

ZÁPADOČESKÁ UNIVERZITA V PLZNI
FAKULTA EKONOMICKÁ

Bakalářská práce

Vývoj krajiny v kvartéru v okolí Javoří Pily

Landscape development in the surroundings of Javoří Pila

Lenka Tlapáková

Plzeň 2014

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci na téma „**Vývoj krajiny v kvartéru v okolí Javoří Pily**“ vypracovala samostatně pod odborným dohledem vedoucího bakalářské práce za použití pramenů uvedených v příložené bibliografii.

Plzeň dne

Poděkování

V prvé řadě děkuji svým školitelům, kterými jsou doc. RNDr. Pavel Mentík, Ph.D. a RNDr. Václav Stacke, Ph.D., za velmi vstřícný přístup během celého procesu vytváření této bakalářské práce. Děkuji také všem, kteří mi pomáhali při terénních pracích a lidem z Katedry fyzické geografie a geoekologie na Přírodovědecké fakultě Ostravské univerzity, kteří mi umožnili provést laboratorní analýzy. V neposlední řadě děkuji rodině a přátelům za podporu a zázemí.

Děkuji.

Obsah

1. ÚVOD	1
2. CÍLE PRÁCE	2
3. ROZBOR LITERATURY	3
3.1 STAV VÝZKUMU VE VYBRANÉ LOKALITĚ.....	4
3.2 ŘÍČNÍ KRAJINA.....	6
3.3 VÝVOJ KRAJINY V KVARTÉRU.....	7
3.4 FLUVIÁLNÍ PROCESY, FLUVIÁLNÍ SEDIMENTY A TVARY VZNIKAJÍCÍ FLUVIÁLNÍM PŮSOBENÍM.....	11
4. VYMEZENÍ ÚZEMÍ	15
4.1 GEOMORFOLOGICKÉ ČLENĚNÍ.....	16
4.2 GEOLOGICKÝ VÝVOJ.....	17
4.3 KLIMATICKÉ POMĚRY	19
4.4 HYDROLOGICKÉ POMĚRY	21
4.5 BIOGEOGRAFICKÉ POMĚRY	22
4.6 PEDOGEOGRAFICKÉ POMĚRY	23
4.7 KRAJINNÝ POKRYV	24
5. METODY	25
5.1 ANALÝZA ORTOFOTOSNÍMKŮ A VYUŽITÍ PLOCH	25
5.2 VYTVOŘENÍ DERIVÁTŮ Z DIGITÁLNÍHO MODELU RELIÉFU	26
5.3 GEOFYZIKÁLNÍ VÝZKUM.....	27
5.4 TVORBA GMIS A ZÁKLADNÍ GEOMORFOLOGICKÉ MAPOVÁNÍ	28
5.5 ODBĚR SEDIMENTŮ A ANALÝZA ODKRYVU	29
5.6 GRANULOMETRIE	31
5.7 ZTRÁTA HMOTNOSTI ŽÍHÁNÍM	33
6. VÝSLEDKY	35
6.1 VÝSLEDKY ANALÝZY ORTOFOTOSNÍMKŮ A DLOUHODOBÝCH ZMĚN POVRCHU.....	35
6.2 VÝSLEDKY ANALÝZ NIVNÍCH SEDIMENTŮ	38
6.2.1 První odkryv.....	39
6.2.2 Druhý odkryv.....	47
6.3 VÝSLEDKY GEOFYZIKÁLNÍHO PROFILOVÁNÍ	55
6.4 GMIS A ELEMENTÁRNÍ FORMY RELIÉFU.....	56
6.4.1 Aktivní niva.....	58
6.4.2 Nižší terasa	59
6.4.3 Vyšší terasa	59
6.4.4 Přilehlé svahy.....	60
7. DISKUZE	61
8. ZÁVĚR	64
9. SEZNAM TABULEK	65
10. SEZNAM OBRÁZKŮ	65
11. SEZNAM LITERATURY	67

11. PŘÍLOHY	73
12. ABSTRAKT	74

1. Úvod

V posledních letech roste zájem společnosti o lepší poznání krajiny, její rozmanitosti, pochopení vazeb, funkcí a trendů v ekosystémech, odhalení zdrojů antropogenní zátěže, navržení řešení a dosažení vývoje v souladu s trvale udržitelným rozvojem (Mánek et al., 2002). Pro lepší uchopení budoucího vývoje je velmi důležité pochopit vývoj v minulosti a v současnosti, přičemž kvartérní vývoj zanechal na tváři krajiny hlavní stopu.

Práce se věnuje průzkumu vybraného segmentu krajiny v blízkosti soutoku Javořího a Roklanského potoka na Šumavě, celá oblast bývá označována jako Javoří Pila, ačkoliv se původní osada nachází asi 1km severozápadním směrem od sledované oblasti. Segment krajiny byl vybrán v místě soutoku Javořího a Roklanského potoka díky zachovaným výškovým stupňům. Zejména se zaměřuje na prostorovou a strukturní stavbu říční nivy a pomocí relativního datování rekonstruuje vývoj krajiny v holocénu. Hlavním cílem této předkládané bakalářské práce je pochopit roli řeky na vytvoření vybraného segmentu krajiny, protože ze všech faktorů modelujících krajinu patří řeky k těm nejdůležitějším (Roberts, 1998). Mezi dílčí cíle patří analýza nezpevněných sedimentárních hornin v nivní oblasti, určení geneze výškových stupňů v blízkosti řeky a klasifikování jednotlivých elementárních forem reliéfu. K dosažení vybraných cílů bude využita sedimentologická, geofyzikální a geomorfologická analýza. Práce následně může přispět k přibližné rekonstrukci holocenního vývoje sledované oblasti. Toto téma bylo navrženo vzhledem k absenci jakéhokoliv podrobného rozboru v této lokalitě.

2. Cíle práce

Cílem bakalářské práce je lepší pochopení úlohy holocenního vývoje ve vývoji krajiny v blízkosti řeky v horní partii Šumavy. Pro dosažení tohoto cíle budou podniknuty tyto kroky:

- vymezení základních forem reliéfu v okolí soutoku Javořího a Roklanského potoka pomocí geomorfologického mapování a geofyzikálního průzkumu
- analyzování sedimentů z břehových nátrží a vytvoření chronologie vývoje řeky
- charakterizování základní stavby říční nivy

3. Rozbor literatury

Při psaní bakalářské práce na téma kvartér je nezbytné získat obecné znalosti týkající se kvartérního vývoje geosystémů a metod použitelných při výzkumu tohoto vývoje. Touto problematikou se zabývá např. Bradley (1999), Bell & Walker (2005), Roberts (1998), Anderson et al.(2007). Roberts (1998) se zabývá charakteristikou holocénu jak z pohledu možností datování, osídlení a chování lidí, tak změny přírodních podmínek. Podobnými tématy se zabývá i kniha *Late Quaternary environmental change: physical and human perspectives* od Bella & Walkera (2005), která se zaměřila převážně na vliv lidské činnosti na prostředí. Pro pochopení přírodních podmínek byla pro mou práci stěžejní publikace *Global environments through the quaternary: exploring environmental change* (Anderson et al. 2007), která velmi přehledně analyzuje změny přírodních podmínek, jejich příčiny a následky. Nejprve rozděluje druh záznamu podle jeho výskytu a následně rozebírá možnosti datování, jejich úskalí a možné kombinace.

Na téma kvartér se také vyskytuje poměrně velké množství vědeckých publikací, které se zaměřují pouze na určité oblasti. V ČR se jím zabýval převážně Ložek (2007), ve své knize *Zrcadlo minulosti* popisuje různé vlivy působení na zemský povrch, převážně se pak zaměřuje na vlivy působení člověka, podobně jako v knize *Příroda ve čtvrtohorách* (Ložek, 1973). Naproti tomu Ivo Chlupáč (2002) se ve své knize *Geologická minulost* nezabýval pouze kvartérem, ale všemi historickými etapami geologického vývoje. Velmi přehledně charakterizoval podmínky panující v kvartéru, jejich záznamy ve světě i na území České republiky. Klasifikoval druhy uloženin a popsal způsob jejich vzniku a charakteristické vlastnosti.

Po získání určitých znalostí, které charakterizují kvartér, je nezbytné pochopit systém stratigrafie (Nichols, 1999), ukládání sedimentů (Nichols, 1999) a způsoby modelace reliéfu (Demek, Zeman, 1979). Kniha *Sedimentology and stratigraph* (Nichols, 1999) využívá názorných pomůcek pro objasnění možností datování sedimentů. Charakterizuje jednotlivé druhy sedimentů a objasňuje, jakým způsobem získaly své charakteristické vlastnosti. Zabývá se také možnostmi interpretace výsledků. Naopak kniha *Typy reliéfu země* (Demek, Zeman, 1979) vychází z jednotlivých tvarů reliéfu a následně jim přiřazuje charakteristické sedimenty, které se v této oblasti ukládají, často připojuje příklady z oblasti ČR.

Dalším důležitým dílem pro zkoumání způsobů ukládání sedimentů je publikace od Mialla (2006) *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Před odběrem sedimentů je také nutné seznámení s metodami datování vzorků v kvartéru (Bradley, 1999; Bell & Walker, 2005). Pravidly a zásadami chování v terénu, odběrem vzorků a mapováním se ve svých skriptech zabývala Bezdovodová et al. (1985).

Pro lepší pochopení geneze povrchu bylo nutné rozebrat i literaturu zabývající se převážně oblastí Šumavy (Anděra et al. 2003; Babůrek et al., 2006; Bufková et al., nedatováno; Čuláková et al. 2012; Heis, 2007; Hruška et al. 2013; Sádlo, 2001; Šantrůčková et al. 2010; Šteintl et al, 2008; Zelenková, 2001).

3.1 Stav výzkumu ve vybrané lokalitě

Obdobně jako zbylá oblast Šumavy je Javoří Pila relativně málo prozkoumaná, ačkoli je tato oblast velice zajímavá. Výzkumem na Šumavě se ve své publikaci zabývá Mánek et al. (2002) upozorňuje na první písemné zprávy o Šumavě z 16. století, které v sobě nesou informace o lesích, rostlinách a zvířenech. První popisné publikace pocházejí až z 18. století a zabývají se oblastmi v blízkosti Sušice, Královským hvozdem a Šumavskými pláněmi (Mánek et al., 2002). V průběhu 19. století již vznikají ucelenější publikace, mimo jiné o cévnatých rostlinách a celkově o šumavské květeně, ale také o ornitologii (Čelakovský, Frič in Mánek et al., 2002). Na území národního parku Šumava (dále jen NP) je studována druhová skladba, struktura lesních porostů a jejich vývoj již od první poloviny 19. století, kdy vznikla první publikace na toto téma (NP Šumava, 2014). Do této oblasti spadá i v současnosti nejdiskutovanější otázka, a to rozšíření lýkožrouta smrkového (*Ips typographus*) (Kůrovec na Šumavě, 2011). Dalším objektem intenzivního výzkumu byla a jsou šumavská jezera, jejich zkoumání se datuje do roku 1984, kdy bylo zahájeno systematické sledování všech pěti ledovcových jezer (Hruška et al., 2013). Vlivem druhé světové války a následně omezením kvůli existenci nepřístupného hraničního pásma v druhé polovině 20. století, došlo v oblasti Šumavy k utlumení výzkumu (Mánek et al., 2002; Hruška et al., 2013). Po dlouhé pomlce se začalo v roce 1989 mluvit o zachování jedinečnosti biotopů této lokality do budoucna

vytvořením oblasti, která bude státy spojovat pomocí přírody na rozdíl od dřívějšího rozdělování hranicemi (Dokoupil et al., 2011). Díky mezinárodní spolupráci vznikl unikátní projekt Greenbelt, který má délku kolem 7000 km, a tím se stal nejdelším systémem biotopů v Evropě (Dokoupil et al., 2011). Cílem současných výzkumů by mělo být co nejlepší poznání lokality, její rozmanitosti, pochopení vazeb, funkcí a trendů v ekosystémech, odhalení zdrojů antropogenní zátěže a navržení řešení (Mánek et al., 2002). Mezi neméně důležité cíle patří i vytvoření zásad pro udržitelný rozvoj lokality, získání materiálů pro osvětu veřejnosti a vytváření podkladů pro rozhodování (Mánek et al., 2002).

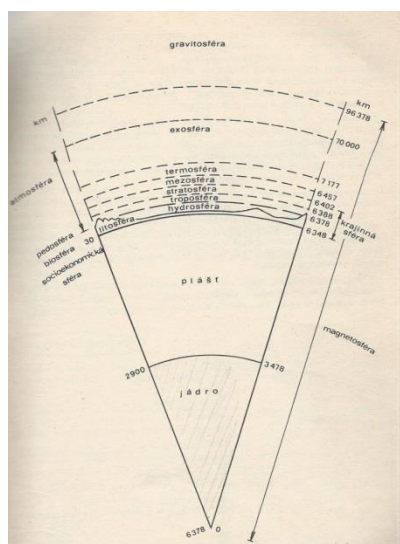
Samotná sledovaná lokalita byla součástí již několika výzkumů (Mánek, 1998; Sádlo, 2001; Zelenková, 2001; Skuhřavý, 2006; Heis, 2007; Vlček et al. 2012). Na Šumavě se vyskytuje velká plocha ovlivněna působením vody a její retencí stejně jako sledovaný segment krajiny (Zelenková, 2001). Tyto oblasti na Šumavě jsou v současnosti monitorovány, následně bude vliv vody na prostředí vyhodnocen (Zelenková, 2001). Zkoumaná lokalita byla sledována i z důvodu odumírání lesů v blízkosti vodního toku, a ovlivnění retence vody v krajině (Zelenková, 2001). Tímto tématem se zabýval i Vlček et al. (2012), nebo Hais (2007). Podobným typem krajiny se ve svém výzkumu zabývá i Sádlo (2001), který klasifikuje jednotlivé druhy bezlesí a popisuje možnost výskytu primárního bezlesí v bezprostřední blízkosti vodních toků. Jako primární bezlesí chápeme fungující systém, který je reliktem dob minulých (Sádlo, 2001). Primární bezlesí se nachází v bezprostřední blízkosti vodních toků a na vyšším výškovém stupni se již vyskytuje pomalu odumírající převážně smrkový porost. Druhovou rozmanitostí se v této oblasti zabýval například i Mánek (1998), Skuhřavý (2006). Další biologické výzkumy z této oblasti se zaměřovaly na výskyt jednotlivých druhů a jejich rozšíření (Skrčená, 2013). Velmi důležitou hydrologickou charakteristikou se zabývalo několik vědeckých prací (Kocum, Jánský, 2008; Čurda, Jánský, Kocum, 2011), protože je tato oblast zdrojovou pro řeku Otavu. Průběžné měření odtokového režimu je nutné pro předpověď reakcí ekosystému na extrémní srážky (Čurda, Jánský, Kocum, 2011). Dále zde byl posuzován vliv horských vrchovišť na retenci vody (Kocum, Jánský, 2008). Tématem výzkumu v oblasti Javoří pily se v poslední době zabývali převážně archeologové, například Čuláková et al. (2012). V této oblasti byla v průběhu jejich výzkumu nalezena štípaná industrie, která byla určena do období mezolitu (Čuláková et al., 2011). Dalším,

kdo zkoumal archeologické nálezy v této lokalitě, byl Šreinl et al. (2008), který publikoval práci, která se zabývala rýžovištěm zlata v blízkosti Roklanské nádrže. V této oblasti vzniklo i několik bakalářských a diplomových prací (Kocum, 2012, Skrčená, 2013).

Ať už se výzkumy zabývají biogeografií, krajinou ekologií, pedologií, geodynamikou, hydrologií, meteorologií, nebo klimatologií, pomáhají nám poznat dynamiku krajiny.

3.2 Říční krajina

Krajina je přirozený základ povrchu, který se neustále vyvíjí, tento komplex se odvíjí od typu hornin, reliéfu, podnebí, půdy, bioty a činnosti člověka (Demek, 1983). Změny podnebí podmiňují jednotlivé změny krajiny a paralelně jsou tyto změny v krajině zaznamenány (Demek, 1983). Demek (1983) klasifikuje krajinnou sféru jako vrstvu, do které spadá zemská kůra s reliéfem na povrchu, hydrosféra, kryosféra, atmosféra po stratopauzu, pedosféra, biogeosféra a socioekonomická sféra (viz obrázek 1). Forman a Godron (1993) upozorňují na její heterogenitu a vzájemnou vazbu ekosystémů. A Novotná (2001) charakterizuje krajinu jako část území vnímanou obyvateli, která je výsledkem spolupůsobení přírodních a lidských činitelů.



Obrázek 1: Schéma uspořádání geosfér na naší planetě (převzato z: Demek, 1983)

Označení „říční krajina“ je relativně mladé, v této práci termínem „říční krajina“ označen ekologický systém, který byl vytvořen v blízkosti současné řeky s přímo navazujícími ekosystémy (Štěrba, 2008). Dle Štěrby (2008) by měla být říční krajina rozložena na aluviálních sedimentech, ty jsou většinou tvořeny štěrkopísky, které se

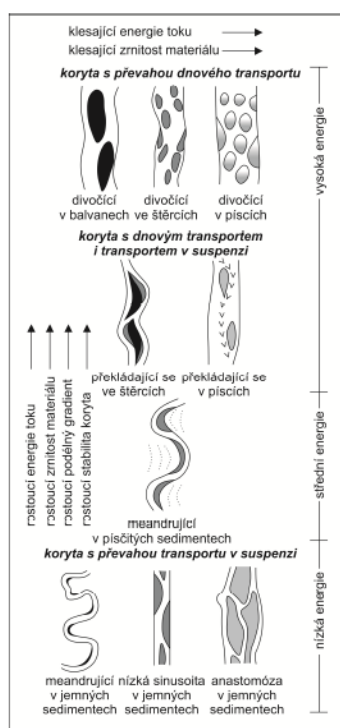
do ČR dostaly po posledním zalednění. Štěrba (2008) dále uvádí, že plocha říční krajiny může mít v pramenné části větší úhrnnou plochu, než v nižších partiích. Fisher et al. (2007) poukazuje na skutečnost, že geomorfologie je stěžejní pro charakter ekosystému, a Björn et al. (2001) tvrdí, že krajinu může být označena jako říční, pokud je převažujícím geomorfologickým procesem v lokalitě fluviální působení.

3.3 Vývoj krajiny v kvartéru

Během celého kvartéru probíhaly na povrchu Země výrazné změny klimatu, oscilace hladiny moře, změny ve složení vegetačního pokryvu, ale k výrazným změnám došlo i u půd a tvarů reliéfu (Bradley, 1999; Anderson et al., 2007; Roberts, 1998). Období glaciálů bylo charakteristické chudší vegetací a v oblasti České republiky se vyskytoval minimální vegetační kryt (Růžičková et al., 2001). Tyto podmínky byly ideální pro povrchový odtok, na rozdíl od současných podmínek, kdy je z oblasti takto odvedena pouhá jedna třetina vody (Růžičková et al., 2001). Ze zbylých dvou třetin se jedna třetina vsákne a druhá vypaří (Horník et al., 1986). Chudý vegetační kryt také umocňoval chemické zvětrávání hornin s následkem velkého množství transportovaných sedimentů, často divočícími vodními toky (Růžičková et al., 2001). V období glaciálů byl povrch narušován i dalšími zvětrávacími procesy, podmíněnými klimatem v kvartéru, mezi které mimo chemické zvětrávání patří fyzikální zvětrávání, např. mrazové zvětrávání, geliflukce, kongeliflukce (Horník et al., 1986).

Holocén je část kvartéru, během kterého proběhlo několik environmentálních a kulturních změn (Bradley, 1999; Roberts, 1998). Může být také označen jako postglaciální epocha, ve které se změnila nepříznivé přírodní podmínky a Země se začala pomalu oteplovat (Roberts, 1998). Toto období začalo dle Robertse (1998) před cca 10 000 lety a trvá do dnes. Dle Notebaert & Verstraeten (2010) mohou probíhat první postglaciální změny vegetace ve střední Evropě pozorovat již před 11 500 lety. Nejvíce byly těmito změnami zasaženy právě nivy řek (Ložek, 2007). Pokud však mluvíme o nivách, musíme vzít v potaz jejich živou i neživou část, protože jsou důležité jako fungující celek (Ložek, 2007). Vývoj nivního segmentu říčního systému v holocénu odpovídá převládajícímu klimatu, druhu podloží a vegetačnímu krytu v celé části povodí, které se nachází se nad studovanou nivou (Horník et al., 1986). Štěrba (2008) uvádí, že současná říční krajina mírného pásu je ovlivněna převážně postglaciálním obdobím. Toto tvrzení potvrzuje i Růžičková et al.

(2001), která poukazuje na výraznou změnu objemu transportovaných sedimentů, který se oproti pleistocénu snížil, a divočící vodní toky se změnilly v meandrující (Růžičková et al., 2001; Ložek, 2007; Lewin et al., 2010; Ashmore, 2013). V závislosti na energii toku a zrnitosti materiálu se mění tvar říčního koryta (viz Obrázek 2), zkoumaná lokalita se nachází ve vyšší části povodí, kde převažují erozní procesy (Horník et al., 1986). Sedimentaci mohou ovlivnit výrazným způsobem i antropogenní změny ve využívání půdy (Notebaert & Verstraeten, 2010).



Obrázek 2: Kontinuum říčních vzorů v závislosti na vstupních parametrech (zdroj: převzato z Stacke, 2013; původně upraveno podle Brierley a Fryers, 2005)

Tabulkač.1- vývoj vegetace na Šumavě a na Šumavských pláních od preboreálu

období	datace	Šumava	Šumavské pláně
PREBOREÁL	10 000	borovice, bříza	bříza, jedle
BOREÁL	9 000	líška, smrk	líška, smrk
ATLANTIK	6 000	smrk, buk	smrk, buk
SUBBOREÁL	4 000	smrk, buk	jedle, smrk, buk
SUBATLANTIK	2 000	smrk, buk, jedle	smrk, borovice

zdroj: vlastní zpracování dle Svobodová et al. 2002

První tisíciletí holocénu se v pevninské Evropě vyznačovalo chladnými výkyvy (Pokorný, 2002). Během preboreálu (8300 - 6800 BP) v oblasti ČR výrazně vzrostla teplota (ta je však stále o 5°C nižší než dnes) a humidita, protože vzrostl objem povrchové i podpovrchové vody z tajících ledovců (Jankovská, 1997). V oblasti ČR bylo kontinentální klima (Pokorný, 2002). Vegetace na změnu klimatu reagovala nárůstem ploch březoborových porostů a ústupem sprašové stepi (Vladan, 2007). Na Šumavě se z vegetace vyskytovaly hlavně rostliny patřící do nízké a parkové tundry, viz tabulka č.1 (Bufková et al., nedatováno).

Boreál (6800 – 5500 BP) navazuje na preboreál jak časově, tak dalším nárůstem teploty (ta už byla o 2°C vyšší než dnes) a humidity na našem území (Vladan, 2007). Roberts (1998) spojuje tyto dvě období do jednoho, které označuje jako Časný holocén (Early Holocene). Toto období je charakteristické nárůstem srážek a vznikem mokřadů v oblasti ČR (Pokorný, 2011). Divočící vodní toky se mění v anastomózní, případně meandrující (Ložek, 2007). V souvislosti s tím se mění i charakter akumulovaných sedimentů na jemnozrné a také začínají vznikat zárodky dnešních niv (Řůžičková et al. 2001). Na Šumavě se vyskytuje převážně vegetace horské tajgy (Bufková et al., nedatováno).

Na boreál navazuje atlantik (7750 – 6350 BP), během kterého v prostředí ČR dále rostla průměrná teplota a s ní i objem srážek (Vladan, 2007). Toto období, které je v oblasti ČR charakteristické rozvojem černozemí a dalším šířením lesa, bývá také označováno jako teplotní optimum (Vladan, 2007). V blízkosti vodních toků se v ČR akumulují povodňové hlíny a vytvářejí se zde lužní lesy (Neuhäuslová et al., 2001). Atlantik je na Šumavě charakteristický horským smíšeným lesem (Bufková et al., nedatováno).

Do vývoje krajiny postupně začíná zasahovat i člověk, který omezuje plochy lesů (Roberts, 1998). Po teplotním optimu ale přichází dle Vladana (2007) období sucha, které je v oblasti ČR spojené s mírným ochlazením, označujeme jej jako epiatlantik (6350 – 4500 BP). Dle Vladana (2007) sucho doprovází i průběh subboreálu (4500 - 2200 BP). Ve vegetaci nenastávají výrazné změny, ale řeky postupně ztrácí svou unášecí schopnost, to se nezměnilo až do závěru subboreálu před 2700 lety, kdy se znovu ochladilo, zvýšily se srážky a řeky se začaly vylévat ze svých břehů (Vladan, 2007).

Období atlantiku a subboreálu bývá často spojováno do období, které označujeme jako střední holocén (Roberts, 1998). V tomto období, které je také charakteristické celkově stabilnějším klimatem s vyššími srážkami i teplotou a mírnými zimami, začal velmi intenzivně na povrch Země působit člověk (Roberts, 1998). Dudová et al. (2013) zmiňuje nárůst ploch vrchovišť v okrajových pohořích ČR.

Období staršího subatlantiku, které trvá od 2500 BP do 1000 BP, bylo charakteristické nižší teplotou a vyššími srážkami v ČR, než je tomu dnes (Vladan, 2007). V oblasti ČR je charakteristický nárůstem srážek a rozšiřováním dubohabrových lesů (Jankovská, 1997) a také je toto období charakteristické převažujícím vlivem člověka (Roberts, 1998). S lidským využíváním ploch roste odlesňování, které způsobuje zazemňování niv (Ložek, 2007). Zazemňování je proces, při kterém je plocha zanášena organickým a anorganickým materiálem (Ložek, 2007).

Mezi lety 1150-750 BP v oblasti střední Evropy probíhalo tzv. střeoevropské klimatické optimum (Lamb, 1995). Středověké klimatické optimum jak je toto období také označováno v oblasti ČR, bylo asi o 2°C teplejší než dnes (Roszková, 2006) a je dobře rozpoznatelné v sedimentárních záznamech, protože proběhla intenzifikace zemědělství, která je spojena s nárůstem jemnozrné sedimentace (Chlupáč et al., 2011). Mladší atlantik trvá od roku 600 AD a toto období je v Evropě spojené s nárůstem kontinentality, snížením srážek a nárůstem teploty (Lamb, 1995). Teploty klesaly již od tzv. Středověkého klimatického optima až do tzv. Malé doby ledové, která v Evropě proběhla asi 250 BP (Lamb, 1995). Toto období je v sedimentárních záznamech oblasti ČR typické hrubší zrnitostí (Chlupáč et al. 2011).

Řeka je dynamickým prostředím s často se měnícím korytem, kde může být podle rozměrů koryta a maximálních velikostí sedimentů v jednotlivých vrstvách určen vývoj v jejím okolí a ve vyšší části tohoto povodí (Roberts, 1998). Dle Horníka et al. (1986) je řeka navíc denudačním činitelem. Díky záznamům z malých říček může být mapována i historie vývoje nivy před zásahem člověka (Ložek, 2007). Samozřejmě může být mapován i vliv antropogenetického působení na vývoj říční nivy (Anderson, 2007). Fungování člověka je totiž jedním z výrazných činitelů v rámci krajiny (Notebaert & Verstraeten, 2010).

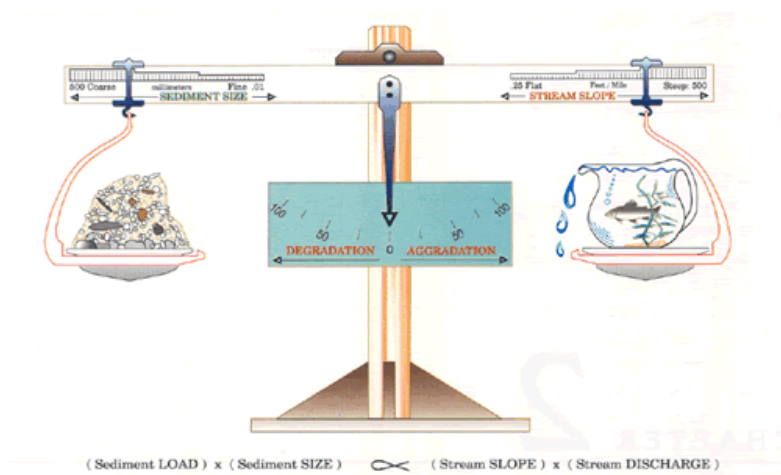
3.4 Fluviální procesy, fluviální sedimenty a tvary vznikající fluviálním působením

Georeliéf je složitý systém skládající se z velkého počtu navzájem propojených organizovaných složek (Demek, 1988). Interakce jednotlivých pochodů je v čase proměnná, proto je nutné tyto změny studovat v určitém časovém horizontu (Demek, 1988). Eroze půdy a ukládání sedimentů je v mírném pásu jedním z nejdůležitějších geomorfologických procesů, a protože se dá předpokládat, že je v této lokalitě hlavním narušujícím činitelem řeka, je tato práce zaměřena právě na toto téma (Notebaert & Verstraeten, 2010). Šumava bývá často označována jako střecha Evropy, pramení zde několik významných vodních toků, z tohoto důvodu je po většinu holocénu k dispozici dostatek vody k erozi a transportu sedimentů (Ruda et al., 2003)

Tekoucí vody patří mezi geomorfologické činitele, které na povrchu vytváří erozní, akumulární, nebo erozně-akumulární reliéf (Chábera, 1996). Říční fenomén spolu s horninovým složením dle Ložka (2007) vytváří mladý erozní reliéf, který byl vytvořen až v průběhu kvartéru. Ve sledovaném segmentu je však materiál nejen erodován, ale i akumulován, proto může být dle Chábery (1996) označen jako erozně-akumulární reliéf. Právě proudící voda je jedním ze čtyř procesů způsobujících erozi, transport a sedimentaci spolu s mořským vlněním a proudy, větrným a ledovcovým působením (Strahler, 1999). V přírodě se vyskytuje jak s vodou povrchovou, tak podpovrchovou (Demek, 1988). Dle Demka (1988) jsou jejím hlavním zdrojem atmosférické srážky (déšť, sníh, kroupy, rosa). Tato voda hraje velmi důležitou roli při změně morfologie povrchu Země a jejím působením vznikají jednotlivé fluviální tvary (Růžičková et al., 2001). Dle Strahlera (1999) je proudící voda dokonce nejdůležitějším exogenním činitelem na kontinentech. Část atmosférických srážek se po dopadu na zemský povrch vypaří, část se vsákne a zbytek odtéká. Tento odtok může být dle Demka (1988) dělen na plošný (ron), nebo soustředěný (vodní tok). Chábera (1996) charakterizuje zákon zemské tíže v říčním toku, díky kterému řeka protéká místem největšího spádu.

Vznik fluviálních tvarů je spojen s erozí a sedimentací (Strahler, 1999). Spočívá v odnosu materiálu vzniklého zvětráváním nebo činností dalších exogenních činitelů (Chábera, 1996). Tekoucí voda pak při své cestě sama horninový podklad rozrušuje a následně odnáší (Chábera, 1996). Při svém pohybu tak řeka na své okolí působí erozní činností, kterou rozdělujeme na hloubkovou a boční (Demek, 1988). Následky eroze závisí na průtoku a rychlosti vody a na typu a vlastnostech hornin, viz Obrázek 3,

(Demek 1988). V okamžiku, kdy voda ztratí svou unášecí sílu, je unášený materiál akumulován (Chábera, 1996; Miall, 2006). Z těchto poznatků vyplývá, že délka vodního toku, šířka koryta, hloubka, sklon, rychlost a průtok spolu vytvářejí otevřený systém (Demek, 1988), tudíž jsou na sobě jednotlivé položky závislé.



Obrázek 3: závislost průtoku, sklonu vodního toku, velikosti a množství sedimentů (převzato z: Enderyny (2003))

Říční činností na zemském povrchu vznikají údolí, která jsou charakteristická protáhlým tvarem. Jednotlivá údolí mohou být směrem od pramene dělena na soutěsky, údolí ve tvaru písmene V, úvalovitá údolí nebo neckovitá údolí. (Demek, 1988).

V údolí říčních toků se vytváří říční niva neboli akumulární rovina (Demek, 1988). Tuto rovinu, která je vytvořena podél vodního toku, tvoří nezpevněné sedimenty, které byly do této oblasti transportovány a usazeny vodním tokem (Demek, 1988; Chábera, 1996). Ložek (2007) předpokládá, že sedimentární výplně, které se nacházejí na dně údolí, zde byly ukládány v průběhu kvartéru. Niva je charakteristická svým mikrorelíéfem, pro který jsou v této oblasti typické ploché stupně a mrtvá ramena (Ložek, 2007). Demek (1988) tvrdí, že tato oblast bývá při extrémních vodních stavech, které označujeme jako povodně, zaplavována. Řeka říční nivou může protékat buď přímo, nebo nepřímo, pokud jí protéká nepřímo, vytváří zákruty, které – pokud mají středový úhel větší jak 180° – jsou nazývány meandry (Demek, 1988). Pokud dojde k protržení meandru, je v jeho místě vytvořeno mrtvé rameno, které je zanášeno jemnými sedimenty s hnilokalem (Demek, 1988). Miall (2009) dělí vodní toky na meandrující, anastomózní, divočí a přímé.

Jedním z tvarů vznikajícím erozí a následnou akumulací fluviálních sedimentů jsou říční terasy, dle Bradleyho (1999) jsou pozůstatkem ledových období. Díky nim existuje možnost vyhodnotit jednotlivé fáze vývoje (Demek, 1983). Dle Růžičkové a et al. (2001) mají říční terasy plochý povrch, který je omezen strmým stupněm, jenž je orientován směrem k vodnímu toku. Tyto stupně mohou být podle vzniku děleny na terasy erozní, akumulační nebo složené (Demek, 1983). Akumulační terasy jsou dle Demka (1983) charakteristické jednotlivými faciemi říčních sedimentů, které odpovídají povrchovému krytu. Naopak erozní terasy jsou charakteristické pouze malou vrstvou fluviálních sedimentů (Demek, 1983).

Náplavové kužely jsou, jak již název napovídá, akumulované fluviální usazeniny tříděné ve tvaru kužele (Demek, 1988). Tyto kužely se dle Demka (1988) nacházejí v oblasti, ve které vodní tok opouští vyšší polohy a začíná se větvit, často se u úpatí fluviální usazeniny mísí se sedimenty svahovými.

Dle Mialla (2009) je charakter fluviálních sedimentů ovlivněn geologickými, litologickými a tektonickými vlastnostmi okolí toků. Jejich struktura zahrnuje celou zrnitostní škálu (šterk, písek, prach, jíl), která odráží unášecí sílu toku v okamžiku vytvoření facie a ta odpovídá klimatickým podmínkám v oblasti (Strahler 1999, Růžičková et al. 2001). Ukládání sedimentů je nezbytnou součástí jejich dynamiky (Miall, 2009). Způsob transportu sedimentů je určován podle velikosti a druhů zrn. Tato práce je zaměřena na studium fluviálních sedimentů, které na všech kontinentech vytvářejí již dříve zmíněné erozní či akumulační formy (Chlupáč et al, 2011), navíc se dle České geologické služby (2014) vyskytují ve sledované lokalitě.

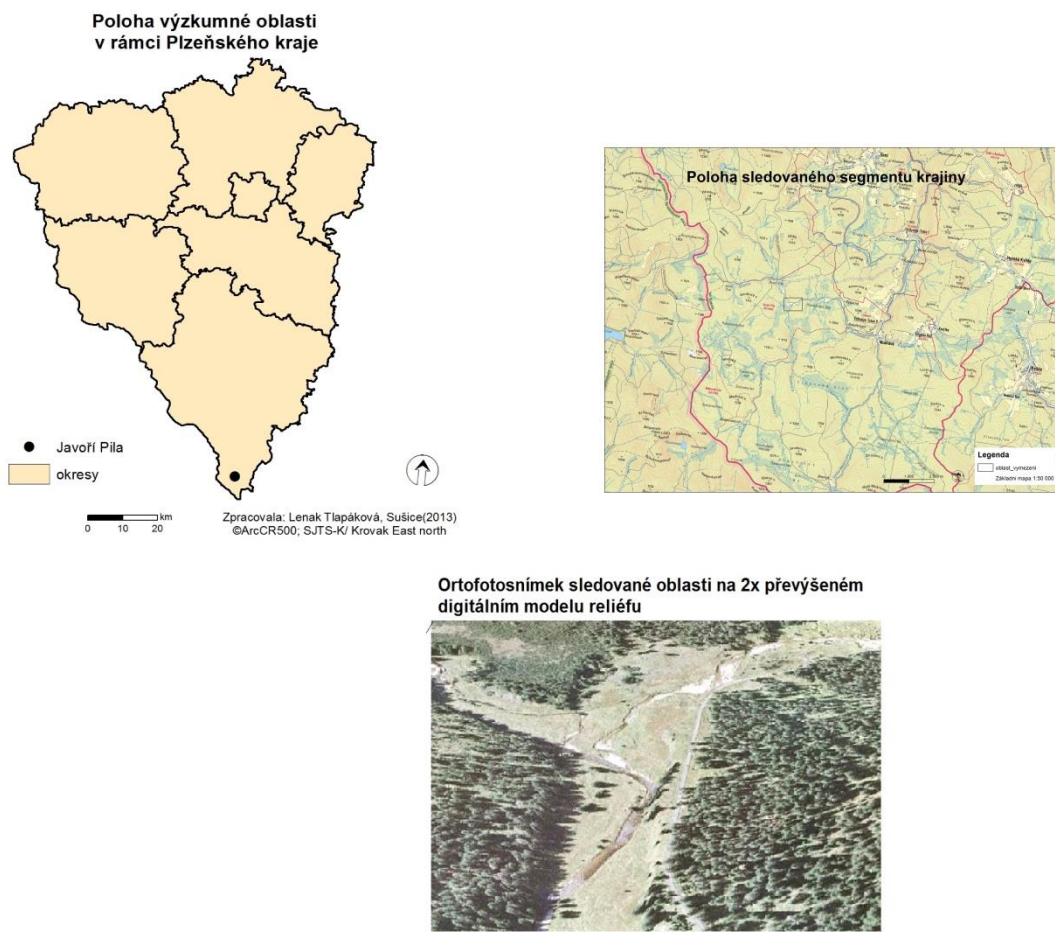
Fluviální sedimenty jsou tvořené převážně korytovými a výplavovými uloženinami (Aslan, 2007). Korytové sedimenty, které tvoří tzv. korytovou facii, jsou svou velikostí zařazovány mezi šterky a písky, na rozdíl od výplavových sedimentů, ty tvoří tzv. břehové valy, které jsou tvořeny především z prachu, jílu a v menším zastoupení z písků (Aslan, 2007). Důležitými složkami výplavových sedimentů mohou být dle Aslana (2007) i organické složky, jako je například rašelina. Demek (1988) rozlišuje mimo korytovou facii a břehové valy ještě facii povodňovou, která je, jak už název napovídá, tvořena povodňovými hlínami a facii mrtvých ramen, která je tvořena jemnozrnnými hnilokaly. Čím nižší je unášecí schopnost řeky, tím menší zrnitostní frakce se v oblasti říčního toku usazují (Reineck, 1980).

Dle Ložka (2007) se výplavové sedimenty akumulovaly hlavně v pleniglaciálu a v jejich složení převažují písky a štěrkopísky, ty se v dnes v ČR nacházejí asi 3-6 m nad dnešní nivou. Přibližně před 10 tisíci lety se dle Ložka (2007) začaly řeky měnit z divočících na meandrující, které působením boční eroze získávají velký objem materiálu, který následně přemísťují. Tento odnos materiálu způsobil zahloubení koryta a vytvoření nového terasovitého stupně, který lemuje dnešní nivu (Ložek, 2007). V holocénu se také změnil charakter povodňových sedimentů z písčitých a štěrkopísčitých, na písčité a štěrkovité usazeniny v říčním korytě a povodňové usazeniny se změnil na písčité, prachové a jílovité (Růžičková et al., 2001). Na tomto morfologickém stupni se vyskytují sprašovitě hlíny, váté písky a místy sedimenty, které dokazují záplavy (Ložek, 2007). Od pozdního holocénu převažuje akumulární činnost řek (Ložek, 2007). Ve 2 století zde dle Ložka (2007) narůstá akumulace nivních hlín, která se dle geoportal.gov.cz (2013) nachází v blízkosti většiny řek. Dle Růžičkové a et al. (2001) jsou sedimenty v oblasti říčních teras tvořeny převážně v období glaciálů. Růžičková et al. (2001) také upozorňuje, že záznam z fluviálních sedimentů není kontinuální, ale je vytvořen převážně z periodických povodní. Růžičková et al. (2001) ve své publikaci vychází z Miallovy klasifikace sedimentů z roku 1985 (obrázek 4).

mm	komponenta				sediment			
	poloostrohanný až zaoblený		ostrohanný					
256	balvan		blok		balvanový		blokový	
64	valoun	hrubý	kámen	hrubý	štěrk	valounový	kamenový	hrubý
16		střední		střední				střední
8		drobný		drobný				drobný
2								
1	pískové zrno		hrubé		písek		hrubý	
0,25			střední				střední	
0,063			jemné				jemný	
0,002	prachové zrno				prach			
	jílová částice				jíl			

Obrázek 4: klasifikace sedimentů (převzato z Růžičková et al., 1985)

4. Vymezení území



Obrázek 5: geografická poloha zkoumané oblasti a její vymezení (vlastní zpracování na základě ČÚZK, 2014 A Geoportal INSPIRE, 2014)

Sledovaný segment krajiny se nachází u soutoku Javořího a Roklanského potoka (viz obrázek 5) v jihozápadní části České republiky, asi 5 km západně od obce Modrava ve druhé zóně Národního parku Šumava (NP Šumava, 2014). Segment krajiny byl vymezen ve tvaru obdélníka o těchto zeměpisných souřadnicích: 49°1'59.363"N, 13°26'38.077"E, 49°1'43.934"N, 13°27'11.807"E (Geoportal INSPIRE, 2014). Oblast, která je charakteristická zarovnaným reliéfem protnutým říční nivou, se nachází v nadmořské výšce přibližně 1030 m n. m. Tento druh reliéfu v této oblasti je označován jako Šumavské pláně, v odborné geomorfologické terminologii jsou

nazývány Etchplén (Czudek, 2005). Holorovina, jak bývá etchplén také označován, vzniká odnosem velké vrstvy zvětralin a zarovnáním zvětrávané plochy (Demek, 1987). Později byla zarovnaná plocha rozlámána a vyzdvižena tektonickými silami, proto jsou jednotlivé Šumavské pláně v odlišných nadmořských výškách (Chábera, 1986). Sledovaná část krajiny se nachází v nejvyšším stupni Šumavských plání, a to v Modravských pláních (NP Šumava, 2014).

Vzhledem k názvu a cílům práce bylo zájmové území vymezeno v blízkosti soutoku Javořího a Roklanského potoka tak, aby v něm bylo zahrnuto nejbližší okolí vodních toků spolu s blízkými předpokládanými říčními terasami. Území bylo vybráno také kvůli přirozeným břehovým nátržím, které se zde v době terénního výzkumu nacházely. Do oblasti jsou zahrnuty i přílehlé výškové stupně podél řeky, protože je předpokládáno, že jejich geneze přímo souvisí s vývojem vodního toku. Vybraná oblast je označována jako říční krajina, protože je předpokládáno, že tato oblast byla v minulosti modelována převážně fluvialním působením.

4.1 Geomorfologické členění

Šumava se svou charakteristikou a rozsáhlými relikty vrcholových plošin řadí mezi nejrozsáhlejší a nejstarší pohoří střední Evropy (Babůrek et al, 2006). Jako celek byla vyvrásněna již v průběhu variské orogeneze (Babůrek et al, 2006). Chábera (1986) dělí její geomorfologický vývoj do dvou částí, do první spadá období do začátku třetihor, kdy byl na Šumavě vytvořen zarovnaný povrch. Druhá část je charakteristická vyklenutím povrchu, jeho následným rozlámáním a dalšími pohyby, mezi kterými nesmí být opomenut vliv zalednění (Chábera, 1986).

Šumavské pláně, jak se nazývají reliktní zarovnané plochy, se nacházejí v centrální části pohoří (Kunský, 1968). Tyto pláně jsou dle Kunského (1968) měkce parovinně zvlněné plošiny v nadmořské výšce 1000-1100 m n. m., jejich datace spadá do spodního paleogénu a svrchního mesozoika. Na jedné z těchto plání, přibližně v nadmořské výšce 1030 m n. m., se nachází zkoumaný segment krajiny. V blízkém okolí se nachází rozsáhlý komplex pramenišť, rašelinišť a slatinišť, které jsou od sebe odděleny lesními porosty (Geoportal INSPIRE, 2014). Rašeliniště a slatiniště působí na povrch vyplňováním jednotlivých nerovností a tím jej zarovnávají (Kukal, 2012).

Nad Šumavské pláně ojediněle vystupují odlehlíky a suky z odolnějších hornin (NP Šumava, 2014). V blízkosti Javoří Pily se nachází jeden z nich, a to vrch Oblík. Demek (1987) při vytvoření geomorfologického členění ČR začlenil i tuto oblast, Javoří Pila tedy spadá do hercynského systému, provincie České vysočiny, následně do Šumavské subprovincie, oblasti Šumavské hornatiny (tabulka 2). Zkoumaný segment krajiny se pak nachází v celku Šumava, podcelku Šumavské pláně, a okrsku Kvildské pláně (Demek, 1987).

Zkoumaná oblast má charakter náhorní plošiny se zarovnaným povrchem, proto se vyznačuje relativně nízkou sklonitostí svahů. Nízká sklonitost svahů je propojená s výskytem zrašeliněných půd, které se vyskytují v oblastech se sklonem svahů do 5° (Kocum, 2012).

Tabulka 2: zařazení oblasti do geomorfologického systému ČR

Systém	Provincie	Subprovincie	Celek	Oblast	Podcelek
Hercynský	Česká vysočina	Šumavská soustava	Šumava	Šumavská hornatina	Šumavské pláně

Zdroj: vlastní zpracování dle Demek, 1987

4.2 Geologický vývoj

Šumava je středohorskou krou a geologicky se řadí do Českého masívu (Chlupáč, 2002). Vznikla v důsledku variské orogeneze v prvohorách (Chlupáč, 2002). V té době byly jednotlivé části Českého masívu stmeleny a v hloubce přibližně 15-80km pod zemským povrchem začaly vznikat Šumavské horniny (Babůrek et al., 2006). Tyto převážně písečné usazeniny se v průběhu času přeměnily v krystalické břidlice, svory a pararuly (Mráz, 1984).

Zatímco variská orogeneze vyzdvihovala Šumavu do 6000 metrů nad moře, magma vnikalo do krystalických břidlic a znovu je přeměnilo, tentokrát v žuly a diority (Fiala, 1988; Babůrek et al., 2006). Jak je patrné na mapě geologických poměrů, i v této oblasti převažují žuly (viz obrázek 6). V následujících 40 milionech let byla Šumava dále

vyzdvihována, ale i erodována (Babůrek et al., 2006). V této době měla být dle Babůrka et al. (2006) erodována minimálně 30 kilometrová vrstva hornin. V průběhu třetihor zde pak dle Chábery (1986) existoval zarovnaný povrch v nadmořské výšce pouhých 150 - 200 metrů nad mořem. V průběhu terciéru byla tato oblast ovlivněna alpínskou orogenezí, během které byl zarovnaný povrch vyklenut a rozlámán na jednotlivé horské hřbety (Babůrek et al., 2006; Mráz, 1984). V kvartér

u byla tato oblast naposledy, zato dodnes velmi patrně přemodelována ledovcem (Mráz, 1984). Z tohoto období pochází druhá významná část složení a to hlíny, písky, spraše a štěrky (Geoportál INSPIRE, 2014). V současnosti v celé České republice převažují mírné fluvialní a jiné procesy (Horník et al., 1986).

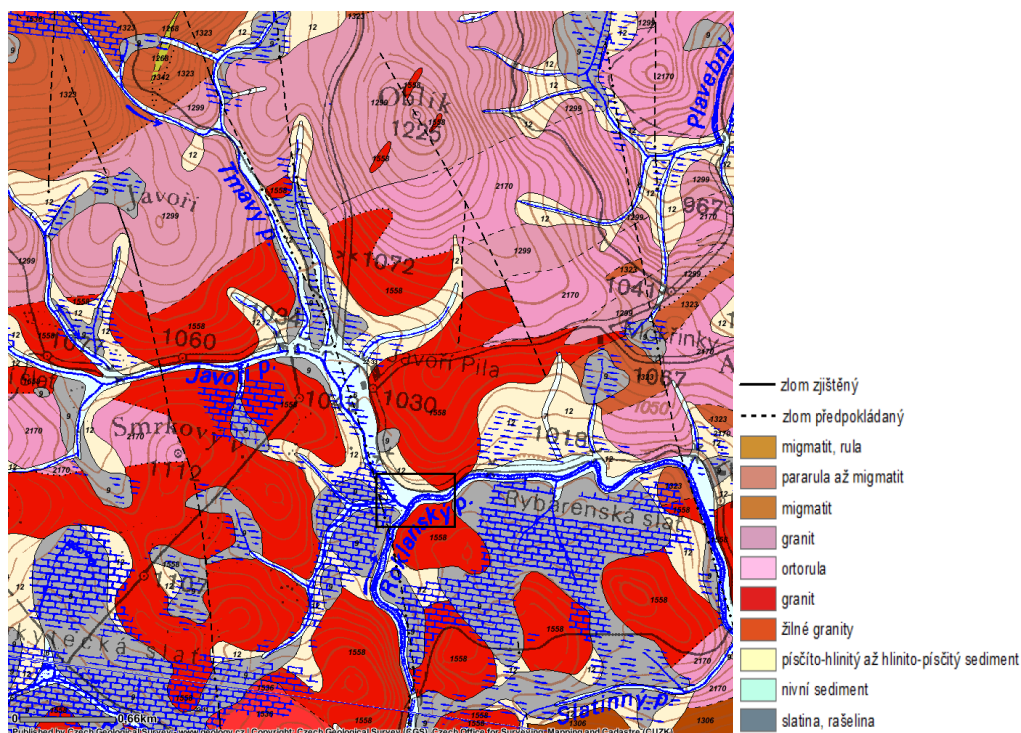
Typickým jevem ve studované oblasti jsou již několikrát zmíněné zarovnané povrchy, které jsou označovány jako pláně (Kopp, Holický, 2011). Tento reliéf je typický pro centrální část pohoří, která byla modelována pleistocenním zaledněním (Babůrek et al., 2006), ale nebyla vystavena zpětné erozi vodních toků (Chábera, 1986). Dle Babůrka et al. (2006) je tato oblast jednou z nejstarších v Evropě. A v současnosti je kvůli své špatné schopnosti odvodňování rozrušována říční erozí zahlubujících se vodních toků (Kopp, Holický, 2011). Kvůli špatnému odvodňování se místy v depresích vytvářejí rašeliniště (Babůrek et al., 2006).

Z období pleistocénu až holocénu se v blízkosti Javoří pily zachovaly kvartérní uloženiny (viz obrázek 6). Zastoupeny jsou zde především deluviální (svahové) uloženiny a rašeliny. V menší míře se zde objevují fluvialní a glaciální sedimenty. Jejich litologické složení se pohybuje od hlín přes písky, hlinito-kamenité sedimenty, až po blokové uloženiny (Česká geologická služba, 2014).

V bezprostřední blízkosti vodních toků se nachází nivní sedimenty, které se zde usazovaly při vysokých vodních stavech. Většinou se jedná o nezpevněné sedimenty z období kvartéru. Na ně navazují smíšené sedimenty, které jsou charakteristické jemnější zrnitostní frakcí. V blízkosti vodních toků se také ve velké intenzitě vyskytuje nezpevněný sediment tvořený slatinou, rašelinou a hnílokalem. Tento druh sedimentů je tvořen organickou hmotou a vyznačuje se velmi tmavou barvou. Posledním druhem

sedimentů v této oblasti je písčitohlinitý až hlinitopísčité sediment. Všechny sedimenty se v této oblasti hromadily až v období kvartéru (Česká geologická služba, 2014).

Významnou horninou pro tuto oblast je Weinsbergský granit, který vznikl v paleozoiku. Jednotlivé druhy žul se liší svou zrnitostí, v této oblasti převažuje druh, který je převážně porfirický. Mimo uvedené složky se v této oblasti nachází i plošně méně rozsáhlé horniny (Česká geologická služba, 2014).



Obrázek 6: geologická mapa a legenda sledovaného území s okolím (zdroj: ČGS, 2014)

Při pohledu z větší perspektivy zjišťujeme, že blízké lokality jsou obdobné charakteristiky. Často se však navíc vyskytuje migmatit až anatexit z paleozoika až proterozoika. A ve větším množství také granit z období karbonu (Česká geologická služba, 2014).

4.3 Klimatické poměry

Šumava se nachází v oblasti přechodného středoevropského klimatu a podle klimatického členění ČR patří hlavní část pohoří do chladné klimatické oblasti (Tolasz et al., 2007). Zdejší podnebí má přechodný ráz a uplatňují se zde vlivy oceánského

i kontinentálního klimatu to znamená, že jsou zde v průběhu roku poměrně malé teplotní výkyvy a poměrně vysoké srážky (NP Šumava, 2014).

Teplotní gradient se mění především s nadmořskou výškou (NP Šumava, 2014). Nejchladnějším měsícem bývá leden, nejteplejším červenec. Období s průměrnou teplotou menší než 0°C začíná již počátkem listopadu (koncem října) a končí až na konci března, popř. v dubnu (zima trvá 5 měsíců, ranní mrazíky trvají ještě o dva měsíce déle). (Tolasz et al., 2007).

Celkové množství srážek se také zvyšuje s rostoucí nadmořskou výškou, přičemž nejvyšší je v centrální části Šumavy a liší se samozřejmě na návětrné a závětrné straně pohoří (NP Šumava, 2014). Na vývoj vegetace má velký vliv trvání a mocnost sněhu. Souvislá sněhová pokrývka zde leží maximálně 120-150 dní. Soutok Javořího a Roklanského potoka se nachází v blízkosti rašelinišť, které výrazným způsobem ovlivňují klima blízkých oblastí (Spitzer, Bufková, 2006). V zimních obdobích se z rašelinišť uvolňuje teplo, které zde bylo v letních obdobích akumulováno (Spitzer, Bufková, 2006). Také jsou to místa s častým výskytem mlh (Spitzer, Bufková, 2006).

Nejbližší meteorologickou stanicí s dostupnými historickými daty je Churáňov (Quitt, 1971).

Podle Köppenovy klasifikace je oblast soutoku Javořího a Roklanského potoka zařazena do typu boreálního klimatu- Dfc. V pásmu D průměrná teplota nejteplejšího měsíce převyšuje 10°C a teplota nejchladnějšího měsíce klesá pod -3°C. Písmeno f u pásma D značí, že množství srážek v nejvlhčím letním měsíci je vyšší než toto množství v nejsušším zimním měsíci, ale méně než desetkrát. Zároveň úhrn srážek v nejvlhčím zimním měsíci je menší než trojnásobek úhrnu srážek v nejsušším letním měsíci. Písmeno c na třetí pozici poukazuje na to, že teplota nejteplejšího měsíce je menší než 22°C, přičemž jeden až tři měsíce mají průměrnou teplotu větší než 10°C (Tolasz et al., 2007).

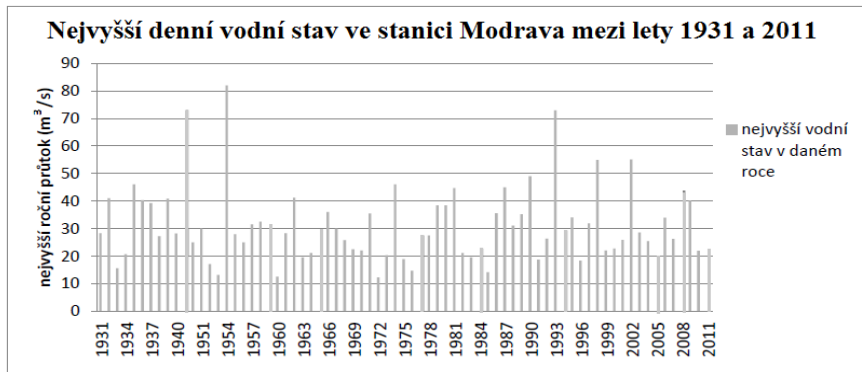
V klasifikaci podle Quitta (1971) se sledovaná oblast nachází v chladné oblasti.

Dle Tolasz et al. (2007) je průměrná teplota v zimě od -5 do -3°C, na podzim je to průměrně od 4 do 6°C, v létě dosahuje tato průměrná teplota do 11°C a na jaře se pohybuje mezi 2 až 5°C. Nejchladnější průměrná teplota je v lednu a nejteplejším měsícem je srpen. První sněžení se v těchto podmínkách vyskytuje již od začátku září a poslední sněžení může přijít i na konci května (Tolasz et. al, 2007). Rychlost větru v 10 metrech nad zemí je asi 4,5 m/s a srážky se pohybují kolem 1200 mm/rok (Tolasz et al., 2007).

4.4 Hydrologické poměry

Šumava leží na hlavním evropském rozvodí a její hlavní řekou je Vltava (Chábera, 1986). Ve sledovaném území se nacházejí 3 vodní toky. Nejvýraznějším z nich je Roklanský potok, do kterého se na sledovaném území vlévá potok Javoří. V tomto území se nachází i jeden nepříliš významný vodní tok. Roklanský potok je dle relativní Strahlerovy klasifikace řekou prvního řádu (HEIS VÚV, 2014), pramenící v nadmořské výšce 1264 m n. m. asi 0,5 km SZ směrem od Blatného vrchu (Ruda et al., 2003). Jeho délka je téměř 14 km a plocha jeho povodí je 48 km² (Ruda et al., 2003). Dalším přítokem je druhý významný vodní tok v tomto území, a to Javoří potok, který je také vodním tokem prvního řádu (HEIS VÚV, 2014). Má délku asi 5,6 km a je pro Roklanský potok jeho levostranným přítokem (Ruda et al., 2003). Soutokem Roklanského a Modravského potoku vzniká na Modravě Vydra.

Protože pro vybrané vodní toky nejsou dlouhodobě sledovány vodní stavy, byla vybrána právě stanice Modrava na Vydře, která by měla být, co se týká odtoku, reprezentativní. Z údajů ČHMÚ (2013) je patrné, že nejvyšší vodní stavy jsou v této oblasti v dubnu a květnu, které jsou spojeny s táním sněhu. Naopak nejnižší vodní stavy jsou obvykle v únoru. Na obrázku 7 (ČHMÚ, 2013) jsou patrné maximální denní vodní stavy za jednotlivé roky měřené na řece Vydře na stanici Modrava. Tyto extrémní vodní stavy se mohly odrazit při vytvoření erozních a akumulčních útvarů dokonce i v povodí Roklanského a Javořího potoka.



Obrázek 7: Nejvyšší denní vodní stav ve stanici Modrava mezi lety 1931-2011 (zdroj: Skrčena 2013, ČHMÚ, 2013)

4.5 Biogeografické poměry

Současná tvář vegetace je důsledkem dlouhodobého komplikovaného vývoje, který je podmíněn klimatem, nadmořskou výškou a geomorfologickými, hydrologickými, geologickými a pedologickými podmínkami prostředí a samozřejmě také vlivem člověka (Albrecht, 1986, Babůrek et al., 2006). Sledovaný fragment krajiny se nachází v okrsku Šumavské pláně, v obvodu Česká oblast (Geoportál INPIRE, 2014). S nástupem kvartéru zmizela z oblasti Šumavy teplomilná flóra a v jeho průběhu se postupně měnila vegetace tundrová (břízy, jalovce, vrby) na vegetaci, která je podobná té naší současné (Babůrek et al., 2006). Tato vegetace je místy narušena specifickými stanovišti, například rašeliništi (Albrecht, 1986), tento klimax byl však narušen větším elementem než je rašelíník, a to činností člověka, který vykácel listnaté a smíšené lesy a nahradil je smrkovou monokulturou (Albrecht, 1986). Díky tomuto komplikovanému vývoji je v dnešních dnech možné se v Šumavské krajině setkat s rostlinnými relikty posledního zalednění (například s břízou zakrslou), dále jsou rozsáhlé plochy pokryty rašelíníky, ale největší plochu dnes pokrývá smrková monokultura (Albrecht, 1986).

Typickou složkou Šumavské krajiny v oblasti náhorních plošin jsou slatě, které se často vyskytují v pramenných oblastech (Vaněš, 1988). Jsou pozůstatkem doby ledové, v jejímž průběhu se na špatně propustné vrstvě hromadil organický materiál a voda, která je zde uchována i dnes, a proto jsou považovány za vodní rezervoáry (Vaněš, 1988). Podobně komplikovaný vývoj jako v případě květeny provázal vývoj živočišstva. O velké narušení v této oblasti se zasloužil člověk, ať už odstřelem zvěře, nebo znečištěním ovzduší a vod (Albrecht, 1986). Přimo v blízkosti zkoumané oblasti

se vyskytuje chráněný tetřev hlušec, počet jeho jedinců je v současnosti monitorován NP Šumava (Bufka et al., 2000).

4.6 Pedogeografické poměry

Půdy jsou výtvorem, který vzniká velmi komplexním spolupůsobením mnoha biotických i abiotických složek prostředí (Ložek, 2007). Jsou v nich ukryté informace o všech těchto složkách (Ložek, 2007).

Ložek (2007) charakterizuje velkou diverzitu v rámci geologického podloží, která se následně odráží ve velice rozmanitém substrátu a zeminách všeho druhu. Dle obrázku č.8 se v oblasti vyskytují převážně podzoly, organozemě a v blízkosti vodních toků i gleje. Podzoly jsou dle Tomáška (2007) charakteristické pro chladné oblasti s jehličnatým lesem s ročním úhrnem srážek převyšujícím 800 mm. Tyto půdy vznikají většinou na žulách, rulách, nebo pískovcích (Tomášek, 2007). Ve sledovaném území se nacházejí v nejvyšších nadmořských výškách, v oblastech, které jsou v současnosti porostlé lesem. Z půdní mapy České republiky sestavené Tomáškem (2003) je patrné, že v oblasti se vyskytují další dva typy půd, a to rašeliništní půdy a rezivé půdy s podzoly (viz obrázek 8). Tomášek (2007) charakterizuje organozemě jako půdy vzniklé ve zvodnělém prostředí. Tyto půdy vznikají akumulací rostlinných zbytků v jednotlivých polohách profilu (Tomášek, 2007). Organozemě se vyskytují pouze v malé části sledovaného úseku, ale Kocum (2012) tvrdí, že Javoří potok je nejvíce zrašeliněnou oblastí v povodí Otavy. Ve studované oblasti jsou z půd zastoupeny nejvíce gleje, které jsou charakteristické pro oblast nejnižších říčních teras. Dle Tomáška (2007) jsou gleje půdy, které se vyskytují v nivách řek a bývají tedy dlouhodobě zamokřeny. Tyto půdy jsou charakteristické glejovým pochodem a často zrašeliněným humusovým horizontem (Tomášek, 2007).



Obrázek 8: mapa půdních typů podle TKSP (vlastní zpracování v Arc GIS 10.2, © Geoportal INSPIRE: Cenia- geologie)

4.7 Krajinový pokryv

V preboreálu se v této oblasti vyskytovaly nízké porosty klečí, trpasličích bříz a dalších bylinných druhů. Tento porost vystřídaly v boreálu borovice a lísky. Ve starším atlantiku začal v této oblasti převládat smrk (Bufková, nedatováno). V současnosti se ve sledované oblasti nacházejí jehličnaté lesy, ale potenciální přirozenou vegetací jsou podmáčené rohozcové smrčiny, místy v komplexu s rašelinnou smrčinou, a smrkové bučiny (Geoportál INSPIRE, 2014). Protože jsou lesy ve sledovaném segmentu krajiny narušeny, je důležité pokládat si různé otázky, například otázku dopadu tohoto bezlesí na okolí, vliv antropogenního působení na přírodu, dopad kůrovcové kalamity nebo větrných bouří.

5. Metody

Pro komplexní pochopení vývoje krajiny je nutné kombinovat několik různých metod. Při vzniku této práce byl kladen důraz na dostatečné propojení terénních metod, jejich analýzy a práce s geografickým informačním systémem. Při rekognoskační pochůzce byly v oblasti vytipovány lokality pro odběr sedimentů a vytvoření geofyzikálního profilu. Důvodem pro rekognoskační pochůzku je dle Bezdovové et al. (1985) vytvoření přehledu o geomorfologii, geologii, stratigrafii, hydrologii a zhodnocení věrohodnosti informací z literatury. Tato oblast se nachází v blízkosti soutoku Roklanského a Javořího potoka a byly zde předpokládány fluviální formy, které se nacházejí v odlišných výškových úrovních nad současným korytem řeky. Je u nich tedy logicky předpokládáno rozdílné stáří.

V práci byl využit tento metodický postup:

- Analýza map (geologických, klimatických, topografických)
- Práce s GIS
 - Dynamika krajiny z ortofotosnímků pro vybrané roky
 - Využití dat z laserového skenování povrchu LIDAR pro 3D analýzy
- Terénní výzkum
 - Geofyzikální výzkum (elektrická odporová tomografie)
 - Geomorfologické mapování
 - Zpracování odkryvu, dokumentace a odběr sedimentů
- Laboratorní analýzy
 - Provedení granulometrické analýzy (26 vzorků)
 - Ztráta hmotnosti žiháním

5.1 Analýza ortofotosnímků a využití ploch

Charakteristickým rysem krajiny je zákonitě opakování určitých kvantifikovatelných jevů. Tyto rytmy mohou být denní, u nichž je rozlišován chod teploty, srážek a vlhkosti během dne, sezónní, které se odráží na všech složkách krajiny. Posledním rytmickým

druhem je rytmus dlouhodobý, během kterého dochází k tektonickým, ale i ke klimatickým přeměnám, a oba tyto druhy dlouhodobého rytmu mají velký vliv na krajinu. Chod krajiny je ovlivněn i náhodnými vlivy, mezi které může spadat výbuch sopky, náhlé oteplení nebo bouřka (Demek, 1983).

Na základě ortofotosnímků byla vytvořena mapa, která dokumentuje vývoj vodního toku od roku 1949. V tomto časovém horizontu je zaznamenána jak dlouhodobá změna rytmu (změna sluneční aktivity za 22let), tak sezónní a náhodná v podobě povodně z roku 2002. Snímky z roku 1949 a 2001 jsou ještě černobílé, snímky z dalších let jsou již barevné a odlišují se pouze svým rozlišením. Pro charakteristiku vodního toku a jeho blízkého okolí byly vybrány snímky z let 1949, 2001, 2005, 2008 a současné z roku 2011. Výsledná mapa znázorňuje velkou dynamičnost prostředí v posledních více jak 50letech. Pro charakteristiku území byly vybrány pouze tyto snímky, protože se sledovaný fragment krajiny nachází blízko státních hranic a nebylo zde snímkování prováděno systematicky (Skrčena, 2013). Na jednotlivých snímcích proběhla v programu Arc GIS 10.2 vektorizace vodního toku, aby bylo možné jednotlivé změny lépe charakterizovat. Také na nich byl sledován tvar říčního toku a oblastí výsepních a jesepních břehů (viz kapitola: 6.1 Výsledky analýzy ortofotosnímků a dlouhodobých změn povrchu).

Změna využití ploch byla sledovaná v katastrálním území Filipova huť, ve kterém se sledovaný segment krajiny nachází. Při hodnocení byly porovnávány plochy luk, pastvin, lesních porostů, vodních ploch, zastavěných ploch a ostatních ploch z let 1845, 1948, 1990 a 2000. Tato databáze vytváří představu o využití sledované oblasti. Rok 1845 charakterizuje situaci při vzniku druhého vojenského mapování. Následující zaznamenání pochází z roku 1948, na kterém se projeví odsuny Němců a kolektivizace zemědělství. Rok 1990 znázorňuje dopad konce komunistického režimu na tvář krajiny a rok 2000 charakterizuje, jak se krajina od té doby změnila (Lucc.ic.cz, 2010).

5.2 Vytvoření derivátů z digitálního modelu reliéfu

Tvorba digitálního modelu reliéfu byla vytvořena na základě dat získaných z laserového skenování povrchu, ten vzniká zaznamenáváním odražených laserových paprsků (Killinger, 2014). Při zjištění doby odrazu paprsku může být vypočítáno, jak dalekou cestu laserové paprsky absolvovaly, než byly odraženy od snímaného objektu

(Killinger, 2014). V tomto případě bylo snímkování prováděno letecky, kdy je pomocí několika filtrů odstraněna vegetace (Killinger, 2014). Získaná data byla převedena z bodového formátu do formátu TIN. Tato data jsou tvořena nepravidelnou trojúhelníkovou sítí, která je v prostředí GIS označována právě jako TIN. Výhodou je jejich velká přesnost. Nesou v sobě informace o poloze v závislosti na svém okolí a údaje o velikosti sledovaného jevu, v našem případě to byla informace o nadmořské výšce (Mentlík, 2013).

V digitálním modelu reliéfu byl vyznačen sledovaný segment krajiny pomocí funkce clip. Tvar reliéfu této oblasti byl zhodnocen v ArcScene, pro větší přehlednost byla k TINu připojena vrstva s Ortofotosnímkiem z roku 2011 a celá oblast byla několikanásobně převýšena. Díky tomuto převýšení bylo možné vyznačit v krajině jednotlivé terasy, to bylo využito při tvorbě mapy elementárních forem reliéfu (Mentlík, 2013).

Tato nepravidelná trojúhelníková síť byla také využita při tvorbě jednotlivých derivátů reliéfu, které zobrazují sklony a orientace svahů. U derivátů sklonů svahů byla využita Demkova standardizovaná stupnice, přestože se v reliéfu nevyskytují plochy s velkými sklony svahů. Při vytvoření derivátu orientace svahů bylo využito standardního označení 7 zeměpisných stran (S, SV, V, JV, J, JZ, Z, SZ) a plochých oblastí (Mentlík, 2013). Výsledná mapa byla exportována z programu ArcGIS 10.2 (viz Kapitola: 6.4 GmIS a elementární formy reliéfu)

5.3 Geofyzikální výzkum

Elektrická odporová tomografie patří například s refrakční seismikou a georadarem mezi geofyzikální metody (Rey et al., 2013; Stacke, 2013). Její využití je charakteristické pro určování litologie, strukturní charakteristiky a sedimentačních poměrů, protože různý substrát má různou vodivost (Tábořík et al., 2010; Rey et al., 2013). Ve fluvialní geomorfologii se využívá nejčastěji k určování jednotlivých sedimentačních vrstev (Gourry et al., 2003; Froese et al., 2005). Její využití je charakteristické pro mělký podpovrchový průzkum podloží tím, že vypočítává rozložení odporů (Tábořík et al., 2010). Pomocí elektrod, které jsou v profilovaném území rozmístěny ve stejných vzdálenostech, jsou do země vysílány signály stejnosměrného proudu (Poláček, 2013). Odlišným rozestavením elektrod lze dosáhnout různých výsledků, avšak jednotlivé modely mají odlišnou horizontální rozlišovací

schopnost (Tábořík et al., 2010). Nejčastěji je využíván model Wenner-Schumberger, který je kompromisem kvality výsledku, času a hloubky měření (Tábořík et al., 2010; Rey et al., 2013).

Hodnoty jsou zaznamenávány a následně vyhodnoceny v programu RES2DINV (Tábořík et al., 2010; Poláček, 2013). Výsledkem je model, který znázorňuje jednotlivé druhy elektrických odporů a jejich umístění (Rey et al. 2013; Tábořík et al., 2010). Významnou roli při měření odporu hraje kromě vodivosti materiálu, příměsi železa a obsahu vody hlavně kompaktnost měřeného materiálu. Čím více je hornina narušena, tím vyšší odpor je naměřen, ovšem pokud je rozrušená hornina zároveň nasycena vodou, její odpor klesá (Tábořík et al., 2010). Díky ERT mohou být určena místa narušení masívu, litologická rozhraní, hladina podzemní vody a mnohé další vlastnosti, které pomáhají při geomorfologickém výzkumu (Tábořík et al., 2010).

Ve zkoumané oblasti bylo 28. října 2013 provedeno měření odporu s metrovým rozestupem elektrod na profilu dlouhém 119 metrů. Při rozmístění elektrod byl vybrán druh měření Wenner – Schumberger, který není příliš časově náročný a jeho hloubkový dosah je dostatečný. Dříve byl v této oblasti měřen profil o celkové délce 275 metrů s rozestupem elektrod 5 metrů, měření bylo také provedeno pomocí metody Wenner - Schumberger. Následně byla na základě dvou změřených profilů provedena analýza vyskytujících se litologických rozhraní, hloubky fluvialní výplně a geometrie skalního podloží ve studovaném profilu. Takto získané informace významně napomohly k pochopení architektury nivy, a tedy i jejího vývoje (viz kapitola: Obrázek 33: fotografie s klasifikovanými litologickými faciemi, zdroj: vlastní zpracování v Corel DRAX X6 dle Miall (2006)

6.3 Výsledky geofyzikálního profilování).

5.4 Tvorba GmIS a základní geomorfologické mapování

Úkolem při tvorbě geomorfologické mapy je důsledně a logicky vysvětlit tvary zemského povrchu a současně popsat zákonitosti, které vedly ke vzniku tohoto tvaru (Bezvodová et al., 1985). Tato metoda patří mezi základní geomorfologické analýzy a slouží k popisu jednotlivých prostorových struktur (Wyrick et al., 2014). Ve fluvialním prostředí se může zdát její použití relativně nevhodné vzhledem ke

kontinuálnímu vývoji říčního systému, ale dle Wyricka et al. (2014) vznikají jednotlivé krajinné formy za odlišných fyzikálních procesů, proto je vhodné tuto metodu využít i zde. Geomorfologický výzkum může probíhat metodou induktivní, která využívá informací, získaných terénním průzkumem a následně jejich analýzou, na rozdíl od metody deduktivní, která vychází ze známých faktů (Bezvodová et al., 1985). V tomto případě bylo využito deduktivního přístupu.

Před tvorbou samotné mapy byly prostudovány dostupné podklady, na jejich základě byla v programu ArcGIS vytvořena primární mapa elementárních forem. Pro jejich vymezení bylo využito derivátů digitálního modelu reliéfu, konkrétně analýzy sklonu a orientace svahů. Existence jednotlivých struktur byla následně ověřena na ortofotosnímcích a v terénu (Mentlík, Novotná, 2010). Dle Bezvodové et al. (1985) je při tvorbě geomorfologické mapy nutné přímé šetření v terénu, také tvrdí, že mapování říčních teras je relativně snadné, vzhledem k jejich omezení jednotlivými výškovými stupni. Problémem může být překrytí terasových stupňů eolickými sedimenty, nebo deluviem (Bezvodová et al., 1985). Svahové sedimenty mohou zároveň zkreslit výšku terasy a rozvléci jednotlivé facie fluvialních sedimentů (Bezvodová et al., 1985).

Mapování terénu proběhlo 3. 4. 2014 pomocí přístroje GARMIN Dakota 20, který měří o přesnosti přibližně 1m. Ve zkoumané lokalitě byly zaměřovány terénní hrany a lineární deprese (viz kapitola 6.4 GmIS a elementární formy reliéfu).

Geomorfologický informační systém (GmIS), je prostředí, ve kterém jsou shromažďovány a integrovány výsledky z průběžných analýz a terénního výzkumu, jak to bylo v jednotlivých krocích naznačeno výše. Pro provedení celého procesu bylo využíváno prostředí Arc GIS 10.2 od společnosti ESRI. Kvalita výsledků je závislá na kvalitě vstupních dat, které byly v tomto případě velmi kvalitní. Výsledek však může být znehodnocen neznalostí geomorfologa, který měření provádí (Mentlík, 2002, 2003, 2006, 2013).

5.5 Odběr sedimentů a analýza odkryvu

Po získání určitých teoretických znalostí byly odebrány vzorky ze začištěné břehové nátrže. Jako hlavní zdroj informací sloužily přirozené odkryvy, které vznikají v oblasti výsepního břehu Javořího potoka. Tyto odkryvy slouží jako záznam působení hlavních geomorfologických procesů. Díky nim je možné vytvořit strukturně-geologickou stavbu

říční nivy. Z odkryvů byl odstraněn přebytečný materiál, následně byly celé profily začištěny a byla na nich vytvořena pravoúhlá síť. V tomto okamžiku byly celé profily zdokumentovány, jak písemně, tak fotograficky.

U usazených hornin se sledují převážně texturní a strukturní znaky, díky kterým je možné schopni určit sedimentační prostředí, genezi a způsob transportu sedimentu (Bezvodová et al., 1985). Mezi strukturní znaky jednotlivých sedimentů patří velikost, tvar a povrch částic, jejich pojivo, propustnost a struktura (Bezvodová et al., 1985). Nejdříve bývá zhodnocena barva sedimentů a její změna v jednotlivých vrstvách (Anderson, 2007). Při zhodnocení textury sedimentů je charakterizována stavba hornin a seskupení jejich součástí (Bezvodová et al., 1985). Vrstevnatost dělí Bezvodová et al. (1985) podle její mocnosti na hrubě lavicovitou (50-200 cm), tence lavicovitou (20-50 cm), hrubě deskovitou (5-20 cm), tence deskovitou (1-5 cm), laminovanou (0,2-1 cm), lupenitou (0,02-0,2 cm) a blanitou (méně než 0,02 cm). Dále dělí zvrstvení, které nám dává informace o vztazích jednotlivých vrstev a o způsobu transportu na horizontální, šikmé, zvlněné, čočkovité, gradační, nezřetelné, přechodné, složené nebo chaotické (Bezvodová et al., 1985). Další sledovanou vlastností při hodnocení vrstev je popis strukturních elementů odlišných od matrice, jakými může být např. mramorování, nebo konkrece, u nichž se určuje jejich četnost, velikost a kontrast (Hauptman et al., 2009).

Dříve sloužila barva půdy k hodnocení úrodnosti pro zemědělce, ale i dnes barva půdy stále zůstává vlastností, která je nejvýraznější a vyjadřuje mnoho informací o složení, podloží a současně odráží podmínky reliéfu, zrnitost, vlhkost, obsah humusu a dalších minerálních látek (Hauptman et al., 2009). Zastaralé slovní hodnocení barvy půdy je v současnosti nahrazeno objektivnějšími způsoby, díky kterým může docházet k lepšímu srovnávání, půda je totiž hodnocena podle barevných schémat (Hauptman et al., 2009). Jedním z těchto schémat je Munsell soil book, která byla využita i v tomto případě. Barva byla hodnocena přímo na místě. Kód je tvořen písmeny (např. YR- yellow, red) a desetinným číslem (např. 7,5), které udává intenzitu základní barvy (Hauptman et al., 2009). Ve vybrané barevné škále se následně určuje barevný odstín podle obsahu bílé barvy, či dalších barevných příměsí (Hauptman et al., 2009).

V lokalitě byly vytipovány 2 odkryvy pro odběr sedimentů (viz Kapitola **6.2 Výsledky analýz** nivních sedimentů). Odkryvy se nacházely na protějších stranách koryta Javořího potoka. Pro odběr vzorků bylo z prvního odkryvu identifikováno 17 vrstev

a odběr probíhal od nejspodnější vrstvy (viz Kapitola 6.2.1 První odkryv). Tento odkryv se nacházel na kratším ERT 1 profilu, byl vysoký více jak 120cm a široký asi 200cm. V druhém odkryvu (viz Kapitola 6.2.2 Druhý odkryv) bylo identifikováno 9 vrstev a odkryv byl vysoký asi 140cm.

Při odběru všech vzorků byla využita malá lopatka a špachtle. Odebraný vzorek byl uložen do Zip-Lock pytlíků a řádně popsán. Každý vzorek určený pro granulometrickou analýzu měl hmotnost větší než 0,5kg.

Hodnocení jednotlivých vrstev sedimentů slouží dle Walkera (2010) k vytvoření relativní chronologie vývoje lokality, nesou v sobě informace o klimatu, vegetačním krytu a původním materiálu, proto mohou pomoci s relativním datováním (Walker, 2010). Vrstvy byly také hodnoceny dle Miallovy (2006) klasifikace ve které první písmeno charakterizuje druh převládajícího sedimentu (G- štěrk, S- písek, F- prach, písek), druhé a třetí písmenu ve zkratce upřesňuje druh facie, nebo charakteristickou sedimentární strukturu (viz tabulka 3).

Tabulka 3 Klasifikace vybraných litofacií.(Převzato z Miall, 2006)

Litofacie	charakteristika, výskyt
Gmm	masivní štěrk s podpůrnou strukturou podloží, slabě gradovaný, stabilní
Gmg	štěrk s podpůrnou strukturou podloží, inverzně až normálně gradovaný, málo stabilní
Gc	štěrk s podpůrnou strukturou klastů
Gh	hrubě zvrstvený štěrk s podpůrnou strukturou klastů, podélná, nebo izolovaná tělesa, vytříděné sedimenty
Gt	zvrstvený štěrk, šikmé zvrstvení, sekundární výpně koryt
Gp	zvrstvený štěrk (převažuje), šikmé zvrstvení, příčná tělesa, většinou u delt
St	hrubozrný až jemnozrný, někdy oblázkový písek, osamocené vrstvy, nebo sety s výmolvým, nebo šikmým zvrstvením
Sp	hrubozrný až jemnozrný, někdy oblázkový písek, osamocené vrstvy, nebo sety s plánárním šikmým zvrstvením
Sh	hrubozrný až jemnozrný, někdy oblázkový písek, horizontální, nebo proudová laminace
Sl	hrubozrný až jemnozrný, někdy oblázkový písek se sklonem laminace do 15°, často výplně výmolů
Sm	hrubozrný až jemnozrný písek mesivní, nebo nezřetelná laminace, často sediment gravitačních toků
Fl	písek, prach, jíl s jemnou laminací, často přelivové sedimenty, laterální kontinuita, často opuštěná řečiště, naplaveniny
Fsm	prach, jíl, často opuštěná řečiště
Fr	jíl, prach, kořinky, vzniká půda
Fm	jíl, prach, přelivové sedimenty, opuštěná řečiště

Zdroj: vlastní zpracování dle Miall (2009)

5.6 Granulometrie

Základní vlastností každého sedimentu je jeho velikost, která nám může poskytnout informace o jeho původu a druhu transportu (Pye, Blott 2004). Při granulometrii dochází ke sledování strukturních znaků jednotlivých částic (Bezvodová et al., 1985). V podstatě dochází k rozdělování jednotlivých sedimentárních zrn, jejich prosévání a distribuci v závislosti na jejich velikosti (Balagurunathan, 2001). Pro správné

vyhodnocení výsledků je nutné klasifikovat jednotlivé zrnitostní frakce (Balagurunathan, 2001).

Hrubý vzorek je po odebrání řádně označen a uložen do zip-lock pytlíku. Ten je následně sušen při pokojové teplotě nebo při 40°C, dokud není úplně suchý. Suchý vzorek je zvážen, jeho hmotnost musí být pro analýzu mokrou cestou, která byla provedena v tomto případě větší než 350 g (Balagurunathan, 2001).

Následně byly vzorky analyzovány v laboratoři Katedry fyzické geografie a geoekologie Ostravské univerzity. Na třesače se síty o velikosti ok 10 mm, 5 mm, 2 mm, 630 μm , 200 μm , 63 μm a 20 μm . Informace o obsahu jílovité a prachovité frakce je relativní, protože část prachových částic a všechny jílovité částice odtékají přes nejmenší síto do odpadu. Proces granulometrie byl prováděn mokrou cestou, tzn. do suchého a zváženého vzorku umístěného na třesacím stroji je rozstříkována voda. Třesání probíhá po dobu 7 minut o amplitudě 2 mm, poslední minutu probíhá třesání bez vstřikování vody. Po procesu třesání je materiál na jednotlivých sítích sušen v pecích o maximální teplotě 80°C. Po usušení jsou síta ještě třesána bez kropení vodou po dobu jedné minuty s amplitudou 1 mm. Materiál zachycený na jednotlivých sítích je následně zvážen a výsledek je zaznamenán do rozšíření aplikace Microsoft Excel- Excel Gradistat (Pye, Blott, 2004).

Při dalším zpracování byla použita norma ČSN EN ISO 14688-2, ve které jsou jednotlivé zrnitostní frakce rozděleny do 3 skupin: štěrk (>2 mm), písek (630 μm - 2 mm), prach + jíl (<63 μm), viz tabulka 4. Jednotlivé vrstvy se zanáší do trojúhelníkového grafu, jehož vrcholy jsou písek, štěrk a prach společně s jílem (viz Kapitola: 6.2 Výsledky analýz nivních sedimentů).

Tabulka č. 4 – rozdělení zrnitostních frakcí

velikost zrn v mm	označení zeminy	
pod 0.002	jíl	
0.002-0.06	prach	
0.06-0.2	písek	jemný
0.2-0.6		střední
0.6-2.0		hrubý
2.0-6.0	štěrk	drobný
6.0-20		střední
20-60		hrubý
60-200	kameny	
nad 200	balvany	

Zdroj: vlastní zpracování dle normy ČSN EN ISO 14688-2
(<http://geotech.fce.vutbr.cz>)

5.7 Ztráta hmotnosti žiháním

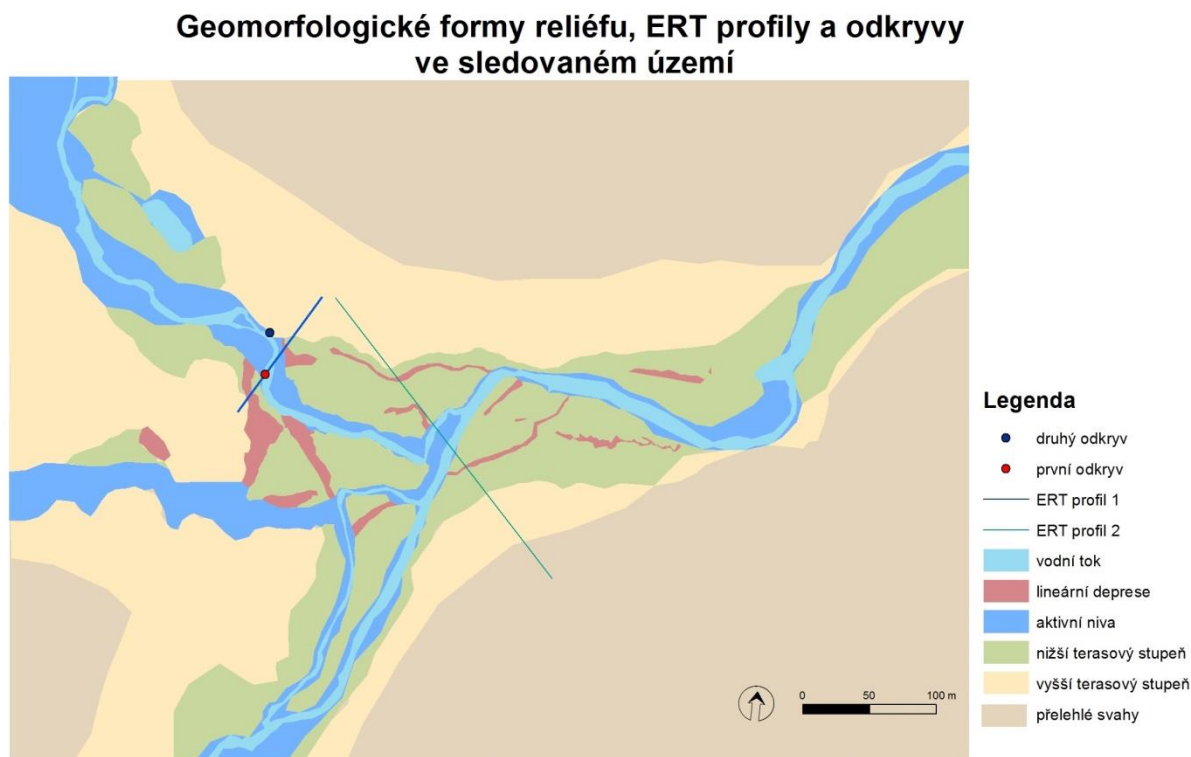
Ztráta hmotnosti žiháním je jednou z nejvyužívanějších a nejsnadnějších metod při zjišťování obsahu organických látek a uhličitánů v sedimentech (viz Kapitola -6.2 Výsledky analýz nívních sedimentů). Tato metoda bývá v odborné terminologii označována zkratkou LOI. Při vytvoření postupu byly jednotlivé vzorky o hmotnosti kolem 4g zahřívány na teplotu 550°C, této teplotě byly vystaveny jednu hodinu, v dalším kroku byly ochlazeny na pokojovou teplotu a poté byly zváženy. Při zjišťování organické příměsi sedimentů byla využita následující rovnice: $LOI_{550} = ((DW_{40} - DW_{550}) / DW_{40}) * 100$, která udává, kolik procent organického materiálu bylo obsaženo ve vzorku, který byl sušen při teplotě maximálně 40°C a následně žihán při teplotě 550°C. Teplota 550°C byla zvolena po několika měření v různých laboratořích, které prokázaly, že po 2 hodinách vystavení této teplotě už vzorek svou hmotnost nemění. Je také známo, že organická hmota oxiduje při 500-550°C na CO₂ a popel (Heiri, 2001). Pro kontrolu, že ve vzorku již není žádná organická příměs, je vzorek ještě jednou vystaven

teplotě 550°C na půl hodiny. Odchytky mohou být způsobené dobou expozice, rozestavěním nádob v sušící peci, využitím víčka a velikostí sedimentů (Heiri, 2001).

Přesnost této metody není ideální, ale je vhodná pro využití ke korelaci dalších přesnějších metod. Stacke (Margielewski, 2006; Starkel, 2011; in Stacke 2013) uvádí, že je vhodné tuto metodu využít k určování vrstev s fluvialní genezí.

6. Výsledky

Tato část je zaměřena na rozbor získaných informací. Na obrázku 10 jsou patrné elementární formy povrchu, sledované odkryvy a místa ERT profilů ve sledovaném území.

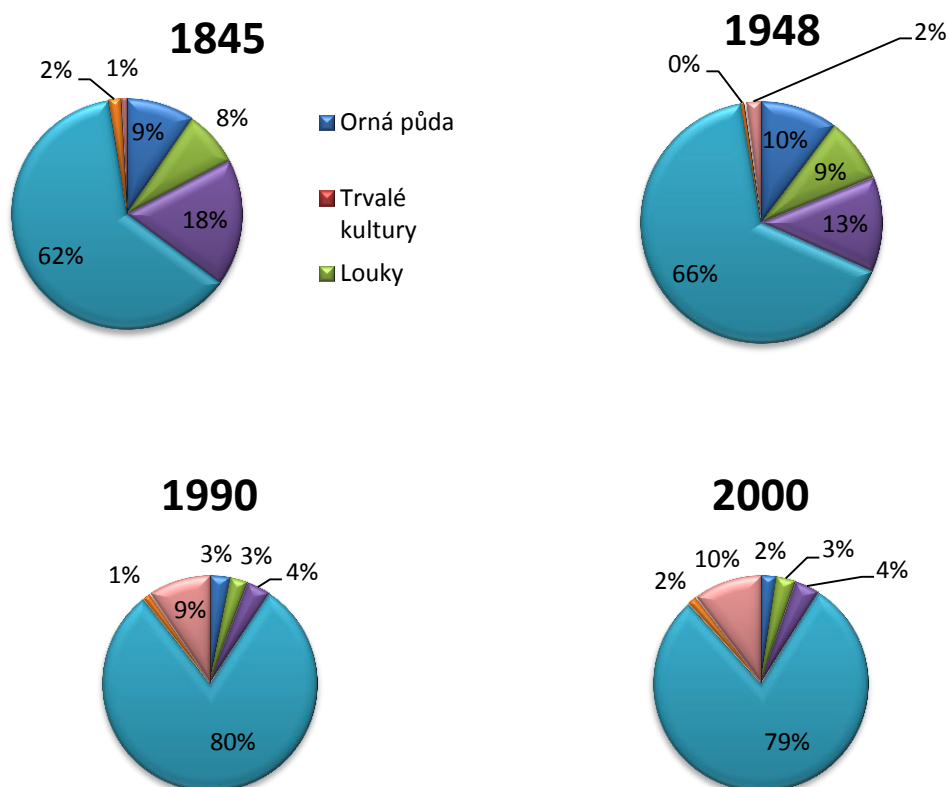


Obrázek 9: mapa základních geomorfologických forem reliéfu, vodní tok, vymezení ERT profilů a odkryvů ve sledovaném území, zdroj: vlastní zpracování v Arc GIS 10.2, s podkladem LIDAR dat, GPS souřadnic, ortofotosnímků © Geoportal INSPIRE, CENIA

6.1 Výsledky analýzy ortofotosnímků a dlouhodobých změn povrchu

Z databáze využití ploch (obrázek 10) v roce 1845 je patrné, že v katastrálním území Filipova huť v té době výrazně převažovaly lesní plochy a pastviny, tato skutečnost se do roku 2000 pozměnila a dnes zde převažují lesní a ostatní plochy. Mezi lety 1845 a 1948 se snížila plocha pastvin na úkor orné půdy, trvalých kultur a luk. Vzrostla plocha lesů a naopak výrazně se snížila plocha vodní. Mezi lety 1948 a 1990 došlo na stejné ploše k velkému nárůstu lesních ploch, zároveň se snížila plocha orné půdy, luk a pastvin. Tato změna je pravděpodobně spojena se založením chráněné krajinné oblasti Šumava v roce 1963 (NP Šumava, 2014) a také s vystěhováním obyvatel, trvale žijících v blízkosti železné opony. V průběhu let se také změnil význam Šumavy ze zdroje

přírodních surovin na oblast rekreace. S nárůstem plochy lesů roste homogenita prostředí. Tato změna je zachycena na ortofotosnímcích z let 1949 a 2001. Vodní plochy také zaznamenaly nárůst a pomalu se začínají vracet k původní hodnotě z roku 1845. Mezi lety 1990 a 2000 dále klesal podíl orné půdy, místo které se v oblasti vytvořily louky a pastviny. Plocha lesů mírně poklesla na úkor vodních ploch (viz obrázek 10).



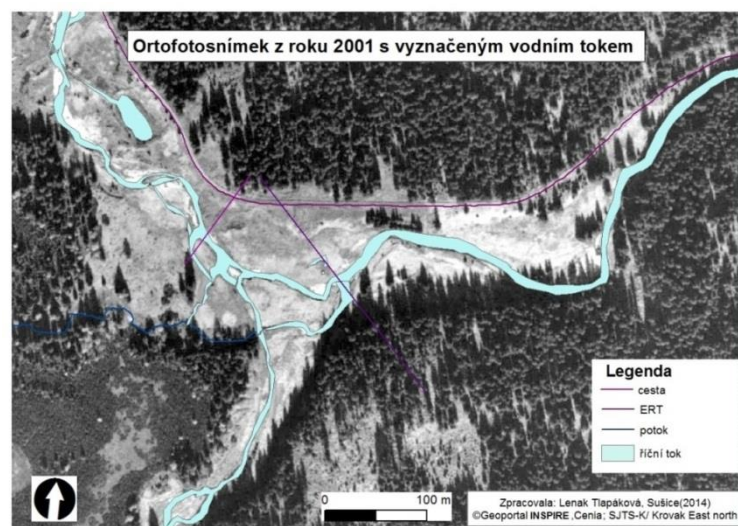
Obrázek 10: změny ve využití krajiny v letech 1845, 1948, 1990 a 2000 v katastrálním území Filipova huť (vlastní zpracování dle Databáze dlouhodobých změn využití ploch Česka, 2000)

Ortofoto snímek z roku 1949 (obrázek 11) slouží hlavně k dlouhodobému srovnání vývoje krajiny. Na tomto snímku jsou patrné nově vytvořené akumulace u vodního toku, které jsou dle maximálních denních úhrnů srážek pravděpodobně spojené s povodní v roce 1949. Mezi lety 1949 a 2001 je, jak je evidentní z obrázku 11, obrázku 12 a z databáze dlouhodobého využití ploch, patrná výrazná změna nejen ve změně říčního koryta, ale i v přilehlé oblasti. Na ortofotosnímku je již zobrazena Javoří nádrž, která dle Holase (2006) sloužila ke zvýšení stavu na řece a pro usnadnění plavení dříví.

Vytvoření této nádrže ovlivnilo dynamiku fluviálních procesů regulací a narovnáním vodního toku. Na rozdíl od roku 1949 jsou na ortofotosnímku z roku 2001 patrné časté bifurkace vodního toku a jejich následné spojení, tímto působením vznikají v krajině tzv. říční ostrovy



Obrázek 11: Ortofotosnímek z roku 1949 s vyznačeným vodním tokem ve sledovaném území (zdroj: vlastní zpracování v Arc GIS 10.2 ©Geoportal INSPIRE,Cenia)



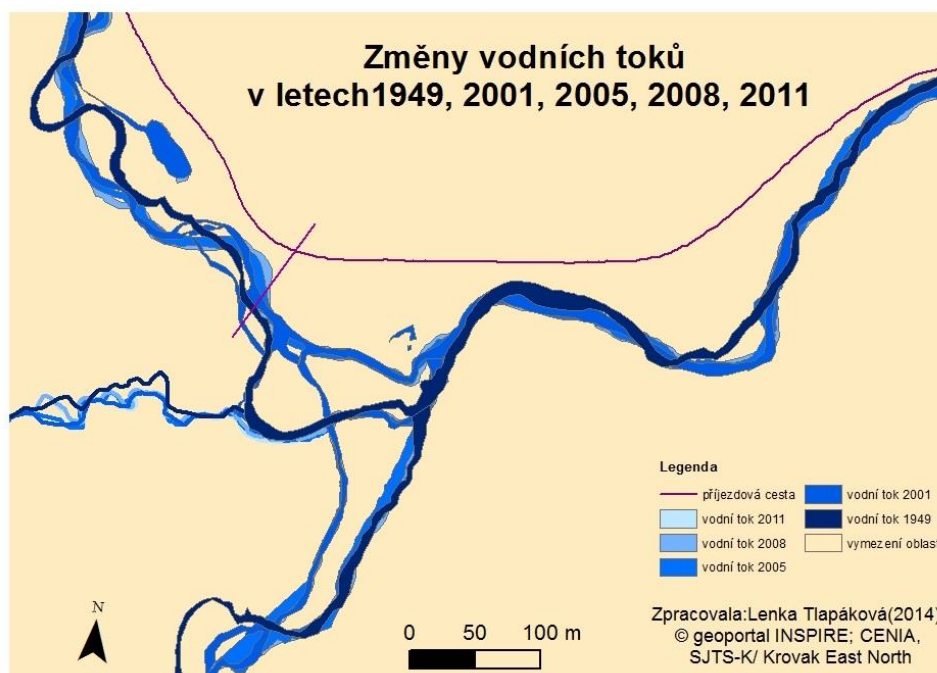
Obrázek 12: Ortofotosnímek z roku 2001 s vyznačeným vodním tokem ve sledovaném území (zdroj: vlastní zpracování v Arc GIS 10.2 ©Geoportal INSPIRE,Cenia)

Mezi lety 2001 a 2005 se opět změnila charakteristika vodního toku, ten se začal soustředit pouze do jednoho říčního koryta, viz Obrázek 13. V tomto segmentu krajiny byla tedy zaškrncena vedlejší vodní koryta a vznikla mrtvá ramena, která jsou postupně

zarůstána vegetací a zazemňována. Další změnou je zrušení přítoku do Javoří nádrže, která od této doby vysychá.

Při porovnávání ortofotosnímku z let 2005 a 2008 nejsou patrné velké změny v krajinném pokryvu ani ve vodním toku. Ten se pouze v tomto časovém horizontu více zařezává do krajiny (patrné z terénního průřezu), prohlubuje jednotlivé zákruty a vytváří šterkové lavice. Mrtvá ramena jsou dále zazemňována a postupně na ortofotosnímcích nejsou patrná.

Změna, jak je patrné z obrázku č. 13, není výrazná ani mezi lety 2008 a 2011. Javoří nádrž dále vysychá, mrtvá ramena jsou porostlá vegetací a vodní tok zůstává v téměř stejném korytě. Ani na vegetaci není patrná výraznější změna.



Obrázek 13:: Změny vodních toků v letech 1949, 2001, 2005, 2008, 2011 s vyznačeným vodním tokem ve sledovaném území (zdroj: vlastní zpracování v Arc GIS 10.2 ©Geoportal INSPIRE,Cenia)

6.2 Výsledky analýz nivních sedimentů

Všechny grafy znázorňují výsledky jednotlivých analýz z obou odkryvů (viz Kapitola Geomorfologický informační systém (GmIS), je prostředí, ve kterém jsou shromažďovány a integrovány výsledky z průběžných analýz a terénního výzkumu, jak

to bylo v jednotlivých krocích naznačeno výše. Pro provedení celého procesu bylo využíváno prostředí Arc GIS 10.2 od společnosti ESRI. Kvalita výsledků je závislá na kvalitě vstupních dat, které byly v tomto případě velmi kvalitní. Výsledek však může být znehodnocen neznalostí geomorfologa, který měření provádí (Mentlík, 2002, 2003, 2006, 2013).

5.5 Odběr sedimentů a analýza odkryvu.

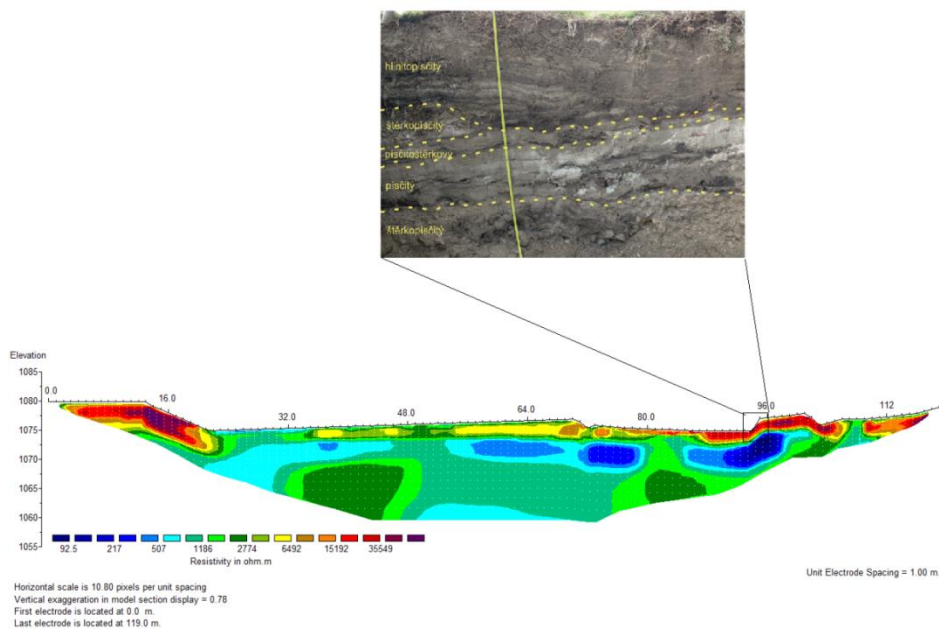
Analýza odkryvů proběhla ihned po jeho vytvoření. Analýza byla zaměřena primárně na hodnocení barevného odstínu, kompaktnost jednotlivých vrstev, zastoupení zrnitostních frakcí jednotlivých sedimentů a případné narušení zvrstvení. Při zpracování bylo využito připraveného profilu, zjednodušeného v programu CorelDRAW, ve kterém byly vyznačeny odebrané vzorky, vrstvy, které byly vytvořeny dle vizuálních odlišností a dostupné dokumentace vytvořené při odběru. Profil byl doplněn o čtvercovou síť o straně 10 cm.

Celý profil je uložen v principu superpozice, to znamená, že nejstarší vrstva, se nachází v největší hloubce profilu (Miall, 2006).

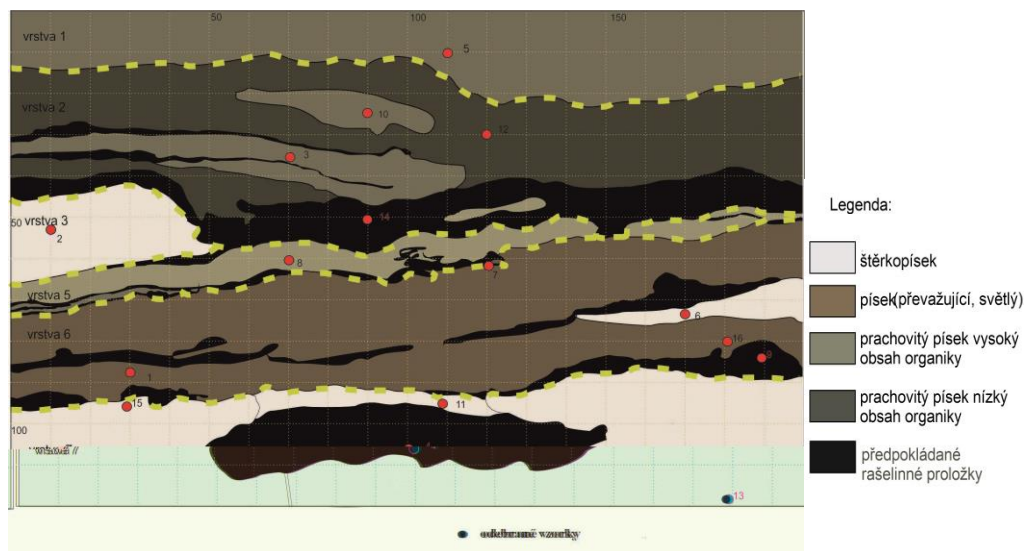
V našem případě byla barva hodnocena u vlhkého vzorku dle Munsell soil color book. Ve sledovaném profilu převažují barvy z barevných odstínů 2,Y, o odstínech 5/4. Jednotlivé tmavé proložky byly ohodnoceny odstínem 2,5 YR 2,5/1. Ve sledovaných profilech se nevyskytovalo žádné mramorování. V obou profilech se vyskytuje horizontální laminování s čočkovitými proložkami hrubších sedimentů a místy s laminováním tmavou vrstvou či čočkovými akumulacemi sedimentů tmavší barvy. Bylo předpokládáno, že tmavé proložky jsou tvořeny rašelinou, ale tento předpoklad byl pomocí LOI analýzy vyvrácen, protože v tmavých proložkách se obsah organické složky pohyboval pouze kolem 7%.

6.2.1 První odkryv

Byl vytvořen ve výsepní části koryta Javořího potoka, v místě, kudy procházel 1. ERT profil (obrázek 14). Vizuálně v něm bylo identifikováno 7 vrstev (obrázek 15), ze kterých byly analyzovány vzorky pro granulometrickou a LOI analýzu.



Obrázek 14: fotografie výsledných zrnitostních vrstev a profil ERT 1 zdroj: vlastní zpracování v COREL DRAW X6

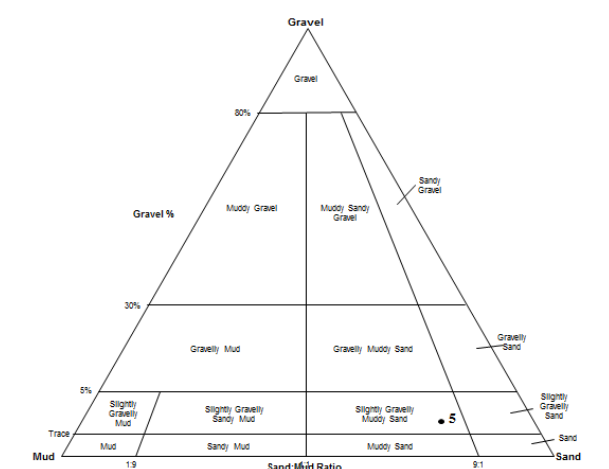


Obrázek 15: první odkryv s vyznačenými vrstvami, odebranými sedimenty ve čtvercové síti (hrana čtverce odpovídá-10cm) Zdroj: vlastní zpracování v Corel DRAW X6

První vrstva

První vrstva se nachází v rozmezí přibližně 0-15 cm od povrchu (obrázek 16). Byla vyčleněna z důvodu silného vlivu vegetace, vyskytuje se zde kořenový systém současné vegetace. Pro granulometrickou analýzu byl odebrán pouze jeden vzorek s umístěním 10 cm pod povrchem, 110 cm od levého kraje odkryvu, který byl pracovníčně označen

jako vzorek č. 5. V tomto vzorku převažují písčité sedimenty (81,2 % z celkové hmotnosti suchého vzorku), 16,4 % celkové hmotnosti vzorku je pak tvořeno prachovou a jílovitou frakcí a zbytek je tvořen štěrkovým sedimentem. Ze všech vzorků podrobených LOI analýze byl u tohoto vyhodnocen největší obsah organické hmoty (8%). To je pravděpodobně způsobené již dříve zmíněnou vegetací. Dle klasifikace Miall (2006) lze tento vzorek označit jako Fl, ve kterém převažuje písčité druhy sedimentů, ale vyskytuje se zde i příměs bahna. Tento druh sedimentů je dle Miall (2006) typický pro výplavové plošiny, opuštěné kanály a povodňové akumulace. V této vrstvě se nevyskytuje žádná výraznější forma laminace.



Obrázek 16: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v první vrstvě prvního odkryvu, Zdroj: vlastní zpracování v makro funkci Excel GRADISTAT (dle Blott & Pye, 2001)

Druhá vrstva

Tato vrstva se nachází v hloubce asi 15-45 cm od povrchu (obrázek 17, tabulka 3). Tato vrstva byla vyčleněna z důvodu barevné odlišnosti od první a třetí vrstvy. Pro granulometrickou analýzu byl odebrán vzorek č. 12, tento vzorek by měl být charakteristický pro většinu této vrstvy, nachází se v hloubce 30cm asi 120cm od levého kraje profilu. Převažuje v něm 72,4 % písčitém sedimentem, následovaný 25,7% jílovitoprachovým sedimentem, zbytek je tvořen štěrkovým sedimentem. Obsah organické složky je 7% to znamená, že je nižší než v případě první vrstvy. To je pravděpodobně způsobené menší frekvencí výskytu vegetace oproti první vrstvě. Dle Mialla (2006) tento sediment klasifikujeme podobně jako vzorek z první vrstvy- Fl. Tato facie je typická pro výplavové plošiny nebo pro přelivové sedimenty, je u nich charakteristická laterální kontinuita s jemnou laminací, která se vyskytovala i v tomto

případě s převažujícím obsahem písčitého sedimentu. V této vrstvě je patrné uklonění laminace, které způsobené dle Bezvodové et al. (1985) směrem proudění toku.

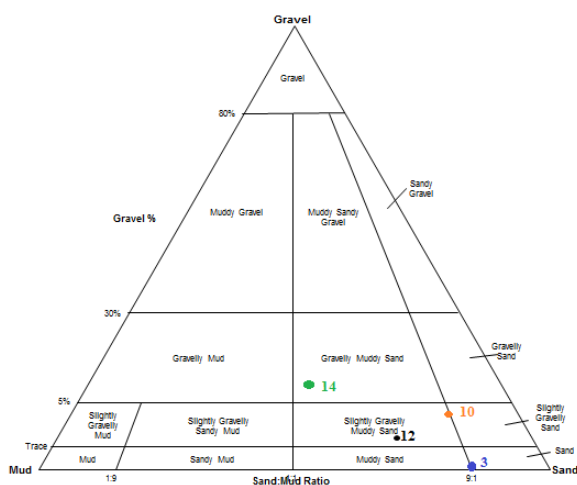
Dalšími odebranými vzorky je vzorek č. 10 a vzorek č.3, které byly vyčleněny z důvodu odlišné barvy oproti celé druhé vrstvě. Vzorek č. 10 se nachází asi 25 cm od povrchu a asi 90 cm od levého okraje. Vzorek č. 3 se nachází v hloubce asi 35 cm a 70 cm od levého okraje profilu. Oba vzorky se sice odlišují barvou, ale rozdělením zrnitostních frakcí, ve kterých výrazně převažuje písčiny sediment, viz tabulka 5, i klasifikací dle Mialla (2006), spadají do třídy Fl. Facie označená Miallem (2006) jako Fl je charakteristická pro přelivové sedimenty a naplaveniny. Obsah organiky je v těchto faciích asi o 3% nižší než v jejich okolí.

Celou vrstvu lze tedy sjednotit do písčito-prachového druhu sedimentu.

Tabulka 5: zrnitostní složení analyzovaných vzorků a obsah organické složky vrstva 2 odkryv 1

Vzorek č.	Štěrk (%)	Písek (%)	Prach a jíla (%)	Organika (%)
12	1,9	72,4	25,7	7
10	4,3	85,2	10,5	3,47
3	0	88,4	11,6	4,23
14	13,8	79,2	7	

Zdroj: vlastní zpracování dle Blott & Pye (2001)

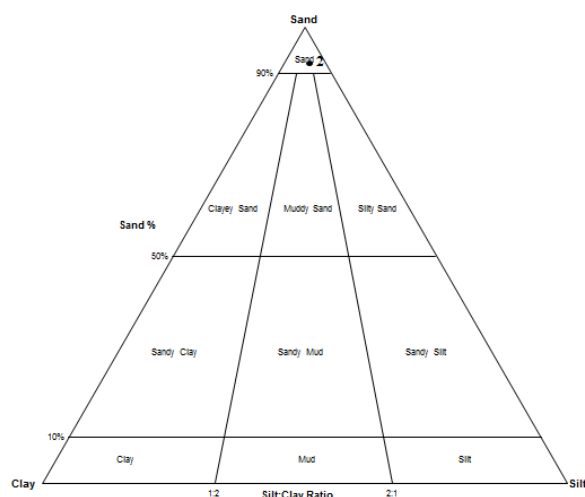


Obrázek 17: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v druhé vrstvě prvního odkryvu, Zdroj: vlastní zpracování v makro funkci Excel GRADISTAT (dle Blott & Pye, 2001)

Protože jsou vzorky odebrané z matrice v první a druhé vrstvě velmi podobné byly tyto vrstvy ve výsledném profilu spojeny.

Třetí vrstva

Je výrazná velkou čočkovitou proložkou, ze které byl odebrán vzorek č. 2 položený v hloubce 50cm 10cm od levého okraje (obrázek 18). V této proložce převažuje oproti předcházejícím vrstvám štěrkový sediment (56,7%). Obsah organické hmoty je 2,73%. Tato oblast nátrže byla dle Mialla (2006) klasifikována jako Gt,St, tyto skupiny jsou typické pro proložky vznikající za náhlé situace, jako je tání sněhu, nebo vydatné srážky, mohou však být i sekundární výplně koryt. Jejich směr udává směr vodního toku a velikost jednotlivých zrn udává unášecí schopnost řeky. Podobná proložka se nachází i v nižší vrstvě profilu přibližně v hloubce 80 cm. Tato vrstva byla vyčleněna a klasifikována jako štěrkopísčité sediment.

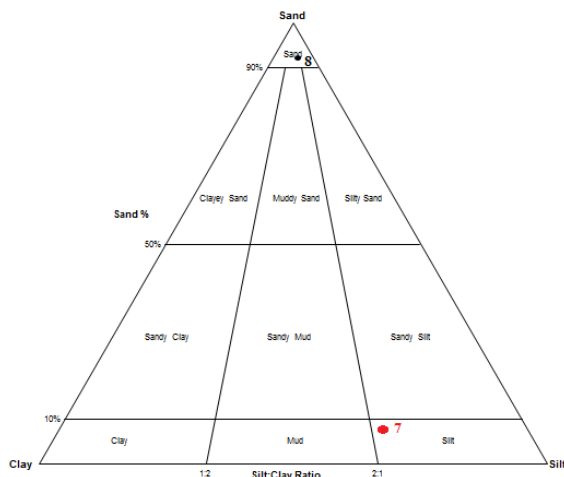


Obrázek 18: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v třetí vrstvě prvního odkryvu, Zdroj: vlastní zpracování v makro funkci Excel GRADISTAT (dle Blott & Pye, 2001)

Čtvrtá vrstva

Je charakteristická světlejším barevným odstínem, byl z ní odebrán vzorek č.8, který je umístěn 60 cm od povrchu a 70 cm od levého okraje odkryvu (obrázek 19). V tomto vzorku převažuje štěrkový sediment (93%) s nízkým obsahem organické hmoty (2,75%). Dle Mialla (2006) je tato vrstva typická pro sekundární výplně koryt, je označována jako Gt. Vzorek číslo 7 odebraný z této vrstvy je umístěn v hloubce 65cm a 120cm od levého okraje. V této vrstvě převažuje písčiny sediment (90,4%) spolu s jílovitým a prachovitým sedimentem (9,2%), ale s obsahem organické hmoty 5,4%.

Obsah organické hmoty je oproti předchozí vrstvě vyšší. Toto složení řadí vzorek mezi štěrkopísčité sedimenty. Dle Mialla (2006) tuto vrstvu označujeme jako Fm, tato skupina je charakteristická pro výplavové plošiny nebo opuštěné kanály.



Obrázek 19: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty ve čtvrté vrstvě prvního odkryvu, Zdroj: vlastní zpracování v makro funkci Excel GRADISTAT (dle Blott & Pye, 2001)

Pátá vrstva

Z této vrstvy byli odebrány 2 vzorky, č.1 (30 cm od levého okraje 85 cm hluboko) a č.6 (v hloubce 90 cm a 170 cm od levého okraje), u kterých předpokládáme podobné složení, protože vytváří matrici (tabulka 4, obrázek 20). Jak je patrné z tabulky, u obou vzorků převažuje písčité facie. Tato litofacii může být dle Mialla (2006) začleněna do kategorie F1, která je typická pro opuštěná řečiště a je tvořena většinou naplaveninami.

Vzorek č. 16 (180 cm od levého okraje a v hloubce 85 cm) se nachází ve vrstvě, která již byla zmíněna výše (tabulka 4, obrázek 20). Tato vrstva je písčoštěrkovou proložkou. Dle Mialla (2006) by mohla být klasifikována jako S1, tato laminace je typická sklonem laminace do 15° je tvořena převážně pískem a často vyplňuje výmoly. Od první proložky se odlišuje větší vyšším obsahem hrubší frakce, to naznačuje větší unášecí schopnost toku, který tuto vrstvu uložil.

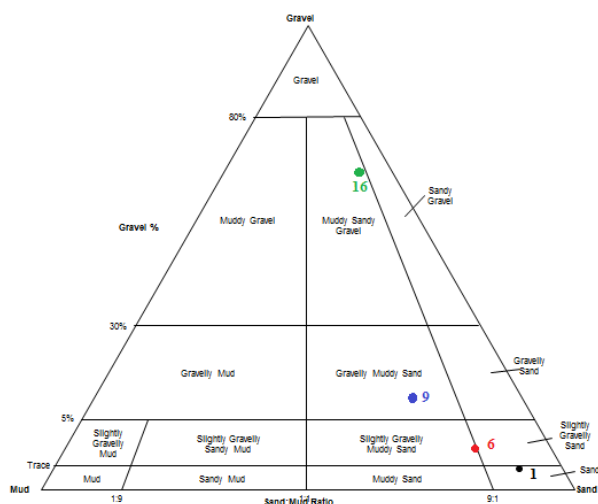
Pátá a šestá vrstva jsou od sebe odděleny litofacii, ze které byl odebrán vzorek č. 9 (z hloubky 95 cm a 190 cm od levého okraje, tabulka 6, obrázek 20). Tato proložka je podobně jako další tmavé proložky charakteristická větším obsahem nejjemnější

frakce (20,1 %). Bohužel pro LOI analýzu nebyl dostupný dostatečný objem vzorku, ale předpokládáme asi 5% obsah organických látek. Dle Miallovy (2006) klasifikace je tato tmavá vrstva označena jako Fm. Tato vrstva je typická pro opuštěná řečiště, ve kterých se ukládaly přelivové sedimenty (Miall, 2006).

Tabulka 6: zrnitostní složení analyzovaných vzorků a obsah organické složky pátá vrstva první odkryv

Vzorek č.	Štěrk (%)	Písek (%)	Prach a jíl (%)	Organika (%)
1	0,7	93,4	5,9	2,72
6	3,2	85,9	10,9	-
16	63,1	31,5	5,5	2,73
9	11,8	68,1	20,1	-

Zdroj: vlastní zpracování dle Blott & Pye (2001)



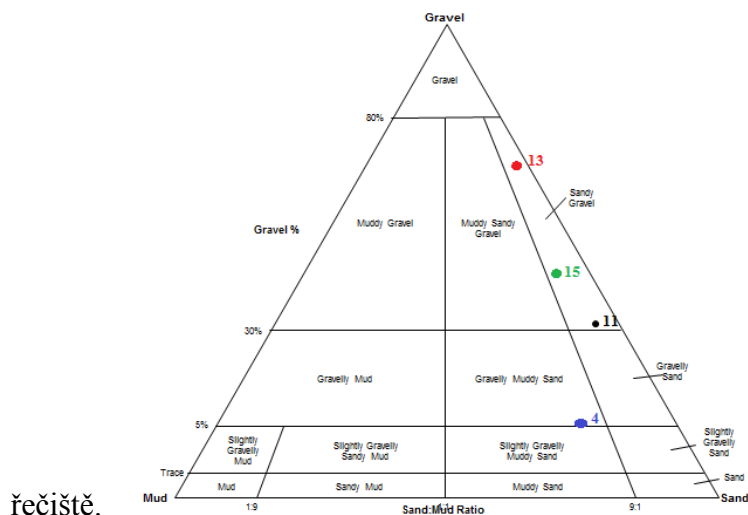
Obrázek 20: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v páté vrstvě prvního odkryvu, Zdroj: vlastní zpracování v makro funkci Excel GRADISTAT (dle Blott & Pye, 2001)

Šestá vrstva

Tato vrstva se nachází v největší hloubce profilu, je nejstarší a byly z ní odebrány 4 vzorky (tabulka 7, obrázek 21). Vzorky č. 11 (v hloubce 100 cm, 110 cm od levého okraje), 13 (v hloubce 125 cm, 170 cm od levého okraje) a 15 (v hloubce 95 cm, 30 cm od levého okraje) pocházejí pravděpodobně z jedné vrstvy. Vzorek č. 4 (hloubka 105 cm, 100 cm od levého okraje) se nachází v tmavé čočkovité akumulaci. Dle tabulky č. XX je patrné, že vzorky č. 11 a 15 si jsou podobné, oba mohou být klasifikované jako

šterkopísčité sedimenty s malým obsahem organické hmoty. V obou vzorcích převažuje více jak 50% písčítý sediment, který je následován asi 40% hmotností šterkového sedimentu. Vzorek č 13 se nachází v největší hloubce profilu a velikost převažujících sedimentů je ze všech odebraných vzorků největší. Z těchto odebraných vzorků je patrné že velikost sedimentů se s narůstající hloubkou odběru zvyšuje dle Mialla (2006) může být tedy tato vrstva označena jako Gh, tedy jako zvrstvený šterk který je gradovaný.

Proložka, ze které byl odebrán vzorek č. 4, je obdobná s dalšími tmavými proložkami v profilu, má větší objem jílu a prachu než šterku a relativně velký objem organických látek. A dle Mialla (2006) může být označena jako Fl, tedy jako facii tvořenou písčnými, prachovými a jílovými sedimenty, která bývá charakteristická pro opuštěná



řechišťe.

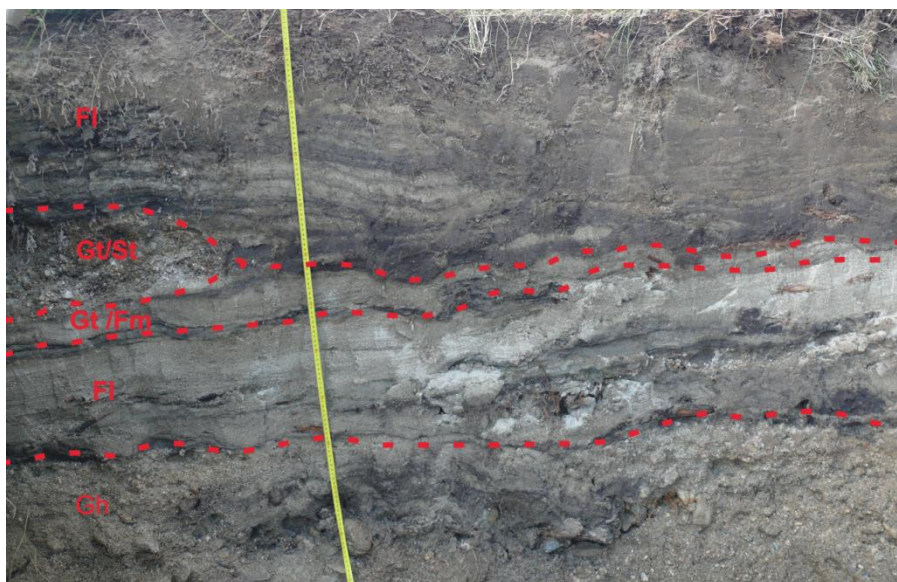
Obrázek 21: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v šesté vrstvě prvního odkryvu, Zdroj: vlastní zpracování v makro funkci Excel GRADISTAT (dle Blott & Pye, 2001)

Tabulka 7: zrnitostní složení analyzovaných vzorků a obsah organické složky vrstva 6 odkryvu 1

Vzorek č.	Šterk (%)	Písek (%)	Prach a jíl (%)	Organika (%)
11	33,3	63,4	3,2	2
13	83,2	13,6	3,2	1,49
15	45,1	50,5	4,5	1
4	7	79	15	4,9

Zdroj: vlastní zpracování dle Blott & Pye (2001)

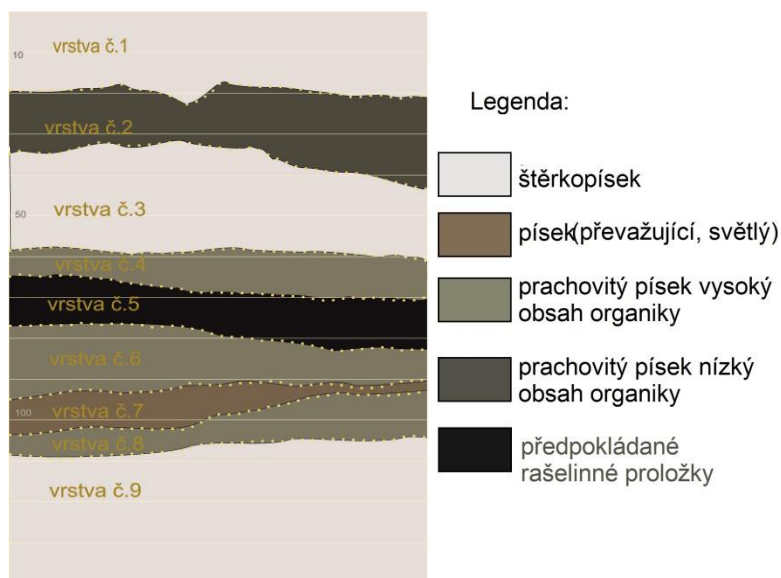
V hloubce 75-82 centimetrů se vyskytuje vrstva, ve které se střídají jednotlivé vrstvy sedimentů velmi rychle. Toto zvrstvení dle Bezdovové et al. (1985) označujeme jako horizontální laminování (vrstvy o velikosti 0,2 - 1cm). Po vyhodnocení jednotlivých vrstev byly některé vrstvy pro přehlednost sloučeny a bylo vytvořeno grafické znázornění (obrázek 23).



Obrázek 22: fotografie s litologickými faciemi, zdroj: vlastní zpracování v Corel DRAW X6

6.2.2 Druhý odkryv

Tento odkryv posloužil pro odběr dalších vzorků z protějšího břehu Javořího potoka. V tohoto profilu bylo odebráno 9 vzorků, z každé vrstvy pochází jeden vzorek, viz Obrázek 23. Je předpokládáno, že u tohoto odkryvu je zachován princip superpozice. Z tohoto odkryvu nebyla provedena LOI analýza.



Obrázek 23: vrstvy druhého odkryvu se stupnicí označující hloubku uložení (1 dílek - 10 cm), zdroj: vlastní zpracování v Corel DRAW X6

Tabulka 8: zrnitostní složení analyzovaných vzorků a obsah organické složky odkryv 2

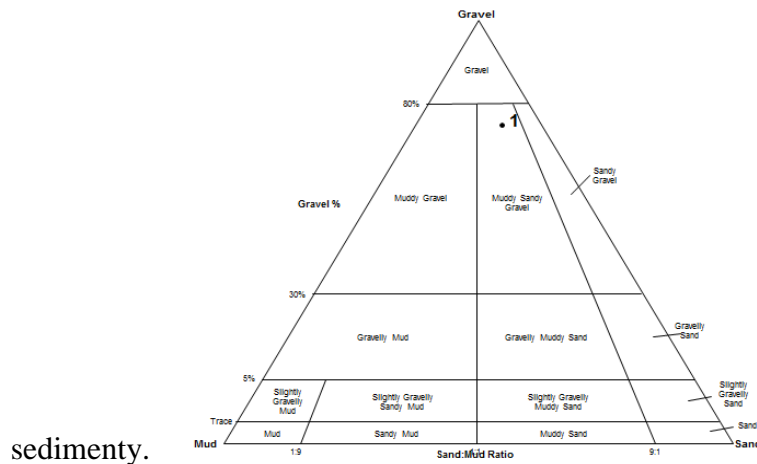
Vzorek z vrstvy č.	Štěrk (%)	Písek (%)	jíl, prach (%)	Předpokládaný obsah organiky (%)
1	76,7	15,9	7,4	8
2	17,9	56,4	25,7	7
3	67,1	22,4	10,5	3
4	1,7	70,7	27,5	7
5	3	56,8	40,3	6
6	1,2	66,5	32,4	7
7	9,1	71,1	19,9	3
8	2,3	73,3	24,4	7
9	77	19,9	3,1	2

Zdroj: vlastní zpracování dle Blott & Pye (2001)

První vrstva

První vrstva (obrázek 24) se nachází v hloubce do 20 cm od povrchu. Byla vyčleněna z důvodu silného vlivu vegetace, vyskytují se zde kořínky. V této vrstvě se nacházejí hrubé klasty, které se do oblasti dostaly pravděpodobně při povodňových průtocích. Pro granulometrickou analýzu byl odebrán jeden vzorek. V analyzovaném vzorku převažuje obsah štěrkového sedimentu (76,7%). Druhou největší hmotnost z odebraného vzorku mají písčité sedimenty (15,9%), které jsou následovány jílovitými a prachovými sedimenty (7,4%). Barva sedimentů je tmavě hnědá, i proto je v této vrstvě

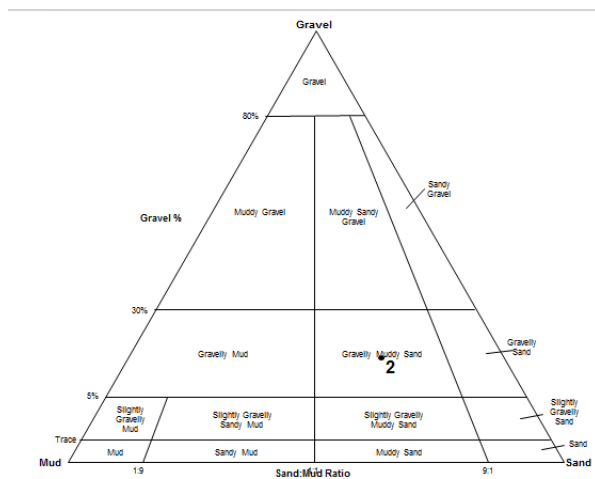
předpokládán obsah organiky kolem 8%, dalšími faktory, které potvrzují tento odhad, je již dříve zmíněná vegetace. Dle Miallovy (2006) klasifikace řadíme tuto facii jako Gh, ve které převažuje zvrstvený štěrk, tato facie je typická pro izolovaná tělesa a vyříděné



Obrázek 24: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v první vrstvě druhého odkryvu, Zdroj: vlastní zpracování v makro funkci Excel GRADISTAT (dle Blott & Pye, 2001)

Druhá vrstva

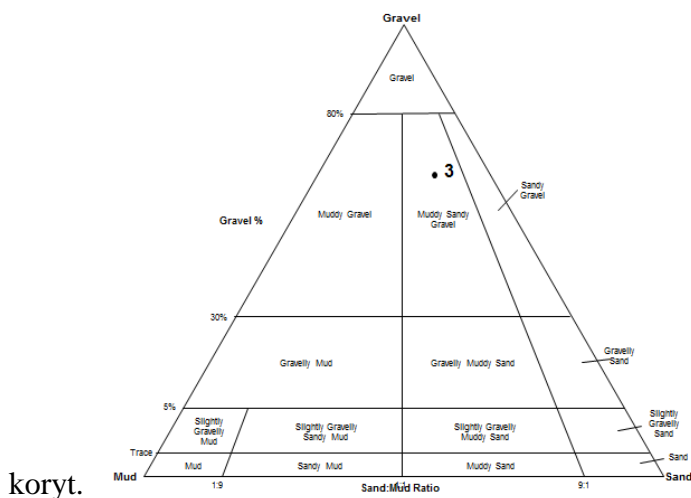
Druhá vrstva (obrázek 25) se nachází v hloubce asi 30cm pod povrchem. Velikost klastů je ve druhé vrstvě oproti první menší, nachází se zde rozmazaná laminace a barva je oproti okolním vrstvám tmavší. Kvůli těmto faktorům byla tato vrstva vyčleněna. Pro granulometrickou analýzu byl odebrán opět jeden vzorek. V odebraném vzorku převažují písčité sedimenty (56,4 %), dále se zde vyskytují jílovité a prachovité sedimenty (25,7%), které mají větší hmotnost než štěrkové sedimenty (17,9). Obsah organické složky je odhadován na pouhých 3%, vzhledem k podobnosti s vzorkem č. 14 z prvního odkryvu. V klasifikaci dle Mialla (2006) lze zařadit tuto litofacií do skupiny S1, která je charakteristická pro výplně výmolů a ve které není zřetelná laminace.



Obrázek 25: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v druhé vrstvě druhého odkryvu, Zdroj: vlastní zpracování v makro funkci Excel GRADISTAT (dle Blott & Pye, 2001)

Třetí vrstva

Mezi druhou a třetí vrstvou asi 65 cm od povrchu existuje přechod o mocnosti asi 5 centimetrů, ve kterém se postupně zesvětluje barva sedimentů z černé na tmavo-hnědou. Tato vrstva (obrázek 26) si je skladbou sedimentů i barvou velmi podobná s první vrstvou, převažují zde 67,1% hmotnosti štěrkové sedimenty. Písečné sedimenty se zde vyskytují druhým největším hmotnostním zastoupením (22,4%) a jílovité a prachové sedimenty tuto hmotnost doplňují (10,5%). Odhadovaný obsah organiky je asi 3%, protože je tato vrstva podobná s vzorkem č. 8 z prvního odkryvu. Dle Mialla (2006) může být tato litofacie označena jako Gt, která je charakteristická pro sekundární výplně

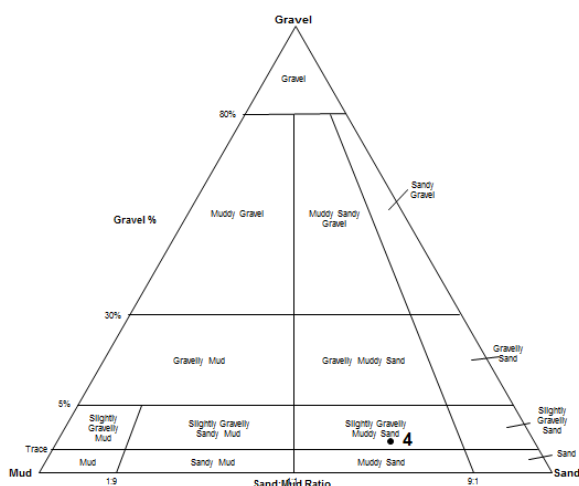


koryt.

Obrázek 26: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty ve třetí vrstvě druhého odkryvu, Zdroj: vlastní zpracování v makro funkci Excel GRADISTAT (dle Blott & Pye, 2001)

Čtvrtá vrstva

Ve čtvrté vrstvě (obrázek 27) se objevuje laminace tmavší barvou o mocnosti od 0,2 cm do 1 cm, tato vrstva se nachází asi 70 cm od povrchu. Z granulometrické analýzy vyplývá, že je tato vrstva charakteristická převažující hmotností písčitého sedimentu (70,7%) a oproti jiným vrstvám vysokým obsahem jílu a prachu (27,5%), zrnitostní rozložení doplňuje šterkový sediment (1,7%). V klasifikaci dle Mialla (2006) je klasifikována jako Fl, tato facie spadá mezi sedimentární vrstvy s jemnou laminací, ve které se často vyskytují přelivové sedimenty s laterální kontinuitou, tyto sedimenty jsou dle Miall (2006) typické pro opuštěná řečiště nebo naplavené sedimenty.

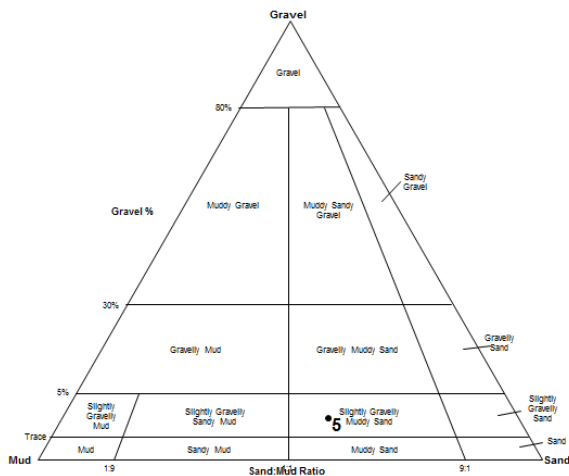


Obrázek 27: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty ve čtvrté vrstvě druhého odkryvu, Zdroj: vlastní zpracování v makro funkci Excel GRADISTAT (dle Blott & Pye, 2001)

Pátá vrstva

Sedimenty páté vrstvy (obrázek 28) jsou charakteristické větší poměrem tmavé vrstvy než u vrstvy předchozí. V této vrstvě je také velký procentuální obsah jílovito-prachových sedimentů (40,3 %), ale i tak v této vrstvě převažuje písčité sediment (56,8 %), obsah šterkových sedimentů je oproti těmto dvou zrnitostním vrstvám zanedbatelný (3%). Obsah organických látek by se dle odhadů měl pohybovat podobně jako u předchozí vrstvy kolem 7%. Proto tato vrstva dle Miall (2006) spadá mezi Fl facie. A je tedy charakteristická pro opuštěná řečiště, podobně jako předcházející

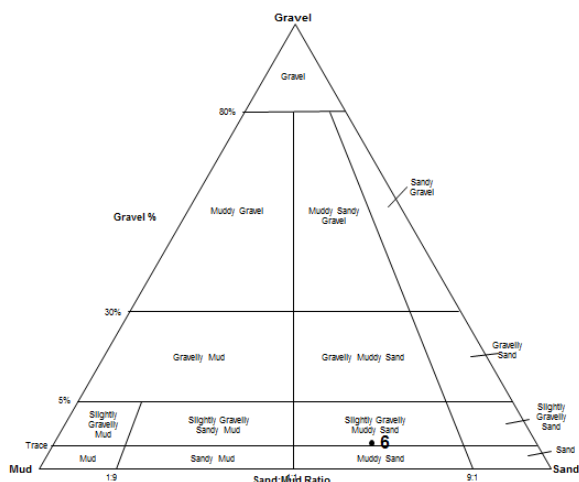
vrstva (Miall, 2009).



Obrázek 28: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v páté vrstvě druhého odkryvu, Zdroj: vlastní zpracování v makro funkci Excel GRADISTAT (dle Blott & Pye, 2001)

Šestá vrstva

Je od vrstvy předchozí odlišená změnou odstínu barva na světlejší. Změna odstínu se v sedimentologickém složení (obrázek 29) odrazila v nárůstu objemu písčitého sedimentu (66,5 %), poklesem jílovito-písčitého sedimentu (32,4%) a poklesem šterkového sedimentu (1,2%). Obsah organické složky byl podobně jako u dvou předchozích vrstev odhadnut na 7%. I tato vrstva se dle Mialla (2006) dá klasifikovat jako Fl, tedy jako vrstva tvořená naplaveninami. Je charakteristická pro opuštěná řečiště či přelivové sedimenty.

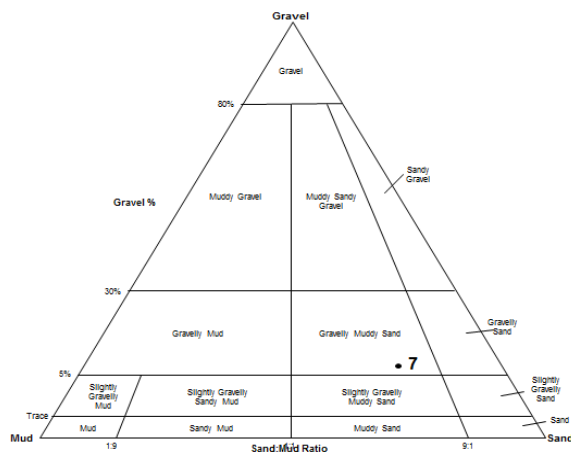


Obrázek 29: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v šesté vrstvě druhého odkryvu, Zdroj: vlastní zpracování v makro funkci Excel GRADISTAT (dle Blott & Pye, 2001)

Sedmá vrstva

V sedmé vrstvě (obrázek 30) opět narostla hmotnost písčitého sedimentu (71,1 %), narostla i hmotnost štěrkového sedimentu (9,1%) a poklesla hmotnost jílovito-písčitého sedimentu (19,9 %) oproti předchozí vrstvě. V této vrstvě se oproti vrstvě předcházející ve větší intenzitě vyskytují štěrkovité sedimenty hlavně hrubší písek. Byl předpokládán pokles organické složky na 3%, protože je tato vrstva nápadně podobná se vzorkem 9 odebraným odebraným z prvního odkryvu. Dle Mialla (2006) by mohla být tato facie klasifikována jako Sh/Sm, ve které převažuje hrubozrnný písčný sediment s proudovou

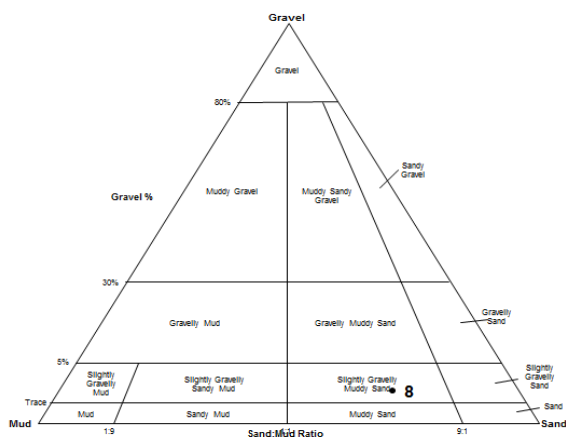
laminací.



Obrázek 30: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v sedmé vrstvě druhého odkryvu, Zdroj: vlastní zpracování v makro funkci Excel GRADISTAT (dle Blott & Pye, 2001)

Osmá vrstva

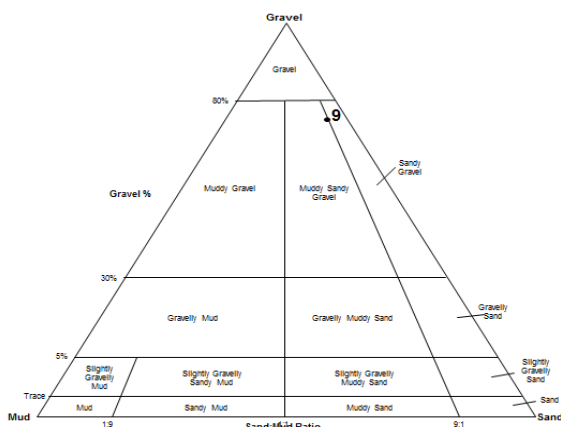
Osmá vrstva (obrázek 31) se nachází v hloubce asi 120cm od povrchu. Z granulometrické analýzy vyplývá, že v této vrstvě písčný sediment (73,3%) podobně jako v předchozí vrstvě svou hmotností převažuje, ale je zde více zastoupený jílovitý a prachovitý sediment (24,4 %), zastoupení štěrkového sedimentu (2,3%) doplňuje toto hmotnostní složení. Vzhledem k tmavší barvě a většímu obsahu jílovitého a prachovitého sedimentu je předpokládán i vyšší obsah organické složky, v tomto případě asi 6%. Dle Mialla (2006) je tato litofacie řazena mezi Fl neboli přelivové sedimenty nebo naplaveniny v často opuštěných řečištích.



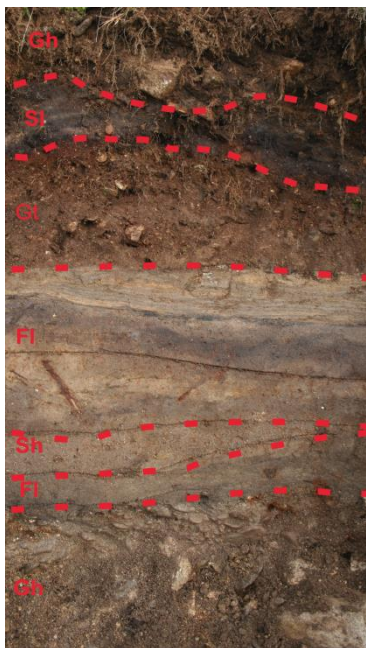
Obrázek 31: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v osmé vrstvě druhého odkryvu, Zdroj: vlastní zpracování v makro funkci Excel GRADISTAT (dle Blott & Pye, 2001)

Devátá vrstva

Devátá vrstva (obrázek 32) se vyskytuje v nejnižší části profilu, v hloubce asi 130cm od povrchu. Tato litofacie je od vrstev předchozích výrazně odlišná, vyskytují se zde velké klastické sedimenty, které jsou uloženy po směru toku řeky, toto uložení sedimentů označujeme jako imbrikace. Štěrk zde převažuje dokonce 77% hmotnosti. Písečné sedimenty (19,9%) a jílovité a prachovité sedimenty (3,1%) doplňují hmotnostní rozdělení jednotlivých zrnitostních kategorií. Velikost sedimentů se směrem dolů zvyšuje. Dle Mialla(2006) může být tato vrstva označena jako Gh, tedy jako hrubě zvrstvený štěrk s podpůrnou strukturou klastů. Na obrázku 33 jsou odpovídající litologické facie pro zjednodušení spojeny.



Obrázek 32: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v deváté vrstvě druhého odkryvu, Zdroj: vlastní zpracování v makro funkci Excel GRADISTAT (dle Blott & Pye, 2001)



Obrázek 33: fotografie s klasifikovanými litologickými faciemi, zdroj: vlastní zpracování v Corel DRAX X6 dle Miall (2006)

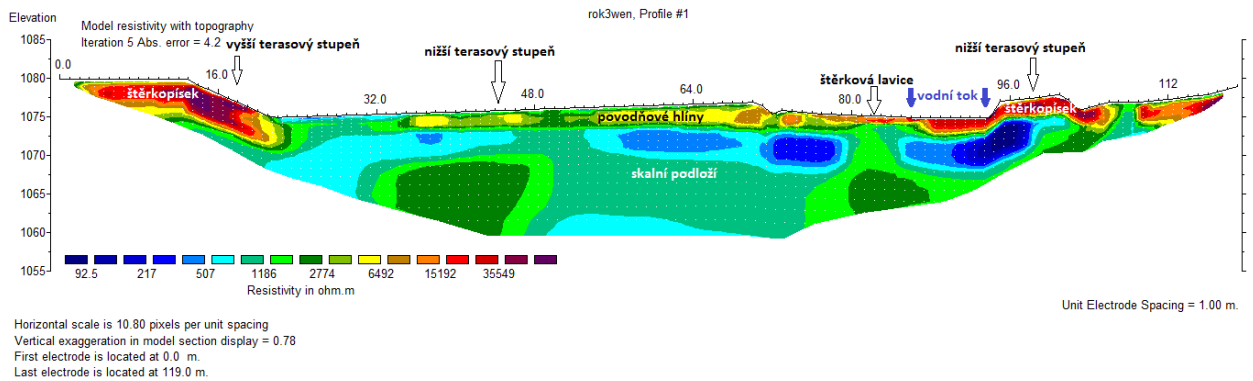
6.3 Výsledky geofyzikálního profilování

Jednotlivé vrstvy jsou viditelné ve výsledném profilu, protože jsou charakteristické rozdílnou porozitou a zrnitostí (Gourry et al., 2003; Froese et al., 2005), viz kapitola 5.3 Geofyzikální výzkum.

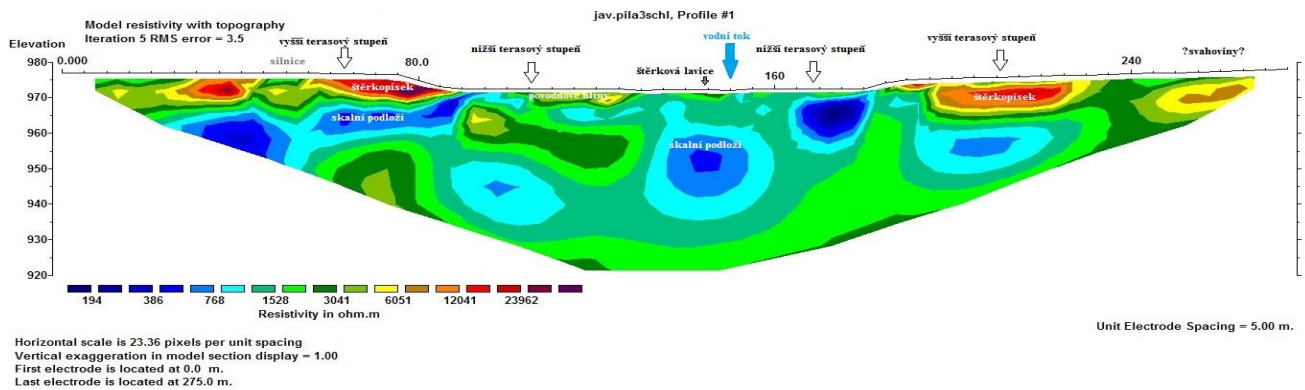
U profilu ERT 1 s metrovým rozestupem elektrod (obrázek 34) jsou informace o vertikální stavbě dostatečně detailní, a díky tomu bylo možné rozlišit jednotlivé facie. Byl zde vyznačen vyšší terasový stupeň, jeho složení bylo analyzováno jako štěrkopísky vzhledem k rekognoscaci v terénu, podobně jako štěrková lavice v blízkosti vodního toku. Přesná hranice skalního podloží není z profilů patrná.

ERT 2 profil (obrázek 35) doplňuje představu o struktuře prostředí v širším prostoru. Jsou z něj patrné podobné výsledky jako z prvního profilu. Na 110 až 125 metru profilu je patrná vrstva s odlišnými odpory, pravděpodobně se jedná o mrtvé rameno řeky, které je vyplněno jemnozrnnými sedimenty. Je zde navíc uvedena hranice mezi pravděpodobně deluviálními a fluviálními sedimenty na 240. metru profilu. Otázkou zůstává, zda jsou sedimenty opravdu svahového původu, nebo zda je porucha vytvořena opuštěným tokem řeky. Hranici skalního podloží není ani v tomto případě možné přesně vymezit, protože zvodnělé sedimenty ve výsledcích grafu jsou si se skalním podložím, co se odporů týká, velmi podobné. V obou profilech jsou navíc patrné štěrkopískové

akumulace v oblasti vyššího terasového stupně.



Obrázek 34: profil ERT 1

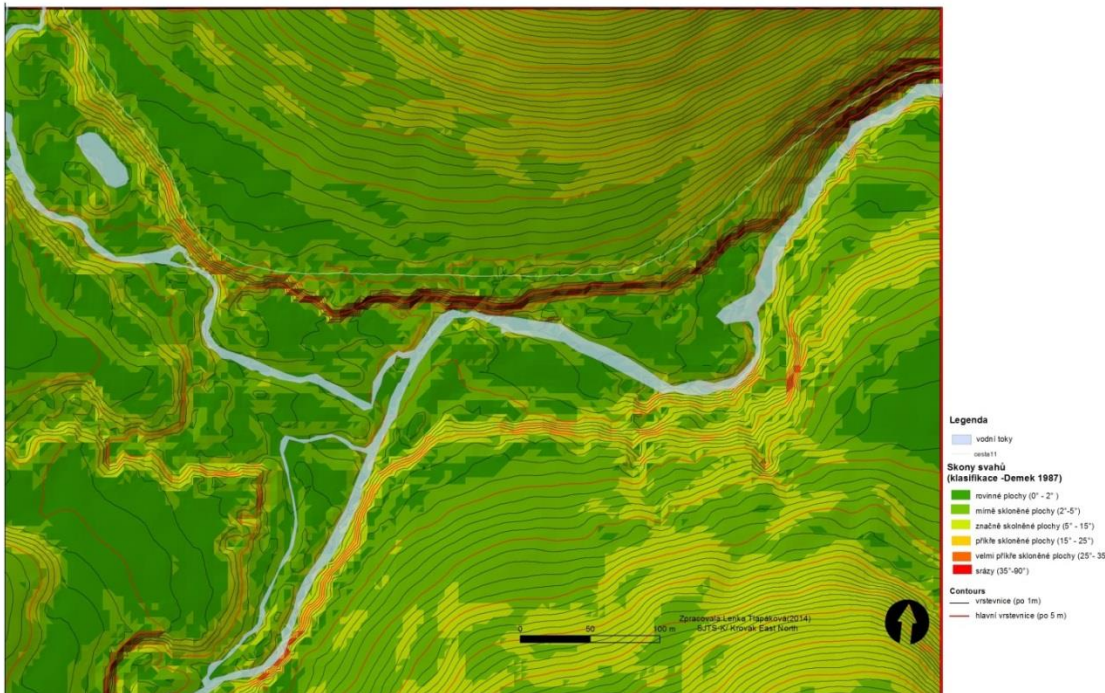


Obrázek 35: profil ERT 2 s komentářem

6.4 GmIS a elementární formy reliéfu

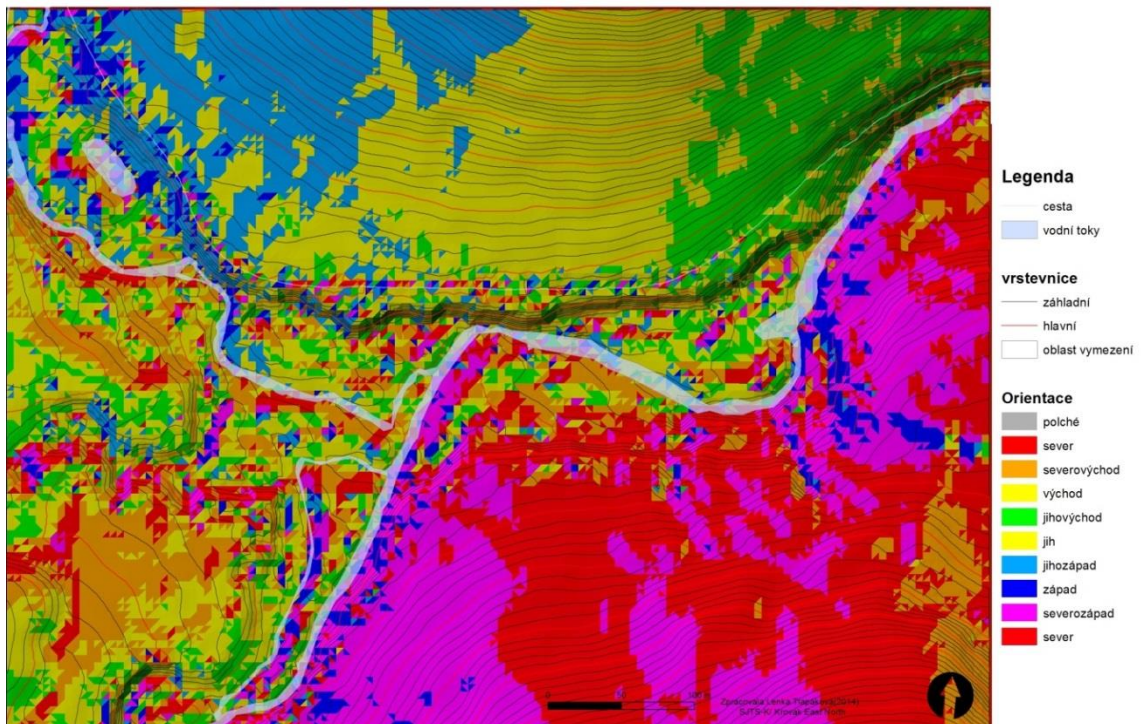
V tomto případě byly z digitálního modelu nejprve vytvořeny jeho deriváty (Analýza sklonů svahů, analýza orientace svahů), ze kterých byl následně hodnocen reliéf. Na mapě sklonitosti svahů je patrná převaha rovinných ploch o sklonitosti svahu do 2° a mírně ukloněné plochy o sklonitosti ploch od 2° do 4°. Jednotlivé výškové stupně jsou v mapě parné „zhuštěnou“ koncentrací vrstevnic a sklonitostí svahů od 5° do 90°.

Sklonitost v blízkosti soutoku Javořího a Roklanského potoka



Obrázek 36: zájmové území s vyznačenými sklony svahů, zdroj: vlastní zpracování v Arc GIS 10.2, na základě LIDAR dat

orientace svahů v blízkosti soutoku Javořího a Roklanského potoka



Obrázek 37: zájmové území s vyznačenými orientacemi svahů, zdroj: vlastní zpracování v Arc GIS 10.2, na základě LIDAR dat

V mapě orientace svahů je patrný údolní tvar území. V severní oblasti území se nachází převážně sklony s Jižní, Jihovýchodní a Jihozápadní orientací. V jihovýchodní oblasti území převažují sklony se severní a severozápadní orientací.

Jednotlivé části povrchu byly rozděleny do homogenních skupin, jejichž hranice byly ověřeny v terénu (viz kapitola: 5.4 Tvorba GmIS a základní geomorfologické mapování). V terénu a při analýze ortofotosnímku bylo identifikováno několik forem narušení těchto elementárních forem v podobě pravděpodobně mrtvých ramen, tato narušení byla v terénu zaznamenána pomocí přístroje GPS a zanesena do mapy jako „lineární deprese“. Protože nemáme jistotu, že se v oblasti nacházejí deluviální sedimenty a přechod mezi nimi a fluviálními sedimenty, který je patrný na ERT profilu, není patrný v terénu, byla hranice mezi přilehlými svahy a vyšším terasovým stupněm vymezena pouze na základě derivátu analýzy sklonu svahů a vrstevnic.

Příčný profil (obrázek 38) doplňuje představu o tvaru povrchu a o umístění jednotlivých forem a jejich nadmořských výšek.

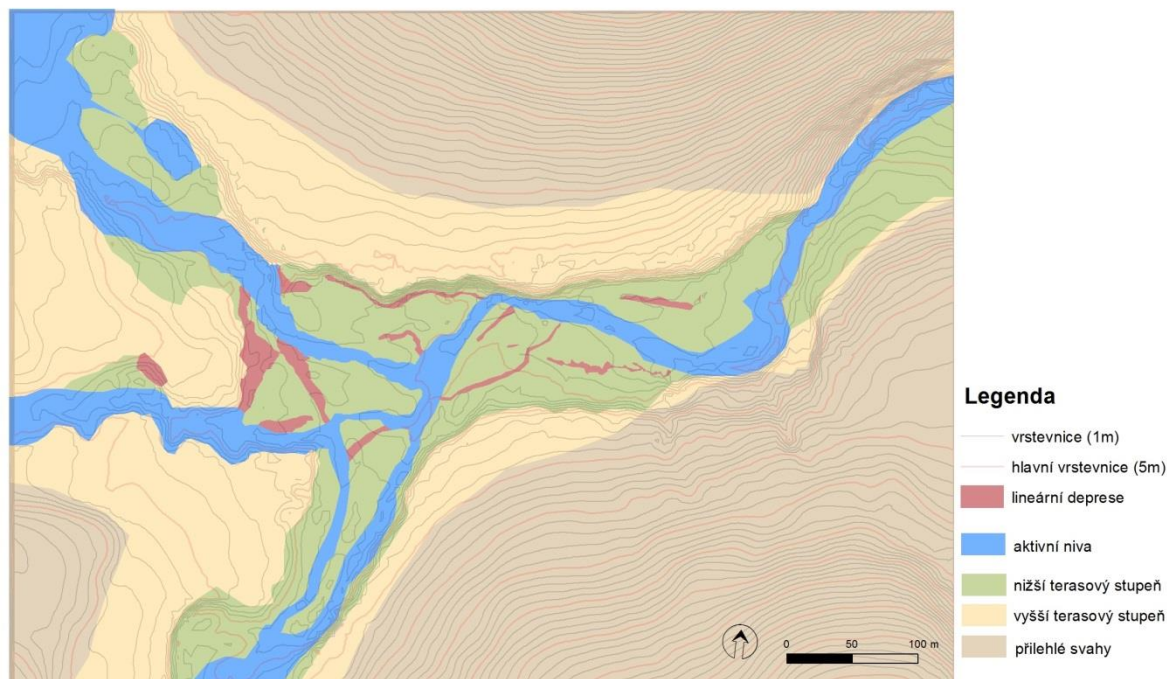


Obrázek 38: příčný profil územím s okomentovanými formami, zdroj: vlastní zpracování v Arc GIS 10.2 na základě LIDAR dat

6.4.1 Aktivní niva

Nejnižší oblast terénu byla označena jako aktivní niva, takto je označována oblast rozlivu řeky při vyšších vodních stavech, do této části tedy patří i v této oblasti poměrně časté štěrkové lavice. Oblast tzv. aktivní nivy je rozlehlá 43607,8 m².

Mapa základních forem reliéfu



Obrázek 39: mapa základních geomorfologických forem reliéfu v zájmovém území, zdroj: vlastní zpracování v Arc GIS 10.2., na základě LIDAR dat, GPS mapování, ortofotosnímků, Geoportál INSPIRE, CENIA

6.4.2 Nižší terasa

Nižší terasa má plochu 61969,9 m² je ovlivněna aktivní nivou (obrázek 38) a při povodních bývá zaplavována. Na nižším terasovém stupni jsou patrné lineární deprese (obrázek 39), které zde pravděpodobně vznikly v okamžiku, kdy řeka opustila jedno rameno a vytvořila si jiné. Tyto deprese byly v průběhu let při extrémních vodních stavech zaplavovány a zanášeny jemnozrnnými sedimenty, existence jednoho z nich je zanesena i v 2. ERT profilu na 110 -125metru (viz kapitola: Obrázek 33: fotografie s klasifikovanými litologickými faciemi, zdroj: vlastní zpracování v Corel DRAX X6 dle Miall (2006)

6.3 Výsledky geofyzikálního profilování). Jejich plocha je 4521,7 m² a v současnosti jsou tyto lineární deprese podobně jako zbytek povrchu porostlé vegetací. Hlavně na jaře je tato oblast podmáčená.

6.4.3 Vyšší terasa

Hranice mezi vyšším terasovým stupněm a nižším terasovým stupněm je v terénu velmi dobře patrná, rozdíl mezi těmito stupni je místy až 6m, tato místa jsou ve sledované oblasti také místy s největším sklonem svahů. Vyšší terasový stupeň je plošně rozsáhlejší než nižší terasový stupeň, jeho plocha je 13988,6 m².

6.4.4 Přilehlé svahy

Hranice mezi přilehlými svahy a vyšším terasovým stupněm nebyla v terénu patrná, proto byla tato hranice vymezena převážně po rozboru mapy sklonu svahů a dostupných vrstevnic. Nevýrazný přechod je pravděpodobně způsoben překrytím fluviálních sedimentů deluviálními, na tento problém při vyhodnocování poukazuje i Bezdovová et al. (1985).



Obrázek 38: výškové stupně v krajině (fotografie: Lenka Tlapáková, 2014)



Obrázek 39: lineární deprese (fotografie Lenka Tlapáková, 2013)

7. Diskuze

Toto je první studie, která se zabývá sedimentologickou, strukturněgeologickou a geomorfologickou charakteristikou oblasti v blízkosti soutoku Javořího a Roklanského potoka. Blízká lokalita byla dříve předmětem studia oblasti z hydrologického, klimatického, či archeologického hlediska. V zájmovém území byly zjištěny dva významné morfologické stupně. Nejvýraznějším stupněm ve sledovaném segmentu krajiny je vyšší terasový stupeň, který se nachází ve výšce do 6m nad dnešním říčním korytem. Dle elektrické odporové tomografie a rekognoskace v terénu se zde nacházejí štěrkopisky, Ložek (2007) tvrdí že podobné stupně byly vytvořeny v pleniglaciálu, toto tvrzení dokládá zkoumanou lokalitou v oblasti dolního toku Vltavy. V uvedeném období měla řeka pravděpodobně charakter divočího vodního toku a často překládala svá mělká koryta v celé šíři údolí ve výškovém stupni, který se zachoval do dnešní doby právě v podobě fragmentu vyššího terasového stupně. Podobné odpory u štěrkopísků ve své studii uvádí i Chambers et al.(2013) ve Velké Británii v blízkosti Norton Disney, nebo Stacke (2013) v povodí Bečvy. Tyto štěrkopísčité sedimenty by odpovídaly divočímu vodnímu toku (*sensu* Miall,2006; Lewin et al., 2010, Ashmore, 2013). Horní hranice vyššího terasového stupně není v krajině dobře identifikovatelná, protože je pravděpodobně překryta deluviem. S podobným problémem, na který upozorňuje Bezvodová et al. (1985), se setkává i Balatka et al. (2010) v oblasti řeky Sázavy.

Další identifikovanou formou v reliéfu byl nižší terasový stupeň. Tento stupeň se nachází 1 metr nad současným vodním tokem, během celého roku jsou lineární deprese na tomto stupni podmáčené a na jaře i po deštích jsou vyplněné vodou. Tato oblast bývá zaplavována při povodních a může být označena jako říční niva (*sensu* Ložek, 2007). O propojenosti aktivní nivy a nejnižšího terasového stupně hovoří i Stange et al. (2013) z okolí řeky Segre v Pyrenejích. Tento stupeň pravděpodobně vznikl v holocénu, kdy se charakter řeky začal měnit (Notebaert & Verstraeten, 2010). Jednotlivá říční koryta se začala zahlubovat, ale vzhledem k odolnosti žulového podloží neměla k tomuto zahlubování dostatečný prostor (Česká geologická služba, 2014). Vzhledem k velkému počtu neaktivních říčních koryt, ve kterých zůstává voda, je oblast v blízkosti vodního toku v průběhu holocénu podmáčená a vytvářejí se zde mokřady (Ložek, 2007). V odkryvech, které byly analyzovány na nižší říční terase, převažuje písek. V profilech se také vyskytují facie, které jsou tvořeny hrubší zrnitostní frakcí, pravděpodobně vzniklé za vyšších vodních stavů, kdy byla unášecí síla vodního toku větší (Bluck,1971;

Powel, 1998; Lewin et al., 2010).

Ve zkoumaných profilech je také patrná barevná odlišnost, díky které lze oba profily snáze porovnat a zároveň odhadnout obsah organické hmoty (za předpokladu, že čím tmavší vrstva je, tím větší je obsah organické hmoty v ní). Navzdory domněnce, že jsou proložky tvořeny převážně rašelinou, se obsah organické hmoty pohybuje kolem pouhých 7%. Pokud by byly tvořeny rašelinou, ztráta hmotnosti žiháním by byla větší než 20% (Bhatti et al., 2007).

Bylo určeno, že v nejhlubší vrstvě profilu (6. vrstva, viz obrázek 22) se nachází zvrstvený štěrk, který je pozitivně gradovaný. Pokud se nejedná o podpůrnou strukturu podloží, je možné tvrdit, že tyto sedimenty byly uloženy v korytě. Tomu odpovídá i následující vrstva (5. vrstva), která byla dle Mialla (2006) klasifikována jako Fm litofacie, která je charakteristická pro opuštěná řečiště. Je tedy předpokládáno, že řeka změnila polohu svého koryta a v této oblasti se dále akumulovaly pouze přelivové sedimenty ukládané při vyšších vodních stavech. Jak se řeka ve svém novém korytě více zahlubila, zrnitost sedimentů uložených v oblasti sledovaného profilu se zvětšila, protože se v této oblasti pravděpodobně ukládaly pouze při větších vodních stavech, jakými jsou povodně. Toto tvrzení potvrzuje i kus větve nalezené v této vrstvě. Proložka umístěná asi 80 cm pod povrchem a 180 cm od levého okraje je pravděpodobně opuštěné povodňové koryto, které bylo při již dříve zmíněných povodních vyplněno hrubšími sedimenty a po směru toku vyklišuje. Další vrstva (4. vrstva) se pravděpodobně usazovala při vyšších vodních stavech a unášecí schopnost vody byla vyšší než v předchozím případě, protože v sedimentech převažuje hrubý písek. Následující vrstva (3. vrstva) se vyznačuje oproti svému okolí hrubší zrnitostní frakcí, to znamená, že tato vrstva zde mohla být pravděpodobně uložena opět při povodních, a hrubší sedimenty vyplnily opuštěné povodňové koryto, které se zde vyskytovalo. Druhá i první vrstva, jsou tvořeny převážně prachovými, jílovými a písčnými sedimenty, u kterých je předpokládáno, že se do oblasti dostaly naplavením při rozlivu řeky. V první vrstvě se zároveň již vyskytuje kořenový systém současné vegetace (*sensu* Powel, 1998; Miall, 2006).

Předpokládáme, že největší změny koryta byly způsobeny za největších vodních stavů. Z údajů ČHMÚ o nejvyšších denních vodních stavech jsou předpokládány největší změny vodního koryta v letech výskytu extrémních vodních stavů. Například po

povodni z roku 1949 jsou na ortofotosnímku zachyceny nové akumulace v blízkosti koryta. Také mezi lety 1949 na 2001 bylo ČHMÚ zaznamenáno několik extrémních vodních stavů, například v letech 1954, 1974 a 1993. Vodní tok v tomto segmentu je výrazně ovlivněn situací v jeho okolí, proto byl v databázi využití území (lucc.ic, 2014) sledován větší segment krajiny. Ve sledovaném katastrálním území narostly plochy lesů orné půdě, loukám, pastvinám a trvalým kulturám a s tím může být vysvětleno snížení sedimentace v říčním korytě, s předpokládaným odnosem jemnějších sedimentů.

8. Závěr

Tato bakalářská práce s názvem: „ Vývoj krajiny v oblasti Javoří Pily v kvartéru“ rozebírala jakým způsobem se krajina v blízkosti soutoku Javořího a Roklanského potoka vyvíjela v průběhu kvartéru.

Díky provedeným analýzám a rešerši literatury bylo možné vyvodit, že sledovaný segment krajiny je možné označit jako říční krajina, protože převažujícím geomorfologickým procesem je fluvialní působení. Ve sledovaném segmentu krajiny byla na základě výsledků elektrické odporové tomografie, geomorfologického mapování a rekognoskace v terénu určena geneze výškových stupňů podél řeky, teď již mohou být tyto stupně označeny jako říční terasy. Stáří vyššího terasového stupně bylo na základě rozboru literatury umístěno do pleniglaciálu a stáří nižšího terasového stupně do holocénu, kdy se řeka začala zařezávat. Hranici mezi vyšším terasovým stupněm a přilehlými svahy bude nutné ověřit dalším výzkumem, který zde nebyl vzhledem k omezením NP Šumava zatím proveden. Oproti tomu hranice mezi vyšším a nižším terasovým stupněm je v terénu velmi výrazná.

Pro vyhodnocení vývoje říčního koryta v holocénu byly využity břehové nátrže, ze kterých byly sedimentologicky analyzovány jednotlivé litologické facie. Díky nim byla odvozena základní chronologie vývoje říčního toku. Který v průběhu holocénu několikrát změnil místo svého koryta, zároveň také měnil svou unášecí schopnost a v lokalitě usazoval zrnitostně odlišné sedimenty. Je předpokládáno, že místem současného koryta řeka již dříve protékala vzhledem ke struktuře sedimentů z nejhlubších vrstev. Pak však místo svého toku změnila a v závislosti na velikosti průtoku se v oblasti, v té době výplavové plošiny, akumulovaly různě zrnité sedimenty. Určení vývoje říčního toku bylo bohužel vytvořeno pouze chronologicky bez časového zařazení z důvodu opoždění výsledků z radiokarbonového datování, proto nejsou jednotlivé facie časově zařazené. I tak nám tento sedimentologický záznam pomohl při vytvoření představy o vývoji toku v této oblasti, protože zde dříve nebyl tento vývoj vůbec zpracován.

9. Seznam tabulek

Tabulka 1: vývoj vegetace na Šumavě a na Šumavských pláních od preboreálu	.8
Tabulka 2: zařazení oblasti do geomorfologického systému ČR	.17
Tabulka 3: Klasifikace vybraných litofacií.	.31
Tabulka 4: Rozdělení zrnitostních frakcí	.32
Tabulka 5: zrnitostní složení analyzovaných vzorků a obsah organické složky vrstva 2 odkryv 1	.41
Tabulka 6: zrnitostní složení analyzovaných vzorků a obsah organické složky pátá vrstva první odkryv	.45
Tabulka 7: zrnitostní složení analyzovaných vzorků a obsah organické složky vrstva 6 odkryv 1	.46
Tabulka 8: zrnitostní složení analyzovaných vzorků a obsah organické složky odkryv 2	.48

10. Seznam obrázků

Obrázek 1: Schéma uspořádání geosfér na naší planetě	6
Obrázek 2: Kontinuum říčních vzorů v závislosti na vstupních parametrech.....	8
Obrázek 3: závislost průtoku, sklonu vodního toku, velikosti a množství sedimentů	12
Obrázek 4: klasifikace sedimentů	14
Obrázek 5: geografická poloha zkoumané oblasti a její vymezení	15
Obrázek 6: geologická mapa a legenda sledovaného území s okolím	19
Obrázek 7: Nejvyšší denní vodní stav ve stanici Modrava mezi lety 1931-2011	22
Obrázek 8: mapa půdních typů podle TKSP.....	24
Obrázek 9: mapa základních geomorfologických forem reliéfu, vodní tok, vymezení ERT profilů a odkryvů ve sledovaném území	35
Obrázek 10: změny ve využití krajiny v letech 1845,1948,1990 a 2000 v katastrálním území Filipova huť	36
Obrázek 11: Ortofotosnímek z roku 1949 s vyznačeným vodním tokem ve sledovaném území	37
Obrázek 12: Ortofotosnímek z roku 2001 s vyznačeným vodním tokem ve sledovaném území.	37
Obrázek 13:: Změny vodních toků v letech 1949, 2001, 2005, 2008, 2011 s vyznačeným vodním tokem ve sledovaném území.....	38
Obrázek 14: fotografie výsledných zrnitostních vrstev a profil ERT 1	40
Obrázek 15: první odkryv s vyznačenými vrstvami, odebranými sedimenty ve čtvercové síti (hrana čtverce odpovídá-10cm).....	40
Obrázek 16: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v první vrstvě prvního odkryvu,	41
Obrázek 17: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v druhé vrstvě prvního odkryvu	42
Obrázek 18: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v třetí vrstvě prvního odkryvu	43
Obrázek 19: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty ve čtvrté vrstvě prvního odkryvu	44
Obrázek 20: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v páté vrstvě prvního odkryvu	45

Obrázek 21: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v šesté vrstvě prvního odkryvu	46
Obrázek 22: fotografie s litologickými faciemi	47
Obrázek 23: vrstvy druhého odkryvu se stupnicí označující hloubku uložení (1 dílek - 10 cm),	48
Obrázek 24: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v první vrstvě druhého odkryvu	49
Obrázek 25: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v druhé vrstvě druhého odkryvu	50
Obrázek 26: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty ve třetí vrstvě druhého odkryvu	50
Obrázek 27: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty ve čtvrté vrstvě druhého odkryvu	51
Obrázek 28: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v páté vrstvě druhého odkryvu	52
Obrázek 29: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v šesté vrstvě druhého odkryvu	52
Obrázek 30: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v sedmé vrstvě druhého odkryvu	53
Obrázek 31: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v osmé vrstvě druhého odkryvu	54
Obrázek 32: trojúhelníkový graf zrnitostního složení pro sedimenty v deváté vrstvě druhého odkryvu	54
Obrázek 33: fotografie s klasifikovanými litologickými faciemi.....	55
Obrázek 34: profil ERT 1.....	56
Obrázek 35: profil ERT 2 s komentářem	56
Obrázek 36: zájmové území s vyznačenými sklony svahů	57
Obrázek 37: zájmové území s vyznačenými orientacemi svahů	57
Obrázek 38: výškové stupně v krajině	60
Obrázek 39: lineární deprese	60

11. Seznam literatury

ASLAN A., Fluvial environments, *Sediments, In Encyclopedia Of Quaternary Science*, Edited By Scott A. E., Elsevier, Oxford, 2007, s. 672-685, ISBN 9780444527479

Citace

ASLAN A., Fluvial environments, *Sediments, In Encyclopedia Of Quaternary Science*, Edited By Scott A. E., Elsevier, Oxford, 2007, s. 672-685, ISBN 9780444527479

ALBRECHT J., Rostlinstvo., *Šumava*. 1. Vyd. Praha: Olympia, 1986, s. 379, Turistický Průvodce; Sv. 22.

ANDĚRA M., ZAVŘEL P., *Šumava: Příroda, Historie, Život*. Vyd. 1. Praha: Baset, 2003, s. 799, ISBN 80-734-0021-9

ANDERSON D., GOUDIE A., PARKER A., *Global environments through the Quaternary: exploring environmental change*. 1. Vyd. New York: Oxford University Press, 2007, xiii, s. 359, ISBN 978-019-8742-265.

ASHMORE P., 9.17 Morphology and Dynamics of Braided Rivers, In *Treatise on Geomorphology*, Edited by John F. Shroder, Academic Press, San Diego, 2013, s. 289-312, ISBN 9780080885223

BABŮREK J., PETROLODOVÁ, J., VERNER K., JIŘIČKA J., *Průvodce geologií Šumavy*. 1. vyd. Praha: Česká geologická služba, 2006, s. 118, ISBN 80-707-5659-4.

BALAGURUNATHAN G., Morphological granulometric analysis of sediment I, *The age of transition: 1400-1580*, Snell F. J., 1. vyd. London: Handbooks Of English Literature, s. 167, Handbooks of English literature., 2001, ISBN 1580-3139.

BHATTI, J. S., BAUER I. E., Comparing loss-on-ignition with dry combustion as a method for determining carbon content in upland and lowland forest ecosystems. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 2002, vol. 33, 15-18, s. 3419-3430. DOI: 10.1081/CSS-120014535. Dostupné z: <<http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1081/CSS-120014535>>

BALATKA B., GIBBARD P., KALVODA J., Morphostratigraphy of the Sázava river terraces in the Bohemian Massif, *ACTA UNIVERSITATIS CAROLINAE, 2010 GEOGRAPHICA*, Nos. 1–2, s. 3–34

BEZVODOVÁ B., DEMEK J., ZEMAN A., Metody Kvartérně Geologického A Geomorfologického Výzkumu. Brno: UJEP V Brně (Skriptum). Praha : SPN., 1985, s. 207.

BELL M., WALKER M., *Late Quaternary environmental change: physical and human perspectives*. 2nd ed. Pearson/Prentice Hall, 2005, xix, s. 348, ISBN 978-013-0333-445.

BJÖRN B., SMITH T. R., MERCHANT G. E., The Scaling Of Fluvial Landscapes, *Computers & Geosciences*, Volume 27, Issue 10, December 2001, s. 1189-1216, ISSN 0098-3004, [Http://Dx.Doi.Org/10.1016/S0098-3004\(01\)00022-X](http://Dx.Doi.Org/10.1016/S0098-3004(01)00022-X).

BLUCK B. J., Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scottish Journal of Geology*. 1971-08-01, vol. 7, s. 93-138. DOI: 10.1144/sjg07020093. Dostupné z: <http://sjg.lyellcollection.org/cgi/doi/10.1144/sjg07020093>

BRADLEY R. S., *Paleoclimatology: reconstructing climates of the quaternary*. 2nd ed. San Diego, CA: Academic Press, 1999, xv, s. 613, ISBN 01-212-4010-X.

BUFKOVÁ, I., DVOŘÁK, L., MIKULÁŠKOVÁ, E. et al.: Šumavská Rašeliniště – Světem Šumavské Přírody. Vimperk, nedatováno

BUFKOVÁ L., ČERVENÝ J., BÜRGER P.: Vývoj Početnosti Tetřeva Hlušce (*Tetrao Urogallus*) Na Šumavě. In: Málková P (Ed.): Tetřevovití - Tetraonidae Na Přelomu Tisíciletí. Sborník Příspěvků Z Mezinárodní Konference 24.-26.3.2000 V Českých Budějovicích: 52-57.

CZUDEK, T., Vývoj reliéfu krajiny České republiky v Kvartéru, Moravské zemské muzeum, Brno, 2005, s. 238

ČULÁKOVÁ K., EIGNER J., METLIČKA M., PŘICHYSTAL A., ŘEZÁČ M., Horské Mezolitické Osídlení U Javoří Pily, Obec Modrava, Okr. Klatovy. Archeologie Ve Středních Čechách, 16, Č. 1, 2012, s. 19-28.

ČURDA J., JANSKÝ B., KOCUM J., Vliv Fyzickogeografických Faktorů Na Extremitu Povodní V Povodí Vydry. Geografie, 116, Č. 3, 2011, s. 335–353.

DEMEK J., Nauka o Krajině: Určeno pro posl. fak. Přírodověd a Pedagog. 1. [Dotisk] 1. Vyd. Praha: SPN, 1983. 234 S.

DEMEK J., ZEMAN, *Typy reliéfu Země*. a Praha: Academia, 1979, 327 s.

DEMEK J., *Obecná geomorfologie: Vysokošk. učebnice pro stud. přírodověd. fakult univerzit*. 1. vyd. Praha: Academia, 1988, 476 s.

DEMEK, J. A Kol.: Hory A Nížiny – Zeměpisný Lexikon ČSR. Academia, Praha, 1987, 584 S.

DEMEK, J. – MACKOVČIN, P. Ed.: Zeměpisný Lexikon České Republiky. Hory A Nížiny. Brno. DOKOUPIL J. a kol., 2011 *Vliv hranice na přírodní a socioekonomické prostředí česko-bavorského pohraničí*. Vyd. 1. Plzeň: Západočeská univerzita v Plzni, 2006, s.160, ISBN 978-80-261-0089-8.

DUDOVÁ L., HÁJKOVÁ P., BUCHTOVÁ H., OPRAVILOVÁ V., Formation, Succession And Landscape History Of Central-European Summit Raised Bogs: A Multiproxy Study From The Hrubý Jeseník Mountains. The Holocene, Spojené Království. ISSN 0959-6836, Vol. 23, No. 2, 2013, s. 230-242.

ENDRENY T. A., Fluvial Geomorphology Module, UCAR COMET Program and NOAA River Forecast Center, <http://www.fgmorph.com>, Syracuse NY, 2003

FISHER S. G., HEFFERNAN J. B., SPONSELLER R.A., WELTER J. R., Functional Ecomorphology: Feedbacks Between Form And Function In Fluvial Landscape Ecosystems, *Geomorphology*, Volume 89, 2007, s. 84-96, ISSN 0169-555X, <Http://Dx.Doi.Org/10.1016/J.Geomorph.2006.07.013>.

FROESE D.G., SMITH D.G., CLEMENT, D.T., Characterizing Large River History With Shallow Geophysics: Middle Yukon River, Yukon Territory And Alaska. *Geomorphology* 67, 2005, S. 391-406.

GOURRY J., VERMEESCH F., GARCIN M., GIOT D., Contribution Of Geophysics To The Study Of Alluvial Deposits: A Case Study In The Val d'Avaray Area Of The River Loire, France. *Journal Of Applied Geophysics* 54, 2003, S. 35-49.

HAIS M.: Vliv Odlesnění A Odumírání Horských Smrčín Na Teploty Krajinného Krytu A Možné Důsledky Pro Formování Odtoku V Oblasti Centrální Šumavy. In: Langhammer, J.: *Povodně A Změny V Krajině*, Přf UK, Praha, 2007, S. 333-341.

HARTVICH, P.: Ryby. In: Kolektiv Autorů, *Šumava: Příroda, Historie, Život*. Praha, 2003, s. 281–294.

HAUPTMAN I. et al., *Půda v České republice*. Praha: Consult, 2009, s. 255, ISBN 978-80-903482-4-0.

FORMAN R.T.T., GORDON, M., *Krajinná ekologie*. Praha: Academia, 2003, s. 583, ISBN 80-200-0464-5.

HEIRI L. O., LEMCKE F. A., 2001, Loss On Ignition As A Method For Estimating Organic And Carbonate Content In Sediments: Reproducibility And Comparability Of Results. *Journal Of Paleolimnology* 2001, s.101-110 .

HOLAS.2006. Zaniklé Obce [Cit. 2013-03-03]. Dostupné.

[Online.<http://Zanikleobce.Cz/Index.Php?Detail=12260>](http://Zanikleobce.Cz/Index.Php?Detail=12260)

HORNÍK S. Aj. Fyzická Geografie II: Celost. Vysokošk. Učebnice Pro Stud. Fakult Přírodověd., Pedagog. A Tělesné Výchovy A Sportu. 1. Vyd. Praha: SPN, 1986, s. 319. Učebnice Pro Vys. Školy.

HRUŠKA J. Et Al.: 30 Let Výzkumu Šumavských Jezer. Regenerace Z Okyselení A Vliv Gradace Lýkožrouta. - Živa, LXI(5): 224-229, 2013

CHLUPÁČ I., Geologická Minulost České Republiky. Vyd. 1. Praha: Academia, 2002, s.436 ISBN 80-200-0914-0.

CHLUPÁČ I. et al., Geologická minulost České republiky, 1. Vydání, Praha: Academia, 2011, ISBN80-200-0914-0

CHÁBERA, S., *Geomorfologie*. 1. vyd. České Budějovice: Pedagogická fakulta Jihočeské univerzity, 1996, 151 s. ISBN 80-7040-208-3.

CHAMBERS J.E., WILKINSON P.B., PENN S., MELDRUM P.I., KURAS O., LOKE M.H., GUNN D.A., 2013, River terrace sand and gravel deposit reserve estimation using three-dimensional electrical resistivity tomography for bedrock surface detection. *Journal of Applied Geophysics*, 2013, Volume 93, s. 25-32, ISSN 0926-9851, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.03.002>.

JANKOVSKÁ V. : Vývoj vegetačního krytu střední Evropy od konce poslední doby ledové do současnosti. --- *Lesnická práce*, 76, 11: 409-412, 1997

JAREŠ V., MZLU. Krajinná Ekologie: Učebnice [Online]. 2007 [Cit. 2014-04-05]. Dostupné Z: <http://www.Uake.Cz/Frvs1269/Index.Html>

KILLINGER D.K., Lidar (light detection and ranging), In *Laser Spectroscopy for Sensing*, edited by Matthieu Baudelet, Woodhead Publishing, Pages 292-312, ISBN 9780857092731, <http://dx.doi.org/10.1533/9780857098733.2.292>. 2014,

KOCUM J.: Tvorba Odtoku A Jeho Dynamika V Pramenné Oblasti Otavy. Disertační Práce. Univerzita Karlova V Praze. Přírodovědecká Fakulta, Katedra Fyzické Geografie A Geoekologie, 2012, 203 S.

KOCUM J., JANSKÝ B. : Dynamika Hydrologického Režimu V Pramenných Oblastech Vodních Toků. In Langhammer, J. (Ed.): *Údolní Níva Jako Prostor Ovlivňující Průběh A Následky Povodní*. Přf UK, Praha, 2008, S. 72-82

KOPP J., HOLICKÝ J., Vliv česko-bavorské hranice na ekohydrologickou kvalitu vodních toků. In *Vliv hranice na přírodní a socioekonomické prostředí česko-bavorského pohraničí*. Plzeň : Západočeská univerzita, 2011, s. 56-76. ISBN: 978-80-261-0089-8

KUNSKÝ, Josef. *Fyzický zeměpis Československa*. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1968. 537 s.

LEWIN J., GIBBARD P.L., Quaternary river terraces in England: Forms, sediments and processes, *Geomorphology*, Volume 120, Issues 3–4, 15 August 2010, Pages 293-311, ISSN 0169-555X, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.04.002>. (<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X10001728>)
Keywords: River; Terrace; Sedimentation; Quaternary; strath

LOŽEK V., *Příroda Ve Čtvrtohorách*. Vyd. 1. Praha: Academia, 1973 s. 372.

LOŽEK V.. *Zrcadlo minulosti: česká a slovenská krajina v kvartéru*. Dokořán, Praha, 2007, 198 s.

MÁNEK J., PROCHÁZKA F., KRATOCHVÍLOVÁ E., KOLÁŘ R.: Historický A Současný Stav Přírodovědného Výzkumu Šumavy. *Silva Gabreta*, 8, Č. 5, 2002, S. 217-232. http://www.Npsumava.Cz/Gallery/8/2515-Sg5_Maneketal.Pdf

MÁNEK J.: Vegetace A Chemismus Tekoucích Vod Horního Pootaví Jako Indikátory Antropogenního Zatížení. *Silva Gabreta*, 4, Č. 2, 1998, S. 117-140.

MIALL A. D., *The Geology Of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, And Petroleum Geology*. New York: Springer, Xvi, 2006, s.582 . ISBN 03-875-9186-9.

MENTLÍK P., JEDLIČKA K., MINÁR J., BARKA I. Geomorphological information system: physical model and options of geomorphological analysis. *Geografie*, 2006, roč. 111, č. 1, s. 15-32. ISSN: 1212-0014.

MENTLÍK, P. Tvorba geomorfologického informačního systému pro oblast Prášílského jezera. Geomorfologický sborník 1. In KIRCHNER, K., ROŠTÍNSKÝ, P. eds. Brno: Masarykova univerzita v Brně. 2002, s. 90–94

MENTLÍK, P. Mapování glaciálních forem georeliéfu v okolí Prášílského jezera na Šumavě. Geomorfologický sborník 2. ZČU v Plzni. 2003, s. 155–164

MENTLÍK, P. Geomorfologická analýza a tvorba GmIS pro okolí Prášílského jezera a jezera Laka na Šumavě (Česká republika). Disertační práce. Bratislava: Katedra fyzickej geografie a geoekológie. 2006, 252 s.

MENTLÍK P., GIS Ve Fyzické Geografii: Přednášky. Západočeská univerzita v Plzni. Pedagogická fakulta. Oddělení geovéd. 2013

MENTLÍK P., NOVOTNÁ M. . Elementary forms and "scientific reliability" as an innovative approach to geomorphological mapping. *Journal of Maps*., 2010, s. 564-583

MRÁZ B., KUKLÍK K., Šumave, nakladatel Panorame, ed. Naše vlast, 1 vyd., foto K. Kuklík, 1984, 240s.

NOTEBAERT B., VERSTRAETEN G., Sensitivity Of West And Central European River Systems To Environmental Changes During The Holocene: A Review, *Earth-Science Reviews*, Volume 103, Issues 3–4, December 2010, 2010, s. 163-182, ISSN 0012-8252, [Http://Dx.Doi.Org/10.1016/J.Earscirev.2010.09.009](http://Dx.Doi.Org/10.1016/J.Earscirev.2010.09.009).

NICHOLS G. *Sedimentology And Stratigraphy*. Malden: Blackwell Publishing, X, 1999, s.355. ISBN 0-632-03578-1

NOVOTNÁ D. *Úvod do pojmoslovi v ekologii krajiny*. Praha: MŽP+Enigma, 2001, 399 s. ISBN 80-7212-192-8. .

POKORNÝ P., A High-Resolution Record Of Late-Glacial And Early-Holocene Climatic And Environmental Change In The Czech Republic, *Quaternary International*, Volume 91, Issue 1, 2002, s. 101-122, ISSN 1040-6182, [Http://Dx.Doi.Org/10.1016/S1040-6182\(01\)00105-7](http://Dx.Doi.Org/10.1016/S1040-6182(01)00105-7). [Online]. Dostupné z: [Http://Www.Sciencedirect.Com/Science/Article/Pii/S1040618201001057](http://Www.Sciencedirect.Com/Science/Article/Pii/S1040618201001057)

POKORNÝ, P. *Neklidné časy: kapitoly ze společných dějin přírody a lidí*. Praha: Dokořán, 2011, 369 p. ISBN 80-736-3392-2.

POLÁČEK A., CERVANTES B., Institut Geologického Inženýrství, Hornicko-Geologická Fakulta, VŠB Technická Univerzita Ostrava, Tř., 2013

POWELL, D. M. *Progress in Physical Geography*., vol. 22, issue 1, s. 1-32. DOI: 10.1177/030913339802200101. ,1998
Dostupné z: <http://ppg.sagepub.com/cgi/doi/10.1177/030913339802200101>

- PYE K., BLOTT S., Particle size analysis of sediments, soils and related particulate materials for forensic purposes using laser granulometry, *Forensic Science International*, Volume 144, Issue 1, 11 Srpna 2004, Pages 19-27, ISSN 0379-0738, [Http:// Dx.Doi.Org/10.1016/J.Forsciint.2004.02.028](http://Dx.Doi.Org/10.1016/J.Forsciint.2004.02.028).
- REY J., MARTÍNEZ J., HIDALGO M.C., Investigating Fluvial Features With Electrical Resistivity Imaging And Ground-Penetrating Radar: The Guadalquivir River Terrace (Jaen, Southern Spain), *Sedimentary Geology*, Volume 295, 2013, s. 27-37, ISSN 0037-0738, [Http://Dx.Doi.Org/10.1016/J.Sedgeo.2013.07.003](http://Dx.Doi.Org/10.1016/J.Sedgeo.2013.07.003).
- ROBERTS, Neil. *The Holocene: an environmental history*. 2nd ed. Malden, MA: Blackwell Publishers, 1998. ISBN 06-311-8638-7.
- RUDA, Pavel. Šumava: Příroda, Historie, Život. Praha : Baset, Kapitola Vodstvo Na Šumavě, S. 110.) Anděra M., Zavřel P., *Šumava: Příroda, Historie, Život*. Vyd. 1. Praha: Baset, 2003, 799 S. ISBN 80-734-0021-9
- STRAHLER A.:Introducing Physical Geography. Wiley, New York, 575 S.1999 Kapitola: Landforms Made By Running Water, S. 380 – 405.
- SKUHRAVÝ, V. :Borovice Kleč, Blatka A Blatková Kleč Na Šumavě. *Ochrana Přírody*,2006, 61, Č. 6, S. 167-169.
- SÁDLO, J. Primární Bezlesí Na Šumavě. *Aktuality Šumavského Výzkumu: Srní 2.-4. Dubna. 2001*, S. 46-47. Dostupné Z:< [Http://Www.Npsumava.Cz/Storage/46_47.Pdf](http://Www.Npsumava.Cz/Storage/46_47.Pdf) >
- STANGE K. M., BALEN R., VANDENBERGHE J., PEÑA J. L., SANCHO C., External controls on Quaternary fluvial incision and terrace formation at the Segre River, Southern Pyrenees, *Tectonophysics*, Volume 602, 2013, s 316-331, ISSN 0040-1951, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.033>.
- SVOBODOVÁ H., SOUKUPOVÁ L., REILLE M., Diversified development of mountain mires, Bohemian Forest, Central Europe, in the last 13,000 years, *Quaternary International*, Volume 91, Issue 1, 2002, s 123-135, ISSN 1040-6182, [http://dx.doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00106-9](http://dx.doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00106-9).
- ŠANTRŮČKOVÁ H., VRBA J., KŘENOVÁ Z., Co Vyprávějí Šumavské Smrčiny: Průvodce Lesními Ekosystémy Šumavy. 1. Vyd. Vimperk: Správa Národního Parku A Chráněné Krajinné Oblasti Šumava, 2010, s. 153, ISBN 978-808-7257-043.
- ŠTĚRBA, Otakar. Říční Krajina A Její Ekosystémy. 1. Vyd. Olomouc, s. 2008, 391 ISBN 978-80-244-2203-9.
- ŠREINL, V., LITOHLEB, J., ŠREINOVÁ, B., ŠŤASTNÝ, M., KOLMAN, B., VELEBIL, D., DRYÁK, K.: Zlatonosná Mineralizace V Okolí Horské Kvildy Na Šumavě, Česká Republika. *Bull. Mineral.-Petrolog.*, 16,2008, Č. 2, S. 153-175.
- TÁBOŘÍK P., PÁNEK T.:Elektrická Odporová Tomografie Ve Výzkumu Horského Reliéfu - Případové Studie Z Flyšových Karpat. In: *Geografie Pro Život Ve 21. Století: Sborník Příspěvků Z XXII. Sjezdu České Geografické Společnosti*, 2010,s. 74-81.
- TOLASZ, R. A Kol.: Atlas Podnebí Česka. Český Hydrometeorologický Ústav; Olomouc: Univerzita Palackého V Olomouci, 2007, 256 S.
- VANEŠ, Sláva. *Klostermannova Šumava*. S.L.: Západočeské Nakladatelství, 1988.
- VLČEK, L., KOCUM, J., JANSKÝ, B., ŠEFRNA, L., KUČEROVÁ, A. :Retenční Potenciál A Hydrologická Bilance Horského Vrchoviště: Případová Studie Rokytecké Slatě, Povodí Horní Otavy, Jz. Česko. *Geografie*, 117,2012, Č. 4, S. 395–414.

ZELENKOVÁ,

WYRICK J.R., SENTER A. E., PASTERNAK G.B., Revealing The Natural Complexity Of Fluvial Morphology Through 2D Hydrodynamic Delineation Of River Landforms, *Geomorphology*, Volume 210, 2014, s 14-22, ISSN 0169-555X, [Http://Dx.Doi.Org/10.1016/J.Geomorph.2013.12.013](http://Dx.Doi.Org/10.1016/J.Geomorph.2013.12.013).

GEOPORTAL, [Online]. 2011 [Cit. 2014-01-05]. Dostupné Z:< <http://geoportal.gov.cz/web/guest/map>>

ZELENKOVÁ E., Monitoring Šumavských Toků. Aktuality Šumavského Výzkumu: Srní 2.-4. Dubna. 2001, S. 95-99. Dostupné Z:< Http://Www.Npsumava.Cz/Storage/95_99.Pdf>

Půdy České Republiky. 4. Vyd. Praha: Česká Geologická Služba, 2007, 67 S., [41] S. Barev. Obr. Příl. ISBN 978-80-7075-688-1.

DATABÁZE DLOUHODOBÝCH ZMĚN VYUŽITÍ PLOCH ČESKA (1845 – 2000), 2008: DATABÁZE

DLOUHODOBÝCH ZMĚN VYUŽITÍ PLOCH ČESKA (1845 – 2000). PROJECT LUCC CZECHIA. [ONLINE]. 2008[Cit. 2014-01-05]..DOSTUPNÉ Z: HTTP://LUCC.IC.CZ/LUCC_DATA/.

NÁRODNÍ PARK ŠUMAVA [ONLINE].. NETERNITY GROUP SPOL. SRO[Cit. 2014-01-05].Dostupné online: <<http://www.npsumava.cz/cz/>>

Kůrovec Na Šumavě: Kácet, Nebo Nekácet? - [Online]. 2011 [Cit. 2014-01-05]. Dostupné Z: <<Http://Www.Sumava-Kurovec.Cz/Include/Stanovisko%20CBDR%20110404.Pdf>>

ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA (ČGS). 2013. Geologická mapa České republiky 1: 50 000 *online+. Webová mapová služba. Vektorová vrstva GEO50 [Cit. 2013-03-03]. Dostupné Online.: <<http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/wms>>.

ČHMÚ. 2013. Mapa průměrného ročního úhrnu srážek v mm mezi roky 1961 až 2000 *online+. Český hydro-meteorologický ústav *cit. 28. 12. 2013+. Dostupné na WWW: <<http://old.chmi.cz/meteo/ok/nsrz6190.jpg>>.

11. Přílohy



1. Štěrkopísčité sedimenty vyšší terasy



2. Práce v terénu



3. Práce v laboratoři



4. Vzorčky pro LOI

12. Abstrakt

Tato bakalářská práce se zabývá rekonstrukcí kvartérně geomorfologických procesů, které se podílejí na vytvoření krajiny v okolí Javoří pily. Javoří Pila se nachází na Šumavě nedaleko Modravy. Cílem práce bylo sledovat změny za použití nepřímého datování.

Při rekonstrukci geomorfologického vývoje environmentálních změn byl zkoumán aluviální záznam v nivě Javořího potoka. Tyto změny byly zkoumány geomorfologickým a geofyzikálním výzkum, litologickou analýzou v říční nivě a LOI analýzou. Díky těmto metodám bylo možné určit hlavní vývojová stádia říční nivy. Elementární formy reliéfu byly vymezeny analýzou vrstevnic a DEM, ověřeny na ortofotosnímcích a terénním mapováním.

Klíčová slova: Šumava, Šumavské pláně, Javoří Pila, granulometrie, ztráta hmotnosti žiháním, elementární formy

Abstract

This bachelor thesis is concerned with the reconstruction of quaternary of geomorphological processes that contribute to the formation of a landscape in and around Javoří Pila. Javoří Pila is located in the Šumava plains in the Šumava mountains near Modrava. The aim of the work was to observed changes in the landscape using indirect dating.

The alluvial record of the floodplain of Javoří creek was explored in order to reconstruct the geomorphological development of environmental changes. These changes were observed by the geomorphological and geophysical sounding, the lithological analysis of floodplain deposits and the LOI analysis. Thanks to these methods it was possible to identify the main evolutionary stages of floodplain. The elementary forms of relief have been defined by analysis of contour lines and the DEM and by verification of orthophotomaps and terrain mapping.

Keywords: Šumava mountains, Šamava plains, Javoří Pila, granulometry, weight loss ignition, elementary forms