

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE
Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie



EXOSKOPICKÉ CHARAKTERISTIKY FLUVIÁLNIČ SEDIMENTŮ

(Bakalářská práce)

Michaela Dolejšová
Vedoucí práce: RNDr. Marek Křížek, PhD.
Konzultantka: Mgr. Lenka Křížová
2012

Prohlašuji, že jsem zadanou bakalářskou práci vypracovala sama a že jsem uvedla veškeré použité informační zdroje.

V Olovnici 25. 5. 2012

Michaela Dolejšová

Na tomto místě bych ráda poděkovala všem, kteří jakoukoli formou přispěli ke vzniku této práce.

Především děkuji vedoucímu práce RNDr. Marku Křížkovi, PhD. za cenné rady a připomínky a za vzorky fluviálních sedimentů ze Střeleckého ostrova, Klínového potoka a Volyňky; dále pak své konzultantce Mgr. Lence Křížové za spolupráci při přípravě vzorků a uvedení do problematiky hodnocení, Mgr. Miroslavu Hylišovi, PhD. za pozlacení vzorků a možnost práce v Laboratoři elektronové mikroskopie, paní Marii Fayadové za asistenci při vaření vzorků v digestoři.

Rovněž děkuji za podporu grantu GAUK (379711): „ Stanovení geneze akumulčních forem horského glaciálního prostředí na základě mikromorfologie křemenných zrn“.

V neposlední řadě děkuji své mamince a příteli za neutuchající trpělivost a podporu.

Abstrakt

Tato práce se zabývá mikrorelieфом křemenných zrn fluviálních sedimentů. V každém prostředí působí fyzicko-geografické činitele, kteří podmiňují vznik určitých znaků na povrchu sedimentárních zrn, a proto je možné určit jak, sediment vznikal. Ve fluviálním prostředí lze takto odlišit i více stupňů vývoje v závislosti na energetickém potenciálu toku, resp. délce transportu. Pro srovnání s výzkumy, které byly na toto téma dosud provedeny, byly odebrány vzorky horních (Klínový potok), středních (Volyňka, Labe) a dolních toků řek (Vltava, Knovízský potok) a následně vyhodnoceny.

Klíčová slova: exoskopie, fluviální sedimenty, fluviální transport, křemenná zrna

Abstract

This thesis studies surface microfeatures of fluvial quartz grains. The genesis of specific surface microfeatures is influenced by specific physical-geographic conditions prevailing in the environment. Fluvial environment gives a various sets of microfeatures according to kinetic energy of the stream. For the purposes of exoscopy grains of upper reaches (Klínový potok), middle parts of streams (Volyňka, Labe) and downstream (Vltava, Knovízský potok) were used and compared with results of other researchers.

Key words: exoscopy, fluvial sediments, fluvial transport, quartz grains

Seznam obrázků:

Obr. 1	Procentuální zastoupení typů pohybu v závislosti na rychlosti proudění	14
Obr. 2	Typy transportu klastických zrn	15
Obr. 3	Hjulströmův diagram	15
Obr. 4	Změna velikosti částic s délkou transportu na příkladu řeky River Noe	16
Obr. 5	Míra zaoblení částic s délkou transportu na příkladu řeky River Noe	16
Obr. 6 A	Téměř dokonale zaoblené fluviální zrno	21
Obr. 6 B	Zrno vykazující tzv. bulbous edges	21
Obr. 7	Mikrotextury mechanického původu	23
Obr. 8	Mikrotextury chemického původu	24
Obr. 9	Napračovací zařízení Bal-Tec SCD 050	27
Obr. 10	SEM JEOL 6308 LV	27
Obr. 11	Poloha míst odebraných vzorků	28
Obr. 12	Místo odběru vzorku – Klínový potok (satelitní snímek)	32
Obr. 13	Místo odběru vzorku – Klínový potok	32
Obr. 14	Místo odběru vzorku – Volyňka	34
Obr. 15	Místo odběru vzorku – Labe (satelitní snímek)	37
Obr. 16	Místo odběru vzorku – Labe	38
Obr. 17	Místo odběru vzorku – Knovízský potok	39
Obr. 18	Místo odběru vzorku – Vltava (Střelecký ostrov)	43

Seznam tabulek:

Tab. 1 Mikrotextury mechanického původu na fluviálních zrnech	22
Tab. 2 Mikrotextury chemického původu na fluviálních zrnech	25
Tab. 3 Polohové charakteristiky míst odebraných vzorků	29
Tab. 4 Klimatické charakteristiky míst odebraných vzorků	30
Tab. 5 Přehled průměrných ročních průtoků Labe na měrných profilech území ČR	36
Tab. 6 Přehled průměrných ročních průtoků Vltavy na různých místech toku	41

Seznam příloh:

Příloha 1 Výsledky exoskopických analýz

OBSAH

1. ÚVOD	9
2. EXOSKOPIE.....	10
2.1. Principy postupu při exoskopické analýze.....	11
2.2. Minerály používané pro analýzu zrn.....	11
2.3. Chemické vlastnosti křemene	12
3. FYZICKOGEOGRAFICKÉ CHARAKTERISTIKY FLUVIÁLNÍHO PROSTŘEDÍ	13
3.1 Transport v říčních systémech	13
3.1.1 Typy pohybu částic ve fluviálním prostředí	14
3.1.2 Unášecí schopnost toku a její vliv na transport a sedimentaci	15
3.2 Sedimentace v říčních systémech	17
3.2.1 Překážky ovlivňující rozmístění sedimentů v rámci podélného profilu toku .	18
4. MIKROTEXTURY NA POVRCHU KŘEMENNÝCH ZRN.....	19
4.1. Mikrotvary ve fluviálním prostředí.....	19
4.2. Mikrotextury zrn horních toků.....	25
4.3. Mikrotextury zrn středních toků	26
4.4. Mikrotextury zrn dolních toků	26
5. METODIKA EXOSKOPICKÉ ANALÝZY	27
6. POLOHA ODEBRANÝCH VZORKŮ	28
6.1. Klínový potok	31
6.1.1 Charakteristika místa odběru	31
6.1.2 Poloha toku	31
6.1.3 Hydrologické a klimatologické charakteristiky.....	31
6.1.4 Geologie a geomorfologie území.....	31
6.2. Volyňka.....	33
6.2.1 Charakteristika místa odběru	33
6.2.2 Poloha toku	33

6.2.3	Hydrologické a klimatologické charakteristiky.....	33
6.2.4	Geologie a geomorfologie	33
6.3.	Labe.....	35
6.3.1	Charakteristika místa odběru	35
6.3.2	Poloha toku	35
6.3.3	Hydrologické a klimatologické charakteristiky.....	35
6.3.4	Geologie a geomorfologie	36
6.4.	Knovízský potok	38
6.4.1	Charakteristika místa odběru	38
6.4.2	Poloha toku	38
6.4.3	Hydrologické a klimatologické charakteristiky.....	38
6.4.4	Geologie a geomorfologie	39
6.5.	Vltava.....	40
6.5.1	Charakteristika místa odběru	40
6.5.2	Poloha toku	40
6.5.3	Hydrologické a klimatologické charakteristika.....	40
6.5.4	Geologie a geomorfologie	41
7.	VÝSLEDKY	44
7.1.	Klínový potok	44
7.2.	Volyňka.....	44
7.3.	Labe.....	44
7.4.	Knovízský potok	45
7.5.	Vltava (Střelecký ostrov)	45
8.	DISKUZE.....	46
9.	ZÁVĚR.....	48
10.	SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	49

1. ÚVOD

Mezi základní úkoly geomorfologie patří určování geneze forem reliéfu, což lze v některých případech odvodit z charakteristik materiálu, který reliéf tvoří. Jednou z metod, která umožňuje určit genezi forem reliéfu je exoskopie (Mahaney, 2002; Le Ribault, 1975 aj.). Tato metoda se zabývá studiem mikrotvarů na povrchu zrn a pomocí zjištěných mikrotextr pomáhá definovat charakteristické znaky sedimentů různých fyzicko-geografických prostředí.

Cílem této práce je na základě rešerše stávající odborné literatury vymezit mikromorfologické znaky charakteristické pro zrna fluviálních sedimentů a popsat proměnlivost jednotlivých mikrotvarů v závislosti na délce transportu. Pro popis mikrotextr je použita česká terminologie dle Křížová, Křížek, Lisá 2011.

Pro potřeby této práce byly odebrány vzorky z Klínového potoka, Volyňky, středního toku Labe, Knovízského potoka a dolního toku Vltavy.

2. EXOSKOPIE

Exoskopií, je nazývána mikromorfologická analýza povrchu minerálních zrn (nejčastěji křemenných). Používá se k rekonstrukcím historie vývoje mikroreliefu a určení původu klastů a umožňuje komplexnější porozumění prostředí sedimentace. Tuto metodu jako první představil André Cailleux v roce 1935 a nazval jí morfoskopií písku (Le Ribault, 2003a). Od té doby bylo definováno velké množství mechanicky a chemicky podmíněných znaků mikroreliefu, odpovídajících různým sedimentárním prostředím (Alekseeva, 2005).

Genetická interpretace souslednosti sedimentačních procesů je založena na analýze povrchů minerálních zrn, která charakterizuje způsob a historii jejich transformace. Tyto znalosti lze aplikovat při řešení základních a aplikovaných problémů mnoha vědeckých disciplín (Alekseeva, 2004).

Každé přírodní prostředí je charakterizováno komplexem faktorů, a to fyzických (tlak, teplota...), chemických (přítomnost hydroxidů železa, oxidů křemíku...), mechanických (tření, drcení...) a biologických (bakterie), které zanechávají na povrchu křemenných zrn stopy působení (Le Ribault, 2003a). Při zvětrávání, transportu a sedimentaci vznikají soubory mikrotextr, jež umožňují blíže určit původ daného sedimentu. Procentuální zastoupení jednotlivých typů mikrotextr většinou nepřesahuje 60 % z celkového množství pozorovaných prvků (Mahaney, Stewart, Kalm 2001). Vznik mikrotextr je ovlivněn délkou transportu zrna a energetickým potenciálem transportního/sedimentačního média. Intenzita chemické transformace povrchu zrna závisí na délce trvání vlivu daného činitele, klimatických podmínkách při sedimentaci, textuře sedimentu, velikosti minerálních zrn, na pozici v rámci půdního profilu a na pozici v reliéfu (Alekseeva, 2005).

V rámci jednoho prostředí mohou být jednotlivá zrna ovlivněna několika geneticky odlišnými procesy (Alekseeva, 2005) – nejzřetelnější jsou tvary vzniklé během posledního transportu (Křížová, Křížek, Lisá 2011). Kromě procesu, který se podílel na posledním typu transportu, dokáže exoskopiie odhalit na jediném zrnu až 8 epizod vývoje (Le Ribault 1975), přičemž zrno si zachovává i po vícečetném sedimentačním cyklu své původní tvarové makrocharakteristiky.

2.1. Principy postupu při exoskopické analýze

První fází exoskopické analýzy je vytrídění klastů sedimentu podle velikosti (Le Ribault, 2003a). Pro mikrotexturní analýzu je ideální granulometrická velikost frakce 300-400 μm . U zrn většího průměru převažuje vliv mechanických faktorů nad chemickými, což může vést k chybné diagnostice; pod tímto průměrem ($< 300 \mu\text{m}$) je poměr opačný (Le Ribault, 1975).

Následuje klasifikace tvaru a vzhledu jednotlivých zrn za pomoci binokulárního mikroskopu při pěti až osmdesátinásobném zvětšení. Obecně se doporučuje vybrat pro analýzu 40 až 50 zrn, nicméně podle Alekseevy (2005) je pro získání spolehlivého výsledku dostačujících i 20 zrn. Jednotlivá zrna jsou nalepena na uhlíkovou pásku, překryta tenkou vodivou vrstvou (např. zlatem) a následně podrobena analýze skenovacím elektronovým mikroskopem. Hodnotí se stupeň zaoblení, výška reliéfu a typ a četnost výskytu mikrotextur. Uvažují se pouze textury, u nichž procentuální pokrytí povrchu přesahuje předem stanovenou hranici - nejčastěji 5% (Alekseeva, 2005). Výsledky analýzy jsou nejčastěji prezentovány ve formě sloupcových grafů s četnostmi jednotlivých mikrotextur.

2.2. Minerály používané pro analýzu zrn

Exoskopické analýze je nejčastěji podrobován křemen. Jedná se o jeden z nejrozšířenějších minerálů, který lze nalézt téměř v každém prostředí (Mahaney, 2002). Díky svému unikátnímu chemickému složení a krystalické struktuře se vyznačuje vysokou odolností vůči zvětrávání. Pouze minimálně se štěpí, proto tvar jeho zrn odpovídá fyzicko-geografickým okolnostem mnohem lépe než zrna jiných minerálů (Alekseeva, 2004).

Kromě křemene je možné použít také těžké minerály jako turmalín, granát nebo zirkon (např. Moral Cardona et al., 2005; Lisá, 2004). Jejich použití je ale ve srovnání s křemenem značně omezeno frekvencí výskytu.

2.3. Chemické vlastnosti křemene

Odolnost minerálů je dána podmínkami jejich vzniku a jejich strukturou. Po chemické stránce podléhají křemenná zrna dvěma základním procesům – rozpouštění a srážení (Manickam, Barbaroux 1987; Kasík 2009).

Rychlost rozpouštění minerálů je ovlivňována řadou faktorů, mezi něž patří velikost povrchové plochy, resp. průměr zrn, přítomnost a hustota povrchových defektů, přítomnost biofilmů a sekundárních sraženin a vlastnosti roztoku - složení, koncentrace, pH a teplota (Kasík, 2009). Rychlost rozpouštění je přímo úměrná velikosti povrchové plochy, resp. průměru zrna (Anbeek, 1993), přičemž přednostně k rozpouštění dochází v místech již existujících povrchových poruch a dále na rozích a hranách za vzniku vyleptaných jamek (Gautier et. al, 2001).

Velmi výrazný je vliv teploty a pH (Manickam, Barbaroux 1987; Manker, Ponder 1978). Chemické procesy obecně převládají nad mechanickými při vyšších teplotách (čím vyšší teplota, tím intenzivnější působení chemických procesů). Mezní hranice pro procesy rozpouštění a srážení Si se pohybuje mezi pH 8 a 8,3. Při hodnotách <8 dochází k precipitaci za vzniku křemičitých sraženin a povlaků, u hodnot vyšších než 8,3 převažuje rozpouštění, doprovázené tvorbou vyleptaných jamek a tečkování (Manickam&Barbaroux, 1987).

Rozpouštění (disoluci) křemene popisuje rovnice $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{SiO}_4 (\text{aq})$ a jeho rozpustnost je přímo úměrná nárůstu tlaku a teploty. Dále je disoluce křemene ovlivňována přítomností kationtů v roztoku – zejména Na a Pb, které rozpustnost podstatně zvyšují. (Berger et al., 1994 in Kasík 2009).

3. FYZICKOGEOGRAFICKÉ CHARAKTERISTIKY FLUVIÁLNÍHO PROSTŘEDÍ

Fyzickogeografické podmínky říčních systémů hrají velkou roli při přetváření povrchu klastických zrn, proto budou následující podkapitoly věnovány charakteristikám fluviálního prostředí – zejména říčnímu transportu a sedimentaci.

Vodní tok si vytváří koryto, kterým proudí voda. Toto proudění je turbulentní, tj. voda se pohybuje v chaotických, heterogenních pohybech s mnoha druhotnými turbulencemi, které se navrstvují na hlavní pohyb ve směru sklonu řečiště. Sklon toku se obvykle plynule zmenšuje od nejstrmějšího v oblasti pramene po nejméně strmý v oblasti ústí. Od ideálního rovnoběžného profilu, jež má přibližně tvar paraboly a značí ideální podmínky pro tok, se podélné profily řek odchylují. Profil může být deformován např. díky tektonickému ovlivnění vodního toku. Na podélném profilu se vodní tok dělí na tři úseky (sensu Demek, 1987):

- a. **horní tok**, kdy má tok příčný profil tvaru V, vyznačuje se vysokým spádem a vysokou kinetickou energií;
- b. **střední tok**, kdy má tok rozšířený příčný profil;
- c. **dolní tok**, kdy má tok velmi široký příčný profil, vyznačuje se nižší kinetickou energií a zvýšenou sedimentací.

3.1 Transport v říčních systémech

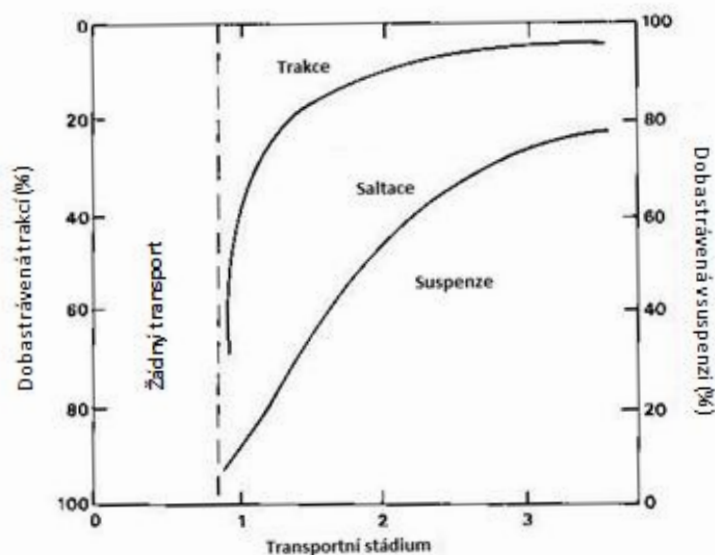
Hlavními geomorfologickými procesy v říčních systémech jsou hloubková a boční eroze, transport a akumulace uvolněného materiálu. Zatímco hloubková eroze je charakteristická spíše pro horní toky s užším profilem a vyšší rychlostí proudění, boční eroze se vyskytuje více na dolních úsecích řek, kde rychlost proudění klesá a začíná vzrůstat podíl sedimentace.

Erovaný materiál je transportován vodním tokem jako rozpuštěný materiál, ve formě splavenin a plavenin. Pro erozní činnost vodních toků má největší význam hrubý materiál, tedy splaveniny (Demek, 1987). Ty jsou transportovány buď trakcí (sunutím, kutálením), saltací, v suspenzi (obr. 2), ojediněle také v ledových krách nebo na kořenech stromů (Růžičková et al, 2003).

3.1.1 Typy pohybu částic ve fluvialním prostředí

V následujícím textu jsou stručně popsány jednotlivé typy pohybu částic včetně vztahu velikosti částic, resp. rychlosti proudění (obr. 1) a typu transportu (obr. 2):

- trakce – pohyb zrna po dně vlečením/valením, zrno je se dnem v neustálém kontaktu – velikost zrna převyšuje unášecí rychlost toku; převažuje v tocích s nižší kinetickou energií
- saltace – zrno je v přerušovaném kontaktu se dnem - materiál se po dně pohybuje skoky; převažuje u toků s nižší až střední kinetickou energií
- suspenze – zrna se pohybují rozptýlena ve vodní masě a jen zřídka se před finální sedimentací dostanou do kontaktu se dnem; převažuje u toků s vyšší kinetickou energií



Obr. 1: Procentuální zastoupení typů pohybu v závislosti na rychlosti proudění (Knighton, 1984). Transportní stádium značí poměr stříhové rychlosti toku a rychlosti nutné k uvedení částice do pohybu.

Částice velikosti šterků (>2 mm) a větší se nejčastěji pohybují valením nebo vlečením, hrubší pískové částice se přednostně pohybují saltací nebo v suspenzi v závislosti na intenzitě proudění, jemnější pískové částice se nejčastěji pohybují v suspenzi (Robert, 2003). Pro většinu říčních systémů platí, že největší zrna transportovaná v suspenzi dosahují velikostí 0,1-1mm (Gomez, 1991).

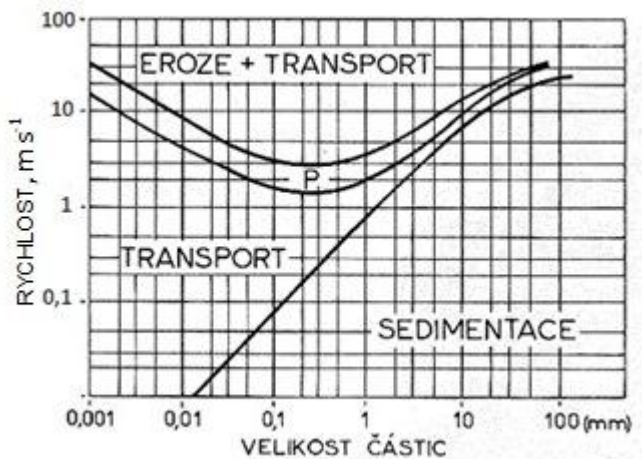
3.1.2 Unášecí schopnost toku a její vliv na transport a sedimentaci

Rychlost a unášecí schopnost vody závisí především na množství vody a spádu toku, ale také na hloubce toku. Petránek (1963) uvádí, že při stejné rychlosti má vodní proud v malých hloubkách mnohem větší unášecí schopnost než v hloubkách větších.

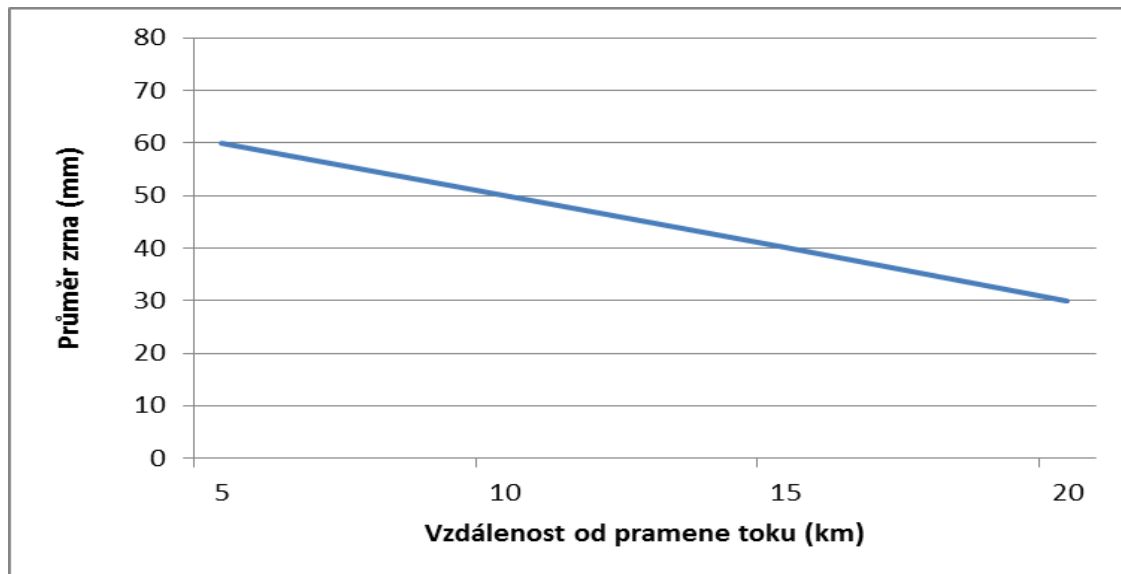
Transport (i sedimentace) jsou ovlivňovány velikostí částic, jejich sféricitou a hustotou. Nejsnáze jsou uváděny do pohybu částice o velikosti 0,1-0,5 mm (obr. 3) rychlostí cca 0,2 m.s⁻¹ (Petránek, 1963). Vlivem abraze a selektivního transportu jsou nejdále unášeny menší částice, čímž dochází ke zmenšování velikosti částic směrem po proudu (obr. 4) a k jejich zaoblování (obr. 5).



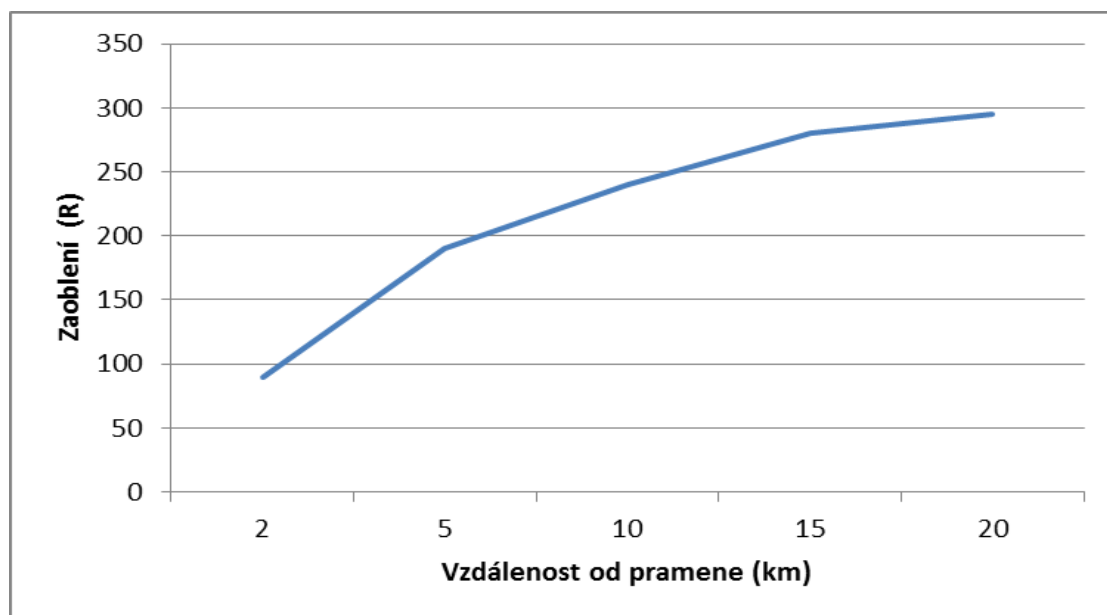
Obr. 2: Typy transportu klastických zrn



Obr. 3: Hjulströmův diagram - Vztah velikosti částic ve fluvialním prostředí a rychlosti toku potřebné k uvedení částice do pohybu (Knighton, 1984)



Obr. 4: Změna velikosti částic s délkou transportu na příkladu řeky River Noe, Derbyshire (Knighton, 1984)



Obr. 5: Míra zaoblení částic s délkou transportu na příkladu řeky River Noe, Derbyshire (Knighton, 1984)

3.2. Sedimentace v říčních systémech

K sedimentaci dochází ve chvíli, kdy tok ztratí rychlost potřebnou k udržení částice v pohybu. Prahová hodnota rychlosti proudění, při které dojde k ukládání částice, je přímo závislá na velikosti částice (obr. 3), a je pro danou částici menší než rychlost potřebná k uvedení částice do pohybu (Knighton, 1984). Ztráta rychlosti je nejčastěji způsobena změnou spádu toku, případně přírodní či antropogenní překážkou, např. sesuvem či přehradní nádrží.

Fluviální sedimenty jsou uloženy v rámci vlastního vodního toku, dále sedimenty údolních niv a dejekčních kuželů. Hlavními faktory při vzniku říčních sedimentů jsou kinetická energie toku podmíněná jeho spádem, profil řečiště, tvar údolí a morfologie jeho okolí, horninové složení sběrných oblastí a stupeň zvětrávání hornin (Petránek, 1963). Vlivem vyšší kinetické energie na horních tocích řek bývají sedimenty těchto úseků často porušeny erozí. Lépe zachovány proto bývají zejména uloženy středních a dolních částí toku.

Sedimentární výplň údolního dna se skládá ze dvou jednotek různého stáří (Vandenberghe, 2002). Starší člen představují štěrky a písky nízké terasy uložené divočícími toky v posledním glaciálu, mladší jsou tvořeny akumulacemi meandrujících řek (Vandenberghe, 2002). Tyto sedimenty jsou geneticky spjaté s akumulacemi nesenými vodním proudem (břehové valy, štěrkové lavice), s usazeninami z jemného bahna ukládaného ze zakalených povodňových vod nebo z výplní odškracených ramen (hnilokaly až slatiny). Do této kategorie sedimentární výplně jsou zahrnovány i přemístěné štěrkopískové údolní terasy (Vandenberghe, 2002). Sedimentace v údolní nivě není rovnoměrná (Křížek, 2003) a odráží vztah mezi mikrotopografií a lokálními hydraulickými podmínkami (jež jsou dány tvarem a průběhem koryta), které kontrolují depozici a transport sedimentů v době vyběžnění toku za zvýšených vodních stavů. Při sedimentaci v prostoru údolní nivě se projevuje téměř lineární závislost mezi vzdáleností od koryta, v jehož okolí je sedimentace největší, a vzdáleností od koryta (Walling, He, 1998).

3.2.1 Překážky ovlivňující rozmístění sedimentů v rámci podélného profilu toku

Významnou roli v distribuci sedimentů v rámci koryta a toku hrají tzv. bariéry a nárazníkové zóny (Fryirs et al., 2007). Bariéry lze definovat jako diskontinuity ovlivňující pohyb sedimentů v korytě a nárazníkové zóny jako formy zabraňující vstupu sedimentů do koryta (Fryirs et al., 2007). Změny v distribuci korytových sedimentů v horních částech povodí mají výrazný vliv na koryto-nivní systém v dolních úsecích toku (Škarpich et al., 2010). Významné jsou především antropogenní zásahy do toku, jako je výstavba údolních nádrží, úprava koryt a opevňování břehů (Škarpich et al., 2010), nicméně podobný efekt můžou mít i přírodní překážky (např. sesuv hradící koryto nebo mocné naplaveniny dřeva). Zmiňované případy transformují přirozený posun sedimentů a zrychlují tak erozní a akumulární procesy v příslušné části toku (Škarpich et al., 2010). Před překážkou dochází ke zpomalení proudu a akumulaci vodní masy, což vede ke zvýšené sedimentační činnosti. Velká většina usazených částic je zachycena danou bariérou a voda, která tuto překážku překonává, už není nasycena sedimenty, a má proto větší erozní potenciál. V souvislosti s tendencí toku vyrovnat vlastní spádovou křivku se dostavuje tzv. efekt hladové vody (sensu Kondolf 1997), kdy pod překážkou dochází k masivnějšímu odnosu materiálu a častému zahlubování koryta.

4. MIKROTEXTURY NA POVRCHU KŘEMENNÝCH ZRN

Na povrchu klastických zrn se lze běžně setkat se znaky mechanického opracování i chemických procesů. Rozlišuje se stupeň lesklosti (lesklý až matný) a skulpturní znaky jako je rýhování, poškrábání, nárazové deprese, vtisky a jiné (Petránek, 1963).

Matný povrch křemenných zrn písčité frakce bývá spojován s eolickým prostředím, lesklý vzniká nejčastěji dlouhým transportem ve vodním prostředí (Le Ribault, 2003b). V pouštních podmínkách je lesklý povrch nejčastěji chemogenního původu (Petránek, 1963).

Vliv procesů na formování povrchu zrna závisí na energii transportního média a na délce trvání procesu (např. Higgs, 1979). Intenzita chemické transformace povrchu zrna závisí na délce trvání vlivu daného činitele, klimatických podmínkách při sedimentaci, textuře sedimentu, velikosti minerálních zrn, na pozici v rámci půdního profilu a na pozici v reliéfu (Alekseeva, 2005).

Pro genetickou studii křemenných zrn pomocí metody exoskopie jsou nejdůležitější mikrotvary na povrchu zrn. Jedná se o mikrotextury mechanického nebo chemického původu, které jsou pozůstatky opracování během transportu a sedimentace.

4.1. Mikrotvary ve fluviálním prostředí

Je nutné brát v úvahu fakt, že zrna jednotlivých genetických typů mohou být smíchána (Mahaney, Kalm, 2000). Toto tvrzení nabývá na významu obzvláště v případě říčních systémů, kde především velké toky překonávají i více jak stokilometrové vzdálenosti, během nichž se značně mění geologická stavba odvodňovaného území stejně jako klimatické podmínky. Příkladem mohou být sedimenty Nilu, ve kterých lze pozorovat kombinace fluviálních a eolických zrn – doklad toho, že Nil protéká stovky kilometrů pouštním prostředím. V deltě Nilu přibývají ještě zrna marinního původu (Frihy, Stanley, 1987). Na horních tocích řek vysokých zeměpisných šířek mohou být splavována zrna z nivačních nebo glaciálních uloženin (tilly, morény, eskery apod.), která mohou být distribuována po celé délce toku v závislosti na jeho energii. S délkou toku souvisí také změna geologického složení sedimentů podle variability a pozice zdrojových oblastí. Typickým příkladem je řeka Morava, která na horním toku unáší horniny českého masivu a po přítoku Bečvy se v transportovaném a ukládaném materiálu objevují sedimenty

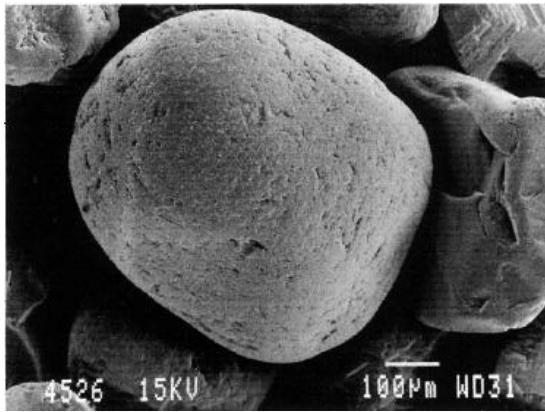
flyšového původu (Křížek, 2007). Velký vliv na různorodost sedimentů má množství přítoků (Manker, Ponder, 1978). Všechny tyto faktory podporují promíchávání původních říčních sedimentů s uloženinami jiných genetických typů.

Ve fluvialním prostředí převládá turbulentní proudění, které způsobuje nárazy o vysoké energii a tím neustálý vzájemný kontakt zrn (Mahaney, Stewart, Kalm 2001). Dochází k přenosu vibrační energie při nárazech (van Hoesen, Orndorff, 2004). Tato energie má za následek vznik typických impaktních mikrotextr rozličných velikostí a tvarů (Aleksseeva, 2005; van Hoesen, Orndorff, 2004; Bull, Morgan, 2005), někdy může vést až k rozlomení zrna (van Hoesen, Orndorff, 2004). Obecně lze říci, že v říčních systémech převládají mechanické vlivy nad chemickými (Aleksseeva, 2005), nicméně velkou roli hraje pozice v rámci toku – mechanické vlivy se uplatňují více na horních tocích (např. Le Ribault, 1975; van Hoesen, Orndorff, 2004; Censier, Toureng, 1986), naopak na dolních tocích dominují spíše chemické vlivy (Le Ribault, 1975).

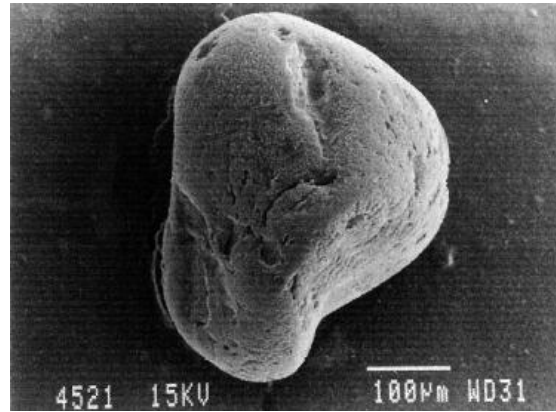
Míra zaoblení (obr. 6 A) odráží stupeň abraze, kterou zrno prošlo (Higgs, 1979). Z exoskopického pohledu jsou fluvialní zrna polozaoblená až zaoblená (např. Aleksseeva, 2005; Censier, Toureng, 1986; Le Ribault, 2003a; Margolis, Krinsley, 1974; Mahaney, Kalm, 2000), často s ohlazeným až lesklým povrchem (Le Ribault, 2003a; van Hoesen, Orndorff, 2004; Censier, Toureng, 1986). Mahaney et al. (2001) poukazuje na zrna vykazující tzv. *bulbous edges* (obr. 6 B), což je však často pozůstatek eolického transportu. Výška reliéfu zrna závisí na intenzitě mechanických a chemických procesů od okamžiku oddělení zrna od mateční horniny (Higgs, 1979). Reliéf zrn říčních sedimentů je nízký až střední v závislosti na délce transportu a kinetické energii toku (van Hoesen, Orndorff 2004; Helland, Huang, Diffendal 1996; Mahaney, Stuart, Kalm 2001; Higgs, 1979).

Z hlediska podmínek vzniku povrchových mikrotextr u zrn fluvialních sedimentů je nejdůležitější tzv. grain-to-grain kontakt (van Hoesen, Orndorff, 2004; Mahaney, Stewart, Kalm, 2001; Bull, Morgan, 2005), tedy vzájemné srážky zrn; a chemické procesy působící při sedimentaci. Zrna fluvialního původu často odrážejí předchozí historii transportu (Manker, Ponder 1978) a v porovnání se zrny ostatních genetických typů vykazují obecně mnohem menší soubory mikrotextr (Mahaney, Stuart, Kalm, 2001).

A



B



Obr. 6: A – Téměř dokonale zaoblené fluviální zrno jevící známky mechanického opracování (Mahaney et al., 2001). B – Zrno vykazující tzv. bulbous edges (Mahaney et al., 2001).

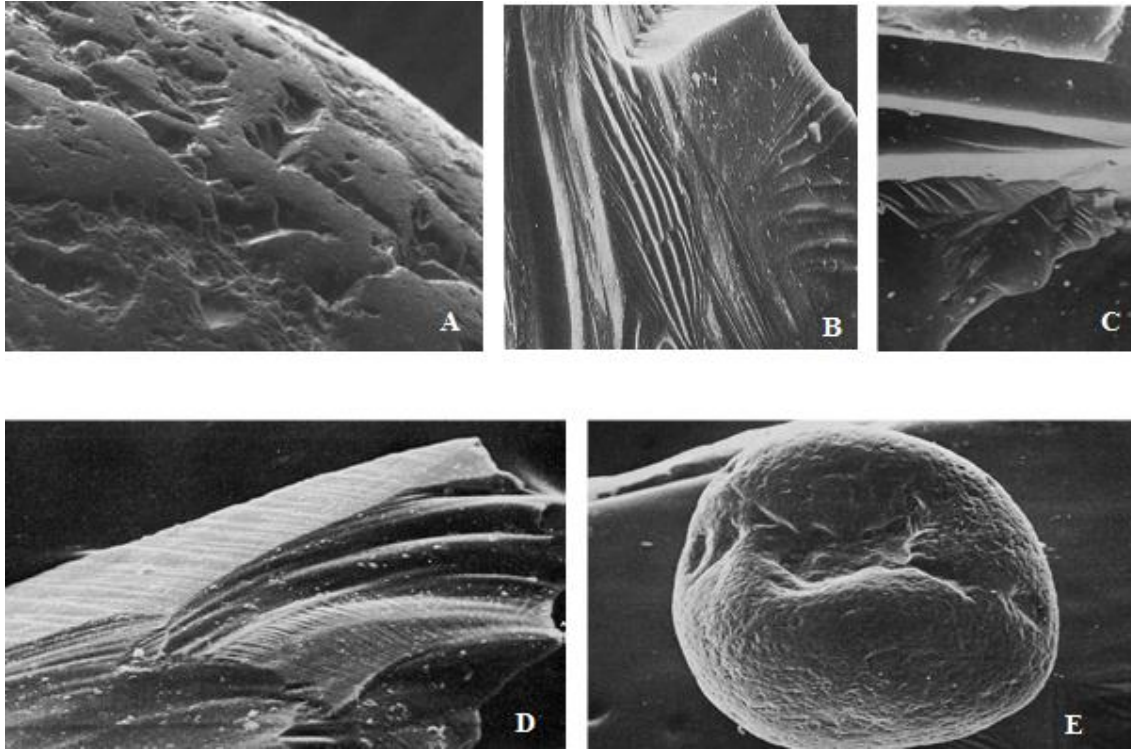
Charakteristickými znaky fluviálních zrn je výrazná abraze a zaoblení hran a V-jamky mechanického původu (tab. 1, obr. 7A; např. Mahaney, 2002; van Hoesen, Orndorff, 2004; Alekseeva, Hounslow 2004; Mahaney, Stuart, Kalm, 2001; Higgs, 1979). Během kolizí ve vodním prostředí dále ve větší míře vznikají rovné a obloukové brázdy (tab. 1, obr. 7B, 7C; např. Higgs, 1979; Cater, 1984; Alekseeva, 2005) a mechanické rýhy různých velikostí (Cremer, Legigan 1989; Alekseeva, 2005), méně často srpkovité tvary (tab. 1, Cremer, Legigan, 1989) nebo mísovitě jamky (tab. 1, obr. 7E; Cremer, Legigan, 1989). Van Hoesen a Orndorff (2004) uvádějí, že působením slabého roztoku HCl nebo při přítomnosti říčního ledu se mohou vyvinout mikrorýhy, brázdy a žlábký.

Tab. 1: Mikrotextury mechanického původu na fluviálních zrnech (¹ Alekseeva, 2005; ² Alekseeva, Hounslow, 2004; ³ Cater, 1984; ⁴ Censier, Toureng, 1986; ⁵ Cremer, Legigan, 1989; ⁶ Higgs, 1979; ⁷ Lindé, Mycielska-Dowgiallo, 1980; ⁸ Mahaney, 2002; ⁹ Mahaney, Stuart, Kalm, 2001; ¹⁰ van Hoesen, Orndorff, 2004)

Mikrotextura	Ang. název	Charakteristika	Podmínky vzniku	Literatura
V-jamky	V-pits; V-shaped impact indentation; V-shaped percussion features	Trojúhelníkové jamky různých velikostí vtištěné do povrchu zrna. Lépe pozorovatelné na větších zrnech (>300µm). Četnější na hranách a výstupcích. Jejich hojnost a velikost roste s délkou transportu.	Typické pro fluviální transport o střední a vysoké energii; mohou se objevovat i u eolických zrn.	2, 6, 8, 9, 10
Obloukové brázdy	curved grooves	Hluboké protáhlé deprese; abrazní mikrotvary vzniklé působením ostré hrany. Max délka 100 µm; šířka do 5 µm, hloubka do 1µm.	Vysokoenergetický vodní transport; při střední energii se téměř nevyskytují. Mohou se objevit také u glaciálních zrn.	1, 3, 6
Rovné brázdy	straight grooves	Hluboké protáhlé deprese s výraznou linearitou. Pro vznik třeba větší síla než u obloukových brázd. Rozpětí rozměrů stejné jako u obloukových brázd, pouze větší hloubka		1, 3, 6
Srpkovité útvary	crescent shaped features;crescentic gouges	Srpkovité útvary vzniklé nárazy čepelovitých částic	Vysokoenergetický vodní transport.	5, 8
Misovité jamky	dish-shaped concavities	Miskovité prohlubně různých velikostí; oproti jiným mikroformám dosahují větších velikostí	Vysoko- a středně-energetický vodní transport; případně eolické a glaciální prostředí.	3, 4, 5
Lasturnatý lom	conchoidal fracture	Jemné zakřivené lomy s žebrovaným vzhledem	Vzniká při odlamování od horniny vlivem nárazu. Mohou vznikat ve fluviálním prostředí při extrémně vysokých rychlostech proudění.	1, 5, 7

Obr. 7: Mikrotextury na fluvialních zrnech vzniklé mechanickým působením

A V-jamky¹; **B** Rovné brázdy²; **C** Obloukové brázdy³; **D** Lasturnatý lom³; **E** Mísovitá jamka³;
¹(Helland et al., 1997), ²(Mahaney, 2002), ³(Kransley, Doornkamp, 1973 in Křížová, 2008)

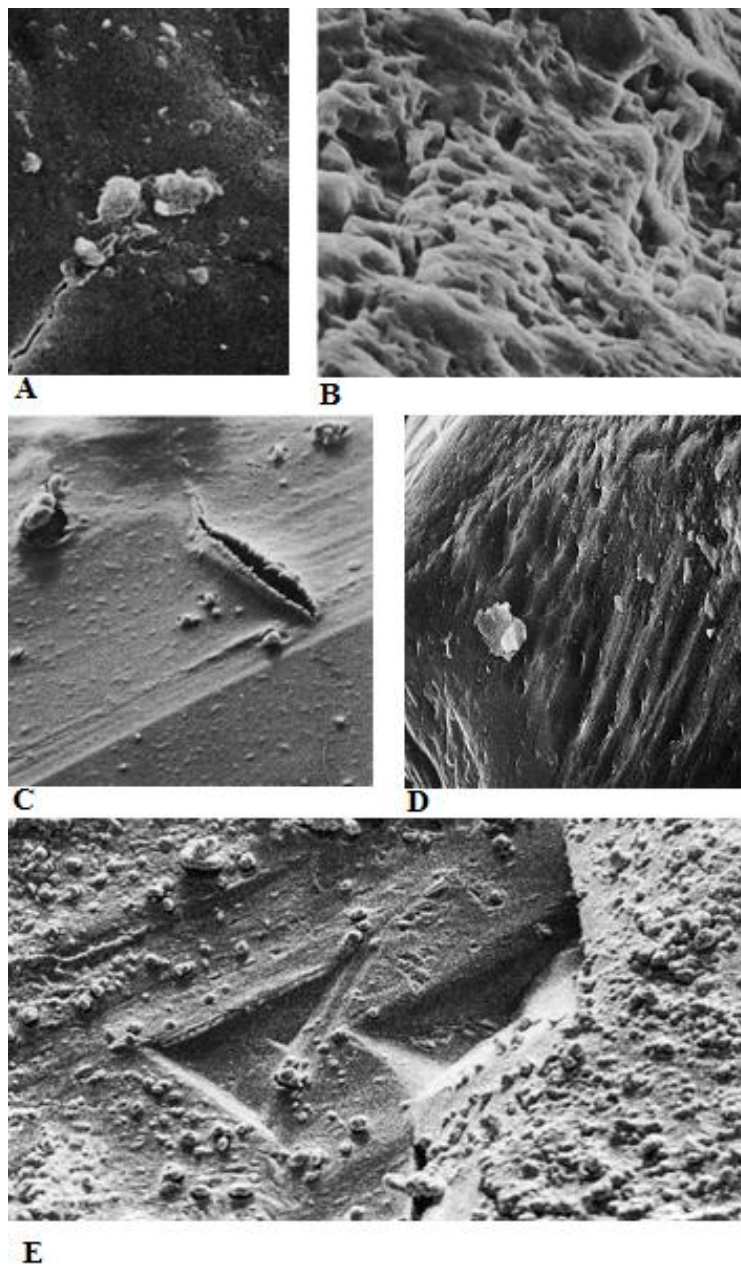


Z mikroforem chemického původu (tab. 2) se uplatňují na fluvialně transportovaných zrnech křemičité sraženiny převážně ve formě vloček nebo globulí (obr. 8A), které se mohou spojovat do křemičitých povlaků (Cremer, Legigan, 1989; Le Ribault, 1975). V prostředích se střední nebo vysokou kinetickou energií se chemické mikrotextury vyskytují v bezprostřední blízkosti hran a na zlomových plochách, v tocích s nízkou energií mohou pokrývat celé zrno (Le Ribault, 1975). Křemičitý povlak (obr. 8B) často zakrývá dříve vzniklé mechanické mikrotextury, nicméně na exponovaných místech může být následně slabě až silně obroušen, což vede k opětovnému odkrytí původních mechanických prvků. Tento proces značí dlouhý vývoj ve vodním prostředí (Cremer, Legigan, 1989).

Hojnost chemických mikrotextur je výrazně ovlivněna relativním obsahem křemíku rozpuštěného ve vodním toku. V prostředí bohatém na SiO_2 se tvoří křemičité globule a povlaky, při nedostatečné koncentraci křemičitých částic ve vodě naopak dochází k disoluci sraženin (obr. 8C), případně ke vzniku tzv. tečkování (*pitting*; obr. 8D) a orientovaných vyleptaných jamek (Manickam, Barbaroux, 1987).

Obr. 8: Mikrotextury chemického původu (Krinsley, Doornkamp 1973 in Křížová, 2008)

A Křemičité globule, **B** Utváření křemičitého povlaku, **C** Narušený křemičitý povlak, **D** Tečkování, **E** Orientované vyleptané jamky



Tab. 2: Mikrotextury chemického původu na fluvialních zrnech (1 Alekseeva, 2005; 2 Cater, 1984; 3 Censier, Toureng, 1986; 4 Cremer, Legigan, 1989; 5 Helland, Huang, Diffendal, 1996; 6 Le Ribault, 1975; 7 Lisá, 2004; 8 Mahaney, 2002; 9 Manickam, Barbaroux, 1987)

Mikrotextura	Ang. název	Charakteristika	Podmínky vzniku	Literatura
Křemičité globule	silica globules	Křemičité sraženiny ve tvaru kuliček; mohou se spojovat v křemičité povlaky	V řekách s nižší kinetickou energií a vysokým obsahem SiO ₂ .	2, 3, 4, 6
Křemičité povlaky	silica pellicles	Vznikají spojením více křemičitých globulí; na exponovaných místech může být při pohybu ve vysokoenergetickém vodním prostředí povlak obroušen.		
Vyleptané jamky	oriented etched pits	Trojúhelníkové jamky různých velikostí, avšak se souhlasnou směrovou orientací.	V řekách s nižší kinetickou energií a nedostatkem SiO ₂ .	1, 2, 3, 4, 5
Tečkování	pitting	Shluky velmi malých jamek.		7,8,9

4.2. Mikrotextury zrn horních toků

Zrna v průběhu transportu procházejí značným vývojem – čím delší transport, tím jsou zrna opracovanější (Mahaney, Stuart, Kalm, 2001) a množství mikrotextur roste (Manker, Ponder 1978).

Do horních částí toků jsou uvolňována zrna přímo z matečních hornin nebo jsou splavována z uloženin jiných genetických typů (viz. kap. 2.3.1). Jsou málo opracovaná, poloostrohraná až polozaoblená (Higgs, 1979; Le Baron et al., 2011), výjimečně se mohou objevit i zrna ostrohraná (Alekseeva, 2005). V porovnání se zrny, která jsou po delším transportu již ohlazená, zrna horních toků mají za sebou pouze krátký transport ve vodním prostředí a jejich reliéf je proto relativně vyšší.

Vlivem vysoké kinetické energie na horních tocích a krátkého transportu se na zrnech vyskytují velmi čisté mechanické rýhy (Censier, Toureng, 1986). V hojném množství vznikají V-jamky, hustota může dosahovat i více než 6 V-jamek na plochu 1 μm² (Higgs, 1979), jejich velikost přesahuje 5 μm (Cater, 1984). Při jediné kolizi zrn může

najednou vzniknout i několik V-jamek – během impaktu dojde k odlomení menších částí, které následně způsobí vznik malých impaktních útvarů včetně V-jamek hlubokých cca 0,5 μ m (Margolis, Krinsley, 1974). Mezi povrchové mikrotextury reprezentující horní toky řek s výraznou kinetickou energií lze zařadit hluboké rovné a obloukové brázdy (Kleesment, 2009; Moral Cardona et al., 2005), které se v prostředích s nižším energetickým potenciálem téměř nevyskytují (Cater, 1984). Při extrémně vysokých rychlostech proudění se na zrnech objevují malé lasturnaté lomy (tab. 1, obr. 7D; Margolis, Krinsley, 1974) a mohou vznikat i stupně (Higgs, 1979).

4.3. Mikrotextury zrn středních toků

Zrna středních částí toků jsou polozaoblená se středním reliéfem (Higgs, 1979; Cater, 1984). Při střední energii toku jsou impaktní mikroformy zahlazovány (Le Ribault, 1975; Censier, Toureng 1986). V menší míře vznikají V-jamky, jejich velikost nepřesahuje 5 μ m (Cater, 1984). Méně často se vyskytují také rovné a obloukové brázdy (Cater, 1984; Higgs, 1979). Naopak se více začínají prosazovat chemicky utvářené mikrotextury ve formě křemičitých globulí a povlaků (Higgs, 1979).

4.4. Mikrotextury zrn dolních toků

Dolní toky řek a toky s nízkou kinetickou energií produkují lesklá, ohlazení zrna se zaoblenými hranami (Le Ribault, 2003a). V-jamky vznikají vzácně a pouze do velikosti 5 μ m (Cater, 1984). Obecně jsou rozměry a hustota V-jamek přímo úměrné energii prostředí (Higgs, 1979). S délkou transportu jejich celková hustota roste a stávají se výraznějšími (Cater, 1984). Zvětšování a prohlubování V-jamek s časem je pravděpodobně zapříčiněno působením chemických procesů nebo nedokonalostmi v krystalu (Lindé, Mycielska-Dowgiallo, 1980). Chybí zde brázdy a stupně (Mahaney, Stuart, Kalm 2001).

Zrna dolních toků jsou pokryta křemičitými globulemi či povlaky (např. Cater, 1984; Manickam, Barbaroux 1987). Mocnost křemičitého povlaku se může měnit i v rámci jednoho zrna (Higgs, 1979). V prostředích s nedostatkem rozpuštěného SiO₂ vznikají vyleptané jamky (obr. 8E), nejčastěji ve tvaru V, směrově orientované (Cremer, Legigan

1989; Manickam, Barbaroux 1987), nebo se objevuje tečkování (Manickam, Barbaroux 1987).

5. METODIKA EXOSKOPICKÉ ANALÝZY

Zrna každého odebraného vzorku byla rozdělena plavením na velikostní frakci 250-500 μm . Plavení bylo provedeno v Laboratoři fyzické geografie Přírodovědecké fakulty UK. Vzorky byly dále vařeny 10 minut v koncentrované kyselině chlorovodíkové v digestoři laboratoře geologických ústavů na PřF UK. Po vyvaření byly vzorky opakovaně promývány destilovanou vodou pro odstranění zbytků roztoku HCl. Poté byla provedena zkouška přítomnosti chloridů ve vzorcích pomocí roztoku dusičnanu stříbrného a promývání bylo prováděno tak dlouho, dokud zkouška nejevila negativní výsledek. Poté byly vzorky usušeny v sušičce. Z takto připravených vzorků bylo pomocí binokulárního mikroskopu vybráno 50 křemenných zrn. Ta byla následně připevněna na uhlíkovou pásku a následně pozlacena Dr. Hylišem v naprašovacím zařízení Bal-Tec SCD 050 (obr. 9) a vyfotografována skenovacím elektronovým mikroskopem JEOL 6308 LV (obr. 10) v Laboratoři elektronové mikroskopie Biologické sekce PřF UK.



Obr. 9: Naprašovací zařízení Bal-Tec SCD 050



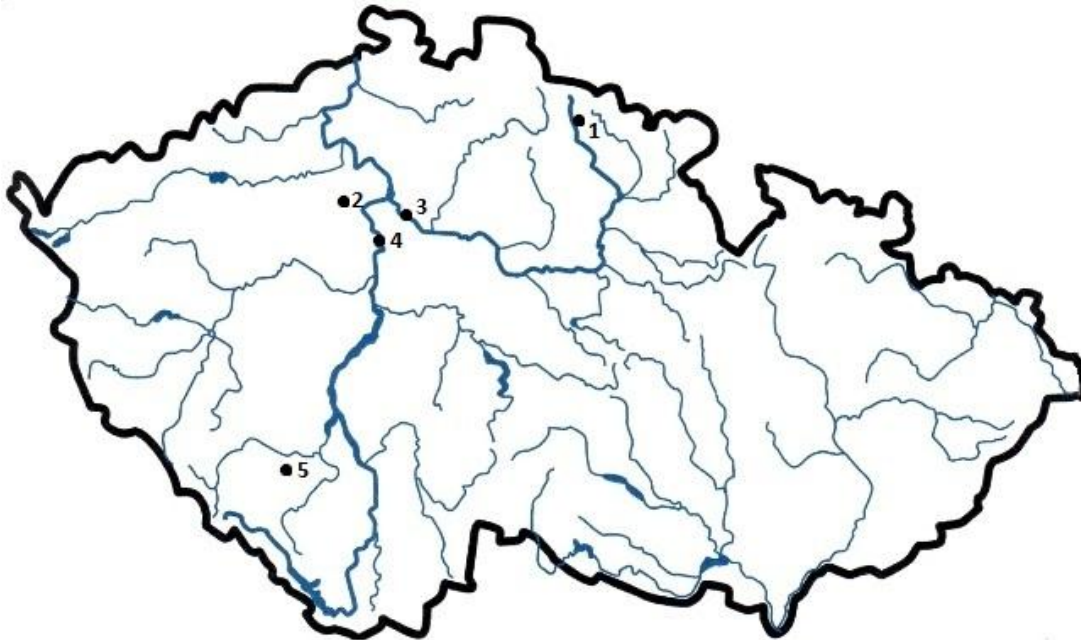
Obr. 10: SEM JEOL 6308 LV

Výsledky exoskopické analýzy jsou zakreslovány ve formě sloupcových grafů (sensu Mahaney, Kalm 2000). Pro každý odebraný vzorek je vytvořen histogram, kde osa x představuje hodnocené mikrotextury a osa y jejich procentuální zastoupení. U každého

vzorku je zaznamenána přítomnost či nepřítomnost dané mikrotextury a počet zrn s touto mikrotexturou je vydělen celkovým počtem zrn ve vzorku (sensu Mahaney, Kalm 2000).

6. POLOHA ODEBRANÝCH VZORKŮ

Pro účely exoskopické analýzy bylo odebráno celkem sedm vzorků z pěti lokalit. Poloha vzorků byla volena s ohledem na zastoupení zrn z horních, středních i dolních částí povodí (obr. 11). Horní toky reprezentuje vzorek z Klínového potoka (Malého Labe), střední toky sedimenty Labe při jeho průtoku Polabskou nížinou a vzorek z Volyňky, dolní toky jsou zastoupeny vzorky z Knovízského potoka a Vltavy (Střelecký ostrov, Praha). Vzorky pro analýzu byly odebírány jak přímo z říčních koryt, tak z povodňových mimokorytových akumulací (tab. 3). Byl kladen důraz na výběr pozic, kde bylo nejmenší možné riziko přínosu materiálu odjinud a poškození jinými procesy.



Obr. 11: Poloha míst odebraných vzorků. 1-Klínový potok; 2- Knovízský potok; 3 - Labe; 4- Vltava; 5 – Volyňka

Tab. 3: Polohové charakteristiky odebraných vzorků

Lokalita	Část toku	Vzorek	Typ akumulace	Zem. délka	Zem. šířka	Datum odběru	Poznámka k poloze
Klínový potok	horní	KP	pravostranná břehová akumulace v korytě	15° 37' 9''	50° 40' 42''	9.11.2010	nad jezem; šířka koryta 4,5 m
Knovízský potok	střední	KnP	levostranná povodňová akumulace v korytě	50° 13' 54''	14° 14' 56''	5.2.2011	čerstvá akumulace jeseňního břehu
Labe	střední	L1	levostranná břehová nátrž	50° 14' 16''	14° 33' 23''	12.12.2010	
Labe	střední	L2	levostranná břehová nátrž	50° 14' 17''	14° 33' 21''	12.12.2010	
Vltava	dolní	StO1	povodňová korytová akumulace	14° 24' 34''	50° 4' 54''	29.1.2011	Střelecký ostrov - u mostu
Vltava	dolní	StO2	povodňová korytová akumulace	14° 24' 35''	50° 5' 0,2''	29.1.2011	Střelecký ostrov - písčiná lavice spojená s břehem
Volyňka	střední	V	povodňová mimokorytová akumulace	13° 53' 19''	49° 10' 5''	16.8.2009	levá část nivy - louka

Tab. 4: Klimatické charakteristiky míst odebraných vzorků

Klimatická oblast	CH4	CH6	CH7	MT2	MT3	MT5	MT7	MT10	MT11	T2
Počet letních dnů	0-20	10-30	10-30	20-30	20-30	30-40	30-40	40-50	40-50	50-60
Počet dnů s průměrnou teplotou 10° a více	80-120	120-140	120-140	140-160	140-160	140-160	140-160	140-160	140-160	160-170
Počet mrazových dnů	160-180	140-160	140-160	110-130	130-160	130-140	110-130	110-130	110-130	100-110
Počet ledových dnů	60-70	60-70	50-60	40-50	40-50	40-50	40-50	40-50	40-50	30-40
Průměrná teplota v lednu	-7--8	-4—5	-3--4	-3--4	-3--4	-4--5	-2--3	-2--3	-2--3	-2--3
Průměrná teplota v červenci	12-14	14-15	15-16	16-17	16-17	16-17	16-17	17-18	17-18	18-19
Průměrná teplota v dubnu	2-4	2-4	4-6	6-7	6-7	6-7	6-7	7-8	7-8	7-9
Průměrná teplota v říjnu	4-5	5-6	6-7	6-7	6-7	6-7	7-8	7-8	7-8	7-9
Průměrný počet dnů se srážkami 1mm a více	120-140	140-160	120-130	120-130	110-120	100-120	100-120	100-120	90-100	90-100
Srážkový úhrn ve vegetačním období	600-700	600-700	500-600	450-500	350-450	350-450	400-450	400-450	350-400	350-400
Srážkový úhrn v zimním období	400-500	400-500	350-400	250-300	250-300	250-300	250-300	200-250	200-250	200-300
Počet dnů se sněhovou pokrývkou	140-160	120-140	100-120	80-100	60-100	60-100	60-80	50-60	50-60	40-50
Počet zamračených dnů	130-150	150-160	150-160	150-160	120-150	120-150	120-150	120-150	120-150	120-140
Počet jasných dnů	30-40	40-50	40-50	40-50	40-50	40-50	40-50	40-50	40-50	40-50

6.1. Klínový potok

6.1.1 Charakteristika místa odběru

Vzorek byl odebrán z pravostranné břehové akumulace v korytě, která byla spojena se břehem a nachází se nad jezem. Koryto v tomto místě dosahuje šířky 4,5 m. Vzorky byly odebrány Markem Křížkem.

6.1.2 Poloha toku

Klínový potok (obr. 12,13) pramení na jihozápadním svahu Zadní Planiny (1423 m) ve výšce 1320 m n. m. U Hostinného v nadmořské výšce 364 m ústí zleva do Labe.

6.1.3 Hydrologické a klimatologické charakteristiky

Plocha povodí činí 39,86 km², celková délka toku je 24,2 km, průměrný roční průtok u ústí dosahuje 1,43 m³s⁻¹ (Vlček et al., 1984), průměrný roční průtok na stanici nejbližší místu odběru vzorku (Hlásný profil Horní Lánov; cca 10km od ústí) činí 1,14 m³s⁻¹. Hydrologické pořadí potoka je 1-01-01-020. Hlavní zdrojnicí je Klínový potok, mezi významnější přítoky patří Husí potok (levostranný), Zlatý potok (levostranný), Kotelský potok (levostranný), Pekelský potok (levostranný), Suchý potok (pravostranný).

Plocha povodí je víceméně rovnoměrně rozdělena mezi čtyři klimatické oblasti podle Quitta (1971), a to CH 4 u pramene, CH6 v místě odběru, CH 7 dále po toku a MT 2 u soutoku s Labem (tab. 4).

6.1.4 Geologie a geomorfologie území

Podle Geomorfologického členění reliéfu Čech (Kalvoda, Balatka 2006) patří povodí Klínového potoka do Krkonošsko-jesenické subprovincie, Krkonošské oblasti, celku Krkonoše, podcelku Černohorská hornatina a části Stráženská rozsocha.

Území Krkonoš je charakteristické vyššími nadmořskými výškami, kernou stavbou a modelací reliéfu glaciálními a periglaciálními procesy v době pleistocenního zalednění. V závěru paleozoického vrásnění pronikla do zvrásněných metamorfovaných břidlic žula (Chaloupský,

1983). Výzdvihem oživené vodní toky i erozivní činnost čtvrtohorního zalednění daly Krkonošim současný vzhled (Chaloupský, 1983).

Povodí Klínového potoka se z největší části rozkládá na krystalických břidlicích staršího období proterozoika, zasahují do něho také krkonošské a jizerské ortoruly a silurské krystalické břidlice (Chaloupský, 1983). U toků na podloží krystalických břidlic se vedle sebe uplatňují rozmanité puklinové systémy (členitější než u žuly) a břidličnatost hornin v těsné návaznosti na strukturní směry (Pilous, 1991).

Obr. 12: Místo odběru vzorku - Klínový potok – satelitní snímek (mapový podklad NAVTEQ, 2011)



Obr. 13: Místo odběru vzorku - Klínový potok (mapový podklad NAVTEQ, 2011)



6.2. Volyňka

6.2.1 Charakteristika místa odběru

Vzorek byl odebrán z mimokorytové povodňové akumulace po letní povodni (obr. 14). Koryto je tomto místě cca 26 m široké. Vzorky byly odebrány Markem Křížkem.

6.2.2 Poloha toku

Volyňka pramení cca 750 m jihovýchodně od Světlé hory (1123 m) ve výšce 1115 m n.m. Ve Strakonících ústí zprava do Otavy. Výškový rozdíl mezi pramenem a ústím činí 727 m.

6.2.3 Hydrologické a klimatologické charakteristiky

Délka toku činí 46,1 km, povodí zaujímá plochu 383,8 km², průměrný průtok u ústí je 3,09 m³ s⁻¹. Hydrologické pořadí potoka je 1-08-02-041. Mezi větší přítoky patří Peklov (levostranný), Maninský (pravostranný), Spůlka (levostranný), Arnoštský potok (pravostranný). Na horním toku Volyňky byla v 19. Století vybudována Světlohorská nádrž o současné rozloze 0,2 h.

Podle Quittovy klasifikace náleží část povodí v místě odběru a nad ním směrem k prameni ke klimatické oblasti MT 11 (místo odběru), MT 7, MT 3, CH 7 a CH 6.

6.2.4 Geologie a geomorfologie

Dle Geomorfologického členění reliéfu Čech (Balatka, Kalvoda, 2006) náleží většina povodí Volyňky do Šumavské subprovincie, oblasti Šumavská hornatina, celku Šumava. Pramení v geomorfologické části Liščí hřbety (podkrsek Novosvětské pláně, okrsek Knížecí pláně, podcelek Šumavské pláně). Místo odběru spadá do okrsku Strakonická kotlina (podcelek Putimská pánev, celek Českobudějovická pánev, oblast Jihočeské pánve, Českomoravská subprovincie).

Pro následující charakteristiky bude uvažován celek Šumava, protože ačkoli místo odběru náleží již k celku Českobudějovické pánve, na utváření fluviálních sedimentů mají největší podíl procesy ve vyšších částech toku.

Z geologického hlediska náleží oblast moldanubiku, tvořenému převážně metamorfovanými horninami prekambriického až paleozoického stáří (pararuly, kvarcity, erlány), kterým pronikají intruzivní granitoidní tělesa a tvoří zde moldanubický pluton.



Obr. 14: Místo odběru vzorku - Volyňka (foto Křížek, 2009)

Geomorfologický vývoj studované oblasti lze přesněji sledovat od prvohorního hercynského vrásnění, během kterého došlo k vyvrásnění Šumavy. Celé období druhohor bylo ve znamení rozsáhlé penepelenizace, která byla v období křídý narušena oživením tektonických zlomů (Chábera, 1985). V období třetihor docházelo, spolu s alpínským vrásněním, k postupnému ochlazování klimatu, které vedlo ke střídání glaciálů a interglaciálů (Chábera a kol., 1982). Exogenní procesy probíhající během terciéru a kvartéru vytvořily dnešní podobu reliéfu. Spolupůsobení klimatických změn se zvětráváním vytvořilo zarovnané povrchy, které lze nalézt v centrálním pásu Šumavy ve výškách (1000 – 1200 m n. m). V Pošumavské oblasti, které je již dnes silně přemodelováno fluvialními procesy, se nacházejí menší zarovnané povrchy tzv. pedimenty pleistoceního stáří (Chábera, 1985). Na vývoji dnešní říční sítě se podílelo působení tektonických, erozních a akumulacních procesů (Balatka a Sládek, 1962). Zejména saxonské vrásnění a působení neotektoniky značně ovlivnilo novodobý vývoj vodní toků, jejichž směr je v mnoha případech predisponován tektonickými zlomy. Povodí řeky Otavy, do kterého Volyňka

spadá, bylo značně ovlivněno dvěma erozními bázemi - údolím Vltavy a třetihorním jezerem nacházející se na území dnešních Strakonic, ve kterém nalezneme křemenné a písčité plošiny. Na přechodu mezi šumavským podhůřím a Šumavou jsou známy případy zpětné eroze, která dala vzniknout například hornímu toku Otavy (Balatka a Sládek, 1962).

6.3. Labe

6.3.1 Charakteristika místa odběru

Vzorek L1 byl odebrán z levostranné břehové akumulace uvnitř koryta. Vzorek L2 byl odebrán z levostranné břehové nátrže. Koryto v tomto místě dosahovalo šířky cca 105 m.

6.3.2 Poloha toku

Labe pramení na Labské louce v Krkonoších ve výšce 1384 m n.m., naše území opouští u Hřenska ve 115 m n.m. a ústí do Severního moře u Hamburku. Místo odběru vzorků (obr. 15, 16) se nachází v rovinnaté oblasti Polabské nížiny v nadmořské výšce 170 m n. m. s minimálním sklonem terénu (u soutoku s Vltavou je to 0,5%; Vlček, 1984).

6.3.3 Hydrologické a klimatologické charakteristiky

Celková délka toku je 1154 km, z toho na našem území se nachází 358,3 km. Plocha povodí 144 055 km², z toho na našem území 49 933 km². Vzhledem k délce toku je zde pro přehlednost uvedeno několik hodnot průměrných ročních průtoků Labe na našem území (tab. 5). Kilometráž je v tabulce počítána s nulovým bodem v Hřensku.

Hydrologické pořadí Labe je 1-01-01-001. Celkový vodní režim je po celé délce ovlivňován řadou přítoků, vyjmenovány jsou zde pouze ty nejvýznamnější. Na horním toku Bílé Labe (levostranný), Malé Labe (levostranný), Úpa (levostranný), Metuje (levostranný), Orlice (levostranný). Na středním toku se do Labe vlévá Chrudimka (levostranně), Cidlina (pravostranně), Jizera (pravostranně), Vltava (levostranně), Ohře (levostranně), Ploučnice (pravostranně). Na dolním toku např. Havel (pravostranný).

Labe protéká několika klimatickými oblastmi. Pramen Labe se nachází v chladné oblasti CH 4, následují chladné oblasti CH6 a CH7, u Dvora Králové vtéká Labe do mírně teplé oblasti MT 9, resp. MT 11 a největší část povodí spadá do teplé oblasti T2.

zdroj dat	místo	říční km	plocha povodí [km ²]	průměrný roční průtok [m ³ /s]
1	Špindlerův Mlýn	350,9	61,16	2,14
2	Dolní Olešnice	326,8	299,59	6,1
3	Bílá Třemešná	316,4	532,01	8,31
4	Němčice	253,3	4300,51	46,2
5	Přelouč	224,2	6435,02	56,4
6	Nymburk	168,4	9724,3	71,8
7	Brandýs nad Labem - Stará Boleslav	137,9	13109,19	99,3
8	Mělník	109,5	41837,98	252
9	Ústí nad Labem	39,25	48540,85	293

Tab. 5: Přehled průměrných ročních průtoků Labe na měrných profilech na našem území (¹Evidenční list hlásného profilu Špindlerův Mlýn, ² Evidenční list hlásného profilu Vestřev, ³ Evidenční list hlásného profilu Les Království, ⁴ Evidenční list hlásného profilu Němčice, ⁵ Evidenční list hlásného profilu Přelouč, ⁶ Evidenční list hlásného profilu Nymburk, ⁷ Evidenční list hlásného profilu Brandýs nad Labem, ⁸ Evidenční list hlásného profilu Mělník, ⁹ Evidenční list hlásného profilu Ústí nad Labem)

6.3.4 Geologie a geomorfologie

Podle Geomorfologického členění reliéfu Čech (Balatka, Kalvoda 2006) patří území odběru vzorku do subprovincie Česká Tabule – oblasti Středočeská tabule – celku Středolabská tabule – podcelku Mělnická kotlina – okrsku Staroboleslavská kotlina.

Hlavním modelačním činitelem byl už od terciéru tok Labe a jeho přítoků (Balatka, Loučková, Sládek 1966). Široké labské údolí nad soutokem s Vltavou je z největší části vyhloubeno v mělkých horninách svrchní křídý, reprezentovanými převážně písčitými slínovci, opukami, slíny a jíly převážně spodního a středního turonu (Balatka, 1961). Výjimky tvoří malá oblast západně od Velvar, kde v údolních svazích Bakovského potoka a jeho přítoků vystupují permské sedimenty (Balatka, Loučková, Sládek 1962), a úsek na levém břehu Labe mezi Toušní a Neratovicemi, kde se uplatňují cenomanské pískovce (Balatka, 1961). Křídová souvrství jsou uložena téměř vodorovně, s mírným sklonem k severozápadu nebo jihovýchodu – směr sklonu závisí na poloze vůči ose křídové pánve, která prochází údolím Labe od Sovice přes Štětí k Mělníku (Balatka, Loučková, Sládek 1962). Z četných tektonických linií, které porušují

křídovou tabuli, je pro vývoj reliéfu nejdůležitější tzv. labský prolom, probíhající údolím Labe mezi Sovicí a Mělníkem, a tzv. Mělnický prolom.

Výše zmíněné horniny jsou v celé oblasti téměř zcela zakryty mocnými akumulacemi říčních teras, které zde pokrývají rozsáhlé plochy – příčinou jsou zejména časté a někdy velmi výrazné změny ve směru toku (Balatka, Loučková, Sládek 1966). Místy se v údolí Labe uplatňují spraše a váté písky (Balatka, Loučková, Sládek 1962). Meandrováním Labe a postupným zaškrcováním meandrů také vznikala četná slepá ramena.

V současné době je nejvýznamnější geomorfologickým činitelem v povodí Labe člověk – ať už se jedná o napřimování vodních toků, těžbou vzniklé tvary (zejména těžba šterkopísků) nebo změny reliéfu v souvislosti se stavební činností.



Obr. 15: Místo odběru vzorku – Labe - satelitní snímek (Mapový podklad NAVTEQ, 2012)



Obr. 16: Místo odběru vzorku - Labe (Mapový podklad NAVTEQ, 2012)

6.4. Knovízský potok

6.4.1 Charakteristika místa odběru

Odběr vzorku KnP byl proveden z čerstvé povodňové akumulace uvnitř koryta. Koryto v tomto místě dosahovala šířky cca 2m.

6.4.2 Poloha toku

Knovízský potok (obr. 17) pramení jihozápadně od Libušína ve výšce 385 m n.m., na svém horním toku je nazýván Svatojiřský. V Kralupech nad Vltavou ústí do Zákolanského potoka (povodí Vltavy) v nadmořské výšce 170 m n.m.

6.4.3 Hydrologické a klimatologické charakteristiky

Celková délka toku je 23,5 km, plocha povodí činí 92,2 km². Průměrný průtok u ústí dosahuje hodnot 0,19m³s⁻¹. Hydrologické pořadí 1-12-02-41.

Klimatologicky spadá Knovízský potok do teplé oblasti T2.



Obr. 17: Místo odběru vzorku - Knovízský potok (Mapový podklad NAVTEQ, 2012)

6.4.4 Geologie a geomorfologie

Knovízský potok tvoří část hranice mezi Poberounskou subprovincií a Českou tabulí (Balatka, Kalvoda 2006). Jedná se o území mezi Turskou tabulí (Poberounská subprovincie – Brdská oblast – celek Pražská plošina – podcelek Kladenská tabule) a Velvarskou kotlinou (subprovincie Česká tabule – oblast Středočeská tabule – celek Dolnooharská tabule – podcelek Řipská tabule).

Řipská tabule je charakterizována jako členitá pahorkatina na převážně svrchněkřídových písčitéch slínovcích, slínovcích a pískovcích (Demek et al., 1987). Tektonicky málo porušený erozně denudační reliéf klesá od západu k východu. Mezi údolími Bakovského a Knovízského potoka se rozkládá Lešanská plošina se staropleistocenními terasami Vltavy a výraznými okrajovými svahy.

Tok vytváří široké, poměrně zahluobené údolí severovýchodního až východního směru. Na několika místech (např. Olovnice, Kralupy nad Vltavou) je jeho tok veden antropogenně zpevněným korytem.

6.5. Vltava

6.5.1 Charakteristika místa odběru

Vzorky byly odebrány z čerstvých povodňových akumulací na Střeleckém ostrově v Praze (obr. 18) Markem Křížkem. Vzorek StO1 pochází z odběrového místa nedaleko Mostu Legií, vzorek StO2 byl odebrán na samém dolním cípu ostrova na písčité lavici spojené s břehem.

6.5.2 Poloha toku

Za hlavní pramen řeky Vltavy je považován Černý potok, resp. Teplá Vltava, která pramení na východním svahu Černé hory (1315 m) na Šumavě ve výšce 1172 m n.m. Vltava do Labe u Mělníka.

6.5.3 Hydrologické a klimatologické charakteristika

Celková délka toku činí 433 km, plocha povodí zaujímá rozlohu 28 090 km². Vzhledem k faktu, že se jedná o nejdelší řeku na našem území, uvádím v následující tabulce (tab. 6) několik průtokových profilů. Hydrologické pořadí toku je 1-06-01-001.

Na Vltavě bylo během minulého století zbudováno několik přehradních nádrží (Lipno I, Lipno II, Kořensko, Hněvkovice, Orlík, Kamýk, Slapy, Štěchovice, Vrané nad Vltavou) a jiných vodních děl. Ta ovlivňují jak hydrologické a klimatické podmínky ve svém okolí, tak erozní a akumuláční činnost celého toku.

Z mnoha přítoků Vltavy jsou tu vyjmenovány jen ty nejvýznamnější, a to: Řasnice (pravostranný), Studená Vltava (pravostranný), Malše (pravostranný), Lužnice (pravostranný), Otava (levostranný), Sázava (pravostranný), Berounka (levostranný).

Z klimatologického pohledu protéká Vltava několika oblastmi – pramen se nachází v chladné oblasti CH4, dále řeka protéká oblastmi CH 6, CH 7, mírně teplými oblastmi MT 3, MT 5, MT 11, MT 7, MT 10. Místo odběru vzorku se nachází v teplé oblasti T2 (tab. 4).

Tab. 6: Přehled průměrných ročních průtoků Vltavy v různých místech toku

(¹ Evidenční list hlásného profilu Lenora, ² Evidenční list hlásného profilu Chlum, ³ Evidenční list hlásného profilu Vyšší Brod, ⁴ Evidenční list hlásného profilu Český Krumlov, ⁵ Evidenční list hlásného profilu České Budějovice, ⁶ Evidenční list hlásného profilu VD Orlík, ⁷ Evidenční list hlásného profilu VD Vrané, ⁸ Evidenční list hlásného profilu Praha – Velká Chuchle, ⁹ Evidenční list hlásného profilu Vraňany)

místo	říční km	plocha povodí	průměrný roční průtok
Lenora ¹	396,2	175,80 km ²	3,1 m ³ /s
Chlum (Volary) ²	377,7	347,01 km ²	5,9 m ³ /s
Vyšší Brod ³	319	997,38 km ²	13,4 m ³ /s
Český Krumlov ⁴	284,5	1339,22 km ²	16,8 m ³ /s
České Budějovice ⁵	238,8	2849,82 km ²	27,6 m ³ /s
VD Orlík (Solenice) ⁶	144,65	12106,00 km ²	83,4 m ³ /s
VD Vrané ⁷	71,4	17784,60 km ²	110,0 m ³ /s
Praha-Velká Chuchle ⁸	60,08	26730,71 km ²	148,0 m ³ /s
Vraňany ⁹	11,3	28057,41 km ²	151,0 m ³ /s

6.5.4 Geologie a geomorfologie

Podle Geomorfologického členění reliéfu Čech (Balatka, Kalvoda, 2006) se pramen Vltavy nachází v podkrsku Roklanské pláně (okrsek Kvildské pláně – podcelek Šumavské pláně – celek Šumava – oblast Šumavská hornatina – Šumavská subprovincie). Dále řeka protéká Českomoravskou a Poberounskou subprovincií. Ústí Vltavy do Labe spadá do podokrsku Vraňanská kotlina – okrsku Lužecká kotlina – podcelku Mělnická kotlina – celku Středolabská tabule – oblasti Jizerská tabule – subprovincie Česká tabule. Místo odběru vzorku (Střelecký ostrov) náleží do Poberounské subprovincie - Brdské oblasti – celku Pražská plošina – podcelku Říčanská plošina – okrsku Pražská kotlina.

Geologický a geomorfologický vývoj území Prahy byl ovlivněn zejména výskytem proterozoického, prvohorního a druhohorního moře a projevy podmořské vulkanické činnosti (Kubíková et al., 2005), dále pak kadomským a hercynským vrásněním (Kovanda et al., 2001). Nejstarším útvarem, který tvoří hluboké podloží všech mladších uloženin na daném území, je svrchní proterozoikum, převážně ve formě břidlic, bulizníků, kyselých i bazických vulkanitů (Kovanda et al., 2001). Tyto horniny byly během kadomských horotvorných pochodů zvrásněny,

proto další soubor hornin spočívá na svrchním proterozoiku zřetelně diskordantně (Kovanda et al., 2001). Horniny staršího paleozoika jsou tvořeny převážně břidlicemi, křemenci, slepenci, pískovci, ale i vápenci a bazaltoidními vulkanity, a byly následně zvrásněny při variské orogenezi (Kovanda et al., 2001). Dále lze na území Prahy nalézt nezvrásněné karbonské fluviální písčité sedimenty, mořské svrchnokřídové sedimenty v podobě prachovců, jílovců, vápenců a opuk (Kovanda et al., 2001). Nejmladšími uloženinami jsou kvartérní písčité štěrky s písky říčních teras, spraše a sprašové hlíny, naváté písky a svahoviny (Kovanda et al., 2001).

Vltava jako hydrografická osa a erozní báze Pražské plošiny vytváří kromě území Pražské kotliny hluboce zaříznuté údolí směru J-S, přetínající napříč strukturní směry barrandienských hornin (Kovanda et al., 2001). V Pražské kotlině má vltavské údolí nesouměrný příčný profil s příkrým a vyšším levým svahem (pod plošinami třetihorních zarovnaných povrchů) a mírnějšími a nižšími pravými svahy, kde jsou vyvinuty kvartérní říční terasy. Přítoky Vltavy a Berounky, původně založené na plošinném povrchu souvislé svrchnokřídové tabule, se epigeneticky zařezávají do křídového podloží, a vytvářejí hluboká až kaňonovitá údolí se zvětšeným sklonem dna; jejich průběh a příčný profil je místy v detailech usměrňován strukturně-tektonickými poměry staropaleozoických a proterozoických hornin (Kovanda et al., 2001). Asymetrický ráz (v příčných profilech) některých údolí Pražské plošiny je podmíněn jednak petrografickými a tektonickými poměry geologického podloží, jednak akumulací sprašových závějí na svazích exponovaných k Vltavě. (Kovanda et al., 2001). Tvarový ráz a průběh údolí určují tedy v první řadě litologické a tektonické poměry podložních hornin (Kovanda et al., 2001).



Obr. 18: Místo odběru vzorku – Střelecký ostrov, Praha

7. VÝSLEDKY

V následujících podkapitolách je uvedena interpretace výsledků (Příloha 1) exoskopické analýzy odebraných vzorků. Uváděny jsou jednotlivé toky, v případě, že bylo pro jeden tok odebráno více vzorků, jsou tyto výsledky prezentovány odděleně.

7.1. Klínový potok

Vzorek KP1 – Vzorek břehové uloženiny obsahuje převážně poloostrohranná až ostrohranná zrna s nízkým reliéfem. Za reprezentativní mikrotextury lze považovat hlubší rovné a obloukové brázdy a V-jamky, což dokládá vysoké rychlosti transportu. Výrazně zastoupena je také abraze hran, na chráněných místech zrn se vyskytují křemičité sraženiny.

7.2. Volyňka

Vzorek V – Vzorek z mimokorytové povodňové uloženiny obsahuje v největší míře poloostrohranná zrna se středně vysokým reliéfem. Z povrchových mikrotextur jsou nejvíce zastoupeny V-jamky, naopak rovné a obloukové brázdy se vyskytují pouze u zhruba 40 % zrn a srpkovité tvary a mísovité jamky se téměř nevyskytují. V chráněných částech zrna se objevují drobné křemičité sraženiny.

7.3. Labe

Vzorek L1 – Vzorek korytové akumulace obsahuje převážně zaoblená zrna s nízkým reliéfem. Z mikrotextur jsou nejvíce zastoupeny křemičité sraženiny spolu s křemičitými povlaky, dále V-jamky a abraze hran. Hojně jsou zastoupeny také rovné a obloukové brázdy, v menší míře srpkovité útvary.

Vzorek L2 – Vzorek z břehové nátrže obsahuje polozaoblená až zaoblená zrna převážně se středně vysokým reliéfem. Mezi mikrotexturami dominují křemičité povlaky a abraze hran, projevují se také V-jamky a nepravidelné prohlubně. Oproti vzorku L1 je zřetelný nárůst prvků rozpouštění ve formě tečkování, což může být zapříčiněno působením pedogenetických procesů po uložení sedimentů.

7.4. Knovízský potok

Vzorek KnP – Vzorek povodňové akumulace v korytě obsahuje zrna polozaoblená až ostrohranná s převažujícím nízkým reliéfem. Z mikrotextur se nejvíce uplatňují mikrotvary chemického původu ve formě křemičitých sraženin a povlaků, v menší míře lze pozorovat obloukové a rovné brázdy a V-jamky. Křemičité sraženiny a povlaky dokládají převážný vývoj v prostředí s nižší kinetickou energií, impaktní útvary naopak svědčí o nedávné přívalové energii v podobě povodňových průtoků.

7.5. Vltava (Střelecký ostrov)

Vzorek StO1 – Ve vzorku převažují zrna ostrohranná s nízkým až středním reliéfem, což ukazuje na vyšší energii toku v povodňovém stavu. Charakteristickými mikrotvary jsou V-jamky, velmi často se vyskytují také křemičité sraženiny a povlaky.

Vzorek StO2 – Převážně polostrohranná zrna, srovnatelně zastoupeny všechny typy reliéfu. Vzorek vykazuje zvýšený výskyt V-jamek, které mohly být způsobeny vyššími rychlostmi toku v průběhu povodně, četné jsou také rovné a obloukové brázdy. Hojně lze pozorovat místy silně obroušený křemičitý povlak, v méně exponovaných místech se vyskytují četné křemičité sraženiny. To vypovídá o fluviálním transportu o vysoké energii na delší vzdálenost.

8. DISKUZE

Při hodnocení výsledků exoskopické analýzy je nutné počítat s jistou mírou subjektivity. Správné posouzení výskytu mikrotextrur je ovlivněno rozlišením snímků, které musí být dostatečné i pro zjištění drobnějších mikrotextrur, a také rozlišovacími schopnostmi hodnotitele. V této práci byly problémem zejména snímky vzorku Volyňky, které byly z technických důvodů pořízeny v menším rozlišení. Pro spolehlivější interpretaci by také bylo zapotřebí více vzorků pro jednotlivé části toků.

Pro fluviální zrna je podle literatury (Alekseeva, 2005; Cater, 1984; Higgs, 1979; Mahaney, 2002; Mahaney, Stuart, Kalm, 2001; van Hoesen, Orndorff, 2004, aj.) charakteristický malý počet mikrotextrur na jejich povrchu, polozaoblená až zaoblená zrna s nízkým až středním reliéfem v závislosti na energii transportu. Jako typické znaky jsou nejčastěji uváděny V-jamky a abraze hran, rovné a obloukové brázdy, křemičité sraženiny a povlaky, v menší míře poté srpkovité tvary, mísovité jamky a tečkování.

V této práci byla zkoumána fluviální zrna z hlediska výskytu charakteristických mikrotextrur a proměnlivosti výskytu mikrotextrur v závislosti na délce transportu. V souladu s charakteristikami obsaženými v dostupné literatuře obsahovala zrna z horního toku vysoký podíl V-jamek a brázd, ve zvýšené míře se objevovaly také mísovité jamky a srpkovité tvary. Všechny tyto znaky dokládají vývoj zrna v prostředí s vysokou kinetickou energií, kde jsou však přímé nárazy mírně tlumeny vodním polštářem (Mahaney, Stuart, Kalm 2001). Oproti očekávání vykazovaly všechny vzorky vysoké procento výskytu křemičitých sraženin bez ohledu na délku transportu, nicméně ve vzorcích z dolních toků procentuální zastoupení křemičitých sraženin a povlaků výrazně převyšovalo hodnoty ostatních mikrotextrur. Pro odlišení vzorků z různých částí toku lze s jistou obezřetností použít výskyt a parametry rovných a obloukových brázd, zejména pak jejich hloubku a velikost. Zrna vystavená vyšší kinetické energii zejména na horních tocích vykazují větší procentuální zastoupení brázd, které se jeví mnohem hlubší a výraznější než u zrn z dolních částí toků (Kleesment, 2009; Moral Cardona et al., 2005). Nicméně pokud dojde k náhlému nárůstu rychlosti proudění, například v důsledku povodňových průtoků, je možné následně pozorovat výskyt hlubších brázd i ve spodních částech toku (vzorek StO2,KnP). Z dosažených výsledků tedy nelze přímo určit soubory mikrotextrur, které jsou odlišné pro různé části toku. Podstatné je uvažovat velikostní parametry jednotlivých mikrotextrur. Dále je třeba mít na zřeteli, že zrna jednotlivých genetických typů mohou být smíchána (Mahaney, Kalm 2000).

Ve vzorcích L1, L2 lze nalézt zrna vykazující známky eolického transportu, což je pravděpodobně důsledek splavení zrn z akumulací větých písků v povodí Labe.

9. ZÁVĚR

Z výsledků práce vyplývá, že charakteristickými znaky pro fluviální zrna jsou V-jamky, abraze hran, křemičité sraženiny a povlaky, rovné a obloukové brázdy, srpkovité útvary a mechanické rýhy různých velikostí. V bystřinách a horních částech toků s vyššími rychlostmi proudění převládají mechanické prvky, V-jamky a brázdy jsou frekventovanější a hlubší. Na středních tocích dochází k zhlazování impaktních útvarů a postupnému utváření křemičitých povlaků. Na dolních tocích převládá výskyt mikrotvarů chemického původu ve formě křemičitých globulí a povlaků, případně tečkování. Na exponovaných místech může být povlak slabě až silně obroušen.

Na základě hodnocení 7 vzorků z různých částí povodí bylo zjištěno, že pro odlišení sedimentů, které absolvovaly různě dlouhý transport, je důležité zaměřovat se více na velikostní charakteristiky jednotlivých mikrotvarů. V-jamky se vyskytovaly u zrn ze všech vzorků, stejně tak křemičité sraženiny. Ty se jevily jako drobnější a rozptýlené u zrn z bystřin, naopak velmi dobře vyvinuté, často spojené do povlaků byly na zrnech z dolních toků. Odlišnosti ve výskytu a velikosti podle délky transportu byly zaznamenány u rovných a obloukových brázd, které jsou charakteristické pro vysokoenergetický transport. Lze je tedy nalézt převážně na horních tocích řek, kde jsou četné a hluboké, na středních tocích jsou mírně zhlazeny a na dolních tocích se vyskytují pouze v případě splavení při mimořádných povodňových událostech. Obroušení zrna a výška reliéfu odvisí od délky transportu, zrna spodních částí toků jsou opracovanější než na horních tocích. Výjimku opět mohou tvořit sedimenty povodňových průtoků.

Uvedená metoda exoskopie umožňuje určit na základě povrchových mikrotextrur určit způsob a délku transportu zrn.

10. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

ALEKSEEVA, V. A. Micromorphology of Quartz Grain Surface As Indicators Of Glacial Sedimentation Conditions: Evidence from the Protva River Basin. *Lithology and Mineral Resources*. 2005, vol. 40, no.5, s. 420-428. ISSN 1608-3229.

ALEKSEEVA, V.A. – HOUNSLOW, M. Clastic sediment source characterisation using discrete and included magnetic particles – their relationship to conventional petrographic methods in early Pleistocene fluvial-glacial sediments, Upper Don River Basin (Russia). *Physics and Chemistry of the Earth*. 2004, vol. 29, s. 961-971. ISSN 1474-7065.

ANBEEK, C. The effect of natural weathering on dissolution rates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993, vol. 57, no. 21-22, s. 4963-4975. ISSN 0016-7037.

BERGER, G. et al. Dissolution rate of quartz in lead and sodium electrolyte solutions between 25 and 300°C: Effect of the nature of surface complexes and reaction affinity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996, vol. 58, s. 541-551.

BALATKA, B. - KALVODA, J. *Geomorfologické členění reliéfu Čech*. 1.vyd. Praha: Kartografie Praha, 2006.80s. ISBN 80-7011-913-6.

BALATKA, B. Podélný profil a poznámky ke genezi spodních a údolních teras středního Labe. *Sborník Československé společnosti zeměpisné*, 1961. vol. 66, no. 1, s. 6-30

BALATKA, B. – SLÁDEK, J. *Říční terasy v českých zemích*. 1.vyd. Praha: Geofond NČSAV. 1962, 580 s.

BALATKA, B. – LOUČKOVÁ, J. – SLÁDEK, J. Geomorfologie Podřipska a Mělnicka. *Sborník Československé společnosti zeměpisné*, 1962. vol. 67, no. 3, s. 200-224

BALATKA, B. – LOUČKOVÁ, J. – SLÁDEK, J. Vývoj hlavní erozní báze českých řek. *Rozpravy ČSAV – řada MPV*, 1966. Vol. 9, 75.s.

BULL, P. A. - MORGAN, R. M. Sediment Fingerprints: A forensic technique using quartz sand grains. *Science & Justice*. 2005, vol. 46, no. 2, s. 107-124. ISSN 1355-0306.

CATER, J. M. An application of scanning electron microscopy of quartz sand surface textures to the environmental diagnosis of Neogene carbonate sediments, Finestrat Basin, south-east Spain. *Sedimentology*. 1984, vol. 31, no. 5, s. 717-731. ISSN 0037-0746.

CENSIER, C. – TOURENG, J. Mise en évidence d'une extension occidentale des grés de Carnot (République Centrafricaine) par analyses sédimentologiques comparées de gisements alluvionnaires diamantifères. *Géodynamique*. 1986, vol. 1, no. 1, s. 21-32.

CREMER, M. – LEGIGAN, P. Morphology and Surface Texture of Quartz Grains from ODP site 645, Baffin Bay. *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1989, vol. 105, s. 21-28. ISSN 1096 – 7451.

DEMEK, J. *Obecná geomorfologie*. 1.vyd. Praha: Academia, 1987. 476 s.

DOORNKAMP, J.C. – KRINSLEY, D. Electron Microscopy Applied to Quartz Grains from Tropical Environment. *Sedimentology*. 1971, vol. 17, s. 89-101.

Evidenční list hlásného profilu Špindlerův Mlýn [online]2009[cit. 5.3.2012]. Dostupné z <http://voda.chmi.cz/hpps/prf_bk_createpage.php?seq=307053>

Evidenční list hlásného profilu Vestřev [online]2009[cit. 5.3.2012].Dostupné z <http://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_prfbk_detail.php?seq=2504741>

Evidenční list hlásného profilu Les Království [online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://voda.chmi.cz/hpps/prf_bk_createpage.php?seq=307037>

Evidenční list hlásného profilu Němčice [online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_prfbk_detail.php?seq=307338>

Evidenční list hlásného profilu Přelouč [online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://voda.chmi.cz/hpps/prf_bk_createpage.php?seq=307011>

Evidenční list hlásného profilu Nymburk [online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://voda.chmi.cz/hpps/prf_bk_createpage.php?seq=307022 >

Evidenční list hlásného profilu Brandýs nad Labem [online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://voda.chmi.cz/hpps/prf_bk_createpage.php?seq=307035 >

Evidenční list hlásného profilu Mělník [online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://voda.chmi.cz/hpps/prf_bk_createpage.php?seq=307081 >

Evidenční list hlásného profilu Ústí nad Labem [online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://voda.chmi.cz/hpps/prf_bk_createpage.php?seq=307300 >

Evidenční list hlásného profilu Lenora[online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://voda.chmi.cz/hpps/prf_bk_createpage.php?seq=307197>

Evidenční list hlásného profilu Chlum[online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_prfbk_detail.php?seq=307234>

Evidenční list hlásného profilu Vyšší Brod[online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://voda.chmi.cz/hpps/prf_bk_createpage.php?seq=307197>

Evidenční list hlásného profilu Český Krumlov[online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://voda.chmi.cz/hpps/prf_bk_createpage.php?seq=307038>

Evidenční list hlásného profilu České Budějovice [online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://voda.chmi.cz/hpps/prf_bk_createpage.php?seq=307038>

Evidenční list hlásného profilu VD Orlik [online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_prfbk_detail.php?seq=307250>

Evidenční list hlásného profilu VD Vrané [online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://voda.chmi.cz/hpps/prf_bk_createpage.php?seq=307262>

Evidenční list hlásného profilu Praha-Velká Chuchle [online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://voda.chmi.cz/hpps/prf_bk_createpage.php?seq=307225>

Evidenční list hlásného profilu Vraňany [online]2009[cit. 5.3.2012] Dostupné z <http://voda.chmi.cz/hpps/prf_bk_createpage.php?seq=307197>

FRYIRS, K.A. et al. Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology*. 2007, vol. 84, no. 3–4, s. 297-316. ISSN 0169-555X.

FRIHY, O.E. – STANLEY, D.J. Quartz Grain Surface Textures and Depositional Interpretations, Nile Delta Region, Egypt. *Marine Geology*. 1987, vol. 77, no.3-4, s. 247-255.

GAUTIER, J.M. – OELKERS, E.H. – SCHOTT, J. Are quartz dissolution rates proportional to B.E.T. surface areas? *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001, vol. 65, no. 7, s. 1059-1070.

GOMEZ, B. Bedload transport. *Earth-Science Reviews*. 1991, Vol. 31, no. 2, 1991, s.89-132. ISSN 0012-8252.

HELLAND, P.E. – HUANG, P.-H. – DIFFENDAL, R. F. SEM Analysis of Quartz Sand Grain Surface Textures Indicates Alluvial/Colluvial Origin of Quarternary „Glacial“ Boulder Clays at Huangshan (Yellow Mountain), East Central China. *Quarternary Research*. 1997, vol.48, s. 177-186. ISSN 0033-5894.

HIGGS, R. Quartz-grain surface features of mesozoic-cenozoic sands from the Labrador and western Greenland continental margins. *Journal of Sedimentary Petrology*. 1979, vol. 49, no. 2, s. 599-610. ISSN 0022-4472.

CHÁBERA, S et al. *Jihočeská vlastivěda – neživá příroda*. 1.vyd. České Budějovice: Jihočeské nakladatelství. 1985, 270 s.

CHÁBERA, S et al. *Geologické zajímavosti jižních Čech*. 1.vyd. české Budějovice: Jihočeské nakladatelství. 1982, 157 s.

CHALOUPSKÝ, J. Geologický vývoj. In *Krkonošský národní park*. 1.vyd. Praha: Státní zemědělské nakladatelství. 1983, s. 11-18.

KASÍK, T. *Nové povrchy minerálních fází a jejich vliv na dynamiku rozpouštění*. Brno, 2009. 39 s. Bakalářská práce. Masarykova univerzita, Přírodovědecká fakulta, Ústav geologických věd

KLEESMENT, A. Roundness and surface features of quartz grains in Middle Devonian deposits of the East Baltic and their palaeogeographical implications. *Estonian Journal of Earth Sciences*. 2009, vol. 58, no. 1, s. 71-84.

KNIGHTON, D. *Fluvial Forms and Processes*. 1.vyd. Londýn: Edward Arnold Publishers. 1984, 218s.

KONDOLF, G.M. Hungry water: Effect of Dams and Gravel Mining on River Channels. *Environmental Management*. 1997, vol. 21, no. 4, s. 533-551.

KOVANDA, J. et al. *Neživá příroda Prahy a jejího okolí*. 1.vyd. Praha: Academia a Český geologický ústav. 2001, 216s.

KŘÍŽEK, M. Geomorfologický výzkum. In *Posouzení efektivnosti změn ve využívání krajiny pro retenci a retardaci vody jako preventivní opatření před povodněmi. Závěrečná zpráva k vládnímu projektu – Vyhodnocení katastrofální povodně v srpnu 2002*. Vilímek, V. et al. Praha: Univerzita Karlova, PŘF, 2003, s. 17-23.

KŘÍŽEK, M. Údolní niva jako geomorfologický fenomén. In *Povodně a změny v krajině*. Langhammer, J.(ed.).Praha: Univerzita karlova v Praze, PŘF, Katedra fyzické geografie a geoekologie, 2007, s. 217-229. ISBN 978-80-86561-8.

KŘÍŽOVÁ, L. – KŘÍŽEK, M. – LISÁ, L. Význam povrchové analýzy křemenných zrn pro studium geneze nezpevněných sedimentů. *Geografie – Sborník ČGS*, 2011, vol. 116, no. 1, s. 59-78.

KUBÍKOVÁ, J. et al. *Chráněná území ČR: Praha (Sv. XII)*. Praha: Agentura ochrana přírody a krajiny ČR a Ekocentrum Brno, 2005. 304 s. ISBN 80-86064-69-7.

LE BARON, J. C. et al. Surface textures analysis of southern Tuli Basin sediments: Implications for Limpopo Valley geoarchaeological contexts. *Journal of African Earth Sciences*. 2011, vol. 59, s. 384-394

LE RIBAUT, L. Application de l'exoscopie des quartz á quelques échantillons prélevés en Manche orientale. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A*. 1975, s. 279-288

LE RIBAUT, L. *LLR et le G5: Exoscopie – Définition scientifique* [online].2003a, [cit. 11-10-2010]. <http://www.leribault.com/exo_dedefinitionscientifique.php>

LE RIBAUT, L. *LLR et le G5: Balade sur un grain de sable* [online]2003b,[cit. 11-10-2010]. <http://www.loic-le-ribault.ch/exo_balademicroscopique_p01.php>.

LINDÉ, K. – MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO, E. Some experimentally produced microtextures on grains surfaces of quartz sand. *Geografiska Annaler A*. 1980, vol. 62, no. 3-4, s.171-184. ISSN 16513215

LISÁ, L. Exoscopy of Moravian aeolian sediments. *Bulletin of Geosciences*. 2004, vol.79, no.3, s.177 – 182. ISSN 1214-1119

MAHANEY, W.C. *Atlas of sand grains surface textures and application*. New York: Oxford University Press, 2002. 237 s. ISBN 0-19-513812-0.

MAHANEY, W.C. – KALM, V. Comparative electron scanning microscopy study of oriented till blocks, glacial grains and Devonian sands in Estonia and Latvia. *Boreas*.2000, vol. 29, s. 35-51. ISSN 0300-9483.

MAHANEY, W.C. – STEWART, A.– KALM, V. Quantification of SEM microtextures useful in sedimentary environmental discrimination. *Boreas*. 2001, vol. 30, s. 165-171. ISSN 0300-9483.

MANICKAM, S. – BARBAROUX, L. Variations in the surface textures of suspended quartz grains in the Loire River: an SEM study. *Sedimentology*. 1987, vol. 34, s. 495-510

MANKER, J.P. – PONDER, R.D. Quartz grains surface features from fluvial environments of northeastern Georgia. *Journal of Sedimentary Petrology*. 1978, vol. 48, no. 4, s. 1227-1232

MARGOLIS, S.V. – KRINSLEY, D.H. Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains. *American Journal of Science*. 1974, vol. 274, s 449-464

MORAL CARDONA, J.P. et al. Surface textures of heavy-mineral grains: a new contribution to provenance studies. *Sedimentary geology*. 2005, vol. 174, s. 223-235. ISSN 0037-0738.

PETRÁNEK, J. *Usazené horniny: jejich složení, vznik a ložiska*. 1.vyd. Praha: Nakladatelství ČSAV, 1963. 720 s.

PILOUS, V. Tektonické soutěsky a soutěskovitá koryta v krkonošském krystaliniku. In *Opera Corcontica*. Vrchlabí: Správa Krkonošského národního parku, 1991. sv 28, s. 5-26

QUITT, E. *Klimatické oblasti Československa=Climatic regions of Czechoslovakia*. Brno: Geografický ústav ČSAV, 1971, 82 s.

ROBERT, A. *River Processes: An Introduction to Fluvial Dynamics*. 1.vyd. Londýn: Arnold, 2003. 214 s.

RŮŽIČKOVÁ, E. et al. *Kvartérní klastické sedimenty České republiky: Struktury a textury hlavních genetických typů*. 1.vyd. Praha: Česká geologická společnost, 2003. 68 s. ISBN 80-7075-600-4.

ŠKARPICH, V. et al. Identifikace (dis)konektivit vodních toků za využití makrogranulometrické analýzy korytových sedimentů (Moravskoslezské Beskydy). *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*. 2010, vol. 17, s 199-204

VAN HOESEN, J. G. – ORNDORFF, R.L. A Comparative SEM Study on the Micromorphology of Glacial and Non-glacial Clasts with Varying Age and Lithology. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2004, vol. 41, s 1123-1139

VANDENBERGHE, J. The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quarternary. *Quarternary International*. 2002, vol. 91, s. 17-23.

WALLING, D.E. – HE, Q. The spatial variability of overbank sedimentation of river floodplains. *Geomorphology*. 1998, vol. 24, s. 209-223