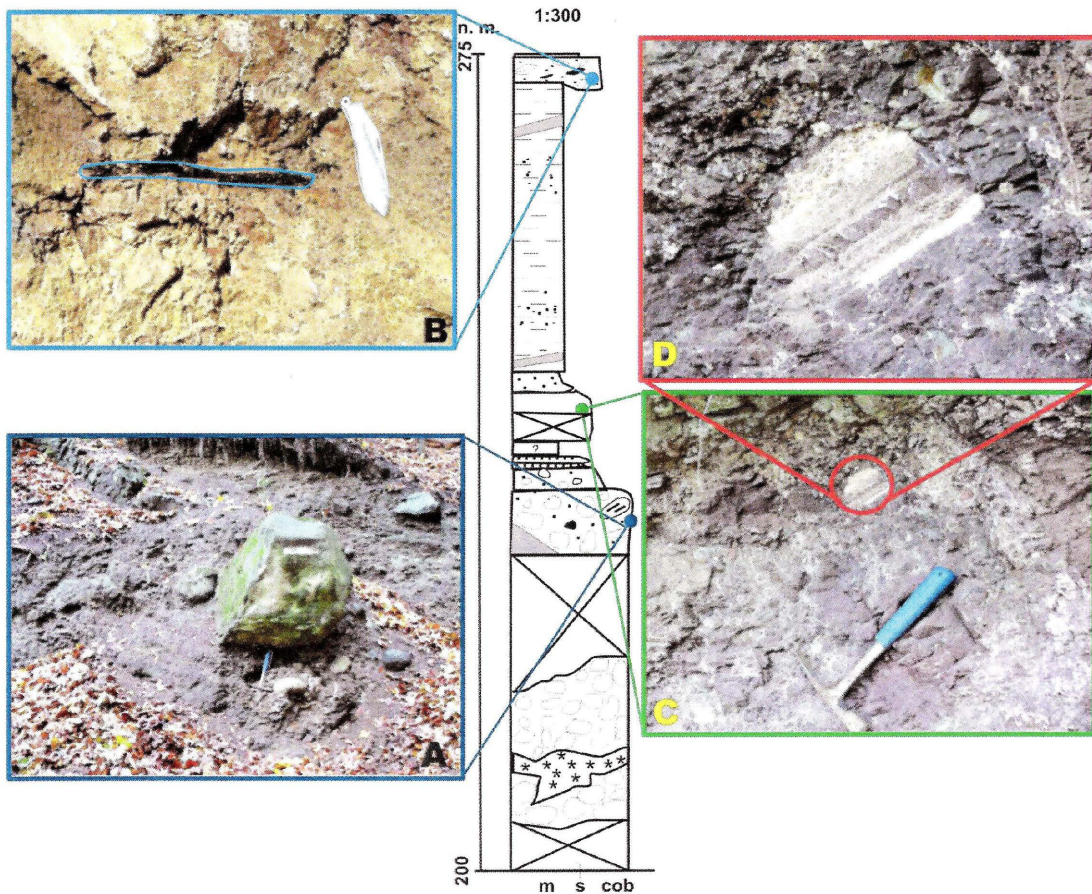
Monomiktní brekcie spodní část - žádné zvrstvení uvnitř jednotky, žádná gradace, úlomky jsou ostrohranné a ojediněle se vyskytnou zaoblené /obr. 12/ (čím je vulkanit více alterován, tím je jeho tvar více zaoblen Cajz 1992) dokládají, že se jedná o nejjednodušší gravitační procesy. Srovnej Allen 1994, Blair a McPherson 1994.

Monomiktní brekcie svrchní část - žádné zvrstvení uvnitř jednotky, žádná gradace /obr. 13/, podpůrná struktura matrix /obr. 13/ dokládají, že hlavním mechanismem udržující klasy v pohybu byla především koheze matrix. Což naznačuje, že se jedná o úlomkotok. Srovnej Lowe a Smith (1991). Úlomky jsou tvořeny z alterovaných olivinických bazaltoidů v různém stupni alterace. Čím je vulkanit více alterován, tím je jeho tvar více zaoblen (Cajz, 1992), což indikuje, že docházelo ke kontaktu lávy s vodou /obr. 12/.

**Polymiktní brekcie** - tato litofacie je tvořena subangulárními až suboválnými úlomky /obr. 14 a 15/. Polymiktní brekcie mají podpůrnou strukturu matrix, matrix je tvořena jílovito-prachovitou až jemně písčitou frakcí /obr. 16/. Úlomky v polymiktní brekcii jsou tvořeny *alterovaným bazaltoidem* - velikost úlomků se pohybuje od 2 cm a jsou subangulární až suboválné; *pískovcem* - velikost úlomků se pohybuje od 8 cm a jsou suboválné až oválné, ojediněle až 80 cm /obr. 15A/; *jílovcem* - velikost úlomků se pohybuje od 8 – 15 cm a jsou suboválné. V některých partiích se vyskytují mírně *alterované pórovité úlomky bazaltoidů* (5 – 15 cm) jsou suboválné až oválné, póry jsou vyplněny kalcitem a zeolitem. Kousky dřeva se vyskytují ojediněle /obr. 15B,17B/. Sedimenty této litofacie tvoří masivní lavice bez zvrstvení a gradace o mocnosti od 2 do 6 m.

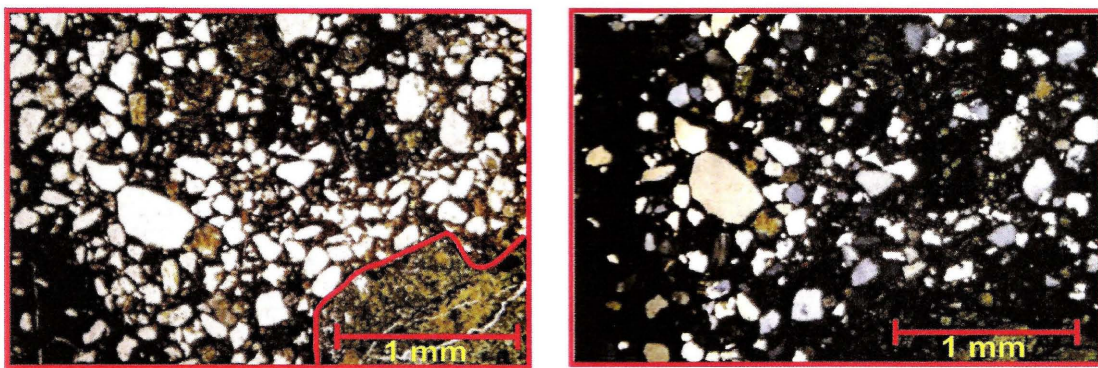


**Obr. 14:** Polymiktňí brekcie - ťlutě ohraničené ťlomky jřlovce; zeleně ohraničené ťlomky alterovaněho bazaltoidu a červeně ohraničené ťlomky přskovce

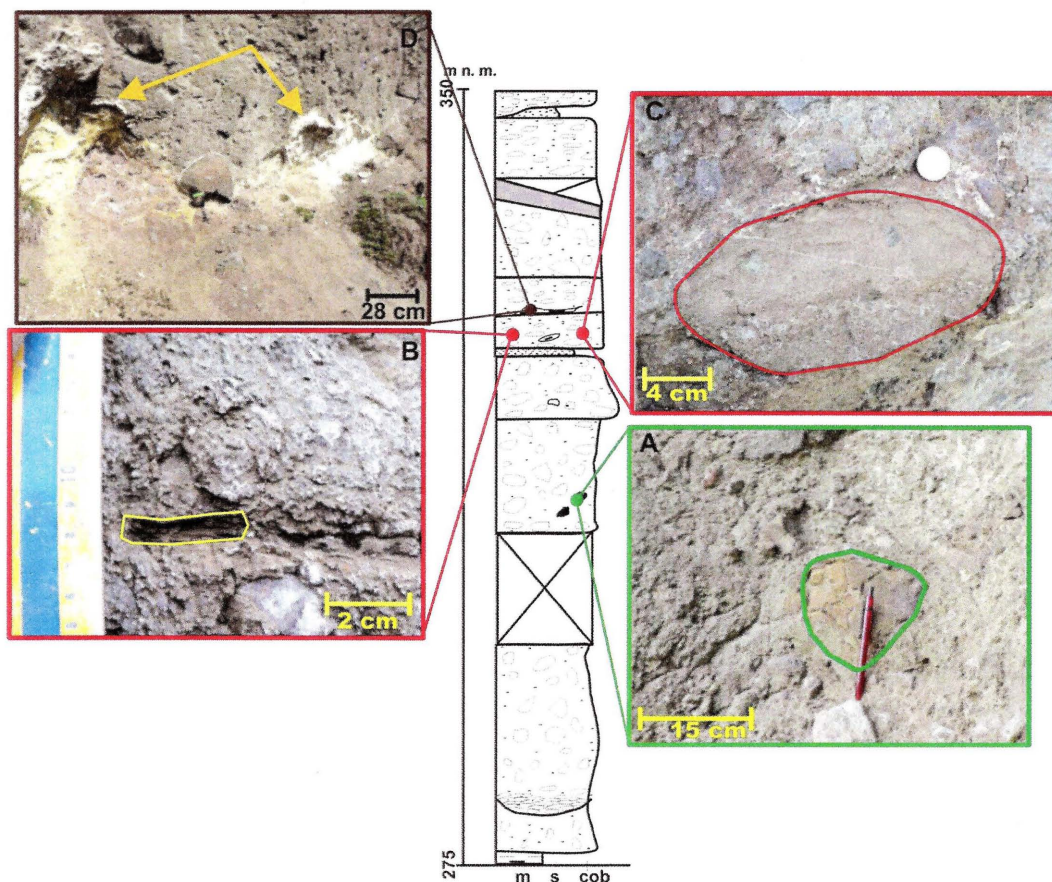


**Obr 15.:** Ukázka litologické năplně polymiktňích brekciř – spodňí část Divoké rokle  
**A** - Klast přskovce v polymiktňí brekciř s podpřrnou strukturou matrix  
**B** - Organický ťlomek v brekciř s podpřrnou strukturou matrix  
**C** - ťlomek s viditelnou gradací v brekciř s podpřrnou strukturou matrix  
**D** - Detail ťlomku





**Obr. 16:** Ukázka výbrusu z polymiktní brekcie, v levé části nezkřížené nikoly a v pravé části zkřížené nikoly.  
Primární klastická zrna jsou zastoupena:  
○ křemenem - tvar zrna je subangulární až suboválný  
○ lithika – tvar subangulární v pravém rohu dole  
Matrix mezi zrny je tvořena jílovou hmotou.



**Obr. 17:** Ukázka litologické náplně polymiktních brekcií svrchní část Divoké rokle:  
A - Klast pískovce v brekcii s podpůrnou strukturou matrix  
B - Organický úlomek  
C - Klast brekcie (s podpůrnou strukturou matrix) zapracovaný v brekcii s podpůrnou strukturou matrix  
D - Klast tvořený prachovcem roztáhnutý na bázi dvou jednotek (žluté šipky)

### *Interpretace*

Žádné zvrstvení uvnitř jednotky, žádná gradace, podpůrná struktura matrix dokládají, že hlavním mechanismem udržující klasty v pohybu byla především koheze matrix. Což naznačuje, že se jedná o úlomkotok. Srovnej Lowe a Smith (1991).

**Vulkanoklastický ortokonglomerát** – tato litofacie je tvořena suboválnými až oválnými valouny. Konglomerát má podpůrnou strukturu klastů. Valouny jsou tvořeny olivinickým bazaltoidem. Velikost valounů se pohybuje v rozmezí od 2cm do 15cm (obr. 18B). Mezery mezi valouny jsou vyplněny jemným štěrskem. Je relativně vytříděnější. Jedná se o výplň koryta, mocnost výplně činí 1 – 1,5 m.



**Obr. 18A:** Ukázka ortokonglomerátu s podpůrnou strukturou valounů.



**Obr. 18B:** Ukázka polymodální matrix (tvořena jemným šterkem až hrubým pískem), která je místy mezi valouny přítomna.

### *Interpretace*

Podpurná struktura valounů a náznak inverzní gradace /obr. 18A a 18B/ dokládají, že hlavním mechanismem udržujícím klasty v pohybu nebyla koheze matrix, ale především vzájemná interakce klastů. Absence zvrstvení a polymodální matrix mezi jednotlivými valouny nasvědčují, že se pravděpodobně jedná o sedimenty uložené z hyperkoncentrovaného proudu (Lowe a Smith (1991). Lowe a Smith (1991) uvádí, že v typicky říčních konglomerátech mezery mezi klasty jsou otevřené nebo vyplněné jemně zrnitou písčitou matrix, reprezentující sediment infiltrovaný následujícím uložením přepracované hmoty. Nicméně v hyperkoncentrovaných proudových konglomerátech jsou mezery mezi špatně imbrikovými, přepracovanými valouny (64 – 256 mm) a balvany (> 256 mm) vyplněny slabě vytříděným, velmi hrubě zrnitým pískem a šterkem (4 – 64 mm), které jsou převážně příliš hrubé k representaci infiltrace mezi velké klasty položení.

**Planárně zvrstvené vulkanoklastické brekcie** – tato facie je tvořena subangulárními až suboválnými úlomky. Planárně zvrstvené vulkanoklastické brekcie jsou tvořeny polohami s větším zastoupením úlomků (od 4 do 64 mm, místy i nad 64 mm) s podpůrnou strukturou klastů a v některých partiích s podpůrnou strukturou matrix (matrix je tvořena písčitou frakcí). /obr. 19/ a polohami obsahující hrubozrnný pískovec až štěrk (tvořený bazaltoidem) /obr. 19/. Úlomky jsou tvořeny jak alterovanými bazaltoidy, tak nealterovanými bazaltoidy. Sedimenty této litofacie tvoří lavice s viditelným horizontálním zvrstvením. Mocnost se pohybuje cca. od 80 cm do 200 cm.

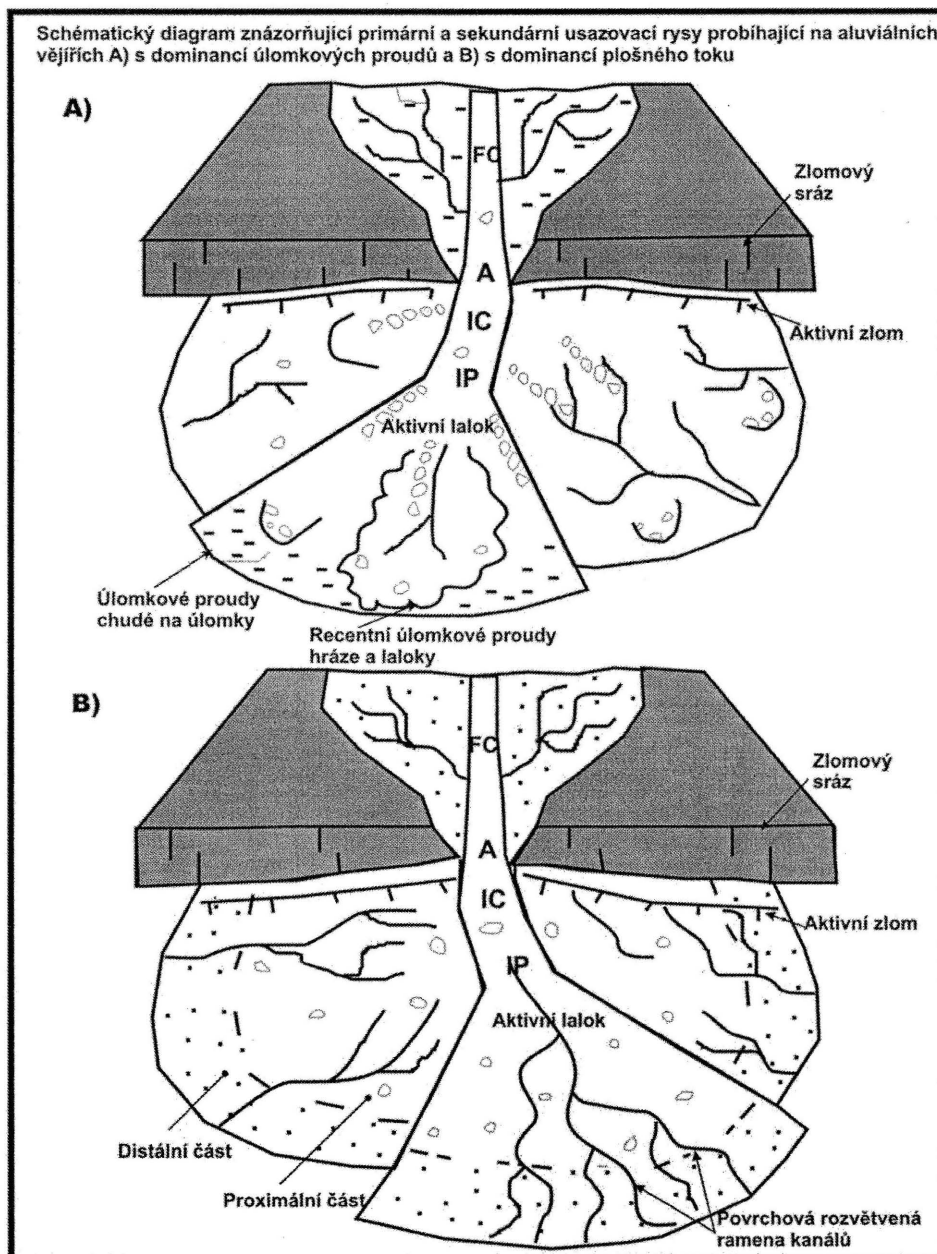


**Obr. 19:** Ukázka horizontálně zvrstvené vulkanoklastické brekcie. Červené šipky ukazují na polohy s větším zastoupením úlomků, žluté šipky ukazují jejich mocnost. Zelené šipky ukazují na polohy s menším zastoupením úlomků, převládá jemnozrnný štěrk až hrubozrnný pískovec, černé šipky znázorňují mocnost.

### *Interpretace*

Na základě výskytu planárně zvrstvených poloh „dvojvrství“ o mocnosti cca 10-30 cm, kde se střídají polohy obsahující úlomky o velikosti od 4 do 64 mm, místy i nad 64 mm /obr.19 – červené šipky/ s polohami obsahující hrubozrnný pískovec až štěrk /obr.19 – zelené šipky/, náznak pozitivní gradace a výskytu

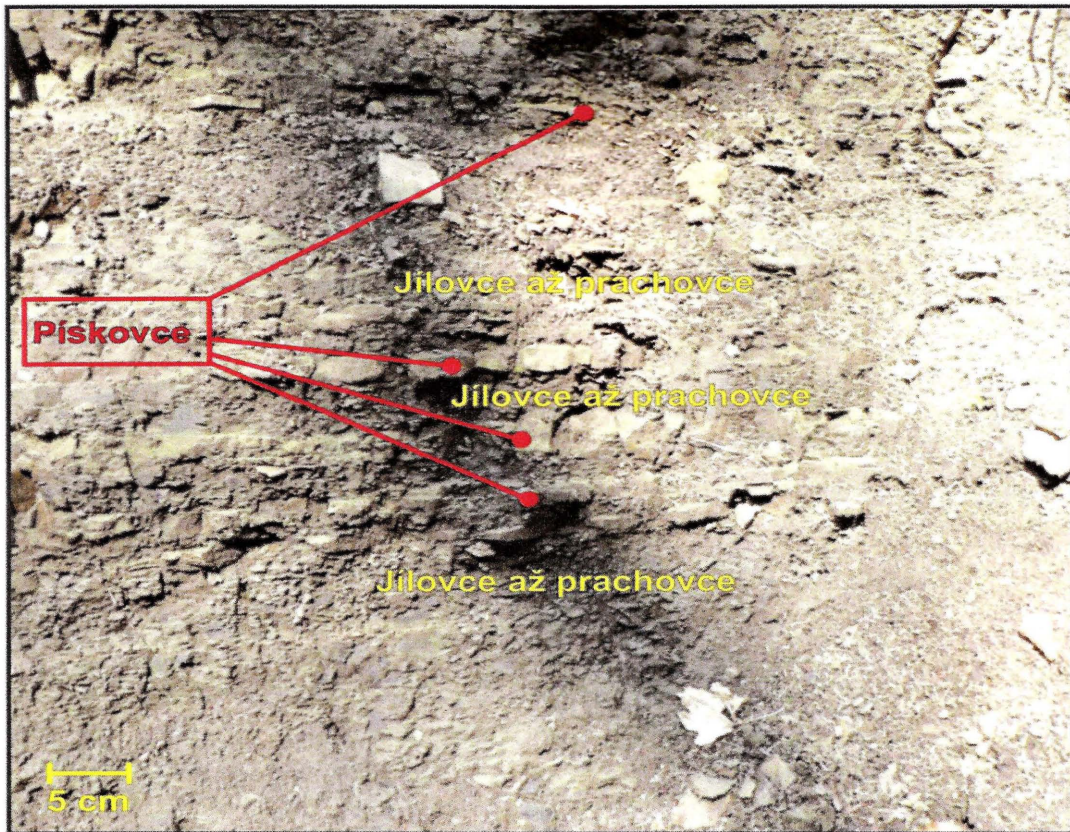
podpůrné struktury klastů v některých partiích, dokládá, že hlavním mechanismem udržujícím klasy v pohybu nebyla koheze matrix, ale především vzájemná interakce klastů. Pravděpodobně se jedná o sedimenty uložené z hyperkoncentrovaného proudu. Srovnej Lowe a Smith (1991). S těmito sedimentárními procesy se můžeme setkat v sedimentárních prostředích, kde je vytvořený gradient – aluviální vějíře /obr. 20/.



Obr. 20: Schématický diagram znázorňující primární a sekundární sedimentační rysy probíhající na aluviálních vějířích (Blair a McPherson, 1994)

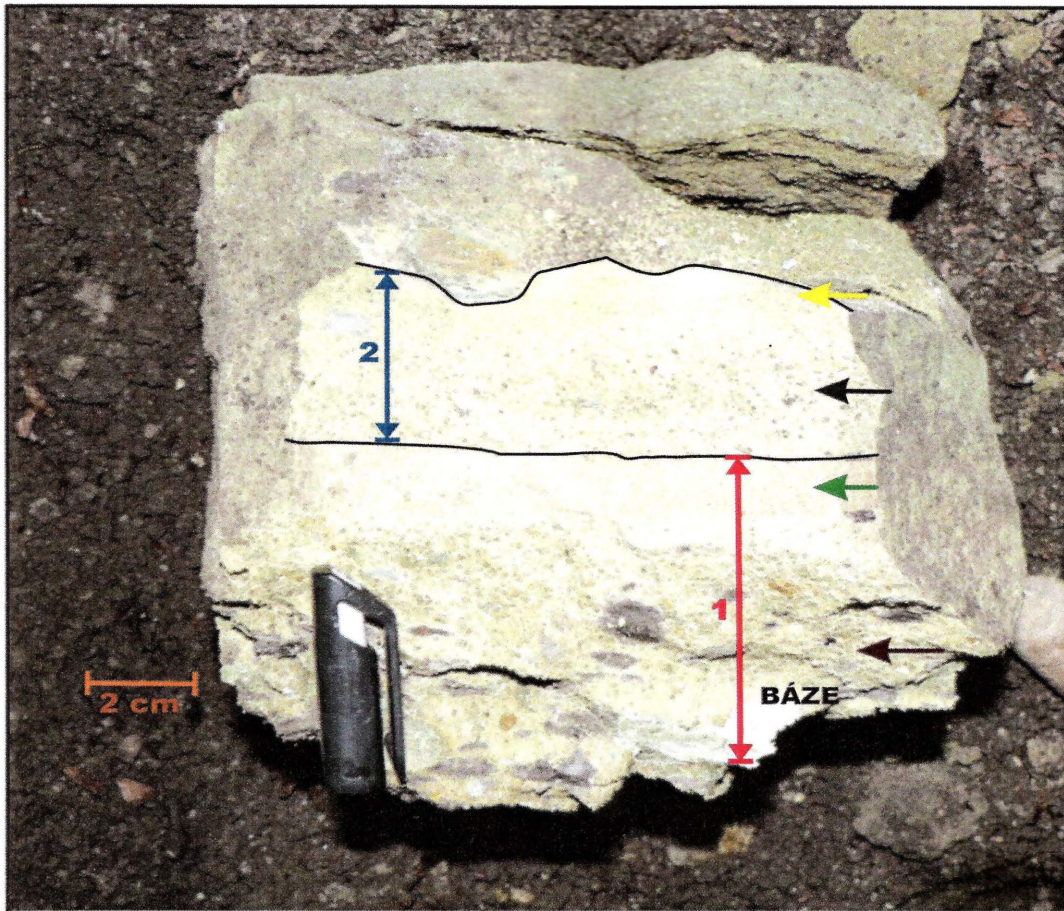
## ii) Jezerní pískovce až jílovce

V rámci této asociace byly vyčleněny 2 dílčí litofacie: a) pískovce b) laminované jílovce až prachovce /obr. 21/.

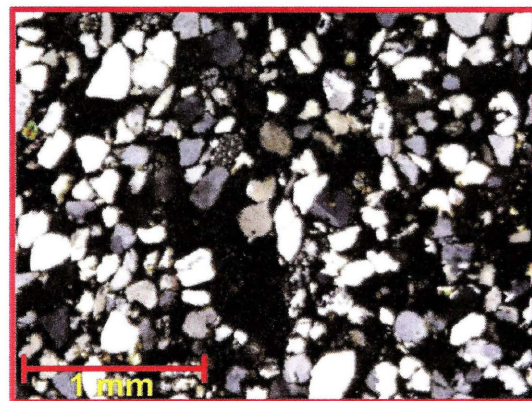
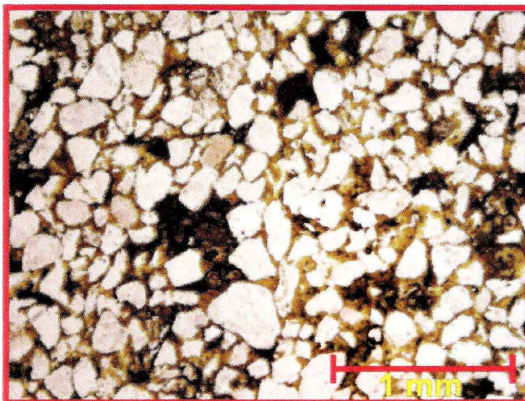


**Obr. 21:** Příklad deskovitých poloh pískovců v jílovcích až prachovcích

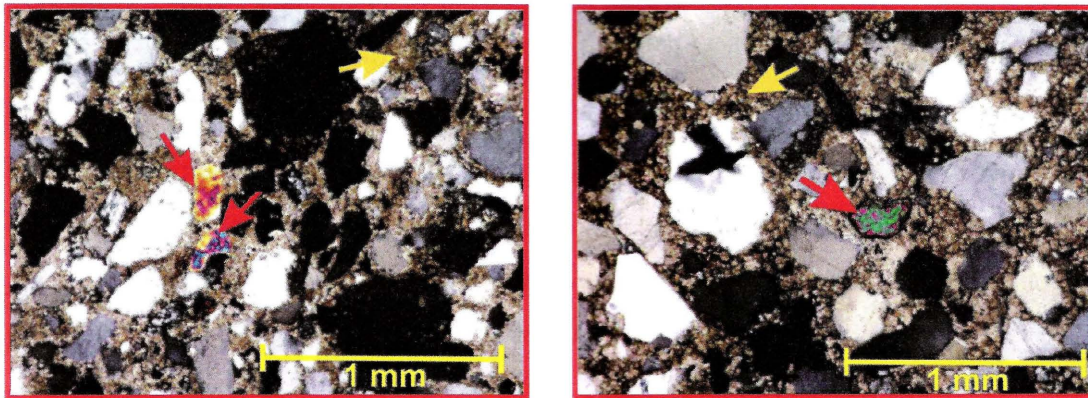
a) **Pískovce** – Tato facie je reprezentována dobře vytříděnými střednězrnými křemennými pískovci. Zrna mají subangulární tvar, převažuje monokrystalický křemen /obr. 22B/, ojediněle se může vyskytnout polykrystalický křemen a zrna pyroxenu /obr. 22C/. Matrix, která je v pískovci zastoupena v malém množství, tvoří jílová hmota /obr. 22C/. Tmel, který je v pískovci zastoupen v malém množství, tvoří kalcit /obr. 22D/. Sedimenty této litofacie tvoří horizontálně zvrstvené desky s výskytem pozitivní gradace /obr. 22A/. Mocnost vrstev se pohybuje od 1 – 18 cm /obr. 21/.



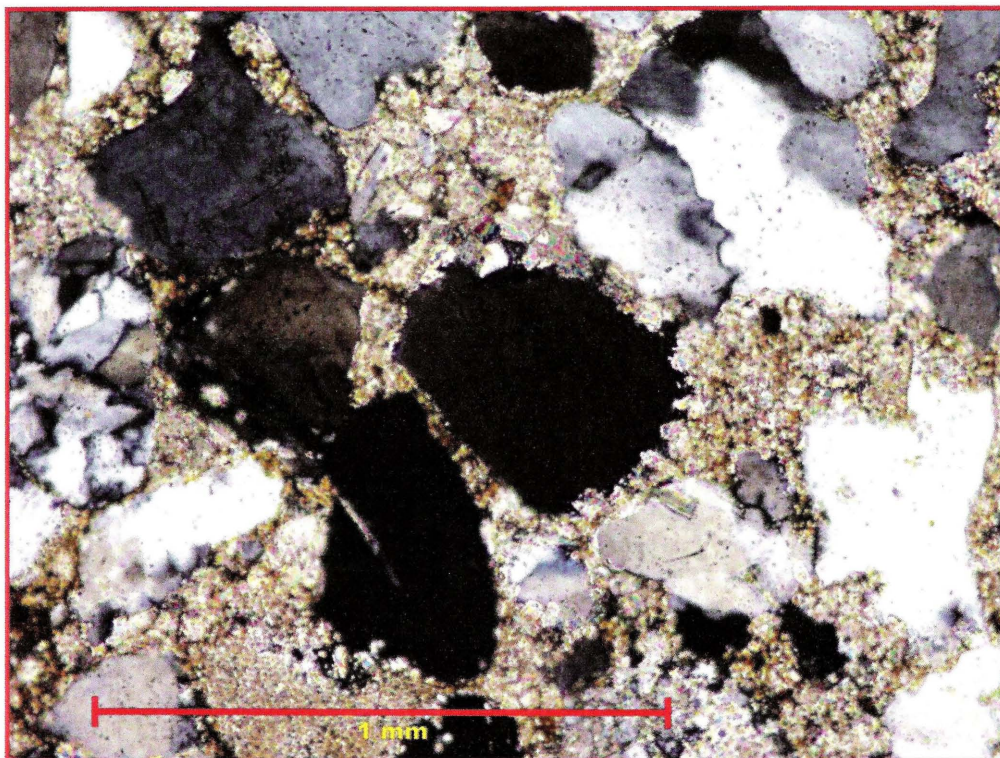
**Obr. 22A:** Ukázka gradačního zvrstvení uvnitř pískovce. Červená šipka s indexem 1 znázorňuje sedimentační událost, která je tvořena na bázi konglomerátem s podpůrnou strukturou matrix (hnědá šipka), na něj nasedá středně zrný pískovec (zelená šipka). Modrá šipka s indexem 2 znázorňuje další sedimentační událost, která je tvořena hrubozrnným pískovcem (černá šipka) a na něj nasedá střednězrný pískovec (žlutá šipka).



**Obr. 22B:** Ukázka výbrusu z pískovce, v levé části nezkřížené nikoly a v pravé části zkřížené nikoly  
Primární klastická zrna jsou zastoupena:  
○ křemenem - tvar zrna je subangulární  
Matrix – tvořena jílovou hmotou - hnědě zbarvena mezi zrny křemene



**Obr. 22C:** Červené šipky ukazují detail zrna pyroxenu v pískovci a žluté šipky ukazují jílovitou hmotu mezi zrna křemene.



**Obr. 22D:** Detail rozpouštění zrna a nahrazení kalciovým tmelem, což vypovídá o alkalickém prostředí

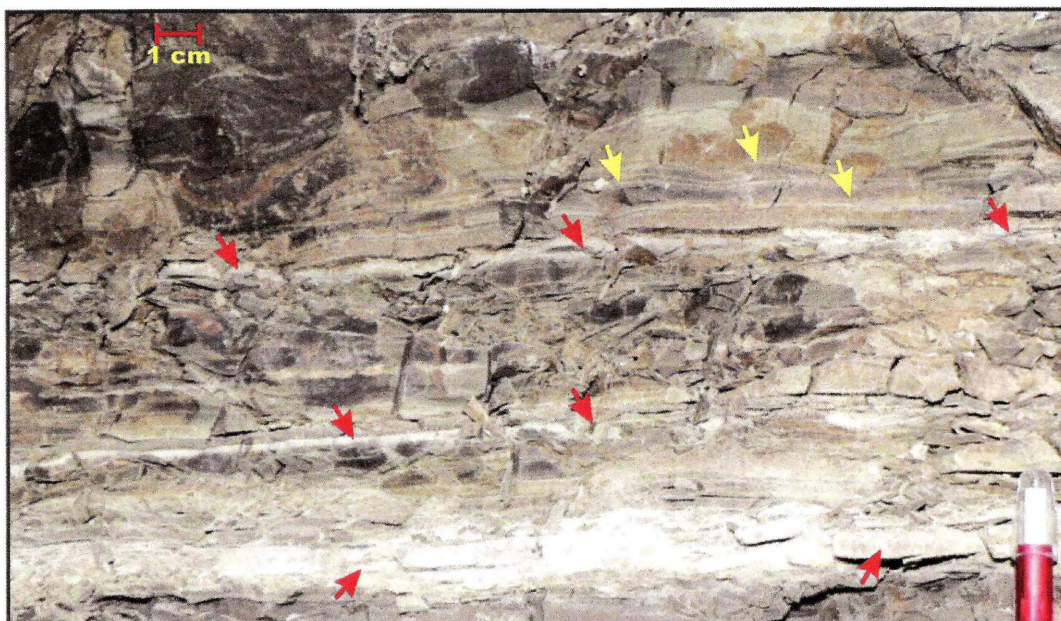
### *Interpretace*

Na základě výskytu horizontálního zvrstvení a pozitivní gradace /obr. 22A/ jsou tyto sedimenty interpretovány jako záznam turbiditních proudů. Polohy znázorněné hnědou a černou šipkou /obr.22A/ odpovídají členu  $T_a$  Boumovy sekvence a polohy znázorněné zelenou a žlutou šipkou odpovídají členu  $T_b$  Boumovy



sekvence . Nadložní členy Boumovy sekvence  $T_c$ ,  $T_d$  a  $T_e$  v tomto případě nejsou zachovány. Tam kde nejsou zachovány, mohlo dojít k jejich sedimentaci v distálnějších partiích turbiditního proudu.

**b) Laminované prachovce až jílovce** – Tato litofacie je reprezentována šedými až světle šedozelenými prachovci až jílovci s hojně tenkými laminami a vložkami jemnozrnných pískovců, které mají mocnost od 2mm do 38 mm /obr. 23A/. Mocnost poloh tvořených touto facií se pohybuje od 50 do 60 cm.



**Obr. 23A:** Šedé až světle šedozelené prachovce až jílovce s vložkami jemnozrnných pískovců (ukazují červené šipky), žluté šipky ukazují dobře vyvinutou laminaci prachovců.



**Obr. 23B:** Ukázka vlnových čeřin v jemnozrnných pískovcích /víčko má 4,5cm/

### *Interpretace*

Jemnozrnná litologie (jílovce až prachovce) a jemná laminace dokládají sedimentaci ze suspenze v relativně klidném prostředí. Písčité laminy místy s vyvinutými proudovými čeřinami reprezentují záznam turbiditních proudů. Odpovídají členu T<sub>e</sub> Boumovy sekvence. V některých partiích (viz. profil) vyvinuté vlnové čeřiny /obr. 23B/, což dokládá, že se jednalo o mělké prostředí.

### **iii) aluviální jemnozrnné konglomeráty a hrubozrnné pískovce**

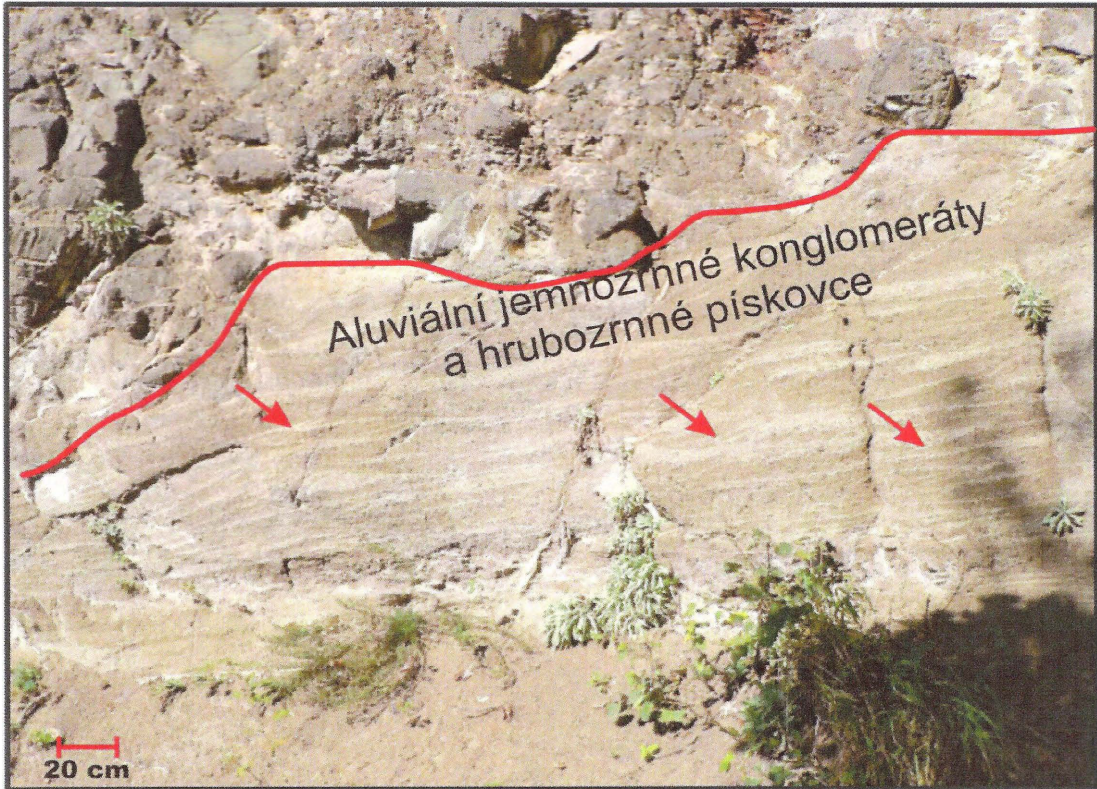
V rámci této asociace byly vyčleněny 2 dílčí litofacie, které se vyznačují stejnou litologií a jsou definovány pouze na základě rozdílných sedimentárních struktur: a) šikmo zvrstvené jemnozrnné konglomeráty a hrubozrnné pískovce, b) planárně zvrstvené jemnozrnné konglomeráty a hrubozrnné pískovce.

Sedimenty obou litofacií a) i b) jsou reprezentovány převážně jemnozrnnými konglomeráty a místy velmi hrubozrnnými pískovci. Jemnozrnné konglomeráty jsou složeny z epiklastických úlomků (olivinický bazaltoid v různém stupni alterace /obr. 24/), mající suboválný až subangulární tvar. Velikost úlomků se pohybuje od 0,3 – 1,5 cm, ojediněle se v některých vyskytují úlomky o velikosti nad 1,5 cm. Velmi hrubozrnné pískovce jsou složeny z epiklastického materiálu /obr. 24/. Sediment je většinou planárně stratifikován rozměry jednotlivých vrstev se pohybují od 3 do 10

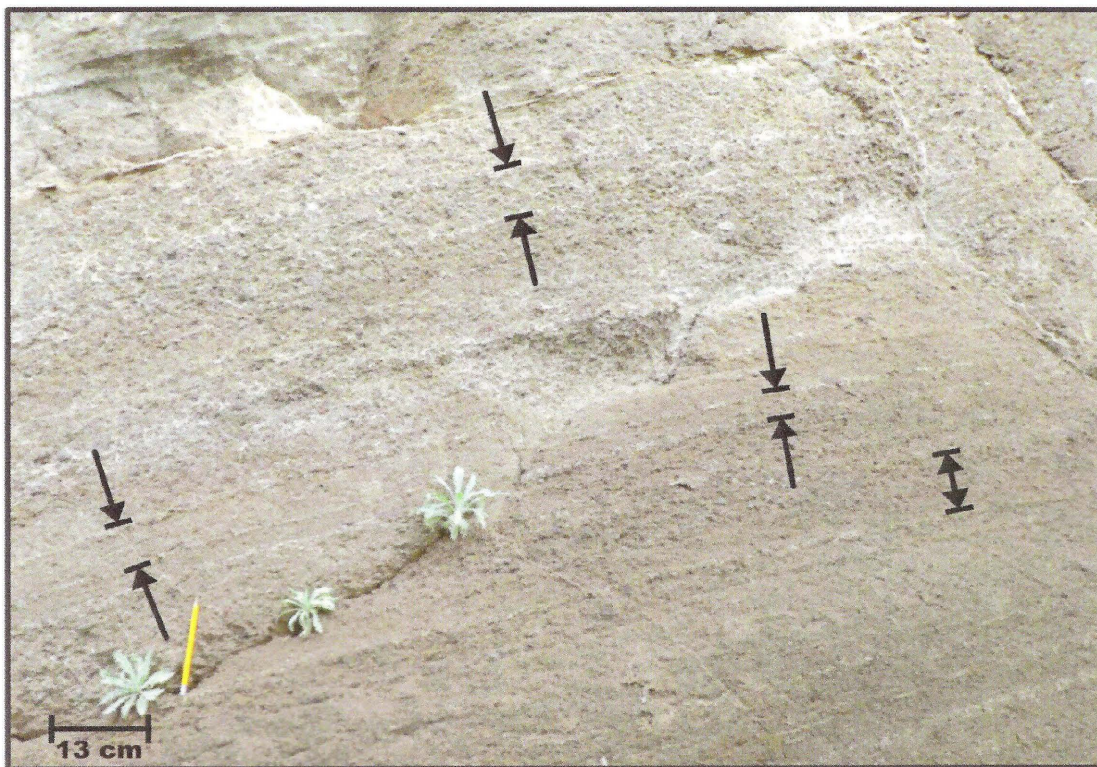
cm /obr. 25B/. V některých partiích je viditelné korytovité šikmé zvrstvení /obr. 25A/. Velikost setů u šikmého zvrstvení se pohybuje: 15 cm na výšku a 65 – 70 cm na délku. Mocnost se pohybuje v rozmezí od 1,5 m do 2 m.



**Obr. 24:** Příklad aluviálního jemnozrného konglomerátu. Hnědá šipka ukazuje na více pozměněný bazaltoid, zelená šipka ukazuje na méně pozměněný bazaltoid. Prostor mezi klasy je vyplněn štěrčkem až velmi hrubým pískem s povlaky kalcitu znázorňují červené šipky.



Obr. 25A: Šipky ukazují sety korytovitého šikmého zvrstvení v aluviálních jemnozrnných konglomerátech a v hrubozrnných pískovcích

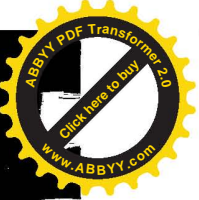


Obr. 25B: Šipky znázorňují mocnost planárního zvrstvení v jemnozrnných konglomerátech a hrubozrnných pískovcích, která se pohybuje od 3 cm do 10 cm.



### *Interpretace*

Korytovité šikmé zvrstvení (TCB) /obr. 25A/ dokládá, že sediment byl transportován a ukládán v podobě migrujících dun. Planární stratifikace a náznak pozitivní gradace ve vrstvách /obr. 25B/ naznačují, že se jednalo o rychlé proudy se zvýšeným obsahem sedimentu – hyperkoncentrované proudy. Srovnej Smith a Lowe (1991).



## 6. Rekonstrukce sedimentárního prostředí

Na základě litofaciálního studia prezentovaného v předešlé části, je možné rozdělit sedimentární záznam v Divoké rokli podle dvou hledisek: z hlediska sedimentárního prostředí a z hlediska interpretovaných procesů.

Na základě sedimentárního prostředí je možné rozdělit sedimentární záznam Divoké rokly do dvou částí:

Spodní část je tvořena sedimenty, které byly ukládány ve vodním prostředí (doloženo např. turbidity, nebo laminovanými prachovci až jílovcí) /obr. 28/.

Sedimenty svrchní části byly ukládány v subaerickém prostředí, které je dokládáno přítomností aluviálních koryt a sedimenty plošných splachů /obr. 29 a 30/. Nepřímým důkazem, že se jedná o subaerické prostředí je přítomnost vulkanického materiálu, produkovaného v subaerických podmínkách. V některých partiích je přítomnost úlomků dřev.

Na základě interpretovaných procesů je možné rozdělit vývoj sedimentárního záznamu Divoké rokly do třech fází:

Fáze I – odpovídá vzniku primárního depocentra /obr. 27Aa/. Přítomnost úlomků bazaltoidů v různém stupni alterace, nám dokládá, že docházelo ke kontaktu lávy s vodou /obr. 27Ab/. Na základě výskytu subakvatických gravitačních proudů, které obsahující úlomky prachovců, pískovců a jílovců (patřící křídě), nám dokládá, že se výrazně mění sklon zlomového svahu /obr. 27Bc, 27Bd/.

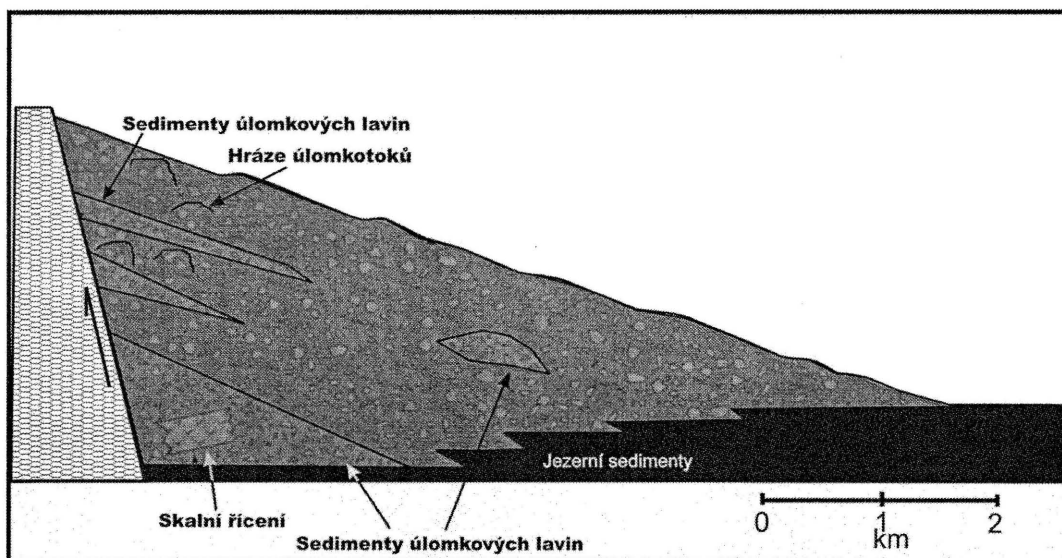
Fáze II – Přítomnost jemnozrnných a laminovaných sedimentů dokládá, že k sedimentaci docházelo v klidném prostředí - jezerní prostředí /obr. 27Ce/. Klidná sedimentace ze suspenze byla přerušována ukládáním materiálu z turbiditních proudů, které mohly být živeny blíže nespecifikovaným deltovým systémem při okraji jezera. Na horu hrubnoucí trend sedimentárního záznamu může být vysvětlen progradací tohoto deltového systému.

Fáze III – Je reprezentována sedimentací významně hrubšího materiálu v subaerickém prostředí /obr. 27Cf/. Na základě přítomností výplní koryt, plošných splachů v úlomkotocích je tento sedimentární záznam charakteristický pro sedimentární procesy probíhající v subaerických podmínkách. Mohlo by se jednat o

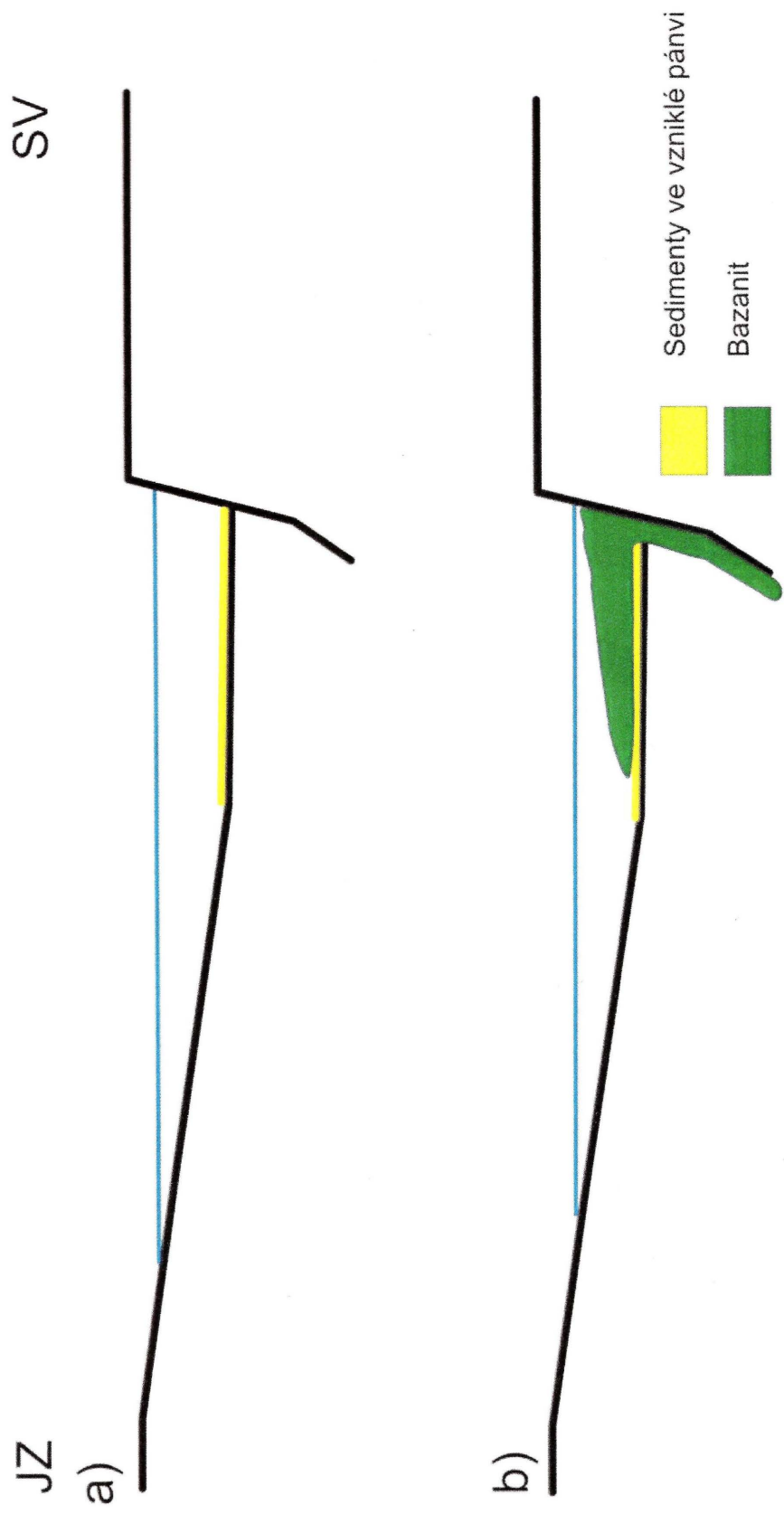
aluviální vějíř. Aluviální vějíř se formoval při okraji depocentra, který postupně progradoval do vodního prostředí mělkého jezera /obr. 26/.

Celkový sedimentární model měl pravděpodobně charakter aluviálního vějíře, který byl živě vulkanickým materiálem + křídovým materiálem, nacházejícím se nad zlomovou hranou /obr. 20, 26/. Na jeho břehu se vytvářela vějířová delta (srovnej Postma, 1990). Tento deltový systém dokládám přítomností turbiditů /obr. 28C/.

Ačkoli nejsou na studované lokalitě přímé doklady zlomové struktury, která podle prezentovaného modelu omezovala depocentrum, výsledná rekonstrukce je v souladu s názory, které předpokládají formování menších mělkých depocenter v iniciálním stádiu vznikajícího riftu (srovnej Čech et al., 1991; Rajchl, 2006).



**Obr. 26:** Schématický řez aluviálním vějířem (Blair a McPherson, 1994)



JZ

SV

a)

b)

Sedimenty ve vzniklé pánvi

Bazanit

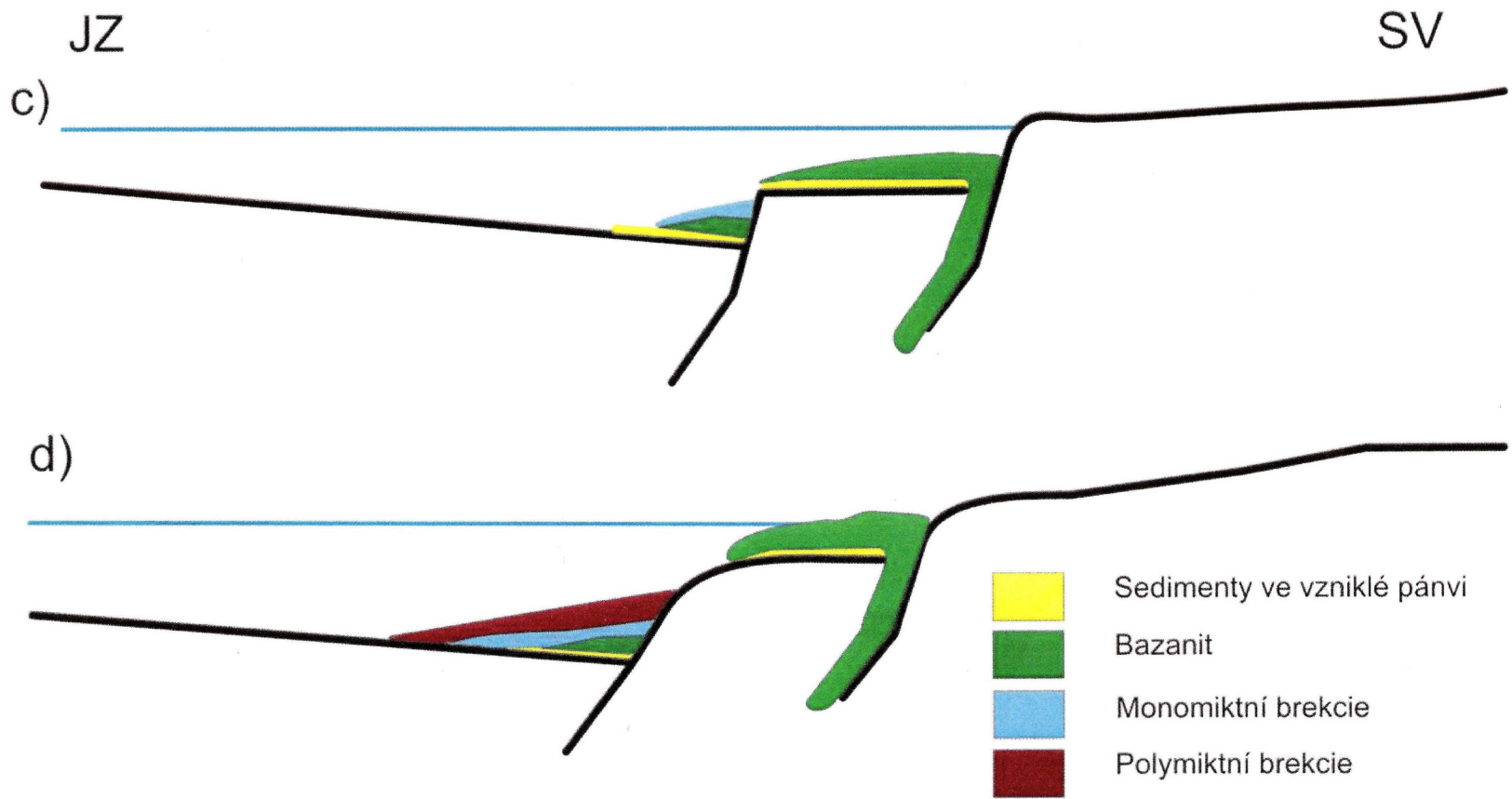
a) Vznik zlomové struktury a počínající sedimentace ve vzniklé depresi

b) Výlev magmatu do vodního prostředí

Obr. 27A: Rekonstrukce sedimentárního prostředí - Divoká rokle

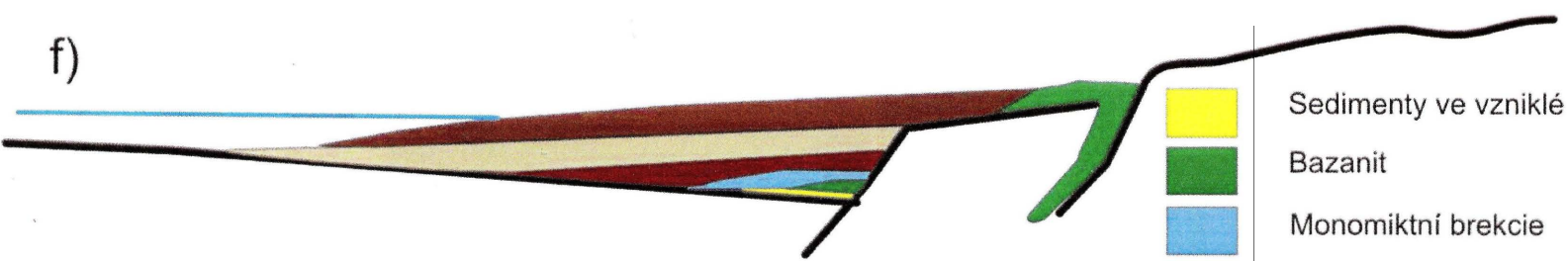
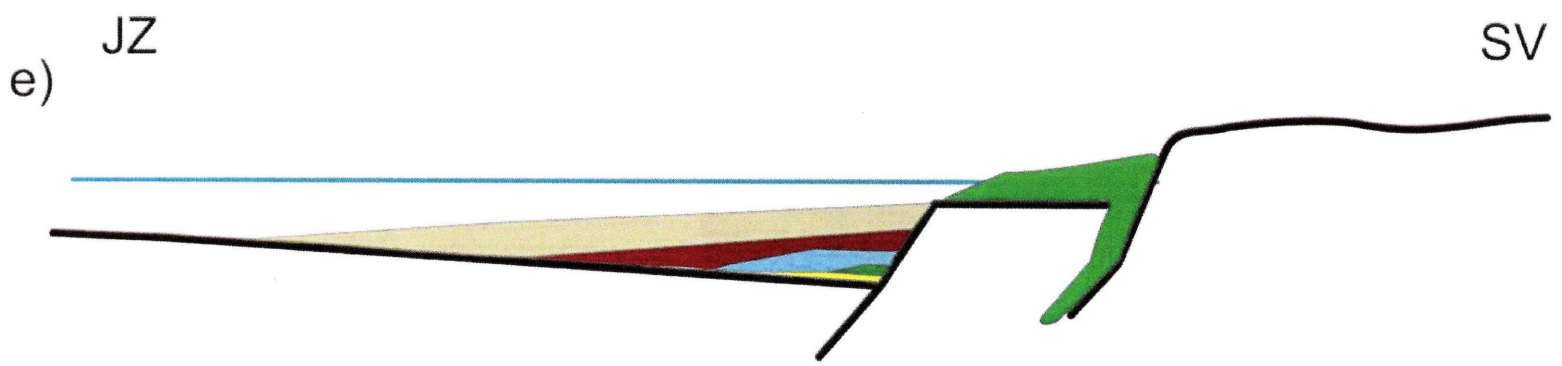








Obř. 27B: Rekonstrukce sedimentárního prostředí - Divoká rokle



c) Vznik nové zlomové struktury, vytvořil se zlomový okraj na kterém probíhají gravitační procesy

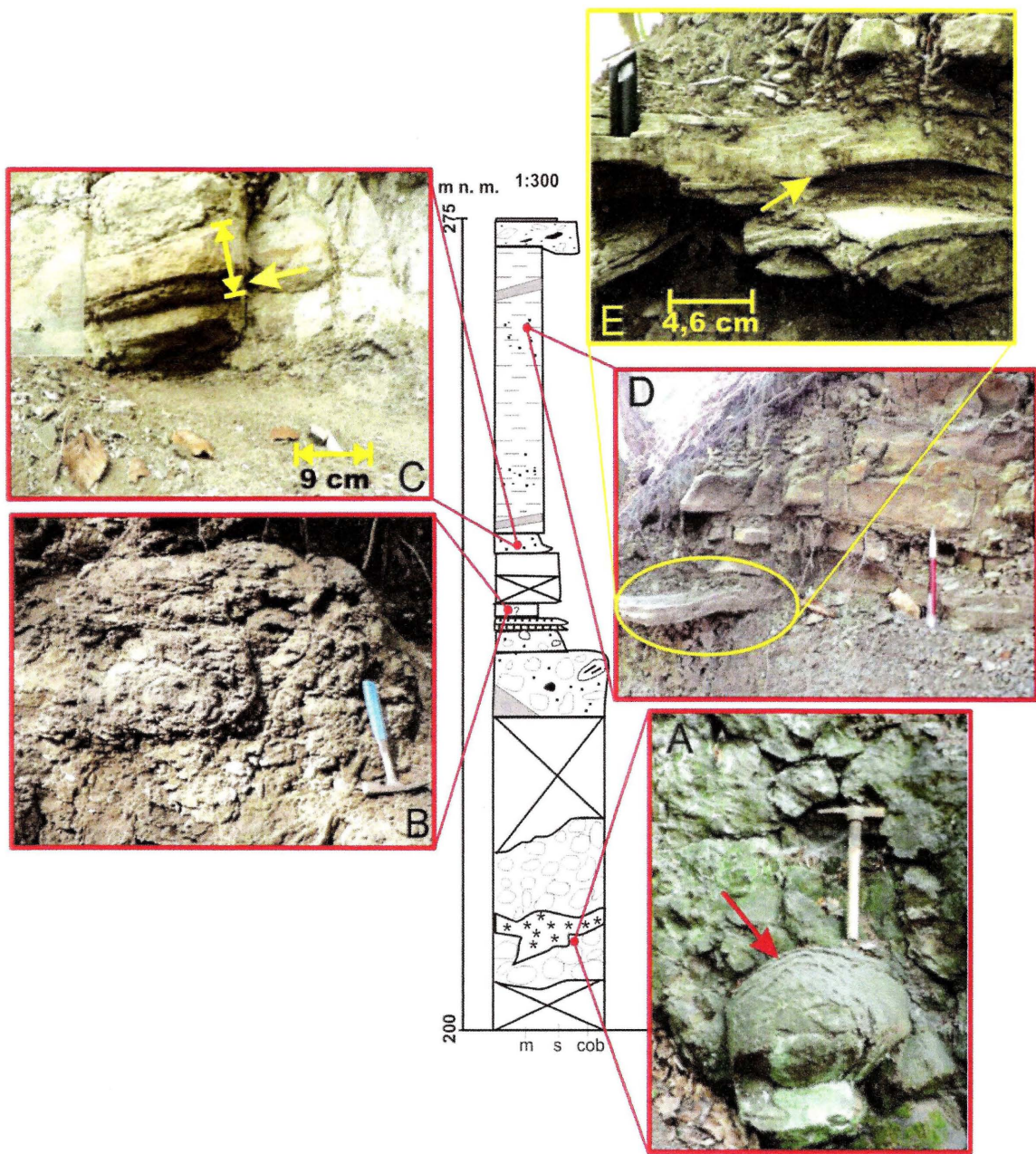
d) Gravitační procesy probíhající na svazích produkují úlomkotoky, které ukládají úlomkový materiál pod zlomovou hranou v podobě polymiktních brekcií.



-  Sedimenty ve vzniklé pánvi
-  Bazanit
-  Monomiktní brekcie
-  Polymiktní brekcie
-  Jezerní pískovce až jílovce
-  Vulkanoklastická brekcie

e) Sedimentace pískovců a jílovců v jezerním prostředí  
f) Vyplnění pánevního prostoru terestrickým materiálem v podobě úlomkotoků

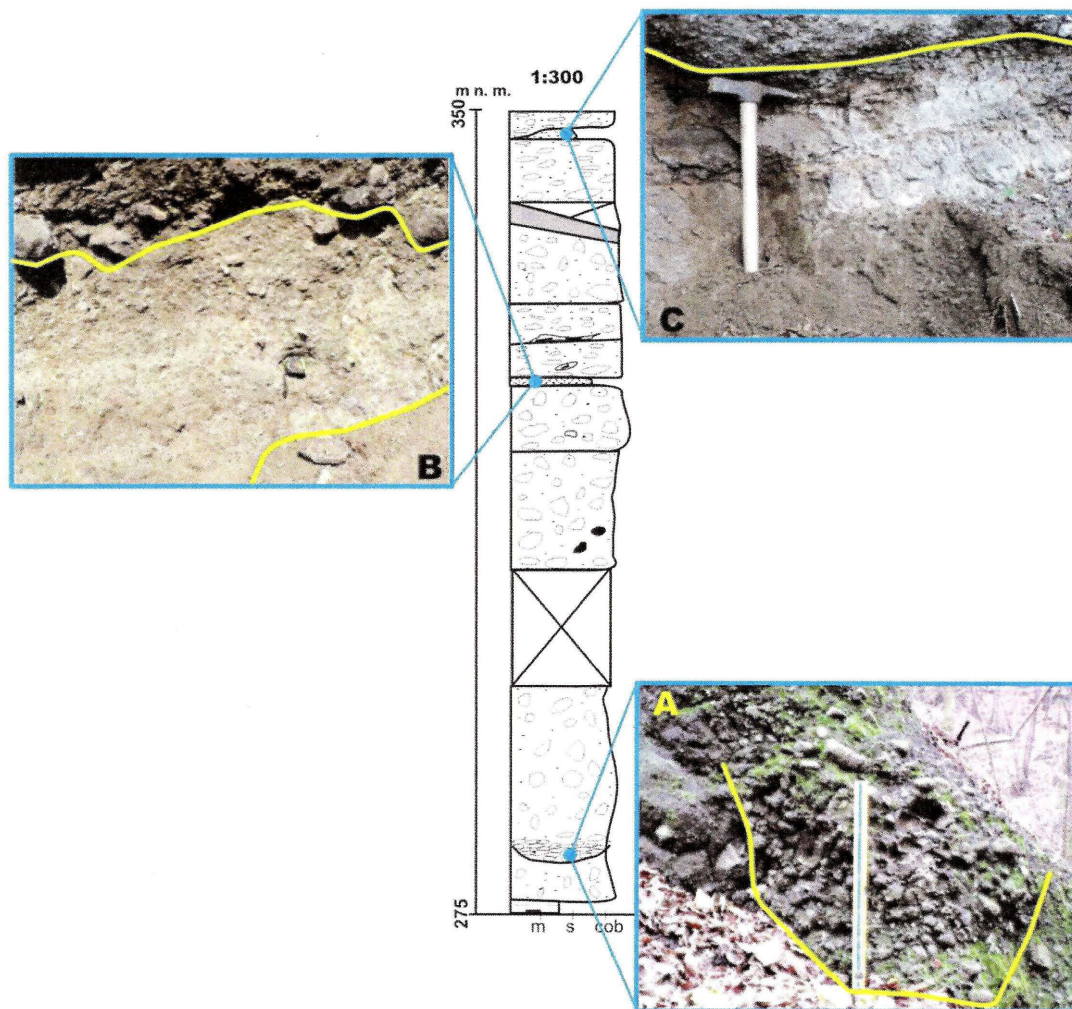
Obr. 27C: Rekonstrukce sedimentárního prostředí – Divoká rokle



**Obr. 28:** Profil Divoké rokle sedimentární záznam spodní část

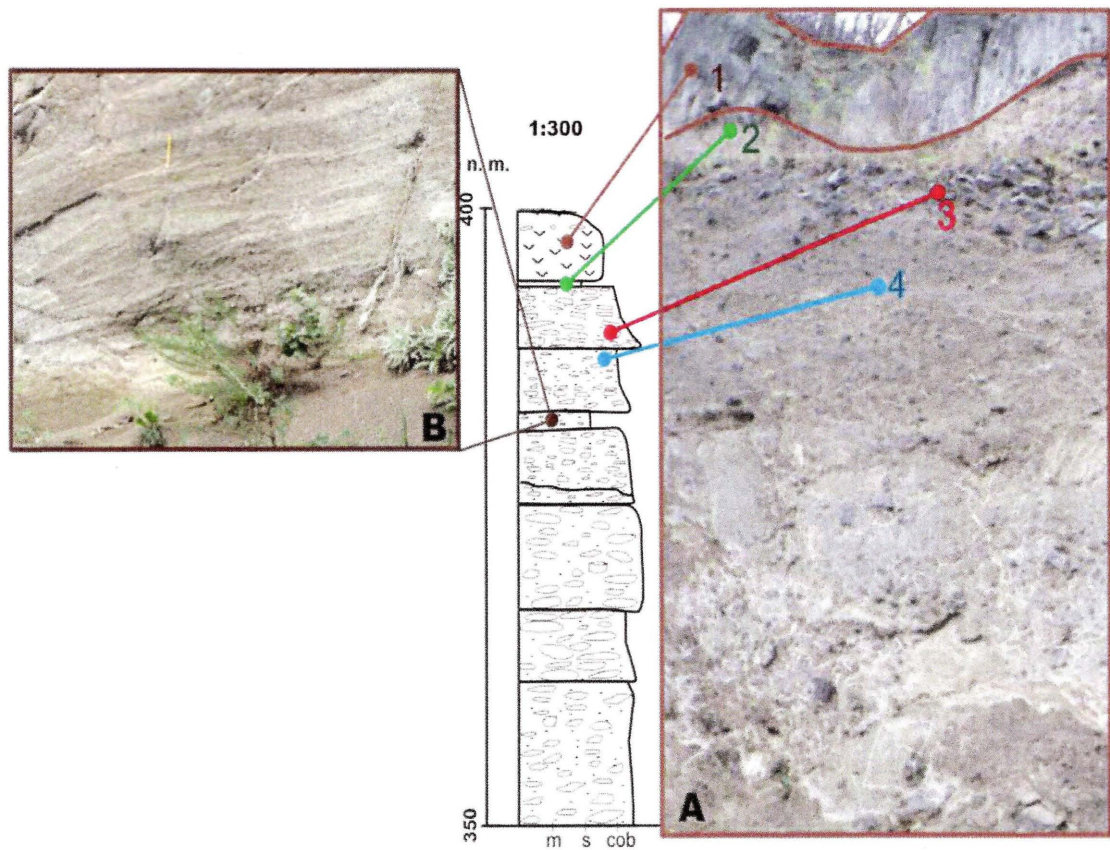
(A) ukázka sférické odlučnosti bazanitu. Spodní část Divoké rokle se vyznačuje vulkanickou aktivitou do vodního prostředí. Vzniklá deprese je vyplňována úlomkotoky, které jsou zprvu tvořeny monomiktní brekcií (obr. 11A a 11B) a po sléze polymiktní brekcií (Obr 15). (B) Ukázka resedimentované granulární brekcie. (C) Ukázka gravitačních masových proudů v podobě turbiditů, šipka ukazuje na rozhraní záznamu hrubší části Boumovy sekvence (psefit a směrem k povrchu přechází v psamit). Přítomnost členu  $T_a$  a  $T_b$  Boumovy sekvence a absence členu  $T_c$  Boumovy

sekvence dokládá, že se jedná o proximální část turbiditního proudu. Na tuto jednotku nasedá sled, kde střídají pískovce – prachovce - jílovce. (D a E) ukázka vlnové čeřiny, která je tvořena vrstvami ze jemnozrnného pískovce a prachovce. Vlnové čeřiny nám dokládají mělké jezerní prostředí.



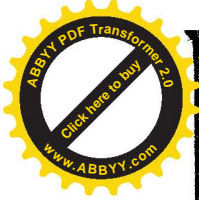
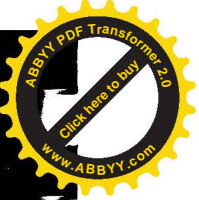
**Obr. 29:** Profil divoké rokle sedimentární záznam střední část

(A) Ukázka výplně koryta ortokonglomerátem (podpůrná struktura valounů), (B) Viditelný náznak planárního zvrstvení, což nasvědčuje, že mohlo docházet k přepracování povrchů úlomkotoků, tak jak to známe z recentních prostředí (probíhajících na aluviálních vějířích) Materiál v této jednotce je tvořen úlomky - psamity až jemnozrnné psefity. (C) opět ukázky změny v převažujících úlomkotocích. Od báze směrem k povrchu viditelné horizontální zvrstvení (vrstvy střednězrnného psamitu se střídají s vrstvami jemnozrnného psamitu až prachovce).



**Obr. 30:** Profil Divoké rokle sedimentární záznam svrchní část

(A) Ukázka sedimentárního záznamu ve svrchní části Divoké rokle: 1 – ložní žíla trachybazaltu, 2 – kontakt mezi ložní žílou trachybazaltu a vulkanoklastickou brekcií, 3 – vulkanoklastická brekcie s podpůrnou strukturou klastů, 4 – vulkanoklastická brekcie s podpůrnou strukturou matrix, (B) Opět změna v sedimentárním záznamu divoké rokle jedná se o aluviální jemnozrnné konglomeráty až hrubozrnné pískovce. Konglomeráty mají podpůrnou strukturou klastů (viditelné planární a v některých částech šikmé zvrstvení).

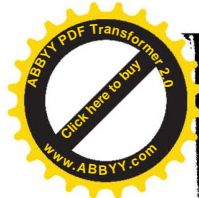
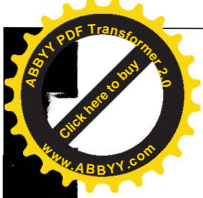


## 7. Závěr

Na základě studia architektur a litofacií, vyskytujících se v sedimentárním záznamu Divoké rokle, byly vyčleněny 3 litofaciální asociace, jejichž sedimenty byly ukládány charakteristickými sedimentárními procesy. V litofaciální asociaci pojmenované vulkanoklastické brekcie a konglomeráty jsou sedimenty tvořené vulkanoklastickou brekcií ukládány úlomkotoky. Sedimenty tvořené vulkanoklastickým konglomerátem byly ukládány hyperkoncentrovanými proudy. Sedimenty litofaciální asociace tvořené jezerními pískovci až jílovci byly ukládány v jezerním prostředí turbiditními proudy a sedimentací ze suspenze. Sedimenty litofaciální asociace aluviální hrubozrnné pískovce až jemnozrnné konglomeráty byly ukládány proudy a hyperkoncentrovanými proudy.

Vzhledem k prostorovým vztahům litofaciálních asociací je možné říci, že sedimentární záznam v Divoké rokli odpovídá mělkému jezernímu prostředí, které bylo vyplňováno jemnozrnnými sedimenty a místy přerušováno turbiditními proudy. Jezero bylo postupně vyplněno materiálem aluviálního vějíře, který progradoval přes předpokládaný zlomový okraj tohoto depocentra /obr. 20 a 26/.

Na základě zjištěných údajů lze říci, že vulkanická činnost ústeckého souvrství Českého středohoří (Cajz, 1999, 2000) byla provázena sedimentací vulkanoklastického materiálu, který byl ukládán v menších depocentrech, která byla tektonicky ohraničena.



## 8. Použitá literatura

**Adamovic, J., Coubal, M.,** 1999. Intrusive geometrie and Cenozoic stress history of the northern part of the Bohemian Massif. *Geolines*, 9, 5-14.

o **Allen, P.A.,** 1997. *Earth surface processes*. Blackwell Science, Oxford, str. 210 - 238

**Bellon H., Bůžek Č., Gaudant J., Kvaček Z. and Walther H.,** 1998: The České středohoří magmatic complex in northern Bohemia 40K-40Ar ages for volcanism and biostratigraphy of the Cenozoic freshwater formations. - *Newsl. Stratigr.* 36, 77-103.

o **Blair, T.C., McPherson, J.G.,** 1994. Alluvial fans and their natural distinction from revers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. A64, p. 450-489

**Bouma, A.H.,** 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 str..

**Cajz, V.,** 1992. Divoká rokle v Ústí nad Labem – rekonstrukce sopečného vývoje. Příspěvky ke geologii severních Čech 1992, Ústecké muzejní sešity, sv. 4, str. 5-14.

**Cajz, V., Vokurka, K., Balogh, K., Lang, M., Ulrych, J.,** 1999. The České středohoří Mts.: volcanostratigraphy and geochemistry. *Geolines*, 9:21 – 28.

**Cajz V.,** 2000: Proposal of lithostratigraphy for the České středohoří Mts. volcanics. - *Bull. Czech Geol. Surv.*, 75, 1, 7-16.

**Cajz, V., Adamovi, J., Rapprich, V., Valigurský, L.,** 2004. Newly identified faults inside the volcanic complex of the České středohoří Mts., Ohře/Eger Graben, North Bohemia. *Acta Geodyn. Geomater.*, 1,2(134), 213-222

**Cajz, V.,** 2006. Současný stav poznatků o oherském riftu. [www.essentia.cz](http://www.essentia.cz)

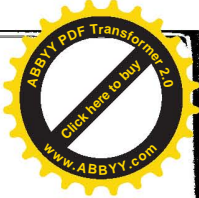
**Cas, R.A.F., Wright, J.V.,** 1987. *Volcanic successions modern and ancient*. London 1987, 519 p.

**Crandell, D.R.,** 1971. Post-glacial lahars from Mt Rainier Volcano, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 677, 75 p.

**Čech, S. et al.,** 1991. Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1: 25 000, list 02-411 Ústí nad Labem., MS – archiv ČGÚ, Praha

**Dezes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A.,** 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: Interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389, 1-33.

o **Enos, P.,** 1977. Flow regimes in debris flow: *Sedimentology*, v. 24, p. 133-142.



**Fisher, R.V.**, 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geol. Soc Amer. Bull., 72, 1409-1414. New York.

**Fisher, R.V.**, 1966. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. Am.J. Sci. 264, 350-63. ✓

**Fisher, R.V.**, 1971. Features of coarse grained, high concentration fluids and their deposits. Journal of Sedimentary Petrology, v. 41, p. 916-927.

**Fisher, R.V.**, 1979. Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. J. Volcanol. geotherm. Res. 6, 305-18.

**Fisher, R.V. and Schminke, H.U.**, 1984. Pyroclastik rock: Berlin, Springer-Verlag, 472p.

**Furnes, H., Friedliefsson, I.B. and Atkins, F.B.**, 1980. Subglacial volcanics – on the formation of acid hyaloclastites. J. Volcano. Geotherm. Res.8, 95-110.

**Glicken H.** – 1991 – Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches, Sedimentation in Volcanic Settings, *SEPM Spec. Publ.*, **45**, pp. 99-106.

**Hampton, M.A.**, 1979. Buoyancy in debris flows: Journal of Sedimentary petrology, v. 49, p. 953-958.

**Hibsch. J.E.**, 1903. Geologische Karte des Bömischen Mittelgebirges, Blatt V/Grosspriesen/., Verlag A. Hölder, Wien

**Honnorez, J. and P. Kirst**, 1975. Submarine basaltit vulkanism: morphometric parameters for discriminanting hyaloclastites from hyalotuffs. Bull. Volcanol. 39, 1-25.

**Hurník S.**, 1982: Problematika existence krušnohorského zlomu. - Čas. Mineral. Geol., 27, 4, 387-396.

**Hurník S. a Havlena V.**, 1984: Podkrušnohorské hnědouhelné pánve a Krušné hory jako součásti neotektonické velevrásové struktury. - Čas. Mineral. Geol., 29, 1, 55-67.

**Chlupáč, I. a kolektiv**, 2002. Geologická minulost České republiky, Praha 2002, 436 str. ISBN 80-200-0914-0

**Johnson, A.M.**, 1970. Physical processes in geology: San Francisco, Freeman, Cooper and Co., 557 p. ✓

**Kopecký, L.**, 1978. Neoidic taphrogenic evolution and zouny alkaline volcanism of the Bohemian Massif. Sborník geol Věd, Geol., 91-108.





**Leyrit H.** – 2000 – Flank collapse and debris avalanche deposits, In: « Volcanics rocks from magma to sediments », edited by Leyrit H. and Montenat C., Gordon and Breach Science Publishers, GB, pp. 111-129.

6 **Lowe, D.R.**, 1976. Grain flow and grain flow deposits. *Jour. sediment. Petrol.*, 46, 188-199, Tulsa

o **Lowe, D.R.**, 1979. Sediment gravity flows. Their classification and some problems of application to natural flows and deposits, in Doyle, L.J., and Pilky, O.H., Jr., eds, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 27*, p.75-82.

**Lowe, D.R.**, 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.* 52, 279-298.

**Major, J.J. and Newhall, C.G.**, 1989. Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and Hoods. *Bull. Volcanol.*, 52: 1-27.

**Malkovský M.**, 1980: Model of the origin of the Tertiary basins at the foot of the Krušné hory Mts.: volcano-tectonic subsidence. - *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 55, 3, 141-149.

**Malkovský M.**, 1985: Tektonika severočeské hnědouhelné pánve. - In: Malkovský M. et al.: *Geologie severočeské hnědouhelné pánve a jejího okolí.* - Český geologický ústav Praha, 169-183.

o **Middleton, G.V. and Hampton, M.A.**, 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In *Marine sediment transport and environmental management*, D.J. Stanley and D.J.P. Shift (eds), 197-218. New York : Wiley.

**Moore, J.G.**, 1967. Base surge in recent volcanic eruptions. *Bull. Volcanol.* 30, 337-63.

**Moore, J.G., Phillips, R.L., Grigg R.W., Peterson, D.W. and Swanson, D.A.**, 1973. Flow of lava into the sea, 1969-71, Kilauea volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 537-46.

**Nicols, G.**, 1999. *Sedimentology & Stratigraphy.* Blackwell Science, Oxford.

**Pierson, T.C., Costa, J.E.**, 1987. A rheological classification of subaerial sediment-water flows. *Geol. Soc. Am. Rev. Eng. Geol.* 7, 1-12.

**Pierson, T.C., Janda, R.J.**, 1994. Volcanic mixed avalanches: A distinct eruption-triggered mass-flow process at snow-clad volcanoes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 1351-1358.

**Pierson, T.C., Scott, K.M.**, 1985. Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Res.* 21, 1511-1524.



- Postma, W.**, 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. in: Doplela, A. a Prior, D.B. (eds), Coarse-Grained Delta, Special Publication No. 10 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, Oxford, str 13 – 27
- Rajchl, M.**, 2006. Tectonosedimentary evolution and fluvio-deltaic systéme of the Most basin. Extended abstract.
- Rodine, J.D. and Johnson, A.M.**, 1976. The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials to flow on gentle slopes: *Sedimentology*, v. 23, p. 213-234.
- Rodolfo, K.S. and Arguden, A.T.**, 1991. Rain-lahar generation and sediment-delivery systems at Mayon Volcano, Philippines. In: R.V. Fisher and G.A. Smith (Editors), *Sedimentation in Volcanic Settings*, *Sot. Sediment. Geol. (SEPM). Spec. Publ.* 45: 71-87.
- Scott, K.M.**, 1988b. Magnitude and frequency of lahars and laharrunout flows in the Toutle-Cowlitz River system. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.* 1447-B, 33 pp.
- Shrbený, O.**, 1995. Chemical composition of young volcanites of the Czech Republic. *Czech Geol. Survey spec. Papers*, 4: 1-54
- Shultz, A.W.**, 1984. Supaerial debris-flow deposition in the upper Paleosoic Cutler Formation, western Colorado. *Journal of sedimentary Petrology*, v. 54, p. 759-772.
- Siebert L.** – 1984 – Large volcanic debris avalanches : characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions, *J. Volc. Geoth. Res.*, **22**, pp. 163-197.
- Siebert L., Glicken H., Ui T.** – 1987 – Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions, *Bull. Vol.*, **49**, pp. 435-459.
- Smith, G.A.**, 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 1-10.
- Smith, G.A., Lowe, D.R.**, 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. In: Fisher, R.V., Smith, G.A. Eds., *Sedimentation in Volcanic Settings*, 45. *SEPM Spec. Publ.*, pp. 59–70.
- Sparks, R.S.J.**, 1976. Grain size variations in ingnimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology* 23, 147-88.
- Sparks, R.S.J. and G.P.L. Walker**, 1973. The ground surfe deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature Phys. Sci.* 241, 62-4.
- Ui T.** – 1983 – Volcanic dry avalanche deposits, Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits, *J. Vol. Geoth. Res.*, **18**, pp. 135-150.
- Ulrych J. a Pivec E.**, 1997: Age-related contrasting alkaline volcanic series in North Bohemia. - *Chem. Erde*, 57, 311-336.



**Ulrych J., Cajz V. a Adamovič J. eds.**, 1998: Magmatism and Rift Basin Evolution, Excursion Guide and Abstracts (IGCP Project 369, Final Session, Liblice, September 7-11, 1998). - Czech Geological Survey, 97 pp.

**Vallance, J.W.**, 2000. Lahars. In: Sigurdsson, H. (Ed.), Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego, pp. 601–616.











**Vessel, R.K. and Davies, D.K.**, 1981. Non-marine sedimentation in an active fore arc basin, in Ethridge, F.G. and Flores, R.M. eds. Recent and ancient non-marine depositional environments Models for exploration. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 31, p. 31-45.

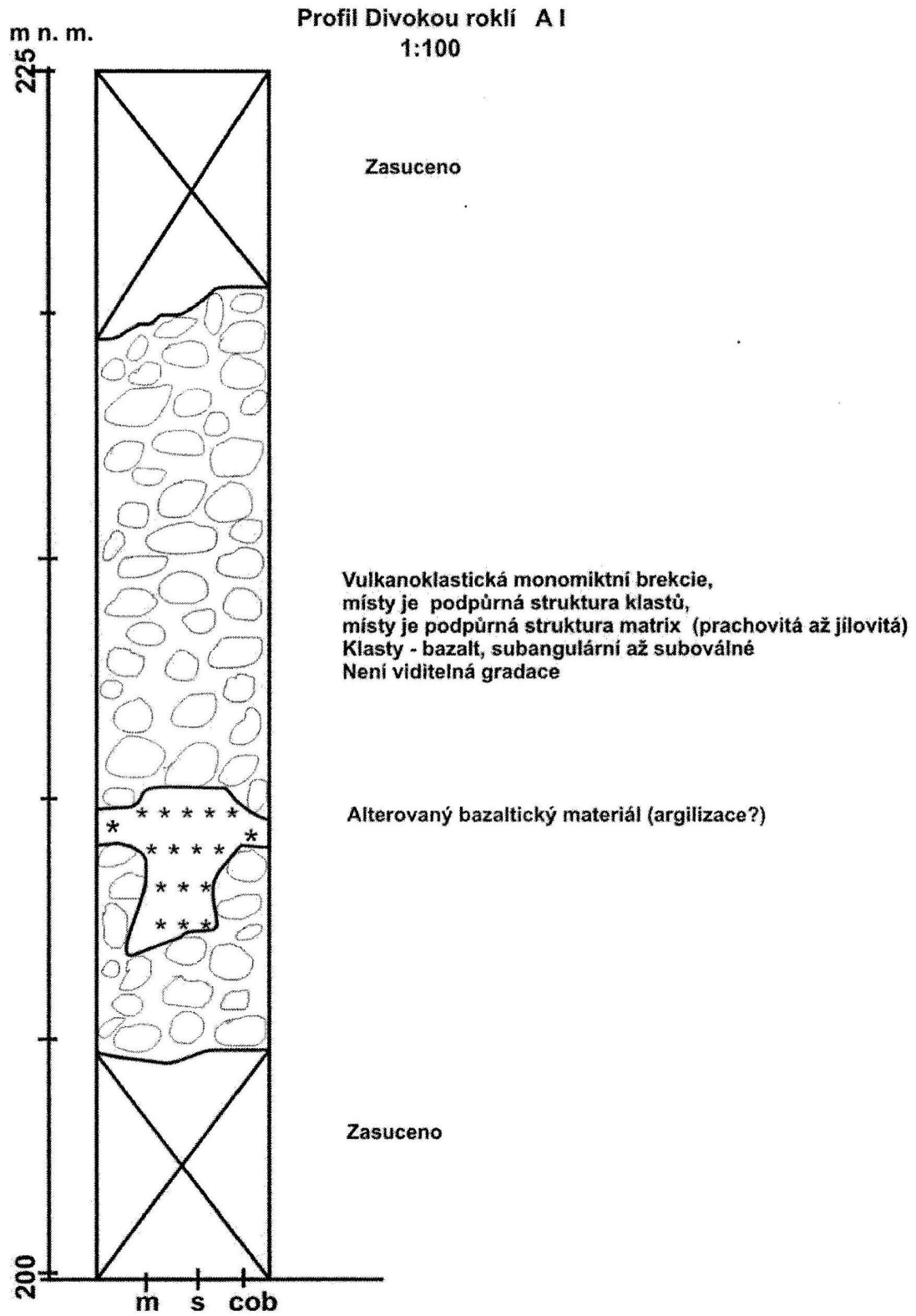
**Ziegler, P. A.**, 1992. European Cenozoic rift system. Tectonophysics, 208, 91-111.

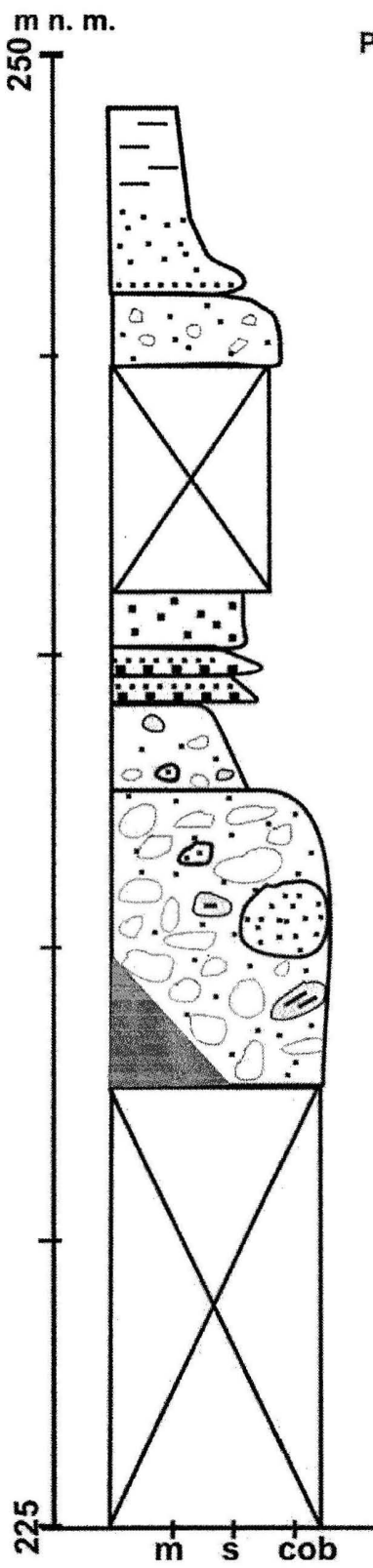


# PŘÍLOHY

### Profil Divokou roklí legenda

	silně alterovaný bazaltoid
	pravé žíly vulkanických hornin
	prachovce až jílovce
	pískovce
	Vulkanoklastická brekcie s podpůrnou strukturou matrix (prachovito-písčitá)
	trachybazalt
	Klast jílovce
	Klast pískovce
	čeřiny
	šikmé zvrstvení
<b>m</b>	"mud" jíł
<b>s</b>	"sand" písek
<b>cob</b>	"cobbles" (64 - 256 mm)





Profil Divokou roklí A II

Turbidity?

Vulkanoklastická polymiktní brekcie s podpůrnou strukturou (prachovito-píščitá) klasty subangulární

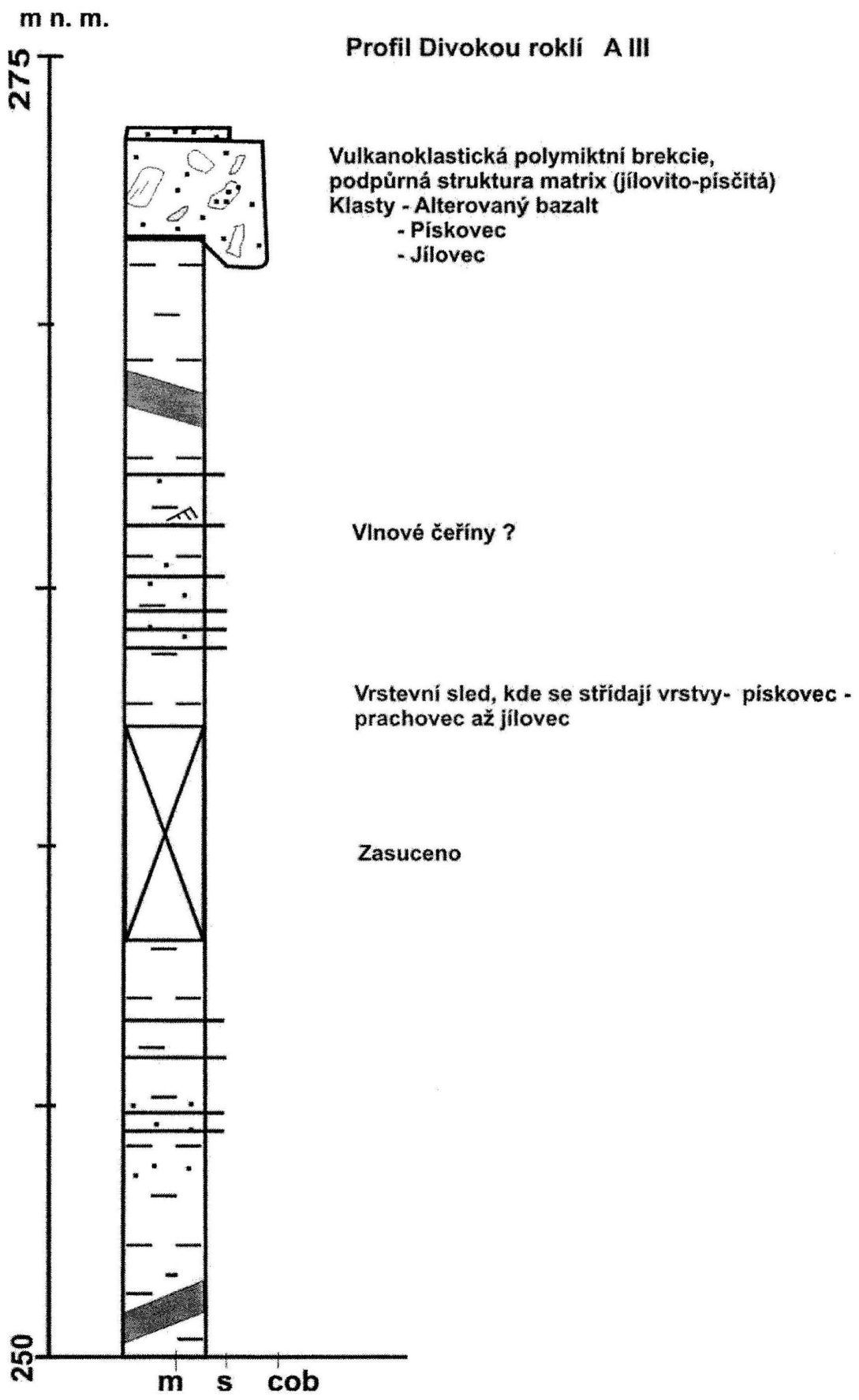
Zasuceno

Resedimentovaná granulární brekcie ?

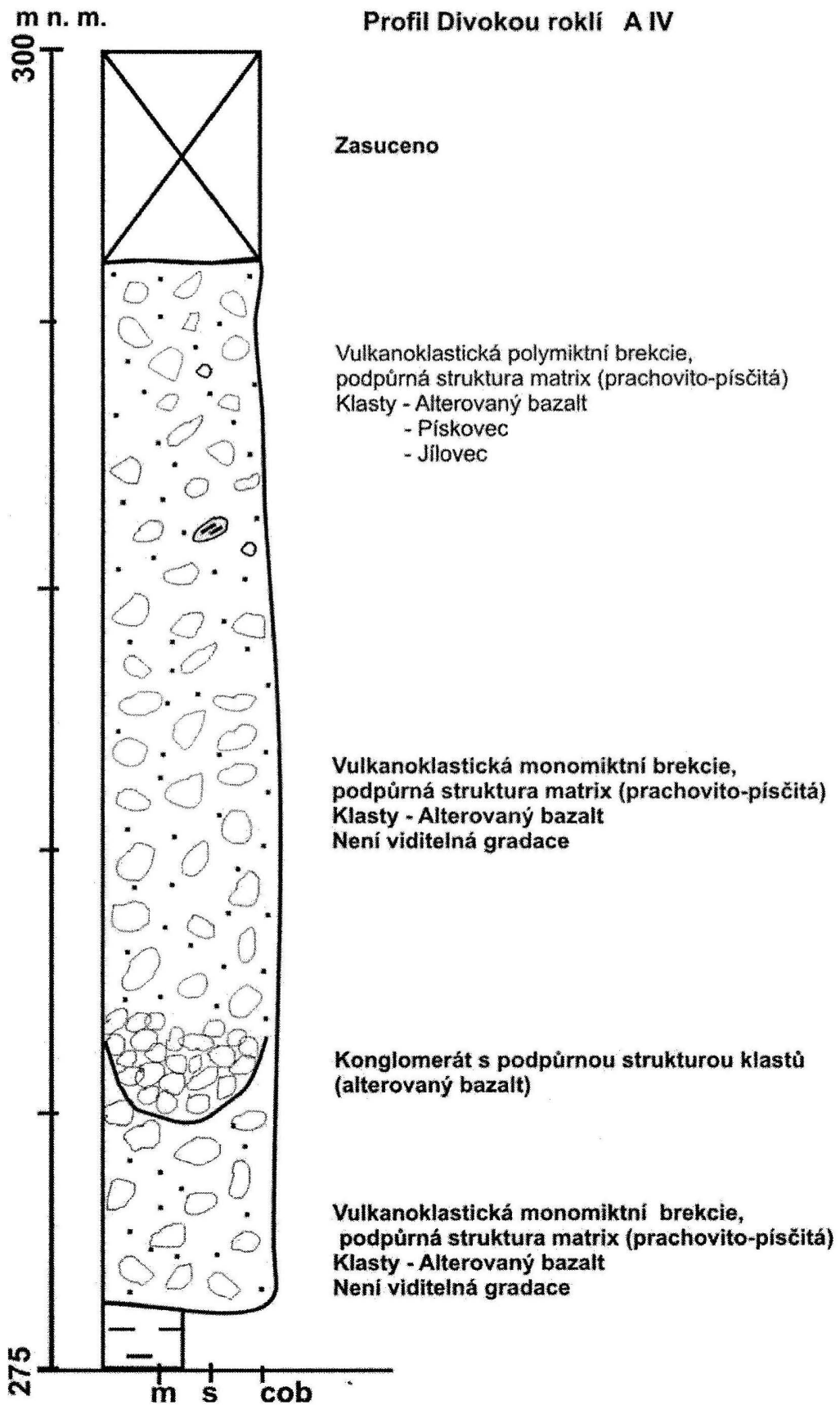
Křemenný pískovec (turbidity)

Vulkanoklastická polymiktní brekcie, s podpůrnou strukturou matrix (prachovito - píščitá) klasty: - alterovaný bazalt (od 20 mm, poloostřhranné), - pískovec (od 80 mm, poloostřhranné), - jílovec (od 80-100 mm, polozaoblené), není viditelná gradace, uložení v mase

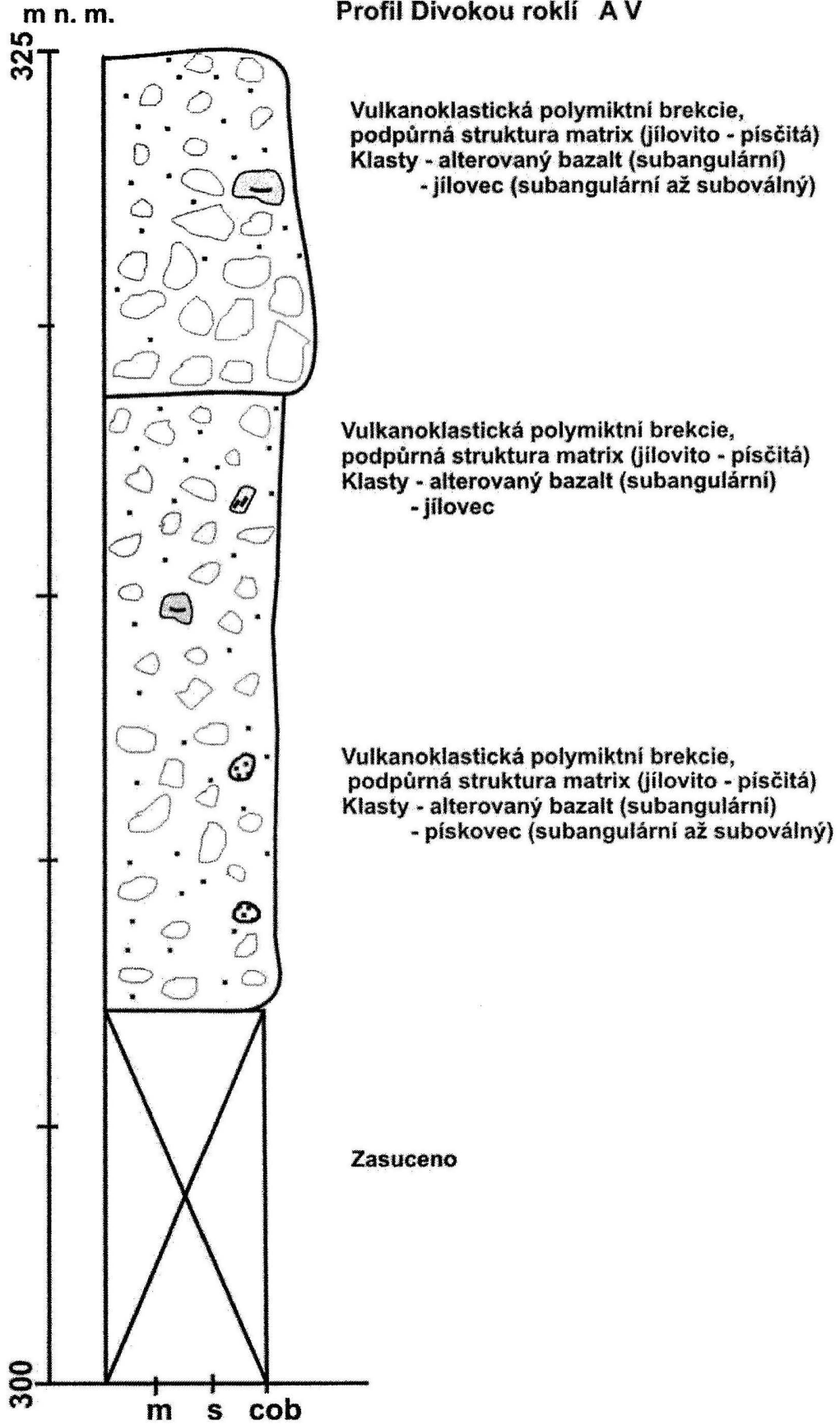
Zasuceno





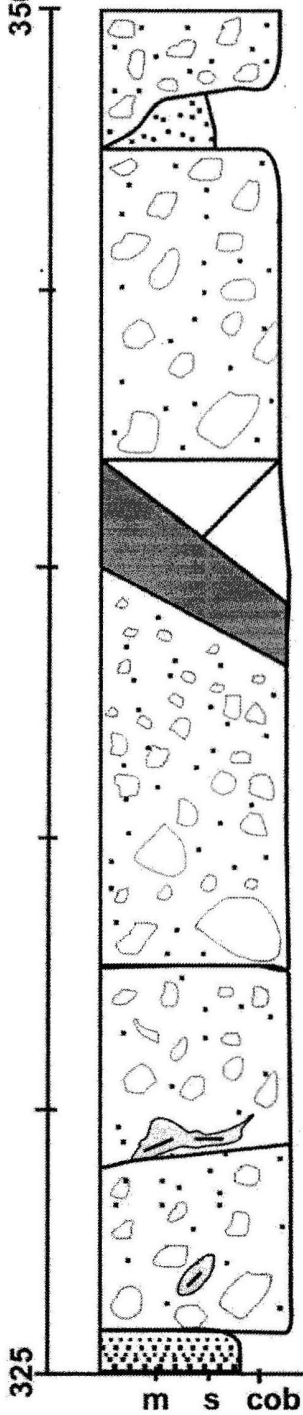


### Profil Divokou roklí A V



350 m n. m.

**Profil Divokou roklí A VI**



Resedimentovaný pískovec

Vulkanoklastická brekcie s podpůrnou strukturou matrix (prachovito - písčítá),

- Klasy - alterovaný bazalt (subangulární)  
 - pórovité úlomky ze skupiny bazaltoidů, póry jsou vyplněny kalcitem a analcínem ze skupiny zeolitů (suboválné)  
 - úlomky bazanitu

Velikost klastů od valounů přes balvany

Zasuceno

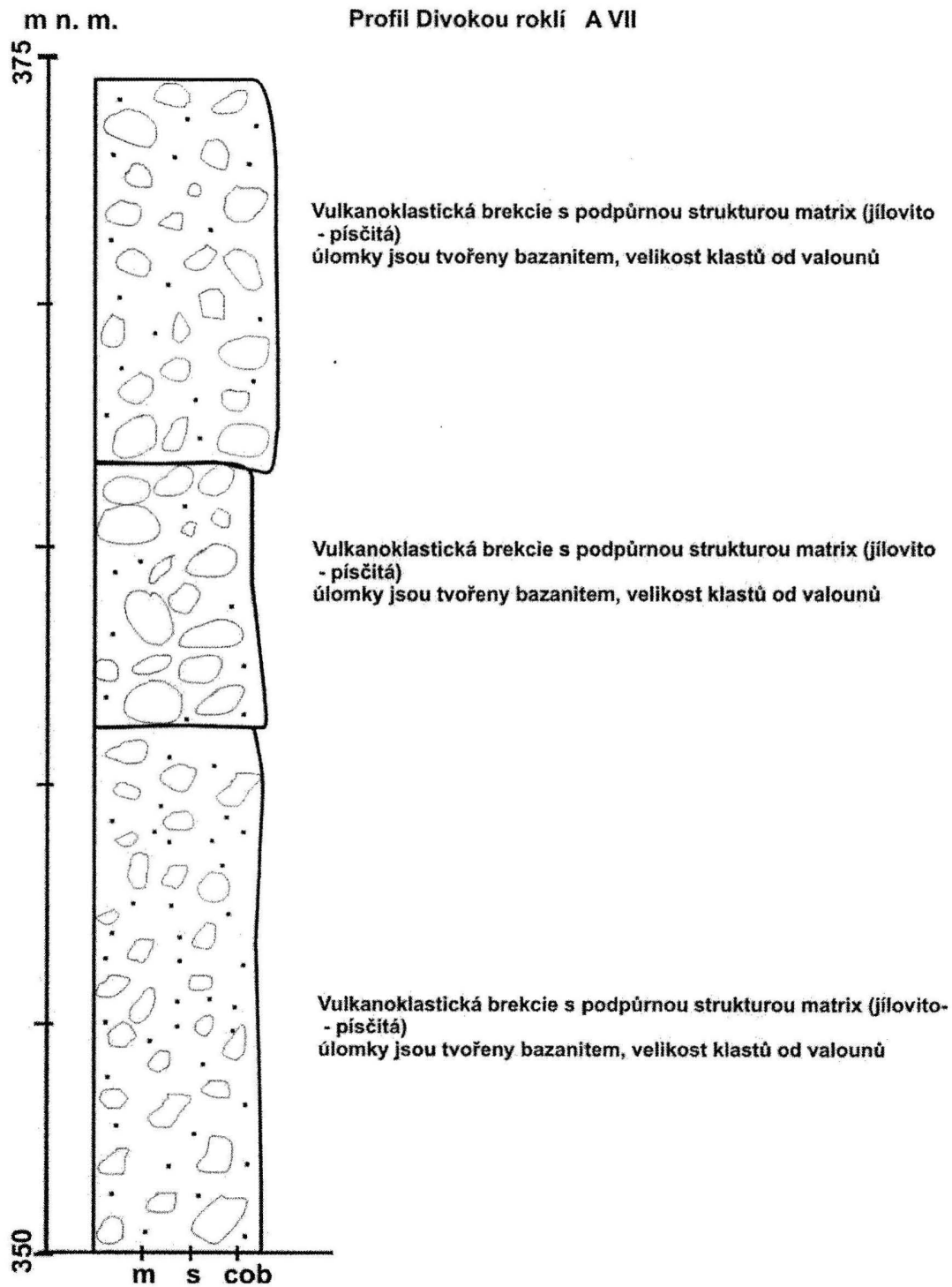
Vulkanoklastická monomiktní brekcie, podpůrná struktura matrix (jílovito - písčítá), směrem k povrchu ubývá hrubší frakce. Velikost úlomků od valounů po balvany a úlomky jsou tvořeny bazanitem (subangulární)

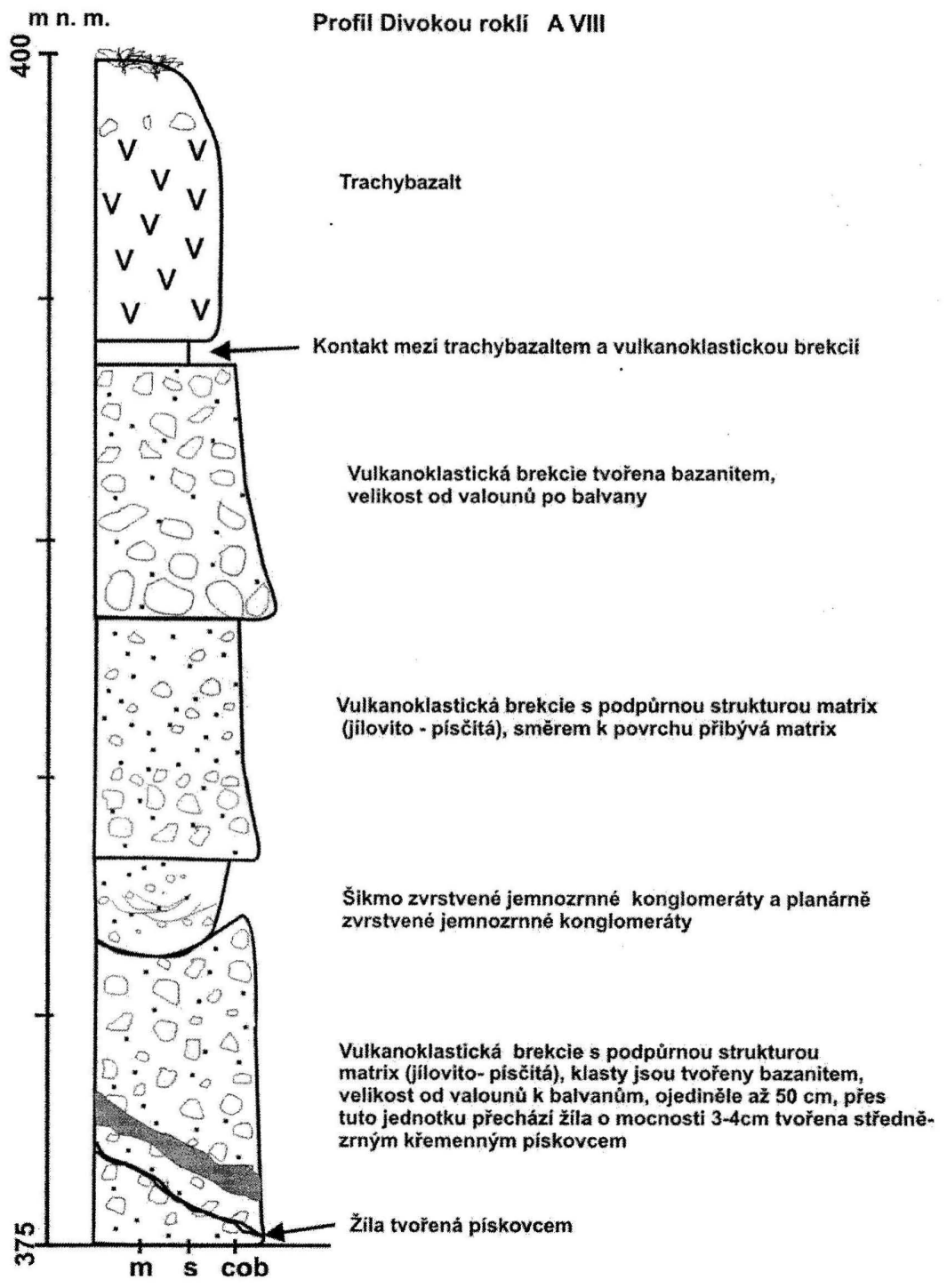
Vulkanoklastická brekcie s podpůrnou strukturou matrix (jílovito - písčítá). Na bázi klast prachovce, který je roztažený, nad ním klasy (alterovaný bazalt).

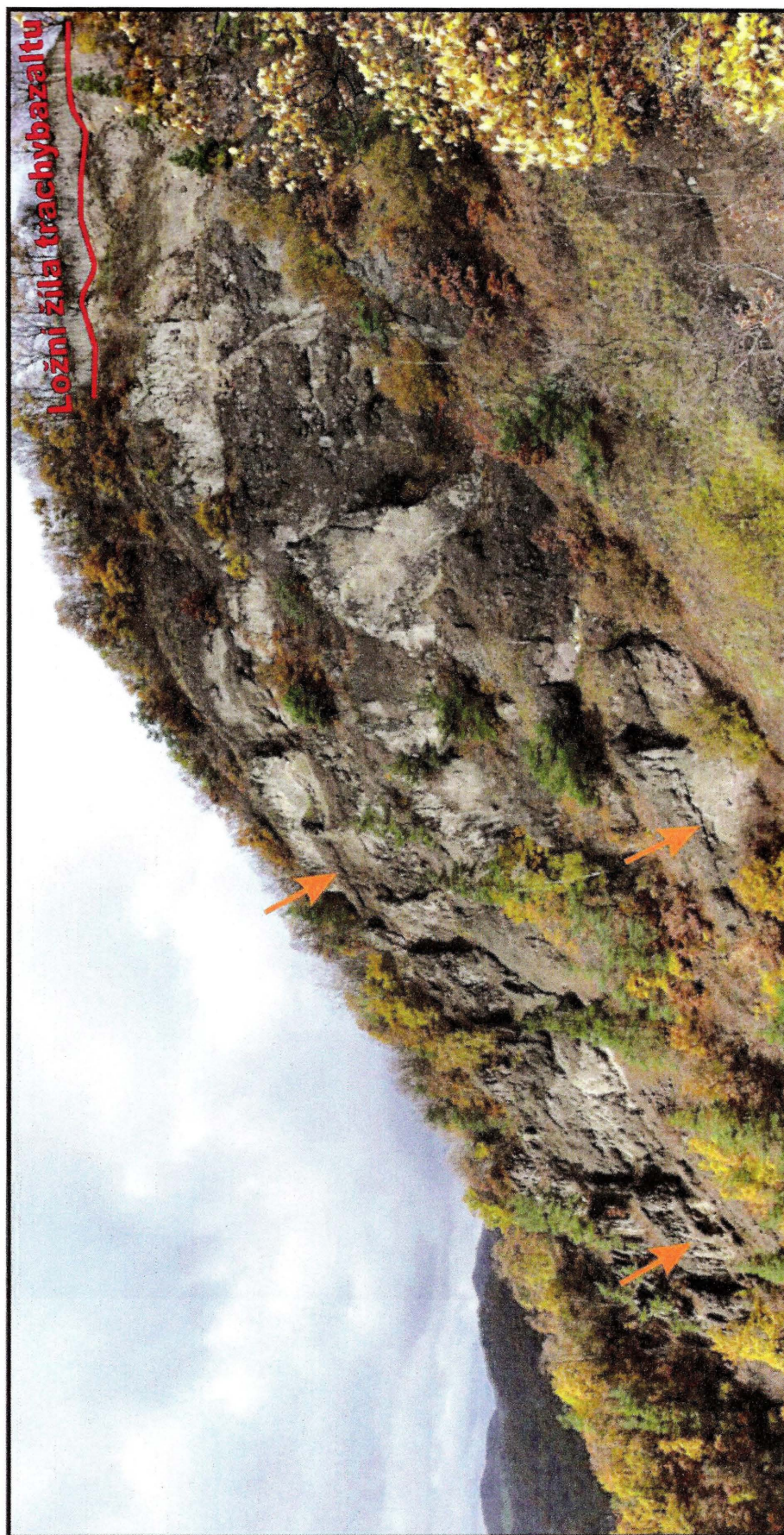
Vulkanoklastická polymiktní brekcie, podpůrná struktura matrix (jílovito-písčítá).

- Klasy - alterovaný bazalt  
 - tepelně postižený prachovec  
 - brekcie s podpůrnou strukturou matrix (jemně písčítá), v které jsou epiklastické valouny.

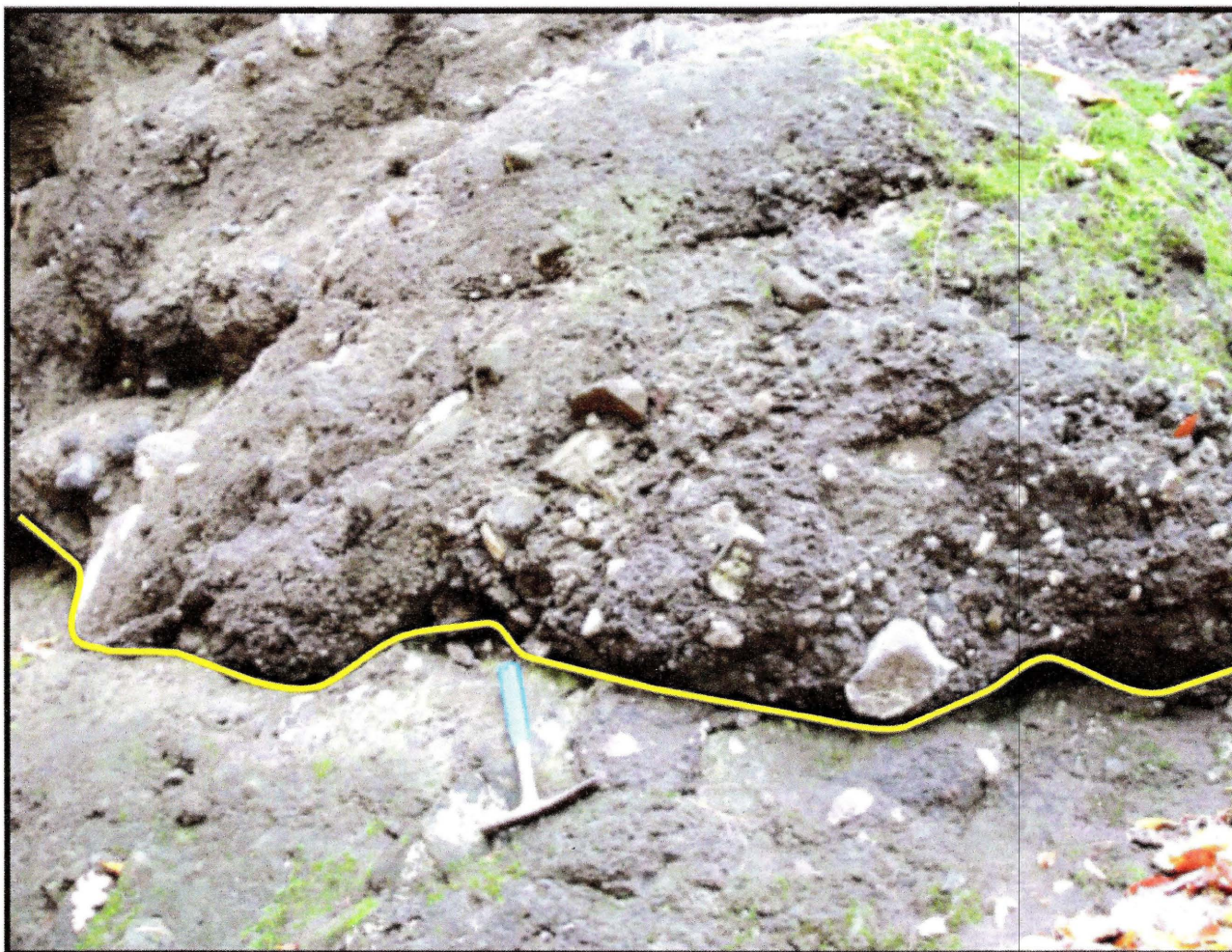
Jemnozrný konglomerát s podpůrnou strukturou klastů  
 Viditelné horizontální zvrstvení, střídání poloh oblázků se štěrčím, mocnost 60 cm. Klasy alterovaný bazalt







Fotomozaika znázorňující uložení úlomkotoků v Divoké rokli. Oranžové šipky ukazují na báze úlomkotoků.



Ukázka "hráze" úlomkotoku. Při snižování gradientu, obsahu vody se snižuje rychlost úlomkotoku. Zvětšuje se tření, což má za následek zastavení úlomkotoku a tvorbu "hrází".