

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů

Katedra pedologie a ochrany půd



Specifika procesu koluviace v oblasti hnědozemí

Diplomová práce

Autor práce: Bc. Šárka Čejková

Vedoucí práce: RNDr. Tereza Zádorová, Ph.D

© 2013 ČZU v Praze

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že svou diplomovou práci "Specifika procesu koluviace v oblasti hnědozemí" jsem vypracovala samostatně pod vedením vedoucího diplomové práce a s použitím odborné literatury a dalších informačních zdrojů, které jsou citovány v práci a uvedeny v seznamu literatury na konci práce. Jako autorka uvedené diplomové práce dále prohlašuji, že jsem v souvislosti s jejím vytvořením neporušil autorská práva třetích osob.

V Praze dne 12. 4. 2013

Poděkování

Ráda bych touto cestou poděkovala vedoucí práce RNDr. Tereze Zádorové, Ph.D za konzultace a vstřícný přístup při řešení problémů s diplomovou prací. Dále děkuji za pomoc také Ing. Vítu Penížkovi, Ph.D a Ing. Ondřeji Jakšíkovi a Výzkumnému ústavu meliorací a ochrany půd za poskytnutí potřebných podkladů. Svým blízkým děkuji za poskytnutí podpory při psaní této práce i během celého studia.

Souhrn

Koluviace, jako důsledek zrychlené eroze půd, je jedním ze zásadních procesů ovlivňujících strukturu půdního krytu. Kolvizemě mohou být také zásobárnou terestrického uhlíku. Výzkum koluviace v různých typech krajiny je důležitým předpokladem pro plné pochopení tohoto procesu a také určení vazeb na různé terénní vlastnosti, které mohou být použity v rámci digitálního mapování těchto půd.

Cílem této práce je zejména posoudit proces koluviace v rámci půd vzniklých procesem ilimerizace, hnědozemí, a také posoudit erodibilitu těchto půd jako celku a vzhledem k značné heterogenitě půdního profilu posoudit náchylnost k erozi u jednotlivých horizontů. Předpokladem je, že humusový a eluviální horizont budou erozi podléhat mnohem snadněji než horizont iluviální. Dalším cílem je určit, které terénní vlastnosti by mohly být využity při digitálním mapování kolvizemí. Na zájmové lokalitě s členitým terénem byl proveden podrobný půdní průzkum, byla vytvořena pravidelná sondážní síť, čítající 66 bodů. V každém bodě sondážní sítě byla popsána stratigrafie půdního profilu a byly odebrány vzorky k laboratorní analýze, v rámci níž byl stanoven obsah humusu. Vytvořen byl také digitální model terénu zájmové lokality, ze kterého byly vypočteny jednotlivé terénní charakteristiky použité v dalších analýzách. Za účelem zjištění vztahů mezi půdními a terénními vlastnostmi byla na data aplikována korelační analýza a analýza rozptylu. Na základě statistické analýzy a posouzení prostorových závislostí jednotlivých půdních vlastností byly vytvořeny mapy sledovaných půdních vlastností.

Na základě provedených analýz bylo zjištěno, že erodibilita hnědozemí je stejně jako u jiných půd vznikajících ze spraší a příbuzných substrátů poměrně vysoká, avšak podle očekávání tvoří iluviální horizont stabilnější hranici, která je zvláště v méně erozně exponovaných oblastech schopna déle odolávat erozi. Kolvizemě na zájmové lokalitě vznikají převážnou akumulací horizontu humusového, pouze ve východní části úpadu je předpokládán vyšší přínos iluviálního sedimentu. Půdní typ kolvizem je na této lokalitě vymezen pouze v rámci úpadů, nejvyšších mocností až 80 cm dosahuje v úpadu západovýchodním. Pro digitální mapování kolvizemí se ukázaly jako nejvhodnější hydrologické indexy (zvláště topografický vlhkostní index), střední zakřivení terénu a topografický poziční index.

Klíčová slova

půdní eroze, hnědozem, mapování půd, koluviace, organický uhlík, digitální model terénu, pedometrické metody

Summary

Colluviation as a result of accelerated soil erosion is one of the key processes affecting the structure of the soil cover. Colluvial soils may also be a reservoir of terrestrial carbon. The research of colluviation in different types of land is an important prerequisite for a full understanding of this process and also the determination of links to different terrain features that can be used in the context of digital mapping of these soils.

The aim of this thesis is to examine the colluviation process of in the frame of soils resulting from the process of illimerization, haplic Luvisols, and to assess the erodibility of these soils as a whole, and when considering the heterogeneity of the soil profile, also to evaluate the susceptibility to erosion at various soil horizons. The assumption is that the humus and eluvial horizon will be the subject of erosion more easily than the eluvial horizon. The aim is also to determine the nature of the process of colluviation and colluvial soils based on the distribution of humus content within the site and to determine which field properties could be useful in the process of digital mapping of colluvial soils. Within the considered area with rugged terrain, there was a detailed soil survey conducted and a regular sounding network comprising of 66 points was created. The stratigraphy of the soil profile was described for every point of the sounding network and samples were taken for laboratory analysis, in which the content of humus was determined. There was also a digital terrain model of the considered site created, from which individual characteristics of the terrain were calculated and used in subsequent analyses. In order to determine the relationship between the soil and terrain characteristics, the correlation analysis and the analysis of variance were applied for the data. Maps of monitored soil properties were created which a rebased on the statistical analysis and the assessment of spatial dependence of soil properties.

According to the analyses it was found that the erodibility of the haplic Luvisols, as with other soils arising from loess and related substrates, is relatively high, but according to expectations, the eluvial horizon forms a stable boundary which is capable to with stand erosion longer especially in areas less exposed to erosion. Colluvial soils are created by vast accumulation of humus horizon on the considered location, only in the eastern part of the dellen, there is a higher contribution of iluvial sediment expected. The colluvial soils is defined in this area only in the frame of dellen, the supreme power reaches up to 80 cm in the west east - dellen. The hydrological index (particularly topographic wetness index), the

overall curvature and the topographic position index were proved to be the best for digital mapping of colluvial soils.

Keywords

soil erosion, haplic Luvisols, soil mapping, colluviation, organic carbon, digital terrain model, pedometrics methods

Obsah

1. Úvod.....	3
2. Cíle práce.....	4
3. Literární přehled.....	5
3.1. Půdní eroze jako hlavní proces vedoucí ke vzniku koluvizemí	5
3.1.1. Náchylnost půd k erozi.....	6
3.1.2. Erodibilita illimerizovaných půd.....	8
3.2. Proces koluviace a vznik koluviálních půd.....	9
3.2.1. Výskyt koluvizemí	11
3.2.2. Faktory vzniku koluvizemí	11
3.2.3. Stáří koluviálních sedimentů.....	12
3.3. Rozložení organického uhlíku v závislosti na morfologii terénu a erozních procesech	15
3.4. Mapování struktury půdního krytu a půdních vlastností.....	18
3.4.1. Využití terénních charakteristik při mapování půd a predikci půdních vlastností	19
3.4.2. Digitální model terénu.....	19
3.4.3. Základní a odvozené vlastnosti terénu	20
3.4.4. Zdroje dat pro model terénu.....	22
3.5. Pedometrické metody.....	24
3.5.1. Klasické metody.....	24
3.5.2. Geostatistické metody	25
3.5.3. Hybridní metody	25
4. Metodika.....	27
4.1. Výběr zájmové lokality.....	27
4.2. Charakteristika zájmové oblasti	29
4.2.1. Klimatické podmínky.....	29
4.2.2. Geomorfologické členění	30
4.2.3. Reliéf zájmové lokality	30
4.2.4. Geologické poměry	31
4.2.5. Hydrologické poměry.....	32

4.2.6.	Půdní poměry	32
4.3.	Metody	35
4.3.1.	Terénní průzkum	35
4.3.2.	Laboratorní analýza.....	36
4.3.3.	Digitální model terénu.....	36
4.3.4.	Zpracování dat v prostředí ArcGIS a SAGA GIS	37
4.3.5.	Statistické zpracování dat.....	38
5.	Výsledky.....	39
5.1.	Terénní charakteristiky zájmového pozemku	39
5.2.	Struktura půdního pokryvu	43
5.3.	Vztah půdních vlastností a terénních charakteristik.....	48
5.3.1.	Vlastnosti typické pro jednotlivé půdní typy	50
5.4.	Interpolace půdních vlastností.....	57
6.	Diskuze	67
7.	Závěr.....	72
8.	Seznam literatury.....	73
9.	Přílohy	83

1. Úvod

Eroze půdy, jako hlavní proces vedoucí ke vzniku koluvizemí, je jedním z hlavních a nejrozšířenějších procesů vedoucích k degradaci půdy. Zrychlená půdní eroze započala s rozvojem zemědělství, ale další velkou hrozbou jsou v dnešní době tolik diskutované změny klimatu. Proces koluviace se projevuje v rámci členitého reliéfu, na jeho vzniku se tedy v našich podmínkách podílí převážně eroze vodní a na zemědělsky využívaných půdách přispívá svým dílem také eroze orbou. Půdní erozi nelze chápat pouze jako proces ztráty půdy, ale také jako proces její redistribuce v krajině. Právě redistribucí materiálu z konvexních do konkávních prvků krajiny vzniká specifický půdní typ koluvizem. Tento půdní typ je poměrně nově zavedený a nepříliš prozkoumaný. Vyznačuje se mocným akumulovaným horizontem, přičemž se ale nemusí jednat jen o akumulaci svrchního humusového horizontu, ale humózní materiál může být pohřben pod minerálním sedimentem. Koluvizemě jsou také zkoumány z hlediska zásobárny terestrického uhlíku. Zatím jsou v posouzení procesu eroze a depozice organického uhlíku velké mezery. Názory se různí především v tom, jestli eroze, respektive uložení uhlíku v koluviálních půdách, přispívá k zachování organického uhlíku, nebo naopak dochází k zrychlené mineralizaci uhlíku a emisím CO₂ do ovzduší v průběhu jeho transportu do konečného úložiště.

Koluvizemě nebyly dosud komplexně zmapovány. Klasické terénní mapování je časově a finančně náročné, právě z tohoto důvodu je tu snaha o posouzení, jaké vlastnosti terénu mají na výskyt těchto půd největší vliv. Na základě toho by mohly být koluvizemě mapovány s využitím podrobných informací o zemském povrchu. Problémem je hlavně určení hranice mezi koluviálními půdami a akumulovanými formami přilehlých půd.

Tato práce se zabývá posouzením koluviačního procesu v oblasti, kde se nacházejí půdy vzniklé procesem ilimerizace, hnědozemě. Bylo posuzováno, jak bude v těchto půdách působit eroze, jaký charakter bude mít vzniklý koluviát a jaké terénní charakteristiky by mohli být vhodné pro digitální mapování koluviace v těchto půdách. Za tímto účelem byla v každém bodě sondážní síť určena stratigrafie půdního profilu a obsah humusu. Dále byly také určeny vztahy mezi půdními vlastnostmi a jednotlivými primárními i odvozenými charakteristikami terénu.

2. Cíle práce

Cílem této práce je posouzení procesu koluviace v areálu hnědozemí. Konkrétní cíle byly:

- posoudit rozložení obsahu humusu na lokalitě
- určit charakter koluviace a koluviálních půd
- určit terénní vlastnosti vhodné pro mapování koluvizemí v oblasti hnědozemí
- vymapovat půdní typ koluvizem na zájmovém pozemku

Hypotéza

Předpokladem bylo, že erodibilita hnědozemí bude poměrně vysoká, ale vzhledem ke značné heterogenitě půdního profilu bude u jednotlivých horizontů odlišná, tedy že iluviální horizont bude v těchto půdách tvořit stabilnější hranici. Dále byly předpokládány výskyt koluvizemí v konkávních partiích terénu a jejich vazba na některé terénní charakteristiky, zejména zakřivení terénu a hydrologické indexy.

3. Literární přehled

V první části přehledu literatury se budu zabývat půdní erozí, protože je hlavním procesem vedoucím ke koluviaci a vzniku koluviálních půd. Předmětem zájmu bude i náchylnost illimerizovaných půd k erozním procesům. V dalších kapitolách se budu věnovat koluviačnímu procesu jako takovému, možnostem vzniku koluvizemí a výzkumům prováděným v těchto hlubokohumózních půdách. V poslední části literární rešerše rozeberu distribuci organického uhlíku a závislost koluviálních půd na morfologických vlastnostech a s tím související využití terénních charakteristik při mapování půd. Okrajově se budu také zabývat mapováním půd a pedometrickými metodami.

3.1. Půdní eroze jako hlavní proces vedoucí ke vzniku koluvizemí

Eroze půdy je považována za jeden z hlavních procesů degradace půdy. Je nejrozšířenější příčinou degradace půdy ve světě, až 80 % degradovaných půd je ovlivněno právě erozí (Oldeman, 1994). Eroze snižuje kvalitu půdy v mnoha ohledech. Ovlivňuje míru infiltrace vody do půdy, množství živin, obsah organické hmoty, půdních organismů a hloubku půdy (Stone et al., 1985; Verity a Anderson, 1990). Způsobuje významné ekologické poškození půdní biodiverzity a ovlivňuje také podmínky pro růst vegetace (Lal, 1991).

Je možné předpokládat, že v dnešní době diskutované globální změny klimatu mohou vést ke zvýraznění procesů eroze a jejího rozsahu, a to zejména v souvislosti s množstvím a intenzitou srážek a větru, či nepřímo vlivem změn ve vegetačním krytu a v půdních biologických procesech (Valentin, 1998).

Z hlediska hlavního erozního činitele dělíme erozi půdy na větrnou a vodní, dále pak sněhovou a biologickou. Stále častěji je uvažována také eroze orbou (tzv. tillage erosion) (Van Oost et al., 2003). Jednotlivé typy půdní eroze zanechávají v krajině svůj charakteristický otisk, každá z typů eroze přispívá svým dílem k celkovému objemu půdní eroze v rámci jednotlivých pozemků (Van Oost et al., 2000). Různé typy eroze mohou působit s různou intenzitou v jednotlivých částech pozemků. Například eroze orbou má za následek odnos materiálu především z vrcholových partií svahu a horní části úbočí (Lobb et al., 1999). Při pohybu materiálu zapříčiněného vodní erozí vzrůstá objem odneseného materiálu se vzrůstajícím sklonem a délkou svahu. Objem odneseného materiálu bývá nejvyšší zejména ve střední a dolní části svahu. Oba typy procesů vedou k akumulaci materiálu v konkávních

částech reliéfu a tím ke vzniku koluviálních půd. Eroze orbou a vodní eroze tak spolupůsobí při procesu komplexní redistribuce půdy a půdních složek v krajině (Li et al., 2007).

V našich podmínkách působí nejzávažněji eroze vodní, významná je ovšem v některých oblastech i větrná eroze. V České Republice je vodní erozí silně až středně silně ohroženo více než 35% půd, a to zejména v zemědělsky intenzivně využívaných oblastech s členitým reliéfem a převládající prachovou či jemně písčitou zrnitostní frakcí. Větrná eroze silně až středně silně ohrožuje cca 11% našich půd, zejména v sušších oblastech s nedostatečným vegetačním krytem (VÚMOP, 2011; Kozák a kol., 2009). Míra erozního ohrožení závisí na klimatických podmínkách, charakteru reliéfu, vlastnostech půdy a typu vegetačního krytu (na zemědělských pozemcích potom na osevních postupech). Orebný systém, používání hnojiv, střídání plodin a další agrotechnická opatření ovlivňují v zásadě všechny chemické, fyzikální a hydraulické vlastnosti půdy (Kodešová et al., 2011). Eroze půdy, a to zejména na zemědělských pozemcích, byla v posledních 70 letech výrazně umocněna nevhodným hospodařením (včetně pěstování nevhodných plodin na pozemcích s velkým sklonem) a vytvářením velkých pozemků orné půdy bez prvků protierozní ochrany. V dnešní době se na postižené pozemky v rámci pozemkových úprav aplikují protierozní opatření. (Kozák a kol., 2009).

3.1.1. Náchylnost půd k erozi

Erodibilita půd zapříčiněná působením vody je chápána jako snadnost, s jakou se půdní částice oddělí během srážkových událostí a působení povrchového odtoku vody (Renard et al., 1997). Náchylnost k erozi, neboli půdní erodibilita, závisí na řadě půdních vlastností. K hodnocení erodibility půd je široce používána univerzální rovnice ztráty půdy (USLE) (Wischmeier a Smith, 1978) a její revidované verze (Renard et al, 1991; Sadeghi et al, 2004). Hlavní faktory erodibility půd (tzv. K faktor), uvažovaného pro výpočet v univerzální rovnici ztráty půd, jsou zrnitost (procento písku, prachu, velmi jemného písku + prachu, a jílu), procento organické hmoty, struktura půdy a třída propustnosti půdy (Wischmeier a Mannering, 1969; Wischmeier et al, 1971; Wischmeier a Smith, 1978).

Půdy s vysokým obsahem prachu a velmi jemného písku mívají erodibilitu vysokou. Je to dáno jejich relativně nižší soudržností (oproti půdám s vyšším obsahem jílu) (Aba Idah et al 2008). Erodibilita je nízká v půdách bohatých na jíl. Jílové částice působí v půdě tmelícím účinkem a zvyšují její přilnavost a soudržnost; tím také snáze odolávají erozi (ÓGeen et al.

2006). Dalším výrazným ukazatelem erodibility je půdní struktura, zejména její stabilita a druh.

Bajracharya et al. (1992) zjistili, že půdní erodibilita je negativně ovlivněna zvýšeným obsahem půdních makroagregátů a půdního organického uhlíku (soil organic carbon, SOC). Stabilita půdní struktury je dána hlavně stabilitou půdních agregátů. Tato stabilita je důležitým faktorem určujícím erodibilitu půd (Bryan, 1968). Stabilní agregáty jsou méně náchylné k rozpadu způsobeném dopadem dešťových kapek a pozemním průtokem, a také podporují infiltraci vody do půdy (Martinez-Mena et al., 1998). Půdní agregáty jsou tvořeny různě velkými částicemi (frakcemi). Studie Rieu a Sposito (1991) potvrdila, že vyšší zastoupení větších velikostních frakcí bylo spojeno s nižší stabilitou agregátů.

Půdní organický uhlík přispívá k vyšší stabilitě půdní struktury, půdních agregátů, a tím ke snížení náchylnosti půdy k erozi. V případě rozpadu půdních agregátů, je SOC velmi náchylný k odnosu (Lal, 2003), a to vzhledem k selektivnosti erozního procesu, který zahrnuje přednostní odstranění lehkých (např. nízká hustota) a jemných (např. malé velikosti zrn jílu) frakcí (Bajracharya et al., 2000).

Mnozí autoři v posledních letech používají faktor erodibility půd K jako indikátor půdní eroze (Barthes et al., 1999; Parysow et al., 2003), a to právě proto, že je to míra náchylnosti půdy k erozi.

Obecně platí, že čím je silnější a vzácnější výskyt srážkových událostí, tím větší je poškození půdy erozí v oblastech s vysokou erozní náchylností. Toto riziko je důležité s ohledem na to, že modely změn klimatu předpovídají globální zvýšení četnosti a závažnosti extrémních dešťových událostí (Svoray and Ben-Said, 2009). Z tohoto důvodu je hodnocení, měření a předpovídání erodibility orných půd důležité pro zachování dlouhodobé zemědělské produktivity a udržitelnosti životního prostředí (Pimentel et al, 1995; Svoray a Ben-Said, 2009). Prevence půdní eroze má prvořadý význam v řízení a zachování přírodních zdrojů (Sadeghi et al., 2007).

K větrné erozi půd dochází, když síla větru překoná schopnost stabilizujících faktorů bránit odnosu půdy. Mezi faktory, které stabilizují půdní povrch, patří rostlinný pokryv (živý i odumřelý), povrch půdy zakrytý skeletem, některé půdní vlastnosti (jako např.: vysoký obsah soli nebo uhličitanu vápenatého, vysoký obsah jílu a stabilních půdních agregátů), či tvorba krust (Gillette et al., 1980).

3.1.2. Erodibilita illimerizovaných půd

Hnědozemě a luvizemě, jako půdy vznikající na spraších a příbuzných substrátech, mají specifický charakter. Na jedné straně mají příznivé vlastnosti pro pěstování rostlin, proto jsou většinou využívány jako orná půda. Na straně druhé jsou významně náchylné k degradaci, která je způsobená zejména působením erozních procesů (Klimowicz et al., 2006).

Potenciální erodibilita hnědozemí je poměrně vysoká, způsobují to jednak zrnitost těchto půd, jednak jejich specifický profil. Luvisoly jsou půdy vzniklé převážně z hlinitých substrátů, obsahují tedy výrazný podíl prachu. Profil těchto půd je ovšem z hlediska zrnitostního složení značně heterogenní.

Hnědozemě jsou půdy vzniklé procesem ilimerizace, dochází u nich tedy k přesunu jílových částic prosakující vodou z horní části do střední části profilu. Němeček a kol. (2011) definuje hnědozemě jako půdy s profilem diferencovaným na mírně vysvětlený eluviální horizont Ev přecházející do horizontu iluviace jílu Bt s polyedrickou až prizmatickou strukturou. Texturní diferenciaci přesahuje hodnotu 1,3.

Vzhledem k těmto odlišným vlastnostem jsou jednotlivé horizonty hnědozemí různě náchylné k erozi. Humózní horizont (většinou s přioraným horizontem eluviálním) je ochuzen o jílové částice, podíl prachu je naopak výrazný. Obsah humusu bývá u těchto půd střední, stabilita struktury kolísá právě v závislosti na obsahu humusu a jílu.

Obecně lze říci, že ornice se u těchto půd často vyznačuje silnou erodibilitou. Naopak vnitřní horizont Bt má takovou skladbu vlastností, která náchylnost k erozi snižuje. Zvýšený podíl jílu sám o sobě zvyšuje soudržnost horizontu, navíc je jeho vznik spojen s vytvářením stabilní polyedrické či prizmatické struktury (Wischmeier a Mannering, 1969). Je tedy možné předpokládat, že v hnědozemních a luvizemních oblastech bude docházet k poměrně rychlému smyvu humusového a eluviálního horizontu, naopak horizont luvický bude tvořit stabilní hranici, která bude erozi odolávat o poznání delší dobu a bude se tedy na exponovaných místech dostávat postupně na povrch, tedy do ornice.

3.2. Proces koluviace a vznik koluviálních půd

Půdní typ koluvizem je poměrně nově zavedeným typem půdy, který se objevuje jako samostatná jednotka pouze v některých taxonomických systémech. Koluvizem (koluviální půda) je půda vznikající postupnou akumulací humózního materiálu, který je přemístěn z částí pozemků vystavených erozi. Výskyt koluviace je silně závislý na charakteru reliéfu – téměř výhradně se nachází v místech poklesu unášecí schopnosti vody proudící po svahu, tedy v konkávních prvcích svahu (těmi rozumíme i mikroreliéfní deprese, boční údolí a úpady) a za terénními překážkami přirozeného i antropogenního charakteru (Zádorová, 2009).

Proces eroze půdy je dnes poměrně dobře chápán. Méně známé jsou ale souvislosti mezi tímto procesem a vznikem sedimentů. O tvorbě sedimentů a následném vývoji po uložení sedimentu v dlouhodobém horizontu století až tisíciletí toho víme velmi málo. Například je stále nejasné, zda je průběh dlouhodobé půdní eroze výsledkem využití půdy jako takové, za předpokladu, že během všech zemědělských období došlo k erozivním srážkovým událostem, nebo zda je změna klimatu hlavním faktorem půdní eroze (Lang, 2003). Na základě výsledků výzkumu Langa (2003) ve sprašové oblasti jižního Německa se dá předpokládat, že je koluviace vyvolána především intenzitou využívání půdy. Klimatické výkyvy jsou pouze druhořadé. Při dostatečně erozivních srážkových událostech docházelo ke vzniku koluviálních usazenin, vždy ale jen během zemědělského využívání půdy. Limitujícím faktorem pro vznik koluviace je odolnost krajiny proti erozi, a tato odolnost je právě z části výsledkem hospodaření s půdou.

V taxonomickém klasifikačním systému půd ČR (Němeček a kol., 2011) jsou koluvizemě definovány jako půdy se stratigrafií Ap – Az -, vznikající akumulací erozních sedimentů ve spodních částech svahu, v konkávních prvcích svahu a terénních průlezech. Akumulovaný horizont je značen Azx (humózní antropický horizont vzniklý navrstvením materiálu humózních horizontů) a jeho minimální mocnost nutná pro identifikaci koluvizemě je 0,5 m. V jednotlivých klasifikacích není postižen případ, kdy je profil postupně zanášen látkami minerálního charakteru, ke kterému ve skutečnosti na mnoha místech dochází. Dle českého taxonomického systému by se tento vrstvený, minerální horizont zřejmě označil jako Bz či Cz či M (jako půdní sediment) (Němeček a kol., 2011; Zádorová, 2009).

Koluvizem je půdním typem poměrně morfologicky nevýrazným. Tato půda je charakteristická přítomností akumulovaného humózního horizontu o určité mocnosti, který se nachází pod orníci. Ne vždy je přesně rozlišena hranice mezi koluvizemí a akumulovanými

fázemi jiných půdních typů, protože mocnost akumulovaného horizontu je podmínkou spíše formálního rázu. Diagnostickým znakem koluvizemí může být zvrstvení profilu, ke kterému dochází při postupné akumulaci rozdílného typu materiálu (například střídání humózního a minerálního materiálu při současné plošné a rýhové erozi) (Zádorová, 2009).

Zvrstvení profilu je často závislé na intenzitě a množství srážek, které vedly k transportu materiálu. Koluvizemě mohou vznikat postupným usazováním materiálu, kdy jsou tvořeny spíše tenké vrstvy sedimentu, nebo také občasným ukládáním relativně mocných vrstev při extrémních srážkových událostech. V průběhu dalších období, převážně vlivem bioturbace a orby, dochází k promíchání půdního materiálu a vzniká tak spíše profil homogenizovaný (Leopold a Volkel, 2002).

Ke vzniku koluviálních půd a sedimentů vedla dlouhá historie lidského vlivu, zejména pak zásahy vedoucí ke zvýšení intenzity eroze. Leopold (2003) koluviální sedimenty definuje jako sedimenty uložené v důsledku antropogenně vyvolané eroze půd, způsobené orbou, spásáním či těžbou.

V řadě studií jsou ovšem koluviální sedimenty chápány poněkud širěji, jako svahové sedimenty tvořené řadou různých procesů, a to ne nutně antropogenního původu (Růžičková a Růžička, 2001). Často bývají také označovány jako gravitační sedimenty (sem ovšem bývají řazeny i usazeniny vzniklé přirozeným procesem, například soliflukcí (Starkel, 1987; Leopold a Volkel, 2007). Proto je nutné rozlišovat, zda se jedná o chápání koluviace spíše z hlediska pedologického (antropogenní vliv) či geomorfologického a geologického (přirozený i antropogenní vznik).

3.2.1. Výskyt koluvizemí

Koluvizemě jsou vázány na specifická místa v terénu. Převážně charakter reliéfu určuje jejich polohu. Koluvizemě se tvoří tam, kde klesá unášecí schopnost vody.

Nejčastěji se vyskytují v terénních depresích (Zádorová, 2009) :

- V konkávních prvcích svahů - boční úpady a suchá údolí
- Při úpatí svahů
- V místech prudkého poklesu sklonu svahu
- Za terénními překážkami přírodními, či vytvořenými člověkem
- V údolních nivách

3.2.2. Faktory vzniku koluvizemí

Podle Leopolda a Volkela (2007) se koluvizem vytváří třemi způsoby:

- Přesuny půdy způsobenými pozemním odtokem při vysokých srážkách, když je překročena infiltrační kapacita půd;
- Pohyby půdy, které vznikají v důsledku narušení půdního povrchu dopadem dešťových kapek a také deformací mrazem;
- Transportem půdy jako přímým důsledkem orby (Kwaad a Mucher, 1979; Imeson et al, 1980).

Fyzicko - geografické faktory

Koluvizem vzniká erozními procesy a proces eroze je úzce spjat s tvarem reliéfu. Z tohoto důvodu můžeme proces koluviace nalézt hlavně ve členitém terénu, kde se materiál ukládá převážně při úpatí svahu a v terénních depresích. Zásadní není v tomto případě pouze sklon svahu, ale i další morfometrické vlastnosti, zejména zakřivení terénu a další odvozené charakteristiky (Florinsky, 2002; Zádorová et al., 2011). Po naplnění koluviálního rezervoáru mohou být sedimenty transportovány až do údolní nivy, kde vznikají polygenetické půdy, které jsou tvořeny koluviálním a zároveň fluviálním materiálem (Lang, 2003). Dále mají na vznik eroze vliv také klimatické faktory, zvláště extrémní srážkové události. K erozi dochází

rozrušením půdního povrchu při dopadu kapek a také při nasycení půdy, když je vyčerpána její infiltrační kapacita a dochází k povrchovému odtoku vody. Povrchovým ronem jsou unášeny hlavně jemnější a lehčí materiály, tedy i organické látky. Tímto způsobem vznikají koluvizemě s mocným humózním horizontem. V případě eroze rýhové je odnášen materiál nejen ze svrchního humusového horizontu, ale dochází i k odnosu částic minerálních z větších hloubek půdního profilu. Půdní sedimenty tak mají charakter smíšeného materiálu. V případě odnosu minerálního podílu dochází k pohřbení úrodných humusových horizontů pod nehumózní materiál a tím dochází ke snížení úrodnosti (Zádorová et al., 2008).

Vliv substrátu a půdních vlastností na půdní erodibilitu byl podrobněji popsán v kapitole 3. 1. 1. Vyšší erodibilita pochopitelně přispívá k rychlejšímu odnosu půdního materiálu a tím i intenzivnější koluviaci. Zásadními vlastnostmi pro vznik koluvizemí jsou textura, stabilita struktury a obsah organické hmoty. Tyto vlastnosti neovlivňují pouze intenzitu koluviace, ale i výslednou podobu koluviálního profilu (Zádorová et al., 2008).

Antropogenní faktory

Proces koluviace je hluboce spjat s lidskou činností. Počátky antropogenní koluviace půd lze hledat již v době neolitu (Zádorová, 2009), kdy v důsledku rozvoje zemědělství docházelo k odlesňování, a tím k rozvoji eroze. Hlavně tzv. žďárové zemědělství mělo za následek odlesňování rozsáhlých ploch.

V zemědělství je problémem hlavně intenzivní orba, nevhodné oseední postupy (ponechání půdy bez rostlinného pokryvu), vyčerpání půd (malý obsah SOC), zvětšování pozemků a absence protierozních opatření na zemědělských půdách (Zádorová, 2009).

3.2.3. Stáří koluviálních sedimentů

Určení stáří koluviálních sedimentů nám umožňuje poznání o vývoji určité krajiny. Správné a přesné nástroje vycházející z chronologie jsou nezbytné pro pochopení geomorfologických procesů a také procesů transportu sedimentů. Sedimenty obsahují velké množství informací o změně podmínek životního prostředí, ale tyto změny nemůžeme správně interpretovat bez spolehlivé chronologie. Stáří koluviálních sedimentů se může pohybovat od několika tisíců let v případě raných neolitických sedimentů po několik let u recentních usazenin. Stáří a stratigrafie jednotlivých poloh koluviálních sedimentů vypovídají o řadě procesů probíhajících v krajině, zejména o intenzitě a způsobu zemědělského využívání či o

klimatických oscilacích. Přesná datace humózních koluviálních sedimentů je značně problematická, protože se jedná o oživený půdní materiál, ve kterém může probíhat intenzivní bioturbace a další chemické a fyzikální procesy (Poreba et al., 2011).

V současnosti se pro datování koluvií užívá několik metod, z nichž datování radiokarbonové a luminiscenční lze využít zejména v případě starých sedimentů, naopak pro mladší a recentní sedimenty je přesnější datování pomocí izotopů olova, cesia či nepřímé datování geochemickými metodami. Stáří sedimentů se určuje též na základě archeologických nálezů. (Madsen a Murray, 2009; Poreba et al., 2011; Zglobicky a Rodzik, 2007; Zádorová et al., 2013).

Radiokarbonové datování

Uhlík má tři přírodní izotopy: ^{12}C a ^{13}C , (s podílem cca $\sim 98,9\%$ resp. $\sim 1,1\%$) a ^{14}C neboli také radiokarbon, který se vyskytuje pouze v nepatrném množství ($\sim 1,2 \times 10^{-10}\%$ v troposféře) (Olsson, 1968). Izotopy ^{12}C a ^{13}C jsou stabilní, zatímco ^{14}C je radioaktivní s poločasem rozpadu 5730 let (Godwin, 1962).

Radiokarbon vzniká nepřetržitě v atmosféře reakcí kosmického záření s atmosférickým ^{14}N . Asi 55% ^{14}C je tvořeno v dolní stratosféře a 45% v horní troposféře (Gäggeler, 1995). Po svém vzniku ^{14}C oxiduje na $^{14}\text{CO}_2$, který se rychle rozptýlí v atmosféře. Tím je ^{14}C převeden do biosféry, oceánů a také do živých organismů. Koncentrace ^{14}C v živých organismech je srovnatelná s koncentrací ^{14}C v atmosféře, to je zajištěno neustálým doplňováním ^{14}C do organismů. Když organismus odumře, ^{14}C přestane být doplňováno a jeho koncentrace v organismu začíná klesat v důsledku radioaktivního rozpadu na míru danou radiokarbonovým poločasem rozpadu. Tato míra je nezávislá na jiných fyzikálních a environmentálních faktorech. Měří se poměr ^{12}C , ^{13}C a ^{14}C . Radioaktivní a kalendářní věk nejsou vždy totožné, a to z důvodu, že koncentrace ^{14}C nebyla v atmosféře vždy konstantní. K přesnému stanovení slouží kalibrační křivka, která popisuje koncentraci ^{14}C v minulosti (Reimer et al., 2004). Radiokarbonovou metodou může být určeno stáří přibližně do 50 000 let (Hua, 2009).

Opticky stimulovaná luminescence

Opticky stimulovaná luminescence (OSL) je novější metodou pro výzkum sedimentů a v současné době zřejmě nejpoužívanější. Podle některých výzkumů je také přesnější (Song et al., 2012). OSL využívá schopnosti některých přírodních krystalických materiálů jako například křemene a živce ukládat po dlouhou dobu energii. Elektrony jsou vlivem ionizujícího záření, vyzařovaného rozpadem radionuklidů přítomných v daném ložisku, uvolněny ze struktury minerálu a ukládají se v krystalické mřížce (v tzv. pastích), po tepelné nebo světelné stimulaci se elektrony vrací do základního stavu a uvolňuje se energie, zejména ve formě tepla, ale uvolní se i malé množství fotonů. Na základě měření uvolněných fotonů se určuje stáří sedimentů (Madsen a Murray, 2009).

Datování pomocí ^{210}Pb a ^{137}Cs

Datování pomocí ^{210}Pb a ^{137}Cs je omezeno na sedimenty, které jsou mladší než přibližně 120 let (^{210}Pb) a 50 let (^{137}Cs). Datování je omezeno na jemnozrnné sedimenty z důvodu nedostatečné koncentrace radionuklidů v písčitéch sedimentech. Použití tohoto datování pro mladé sedimenty může být přesnější než radiokarbonové a OSL datování. Radiokarbonové datování může být nepřesné v několika posledních staletích (Stuiver et al., 1998), a OSL datování je obvykle považováno za neúčinné pro datování mladých sedimentů, a to z důvodu neúplného vynulování signálu před začátkem nebo během depozice a také protože je luminiscenční signál slabý (Madsen et al., 2005).

To, jaká metoda je vhodnější pro výzkum na dané lokalitě, závisí na velkém množství faktorů, například na odhadovaném věku sedimentů a na konkrétních vlastnostech těchto sedimentů. Radiokarbonovou metodou změříme pouze celkové stáří sedimentů, nezohlední se redepozice těchto sedimentů. V případě OSL změříme poslední kontakt částice se slunečním zářením, tedy kdy proběhla poslední redepozice (Lang a Honscheidt, 1999). V některých výzkumech se tyto metody kombinují (Song et al., 2012). V případě zjišťování stáří velmi mladých sedimentů je možné kombinovat OSL a ^{137}Cs datování (Poreba et al., 2011). V poslední době se rozšířilo datování nejmladších sedimentů pomocí obsahu specifických stabilních látek spojených s intenzivním zemědělstvím či průmyslovou výrobou (Clemens a Stahr, 1994; Zglobicki a Rodzik, 2007; Zádorová et al., 2013). Mezi tyto látky patří zejména rizikové prvky (Pb, Cd a další těžké kovy), organické polutanty (např. DDT) či živiny (P, K). Zvýšený obsah těchto látek v sedimentu umožňuje jeho zařazení do období počátku využívání těchto látek (intenzivní hnojení, znečištění z dopravy atd.).

Obecně lze říci, že zásadním problémem při dataci koluviálních sedimentů je fakt, že v nich, na rozdíl od ostatních, převážně minerálních uloženin, probíhá dále půdotvorný proces. Jsou tedy objektem různě intenzivního přesouvání materiálu v rámci pedoturbace, promývání profilu a dalších procesů, které mohou negativně ovlivnit přesnost všech metod určujících jejich stáří.

3.3. Rozložení organického uhlíku v závislosti na morfologii terénu a erozních procesech

Půdy jsou největší zásobárnou terestrického uhlíku (Amundson, 2001). Celková zásoba uhlíku v ekosystémech je velká a v dynamické rovnováze s prostředím. Zásobu uhlíku v půdě významně ovlivňuje klima, terén a využívání půdy (Post et al., 1996). V půdách ve světových agroekosystémech je vyčerpána zásoba půdního organického uhlíku z 25 - 75 % v závislosti na klimatu a historii využívání (Lal, 2011). Množství organického uhlíku v půdě je v rovnováze mezi vstupy uhlíku do půdy a ztráty z ní. Organický uhlík vstupuje do půdy především přidáním odumřelého rostlinného materiálu, ale také exudáty kořenů rostlin, těly uhynulých zvířat, přídavkem chlévského hnoje apod. Organický uhlík se z půdy ztrácí především prostřednictvím mineralizace půdní organické hmoty na CO₂ a k menším ztrátám může dojít také vyluhováním rozpustného organického uhlíku. Kromě vstupu uhlíku do půdy a jeho výstupu dochází také k jeho redistribuci, a to větrnou a vodní erozí a zpracováním půdy. Tyto procesy mohou přemísťovat značné množství půdního uhlíku, a to jak na krátké (např.: dolů ze svahu, napříč poli apod.), tak na dlouhé vzdálenosti. Závisí to hlavně na typu půdy, na reliéfu, klimatických faktorech a také na způsobu hospodaření na dané lokalitě (Gregorich et al., 1998).

Půdní organická hmota se skládá z nejrůznějších organických sloučenin. Pro účely modelování je obvykle řazena do tří skupin na základě míry mineralizace a poločasu rozkladu (Parton et al, 1987). Labilní neboli snadno mineralizovatelné sloučeniny spolu s mikrobiální a houbovou biomasou obvykle tvoří asi 5 - 15 %. Tato zásoba se mění v rámci měsíců až let a nejvíce se k ní přihlíží při modelování eroze. Pomalá zásoba s poločasem rozkladu několika desetiletí tvoří 20 - 40 %. Stabilní zásoba (vysokomolekulární humusové látky) má poločas rozkladu v rámci stovek až tisíců let a ve většině půd zahrnuje zbývajících 60 - 70 % (Rice, 2002).

Půda je zásobárnou SOC, ale také tam dochází k jeho degradaci. K degradaci může docházet za různých okolností, například při zpracování půdy a erozních procesech. Degradace půdního organického uhlíku je spojena především s jeho mineralizací, tedy jevem dnes často spojovaným s globální změnou klimatu (Lal, 1995; Rice, 2002). Mineralizace organické hmoty je zvyšována provzdušňováním profilu při orbě. Nepřímo je ovšem spojena i s procesem půdní eroze. Polyakov a Lal (2004) uvádí tři způsoby ztráty SOC spojené s erozí: mineralizace v důsledku rozpadu agregátů během narušení půdy srážkovými kapkami a následném odnosu (pravděpodobně u méně stabilních), transformace SOC do stabilnějších forem a přemístění do vodotečí.

Eroze dále způsobuje snížení produktivity půdy. Produktivita je negativně ovlivněna snížením hloubky půdy, vododržné kapacity kořenové zóny, ztrátou rostlinných živin, degradací půdní struktury a zvýšením variability půdních vlastností (National Soil Erosion-Soil Productivity Research Planning Committee, 1981). V důsledku poklesu produktivity se do půdy vrací méně organického uhlíku a v důsledku eroze je organická hmota z jednoho místa odstraněna a uložena na jiném místě. Erozní procesy mají tendenci redistribuovat nejprve částice nejmenší a s nejmenší hustotou. Organický uhlík je v půdě s dobře vyvinutou a stabilní strukturou vázán v půdních agregátech. Avšak při erozních procesech může dojít k narušení, až k úplnému rozpadu agregátů a organický uhlík je uvolněn a odnášen. V důsledku vodní eroze dochází k transportu povrchových částic dolů svahem a k jejich ukládání tam, kde se snižuje sklon svahu. Větrná eroze odstraňuje částice z povrchu půdy z exponovaných oblastí a ukládá je v chráněných oblastech, bez ohledu na jejich předchozí polohu (Woods a Schuman, 1988).

Sedimenty vzniklé větrnou nebo vodní erozí mohou být ve srovnání s původní půdou buď obohacené nebo ochuzené o organický uhlík (Avnimelech a McHenry, 1984). Při porovnávání sedimentů a původní půdy, ze které tyto sedimenty vznikly, se počítá tzv. poměr obohacení SOC: je to poměr mezi koncentrací SOC v sedimentu k té v neporušené původní půdě. Tento poměr je větší u více strukturovaných půd s vyšší koncentrací jílu než u méně strukturovaných a lehčích půd (Palis et al., 1997).

Zatím je stále nejasné, jak významná je mineralizace uhlíku při redistribuci. Je možné, že rychlost mineralizace stoupá s rostoucí vzdáleností transportu sedimentu, ale jaké množství CO₂ se uvolní do ovzduší během transportu je zatím do značné míry neznámé (Jacinthe et al., 2001). Polyakov a Lal (2004) tvrdí, že únik CO₂ z narušených agregátů je úměrný době, kdy se tyto agregáty pohybují v krajině před trvalým uložením nebo splachem do vodního

systemu. Avnimelech a McHenry (1984) prokázali snížení koncentrace SOC v sedimentech, kdy v jejich původních půdách byla jeho koncentrace vysoká. To by mohlo znamenat, že se značná část organiky v průběhu transportu mineralizuje (Jacinthe a Lal, 2001).

S těmito otázkami souvisí i problematika koluviálních půd jako potenciální zásobárny organického uhlíku. V zásadě existují dva protichůdné názory. Někteří vědci tvrdí, že eroze přispívá k zachování a uložení uhlíku, uhlík se ukládá v sedimentech (koluviích) a koluvizemě jsou pak jeho zásobárnou (Van Oost et al., 2004; Renwick et al., 2004, Smith et al., 2001). Ale na druhé straně je tu také velmi diskutované téma globální klimatické změny a názory, že při uvolnění a transportu půdního organického uhlíku do místa úložiště dochází k jeho zrychlené mineralizaci a emisím CO₂ do ovzduší (Lal et al., 2004; Lal, 2011, Lal, 1995).

Pro objektivní posouzení je zapotřebí dalšího výzkumu. Prozatím existují významné mezery v poznání procesu eroze a depozice SOC (Yadav a Malanson, 2009). Problémem je také zjistit odkud transportovaný uhlík pochází, proto je těžké posoudit, kolik uhlíku se z původního místa do úložiště dostalo.

V půdách v rámci svahové katény je redistribuce uhlíku ovlivněna především pohybem vody po svahu. To ale do značné míry ovlivňuje také vegetační pokryv, který brání odnosu materiálu v případě pohybu vody po svahu (Ellis, 1932; Jenny, 1980). Organický uhlík je jako malá částice s nízkou hustotou velmi náchylný k odnosu. Pohybuje se z konvexních částí svahu (jak napříč svahem tak dolů ze svahu) do konkávních částí krajiny (Gregorich et al., 1998), kde dochází k jeho ukládání. V místech úpatí svahu je koncentrace SOC zvýšená (Bergstrom et al., 2001).

3.4. Mapování struktury půdního krytu a půdních vlastností

Poznání charakteru půd a jejich vlastností vyžaduje odborný průzkum a mapování půd. Jejich účelem je zjistit rozdílné typy půd a jejich půdní vlastnosti na určité územní jednotce a na základě těchto vlastností vytvořit kartografické znázornění plošného rozšíření různých půdních jednotek (Kozák, 2009).

Mimo tradičního mapování půd, které je velmi technicky, finančně i časově náročné, se v pedologii postupně vyvinulo digitální mapování půd. Digitální mapování půd je kvantitativní tvorbou prostorových informací o půdě, nebo se také za digitální mapování půd dá považovat tvorba geografických půdních databází (EUSIS, v2.0, SOTER aj.) vytvářených s pomocí polních a laboratorních měření, které jsou spojené s údaji o prostředí, a to prostřednictvím kvantitativních vztahů. Digitální mapování půd je prediktivní metodou, odhaduje půdní vlastnosti nebo výskyt půdních jednotek na místech, kde nejsou tyto charakteristiky známy a to právě s použitím kvantitativních modelů, ve kterých se uplatňují data z půdních průzkumů a dále taky charakteristiky přírodních podmínek ovlivňujících půdu (tzv. pomocné nebo doplňkové charakteristiky) (Borůvka, 2009).

Nelze vytvářet přesné digitální mapy, pokud nemáme přesné vstupní údaje s dostatečnou hustotou. V dnešní době už ale nemusíme získávat vstupní údaje jen výsledky laboratorních rozborů, ale jsou i jiné snadnější způsoby získávání vstupních dat. Metody získávání vstupních údajů se dají dělit na metody pozemní přímé, nepřímé a DPZ (Dálkový průzkum Země), DMT (Digitální modely terénu) (Borůvka, 2009).

V případě koluviálních půd dosud nedošlo k jejich plošnému zmapování, ale vzhledem k rozsáhlému výskytu půdní eroze a následné sedimentace, můžeme předpokládat velký rozsah tohoto půdního typu (Zádorová et al., 2011). Identifikace těchto půd je poněkud obtížná, a to především z důvodu relativní morfologické nevýraznosti tohoto typu půd a díky značné variabilitě koluviálních horizontů. Obtížné je také určit hranici mezi koluviálními půdami a koluviálními subtypy přilehlých půd, tato hranice je zpravidla plynulá a obtížně stanovitelná (Zádorová a Penížek, 2008).

3.4.1. Využití terénních charakteristik při mapování půd a predikci půdních vlastností

Zemský povrch a jeho terénní charakteristiky, hrají zásadní roli při modelování atmosférických, geomorfologických, hydrologických a ekologických procesů působících na, nebo v blízkosti zemského povrchu. Toto spojení je často tak silné, že pochopení charakteru zemského povrchu nám může přímo umožnit pochopit povahu a rozsah výše uvedených procesů (Hutchinson a Gallant, 2000).

Terén do značné míry určuje rozložení půdních typů v krajině. Ve svahu v rámci katény nalzáme půdy s výrazně odlišnou morfologií a půdními vlastnostmi (Jenny, 1980). Reliéf má významný vliv na vznik koluviálních půd tím, že ovlivňuje zejména sedimentační a odnosné poměry (Šamonil, 2004); jeho morfologické vlastnosti mají velký vliv na povrchový odtok z území a tím i na erozi půdy. Za hlavní parametry reliéfu pro odhad eroze jsou obecně považovány sklon a délka svahu. Se sklonem a délkou svahu souvisí odtok vody a materiálu, který se bude za prostorově neměnných podmínek zvyšovat směrem dolů ze svahu, a proto se tedy bude zvyšovat i potenciál pro oddělení a transport materiálu (Moore a Burch, 1986). Když sklon a délka svahu rostou za konstantních podmínek, mají tyto parametry zásadní vliv na narušení půdního povrchu, a tím také na erozi půdy a vznik koluviálních půd. Výsledná intenzita erozních procesů je dána souběžným působením těchto parametrů. K následnému usazování transportovaných částic dochází při snížení vlivu parametrů sklonu a délky svahu. Z toho vyplývá, že právě v členitém terénu je riziko eroze vyšší (Holý, 1994).

Aplikace, které využívají této znalosti, obvykle spoléhají na digitální výškový model (DEM) a stále se rozvíjející a propracovanější řadu technik pro topografickou analýzu a vizualizaci (Hengl a Reuter, 2009).

3.4.2. Digitální model terénu

Terén má zásadní význam při vývoji půd, ať už je to přímé působení reliéfu (na pohyb vody, míru eroze a akumulaci půdní hmoty), či nepřímé působení (vlivem na biologický či klimatický faktor půdotvorného procesu) (Borůvka, 2009).

Digitální modely terénu (DMT) mají široké využití v krajinném průzkumu (Moore et al, 1991; Shary et al, 1991; Franklin, 1995). Digitální model reliéfu (DMR), digitální model terénu (DMT) - angl. digital terrain model (DTM) - je digitální reprezentace reliéfu zemského povrchu v paměti počítače, je složená z dat a interpolačních algoritmů, který také umožňuje

odvozovat výšky mezilehlých bodů (ČÚZK). Podle Moora et al. (1991) je definován jako uspořádané pole čísel, které představuje prostorové rozložení terénních charakteristik.

Obdobou je digitální výškový model – angl. digital elevation model (DEM) - řada čísel, která představuje prostorové rozložení nadmořským výšek nad libovolným vztažným bodem v krajině (Moore et al., 1991).

DMT a jeho četné derivace jsou definovány jako digitální reprezentace proměnných, které se týkají topografického zemského povrchu, jako jsou například digitální výškový model (DEM), digitální modely gradientů, orientace (aspektu), zakřivení a jiných topografických charakteristik (Miller a Leflamme, 1958; Doyle, 1978). V začátku práce je velmi důležité zvolit si správné topografické proměnné. Není to jednoduchý úkol, protože vliv topografie na krajinné vlastnosti se liší v různých klimatických, geomorfologických a geologických podmínkách.

3.4.3. Základní a odvozené vlastnosti terénu

Základní a odvozené vlastnosti terénu popisují charakter reliéfu. Speight (1973) popsal přes 20 topografických vlastností, které mohou být použity k jeho popisu. Dle Moora et al. (1991) mohou být základní (primární) a odvozené (sekundární).

Základní (primární) charakteristiky terénu

Primární topografické atributy lze vypočítat přímo z digitálního modelu terénu. Mezi tyto vlastnosti patří například sklon, orientace svahu, vertikální a horizontální zakřivení a další vlastnosti uvedené v tabulce x. (Moore et al., 1991).

Tab. 1: Hlavní primární topografické charakteristiky (Moore et al., 1991).

Charakteristika	Definice
Nadmořská výška (<i>Altitude</i>)	Výška měřená od výšky na hladině moře.
Orientace (<i>Aspect</i>)	Orientace svahu ke světovým stranám. Orientace svahu podle jeho největšího spádu, měřena od severu ve směru hodinových ručiček.
Sklon (<i>Slope</i>)	Změna nadmořské výšky ve směru spádové křivky.
Přínosová plocha (<i>Catchment area</i>)	Plocha nad určitou délkou vrstevnice, ze které směřuje tok přes tento úsek vrstevnice.
Měrná přínosová plocha (<i>Specific catchment area</i>)	Přispívající plocha na jednotku délky vrstevnice.
Odtoková délka (<i>Flow path length</i>)	Maximální délka odtokové linie až do daného bodu v povodí.
Vertikální zakřivení (<i>Profile curvature</i>)	Zakřivení, které vznikne protnutím povrchu vertikální rovinou.
Horizontální zakřivení (<i>Plan curvature</i>)	Zakřivení ve směru vrstevnice.

Odvozené (sekundární) charakteristiky terénu

Sekundární charakteristiky jsou vypočteny kombinací ze dvou či více primárních charakteristik terénu. Je formulována celá řada sekundárních charakteristik. V pedologii mají využití zejména ty, které se zaměřují na povrchový odtok vody z území, tedy také na transport a akumulaci materiálu.

Sekundární charakteristikou se značným potenciálem využití je **topografický index** (*Topographic wetness index* – **TWI**) (Zádorová, 2009). Tento index je navržen tak, aby kvantifikoval vliv topografie na hydrologické procesy, dále pro modelování prostorového rozložení vlhkosti a nasycení povrchu půdy (Beven a Kirby, 1979). Je formulován jako:

$$TWI = \ln \left(\frac{a}{\tan \beta} \right)$$

kde a je přínosová plocha na jednotku délky vrstevnice (SCA) a β je lokální sklon, který odráží místní odvodňovací potenciál (Qin et al., 2011). Tento index uvažuje dvě podmínky, stálost půdních vlastností a ustálené proudění vody. Podmínka stálosti půdních vlastností nebývá obvykle dodržena. Avšak v případech, kdy je variabilita charakteristik reliéfu vyšší než transmisivita, může být zanedbána (Wilson a Gallant, 2000).

Index síly toku (IST)

V angličtině označován jako stream power index (SPI). Je ukazatelem síly toku ve vztahu k erozi. Tento index je založen na předpokladu, že je velikost odtoku přímo úměrná přínosové ploše.

Formulován jako:

$$IST = A_c \tan \beta$$

kde A_c je přínosová plocha a β je svažítost (de Bruin a Stein, 1998).

Topografický poziční index (TPI)

Topografický poziční Index (TPI) porovnává výšku každé buňky v DEM se střední výškou blíže specifikovaného prostoru kolem této buňky. Pro specifikaci tohoto prostoru mohou být použity různé tvary i kontinuální kruhy. Pozitivní TPI hodnoty představují lokality, které jsou vyšší než průměr jejich okolí (hřebeny). Záporné hodnoty TPI představují místa, která jsou nižší než jejich okolí (údolí). TPI hodnoty v blízkosti nuly jsou buď rovinné oblasti (kde se sklon blíží nule) nebo oblasti s konstantním sklonem (kde může být sklon buňky i podstatně vyšší než nula). Topografická pozice je neodmyslitelně závislá na měřítku (Guisan et al., 1999).

Při mapování koluviálních půd použili Zádorová et al. (2011) jak primárních, tak sekundárních vlastností terénu. Jako nejvhodnější označují zakřivení terénu, přínosovou plochu a TWI.

3.4.4. Zdroje dat pro model terénu

Datové zdroje i metody zpracování těchto dat za účelem vytváření DMT se v průběhu posledních 20 - 30 let vyvíjely velmi rychle, a to od geodetických a topografických map směrem k pasivním metodám dálkového průzkumu Země a v poledních letech také k aktivnímu průzkumu Země s pomocí LiDARu (Airborne Light Detection And Ranging) a RADARu (Wilson, 2012). Nelson et al. (2009) rozlišují tři obecné třídy dat DEM - ty získané: (1) technikami pozemního průzkumu (včetně elektronických teodolitů, totálních stanic, elektronických měření vzdálenosti (EDM) a Globálního polohovacího systému (GPS); (2) ze stávajících topografických map (odvozením z vrstevnic, od vodních toků, jezer a bodových výšek ze stávajících papírových topografických map; a (3) Dálkovým průzkumem Země (vzdušnými a satelitními fotogrammetrickými nebo stereofonními metodami, vzdušnými laserovými systémy a vzdušnými a satelitními radary s použitím interferometrie).

Dnes máme různé možnosti získávání dat pro model terénu; asi nejvyužívanějším zdrojem dat je dálkový průzkum Země s pomocí LiDARu. Dominuje místním i regionálním projektům po celém světě (Wilson, 2012). Dalšími aspekty jsou také finanční náročnost a kvalita získávání dat.

K výhodám použití LiDARu patří vysoká hustota sběru dat, vysoká vertikální přesnost a možnost odvodit řadu povrchových modelů, neboť některé laserové snímací systémy již

mohou poskytovat nejméně dvě různé verze povrchu: zápoj vegetace a povrch terénu (Wilson, 2012).

Airborne Light Detection And Ranging (LIDAR) je aktivní systém dálkového průzkumu, který je v posledním desetiletí široce používán. Měří dobu od okamžiku, kdy je vyslán laserový impuls do okamžiku, kdy se tento impuls odrazí zpět od snímaného objektu a je zaznamenán palubním senzorem. Na základě tohoto časového zpoždění je měřena vzdálenost sledovaných objektů (zemského povrchu). LiDAR systémy mohou zaregistrovat zpětný signál emitovaného impulsu v různých ozvěnách. Tato metoda se používá ve spojení s diferenční GPS a inerciálním systémem pro výpočet souřadnice bodu, kde odraz probíhá (INS). Tyto informace pak mohou být použity k určení nadmožské výšky a výšky objektů nad úrovní povrchu. Tyto dvě kategorie získaných informací jsou známé jako digitální model terénu (DMT) a digitální model povrchu (DMP), který zahrnuje veškeré přírodní i umělé objekty (Estornell et al., 2011).

LiDAR data se stávají klíčovými k analýze terénu, a to hlavně z důvodu rychlosti pořízení a vysoké přesnosti zpracování, která se neustále zlepšuje. DMP umožňuje získat hned několik vrstev geografických dat. Přesnost DMT závisí na několika faktorech: vertikálních a horizontálních chybách vzniklých při měření (GPS, INS a laserového senzoru) metodologii a algoritmech zpracování a vlastnostech dat (Hyypä et al., 2008) Mezi vlastnosti dat, které mají vliv na přesnost DMT patří výška letu, hustota bodů, počet ozvěn a úhel skenování. Čím větší je výška letu a úhel skenování, tím větší je chyba (Ahokas et al., 2003). Například na ploše s hustou vegetací způsobuje větší úhel skenování menší pravděpodobnost odražení laserového impulsu od zemského povrchu, a tím se zvyšuje nepřesnost (Hopkinson et al., 2005). Také se snižujícím se počtem bodů na m² klesá přesnost DMT (Hyypä et al., 2005). Takové faktory jako je přítomnost husté vegetace a vysoká sklonitost terénu také způsobují pokles v přesnosti DMT (Raber et al., 2002, Hollaus et al., 2006). Radarových dat využívají dva souvislé globální modely, dostupné široké veřejnosti.

SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) s rozlišením 30 a 90 m pokrývá 80 % pevniny. Jeho problémem je častý výskyt prázdných prostorů a nepřesností v oblastech pouští a hor. (Gessler et al., 2009).

ASTER G-DEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission a Reflectance Radiometer Global Digital Elevation Model) byl uvolněn v roce 2009. Tento nový produkt nabízí oproti SRTM lepší rozlišení a lepší územní pokrytí a také srovnatelnou vertikální a horizontální

přesnost (Nelson et al., 2009). Díky tomuto zdroji dat se vyloučil problém s chybějícími daty. Oba modely poskytují rozlišení 30 m, které je ve většině typů krajin (mimo holé aridní oblasti) nedostačující pro mapování půd, vegetace a podobných objektů (Wilson, 2012).

3.5. Pedometrické metody

Pedometrickými metodami se v této práci budu zabývat pouze jako prostředkem k hodnocení dat a tím mimo jiné k vymezení koluvizemí.

Pedometrické metody jsou dnes hlavním prostředkem v mapování půd, a to jak stratigrafie půdního krytu, tak půdních vlastností. Je to soubor kvantitativních (matematických a statistických) metod pro prostorovou predikci v půdním průzkumu. V poslední době narůstá využívání pedometrických technik v půdních průzkumech, protože roste poptávka po kvantitativních informacích a nízkých nárocích na terénní průzkum (McBratney et al., 2000).

Podle McBratneyho et al. (2000) můžeme pedometrické metody rozdělit na klasické statistické metody, geostatistické metody a kombinaci předchozích metod (tzv. hybridní metody).

3.5.1. Klasické metody

Tyto metody jsou nazývané také jako metody statistické, nebo také CLORPT metody. Metody jsou založeny na empiricko - deterministických modelech (Jenny, 1941):

$$S = f(CL, O, R, P, T)$$

Kde S je půdní vlastností, která je funkcí určení činitelů: CL jako klima, O jako organismy, R jako reliéf, P jako matečná materiál a T jako doba. Půdní prostorová variabilita je dána právě kombinací těchto faktorů.

Mezi klasické metody se řadí například GLM (Generalizované lineární modely), GAM (generalizované aditivní modely), RT (regresní stromy) (Odeh et al., 1994; Gessler et al., 1995) a NN (neuronové sítě) (Venables a Ripley, 1994).

3.5.2. Geostatistické metody

Tyto metody jsou založené na generalizovaných proměnných (Matheron, 1965). To umožňuje uvažovat prostorovou variabilitu půdy jako náhodnou funkci, která je reprezentovaná stochastickým modelem. Geostatistickou metodou prostorové interpolace je kriging (McBratney et al., 2000). Jako první se začal využívat tzv. běžný kriging (OK) (Burgess a Webster, 1980). Od roku 1980 se běžný kriging využívá v mnoha oborech pedologie. Hlavními nevýhodami této metody jsou požadavky velkého množství dat a také předpoklad stacionarity, kterým se tato metoda řídí. Jednorozměrné použití krigingu je omezeno v případech členitého reliéfu, kde jsou půdotvorné procesy samy o sobě dosti složité. V těchto situacích je potřebné modelovat prostorově závislé i strukturované složky půdní variability. To nám umožní použití vhodné kombinace CLORPT faktorů a geostatistických metod, tyto metody jsou označovány jako tzv. hybridní metody (McBratney et al., 2000).

3.5.3. Hybridní metody

Jsou to metody založené na různých kombinacích geostatistických a vícerozměrných nebo jednorozměrných CLORPT metod. Používají se v situacích, kdy zkoumaná veličina vykazuje určitý trend, jinými slovy je deterministicky závislá na některých exogenních faktorech (CLORPT faktorech). Ke CLORPT faktorům se zde přidávají prostorové korelace půdních vlastností a dále také poloha v prostoru - tzv. SCORPAN (McBratney et al., 2003). Tam kde se vyskytuje nějaký trend, je nevhodné použít běžný jednorozměrný kriging (McBratney et al., 2000).

Metod, které se dokážou přizpůsobit trendu, je několik:

Univerzální kriging

Je kombinací standardního modelu vícenásobné lineární regrese a běžného krigingu (Webster, 1994).

Cokriging

Kriging rozšířený o větší počet proměnných. To nám umožňuje začlenit snadněji dostupné atributy do predikčního procesu (například vlastnosti terénu) (McBratney et al., 2000).

Regresní kriging (RK)

Kombinuje jednoduchý nebo vícenásobný lineární regresní model (nebo také GLM, GAM a regresní stromy) s běžným nebo jednoduchým krigingem regresních zbytků (Odeh et al., 1995; Goovaerts, 1997).

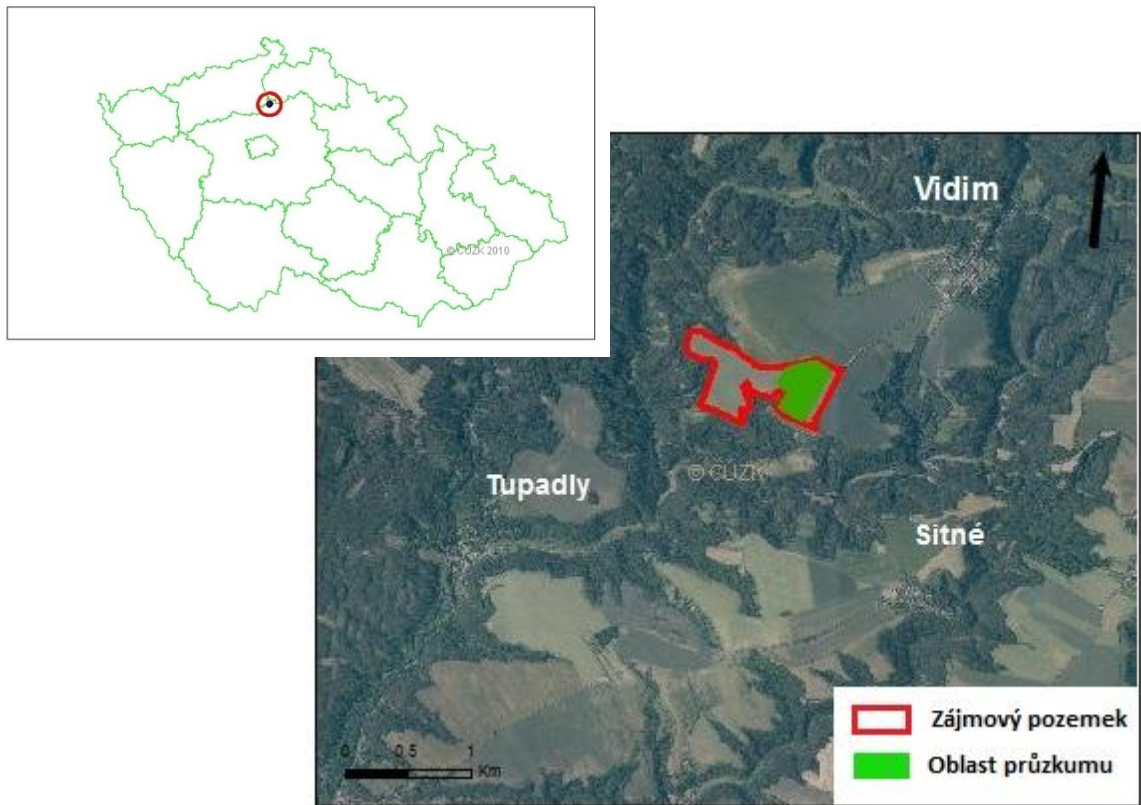
4. Metodika

4.1. Výběr zájmové lokality

Proces koluvie je silně závislý na charakteru reliéfu, na půdních vlastnostech (zrnitost, obsah humusu, půdní struktura), klimatických faktorech (zejména úhrn a rozložení srážek) a také na způsobu hospodaření na dané lokalitě. Těmto faktorům odpovídal též výběr výzkumné lokality, který závisel na následujících parametrech:

- Členitosti reliéfu – výrazné terénní tvary (konvexní svah, boční úpad)
- Půdním typu – výzkum byl primárně zaměřen na výzkum koluvie v půdách s procesem ilimerizace
- Způsobu hospodaření – trvale obdělávaná plocha

Výzkumná lokalita byla zvolena ve Středočeském kraji, v okrese Mělník, na katastrálním území obce Vidim (obr. 1).



Obr. 1: Lokalizace zájmového pozemku a oblasti průzkumu

Výměra zájmového pozemku je 40 ha, přičemž pro účely výzkumu byla vybrána oblast o výměře 10 ha ve východní části tohoto pozemku.

4.2. Charakteristika zájmové oblasti

4.2.1. Klimatické podmínky

Podle klimatické klasifikace Quitta (1971) se pozemek se nachází v klimatické oblasti MT2 - mírně teplá, mírně vlhká oblast (tab. 2). Pro tuto oblast je charakteristické mírné až mírně chladné, krátké, mírně vlhké léto, krátké přechodné období s mírným jarem a mírným podzimem. Zima je normálně dlouhá s mírnými teplotami, suchá s normálně dlouhou sněhovou pokrývkou.

Tab. 2: Charakteristika klimatické oblasti MT2 dle Quitta (1971)

Klimatické charakteristiky	MT2
počet letních dnů	20 - 30
počet dnů s průměrnou teplotou 10 °C a více	140 - 160
počet mrazových dnů	110 - 130
počet ledových dnů	40 - 50
průměrná teplota v lednu (°C)	-3 - -4
průměrná teplota v červenci (°C)	16 - 17
průměrná teplota v dubnu (°C)	6 - 7
průměrná teplota v říjnu (°C)	6 - 7
průměrný počet dní se srážkami 1 mm a více	120 - 130
srážkový úhrn ve vegetačním období (mm)	450 - 500
srážkový úhrn v zimním období (mm)	250 - 300
počet dnů se sněhovou pokrývkou	80 - 100
počet zamračených dnů	150 - 160
počet jasných dnů	40 - 50

Na základě porovnání průměrných měsíčních teplot a průměrných měsíčních úhrnů srážek CHMI z let 2002 - 2011 ze Středočeského kraje byl jako nejchladnější měsíc vyhodnocen leden a prosinec, jako nejteplejší červenec a srpen. Úhrny srážek jsou vysoké v květnu až srpnu, nejvyšší pak v červenci a srpnu. V těchto měsících se obzvláště vyskytují prudké přivalové srážky. (viz. příloha 1).

4.2.2. Geomorfologické členění

Zájmová lokalita se nachází na území CHKO Kokořínsko. Je součástí České tabule, konkrétně Dokeské pahorkatiny (okrsek Polomené hory). Širší oblast má ráz členité pahorkatiny až ploché vrchoviny složené z turonských silně rozpukaných kvádrových křemenných pískovců, méně pak ze slinitých pískovců a třetihorních vulkanitů. Vyznačuje se stupňovitými pliocenními a pleistocenními strukturními plošinami, hustou sítí kaňonovitých údolí založených na zlomech a puklinách a místy výraznými vulkanickými sukly. Nachází se zde spíše řídká vodní síť zahrnující povodí Pšovky, Liběchovky a Obrtky. Nejvyšším bodem je Vlhošť (613,5 m n. m.). Okrsek je nerovnoměrně, místy až řídké zalesněn (Demek a kol., 2006).

4.2.3. Reliéf zájmové lokality

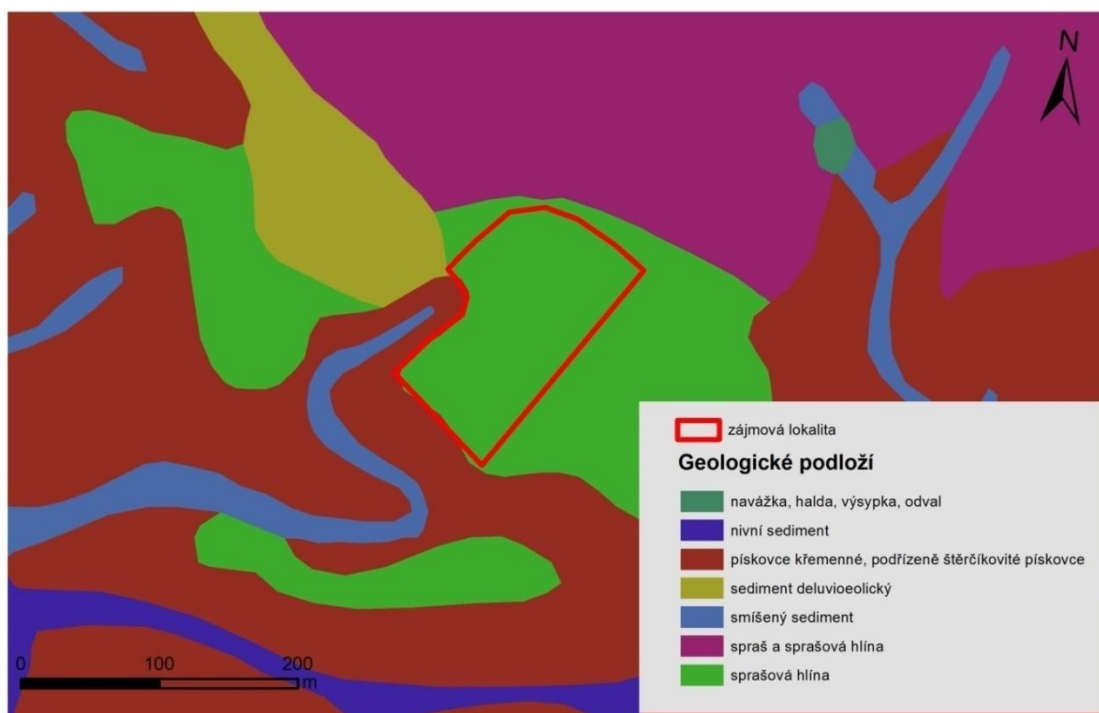
Podle komplexního průzkumu půd (KPP), dle něhož se pozemek nachází v hlavní části hospodářského okrsku Vidim, leží zájmový pozemek na rozsáhlejší náhorní plošině s maximální nadmořskou výškou 355 m n. m. při východní hranici tohoto okrsku. K jihu pak plošina klesá táhlými svahy s mírnou příčinou členitostí. Nejnižší nadmořské výšky dosahuje v jižní části údolí u Tupadel - 192 m n. m. Průměrná nadmořská výška se pohybuje mezi 280 - 300 m n. m. Hospodářský obvod jako takový je silně zalesněn jak většími lesními celky, tak i menšími výběžky s členitými okraji, což se nepříznivě projevuje na tvaru pozemků - jsou nepravidelné a silně členité. Prudší svahy jsou značně zasahovány vodní erozí (KPP, 1961-1970).

Zájmový pozemek se směrem k jihu mírně svažuje. Část pozemku, kde byl prováděn terénní průzkum, je charakterizován výrazným reliéfem tvořeným dvěma bočními úpady a přílehlými konvexními svahy. Severní část pozemku je tvořena plošinou s minimálním sklonem. Nadmořská výška na zájmové lokalitě se pohybuje mezi 313 a 334 m n. m. Průměrný sklon je 5°, maximum je až 20°.

4.2.4. Geologické poměry

Zájmový pozemek leží v oblasti české křídové tabule v části tvořené především zpevněnými nevápnitými i vápnitými sedimenty (obr. 2). Jsou to křídové křemité pískovce, vápnité křídové pískovce a opuka. Povrch oblasti je tvořen zejména pleistocenním pokryvem spraše. Starší horniny vystupují na povrch především na svazích v západní části této oblasti (KPP, 1961 - 1970).

Dle KPP (1961 - 1970) je hlavní část odlesněných pozemků, kde se nachází studovaná lokalita, kryta vápnitou spraší o mocnosti 1 - 5 m. Na náhorních plošinách a táhlých svazích se vytvořily pokryvy o snížené mocnosti. V mineralogickém složení spraše převládá křemen ve velikosti prachových částic. Příznivě se projevuje především obsah živců a kalcitu - obsah CaCO_3 se zde pohybuje v rozmezí 10 - 15 %. Příznivým minerálním i zrnitostním složením (cca 45 % prachových částic) představují spraše nejkvalitnější půdotvorný substrát na tomto území.



Obr. 2: Geologické podloží zájmové oblasti (vytvořeno na základě geologické mapy katastrálního území Vidim 1 : 50 000)

4.2.5. Hydrologické poměry

V západní části hospodářské oblasti protéká od severu k jihu říčka Liběchovka, tvořící jediný vodní tok na tomto území, jenž odvádí i přebytečné povrchové vody východní části. Vodní režim půd zájmového pozemku na spraši je periodicky promyvný. Vodopropustnost je dobrá, slabě snižená v iluviálních horizontech, vodní kapacita je značná a kapilární zdvih příznivý (KPP, 1961 - 1970).

4.2.6. Půdní poměry

V závislosti na komplexu přírodních podmínek - na petrografickém složení, zrnitosti, srážkách a teplotách došlo u profilů na spraši k procesu ilimerizace, tvoří se zde obohacené horizonty se slabě sníženou propustností. Členitost terénu se na zájmové lokalitě projevuje především na svazích, kde je vlivem eroze normální půdní proces rušen a vytváří se zde smyté profily, kde humusový horizont nasedá přímo na substrát nebo na iluviální horizont (KPP, 1961 - 1970).

Dle průzkumu KPP (1961 - 1970) se na zájmovém pozemku nachází hnědozem ilimerizovaná (luvicá), místy silně smytá (obr. 3). Matečným substrátem je spraš na křemitém nebo vápnitém pískovci. Na lokalitě se nachází půdy středně hluboké až velmi hluboké.

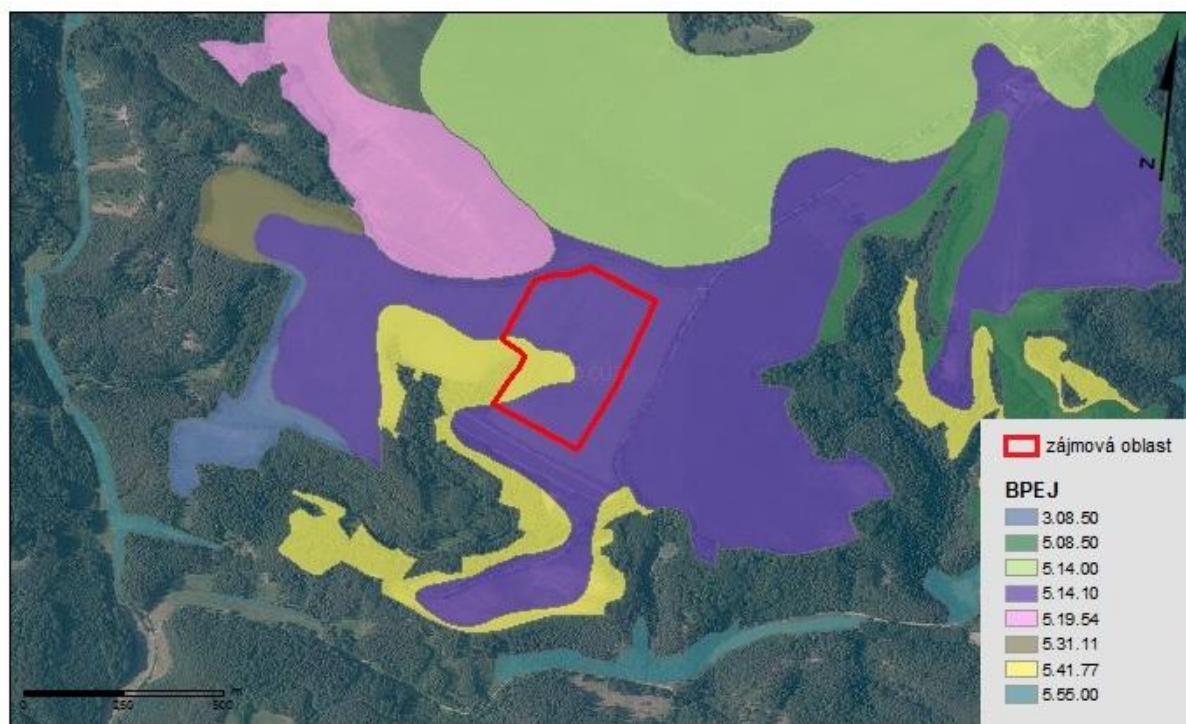
Humusový horizont je 20 - 80 cm hluboký v závislosti na poloze v terénu.

Zrnitost je v humusovém horizontu převážně hlinitá, lokálně písčitohlinitá. Humusový horizont je slabě ulehlý, spodina mírně ulehlá, vodopropustnost dobrá, lokálně slabě snižená. Ornice či humusový horizont je mírně humózní, reakce slabě kyselá až neutrální. Sorpční komplex je slabě až plně nasycen, sorpční kapacita nízká až střední. Obsah přístupných živin je hodnocen jako nedostatečný až dobrý. Svrchní část je silně prokořenělá, hlouběji poměrně rychle prokořenění i oživení ubývá (KPP, 1961 - 1970).



Obr. 3: Mapa KPP s vyznačenou zájmovou lokalitou (výřez z mapy KPP Vidim 1 : 5 000)

Zájmová lokalita se nachází v centrální části hospodářského okrsku KPP Vidim. V severní části lokality se nachází základní sonda č. 10 označená jako hnědozem ilimerizovaná silně smytá, v jižní části pak sonda č. 15 označená jako hnědozem ilimerizovaná.



Obr. 4: Mapa BPEJ (VÚMOP)

Dle mapování BPEJ se na zájmové lokalitě nacházejí dvě bonitované půdně ekologické jednotky (obr. 4):

- 5. 14. 10
- 5. 41. 77

Pětimístné číslo BPEJ udává klimatickou charakteristiku daného území, půdní typ, sklonitost a expozici, hloubku půdy a skeletovitost.

Podle této charakteristiky patří zájmová lokalita, jak již bylo zmíněno, do mírně teplého a mírně vlhkého klimatického regionu. Půdním typem na větší části této lokality je luvizem modální a hnědozem luvická. V oblasti úpadu jsou vymapovány kambizemě. Na větší části lokality podle zařazení BPEJ je mírný svah (3° - 7°) a všesměrová expozice, hluboká půda (nad 60 cm) a skeletovitost žádná nebo s příměsí do 10 %. V oblasti úpadu je výrazný svah (12° - 17°) se severní expozicí, půda je hluboká až středně hluboká (nad 30 cm) a skeletovitost žádná, s příměsí, až slabá do 25 % (SOWAC-GIS).

4.3. Metody

Cílem této práce byl popis procesu koluvace v hnědozemích. Za účelem popsání tohoto procesu byly provedeny následující kroky:

- Terénní průzkum v zájmové lokalitě
- Analytické zpracování vzorků
- Vytvoření DMT daného území a jeho zpracování
- Zpracování dat v prostředí ArcGIS 10 desktop, SAGA GIS 2.0.8
- Statistické zpracování

4.3.1. Terénní průzkum

Na zájmovém pozemku byla k terénnímu průzkumu vybrána část s výraznějšími morfologickými vlastnostmi terénu. Na této lokalitě byl proveden standardní terénní průzkum. Byla vytvořena pravidelná sondážní síť, čítající 66 bodů, o velikosti čtverce 30 x 30 m (obr. 5). V každém bodě sondážní sítě byla zaražena sondážní tyč do hloubky 65 - 100 cm, podle hloubky půdy. Body sondážní sítě byly lokalizovány pomocí GPS. U každé sondy jsme určili stratigrafii půdního profilu, mocnost jednotlivých horizontů a byly odebrány vzorky k laboratorní analýze.



Obr. 5: Sondážní síť

4.3.2. Laboratorní analýza

U odebraných vzorků byl analyzován obsah oxidovatelného uhlíku (Cox) a na základě toho vypočítán obsah humusu. Vzorky byly odebírány z hloubek 0 - 20 cm, 20 - 40 cm, 40 - 60 cm, vždy v závislosti na hloubce humusového, případně také iluviálního horizontu. Stanovení bylo prováděno modifikovanou Tjurinovou metodou, která je řazena mezi nepřímé metody stanovení na mokré cestě (Zbíral a kol., 1997). Na základě naměřené spotřeby Mohrovy soli byl u každého vzorku vypočítán obsah Cox a z tohoto obsahu byl vynásobením daným koeficientem vypočten obsah humusu vzorku. U každého vzorku bylo stanovení Cox prováděno ve dvou opakováních. Tyto tři výsledky každého vzorku byly poté zprůměrovány a odlehlé hodnoty vyřazeny.

4.3.3. Digitální model terénu

Digitální model terénu byl vytvořen z aktivního systému dálkového průzkumu Země Airborne Light Detection And Ranging (LIDAR), založeném na principu laserového skenování. Hlavními výhodami laserového skenování je vysoká hustota naměřených bodů v krátkém čase a vysoká přesnost získaných dat. Laserové skenování a vytvoření primárního digitálního modelu terénu (grid 1 x 1m) byly realizovány firmou Geodis Brno, s r.o.

Tento digitální model byl poté zpracován v prostředí ArcGIS 10 desktop a SAGA GIS 2.0.8. Model byl filtrován v prostředí ArcGIS použitím Filter Neighborhood (low) za účelem odstranění nepodstatných mikrotvarů. V prostředí Saga GIS byly vytvořeny mapy primárních a odvozených charakteristik terénu.

4.3.4. Zpracování dat v prostředí ArcGIS a SAGA GIS

V prostředí programu SAGA GIS 2. 0. 8 byly pomocí modulu Terrain analysis vytvořeny mapy primárních terénních charakteristik:

- nadmořská výška (altitude)
- sklon (slope)
- horizontální zakřivení (plan curvature)
- vertikální zakřivení (profile curvature)
- střední zakřivení (mean curvature)
- přínosová plocha (CA)
- odtoková délka (Flow Path Lenght)

a odvozených terénních charakteristik:

- topografický vlhkostní index (TWI)
- index síly toku (SPI)
- topografický poziční index (TPI)

Tyto terénní charakteristiky byly využity také v následujících statistických analýzách.

V prostředí ArcGIS 10 desktop byly vytvořeny mapy následujících půdních vlastností:

- stratigrafie půdních profilů
- půdních typů
- obsahu humusu v hloubkách 0 - 20, 20 - 40, 40 - 60 cm

Dále byly v tomto programu vytvořeny mapy interpolací jednotlivých půdních vlastností s použitím extenzí Geostatistical analyst a Spatial analyst. Pro interpolaci jednotlivých půdních vlastností byla vybrána vždy jedna vhodná interpolační metoda. Vybíráno bylo mezi statistickou interpolační metodou Spline, geostatistickou metodou běžný kriging (OK) a hybridní metodou cokriging (CO). Vhodná metoda byla určena na základě parametrů vytvořených semivariogramů a statistické analýzy. Pro každou půdní vlastnost byl tedy vytvořen semivariogram, a na základě jeho parametrů posouzena prostorová závislost půdních vlastností. U těch s vyhovujícími prostorovými závislostmi byly posouzeny také semivariogramy s nimi nejvíce korelujícími terénními vlastnostmi a na základě podobnosti prostorového rozložení se semivariogramy půdních vlastností byla vybrána vhodná metoda, pro případný cokriging vhodné pomocné proměnné.

4.3.5. Statistické zpracování dat

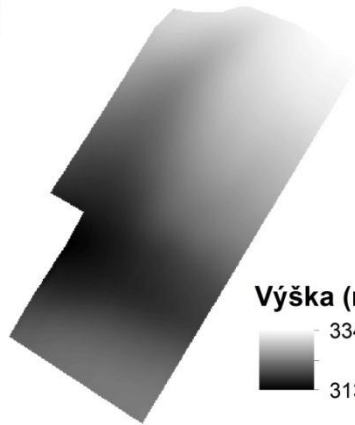
V programu Statistika 10 byla provedena korelační analýza za účelem posouzení vztahů mezi půdními vlastnostmi a terénními charakteristikami. Dále také Analýza rozptylu (ANOVA) pro určení vlastností typických pro jednotlivé půdní typy, tedy vlastností, které by byly vhodné pro mapování koluvizemí. U souborů dat jednotlivých půdních i terénních vlastností byl za účelem posouzení normality proveden Shapiro-Wilkův test. Test byl úspěšný pouze u sklonu, po zlogaritmování také u obsahu humusu 0 - 20 cm a Indexu síly toku (SPI). V případě korelační analýzy bylo pro data s normálním rozdělením využito Pearsonova korelačního koeficientu a v případě dat nedosahujících tohoto rozdělení neparametrické Spearmanovy korelace. V rámci ANOVY byly půdní typy vyskytující se na lokalitě rozděleny do tří tříd. Pro data s normálním rozdělením byla použita parametrická jednofaktorová ANOVA. Pro ostatní soubory bylo využito neparametrické obdoby ANOVY, tedy Kruskal - Wallisova testu.

5. Výsledky

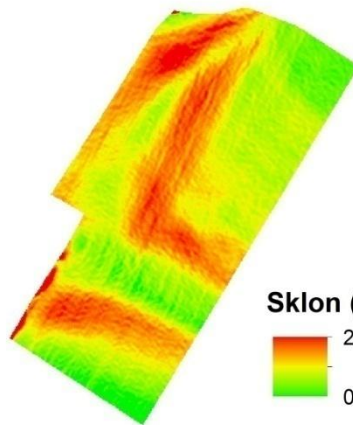
V této kapitole se budu nejprve zabývat zhodnocením vybraných terénních vlastností zájmové lokality a jejího půdního pokryvu, které bude zahrnovat popis stratigrafie půdního profilu, rozložení jednotlivých půdních typů a popis obsahu humusu v rámci sondážní sítě. Další částí této kapitoly bude analýza závislosti jednotlivých půdních charakteristik na vybraných primárních a odvozených vlastnostech terénu, Dále budou určeny půdní a terénní charakteristiky typické pro jednotlivé půdní jednotky. V poslední části této kapitoly jsou zpracovány mapy sledovaných vlastností (tedy hloubek horizontů a obsahu humusu), které byly vytvořeny na základě různých interpolačních metod.

5.1. Terénní charakteristiky zájmového pozemku

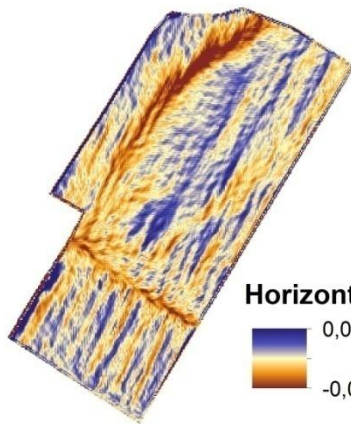
Charakteristiky terénu jsou ve výzkumu procesů koluvace a jejího mapování zásadní. Z primárních charakteristik terénu jsem se zabývala nadmořskou výškou, sklonem, zakřivením terénu a přínosovou plochou (CA). Z odvozených charakteristik pak topografickým vlhkostním indexem (TWI), indexem síly toku (SPI) a topografickým pozičním indexem (TPI) (obr. 6).



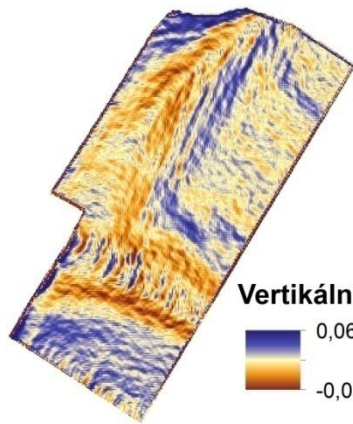
Výška (m n. m.)
334
313



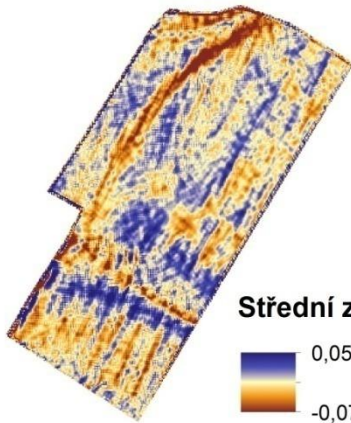
Sklon (°)
22
0



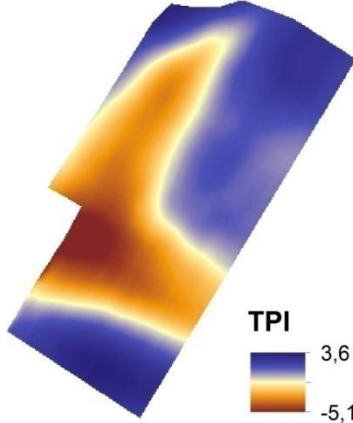
Horizontální zakřivení
0,052
-0,064



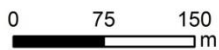
Vertikální zakřivení
0,062
-0,058

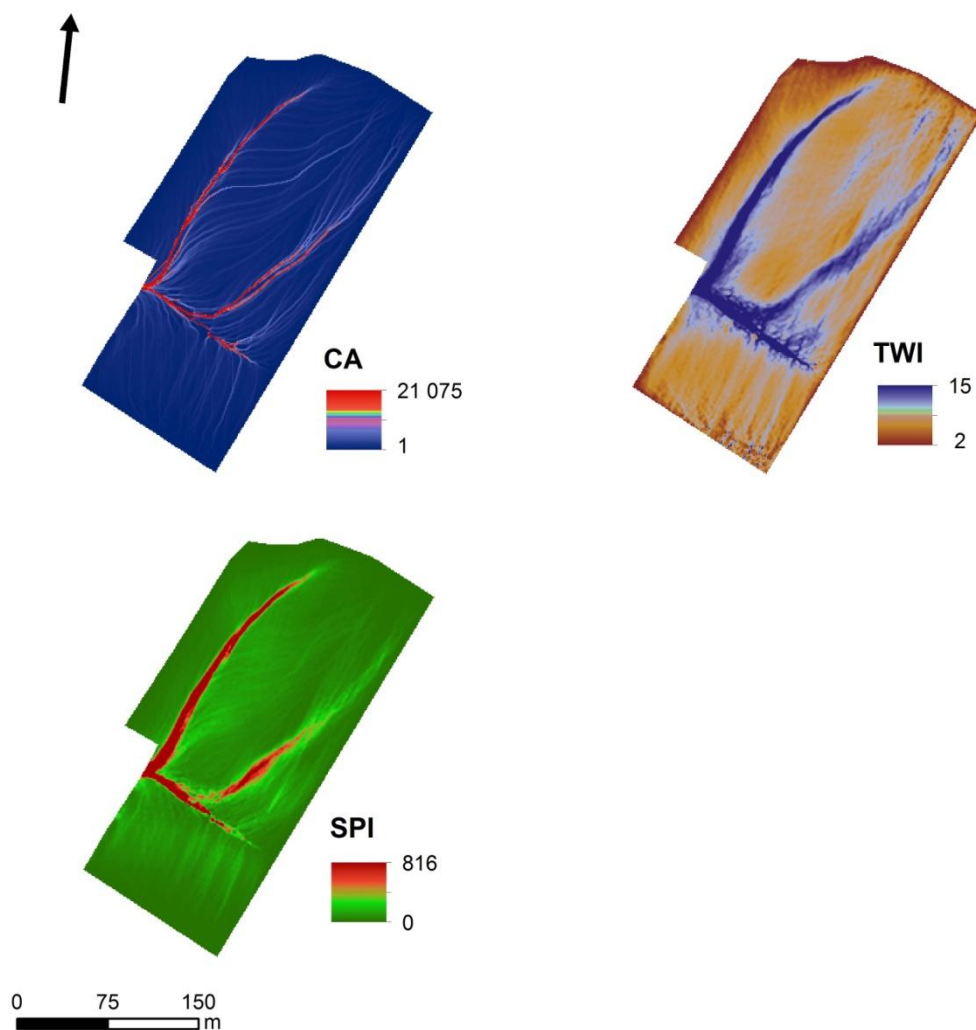


Střední zakřivení
0,053
-0,070



TPI
3,6
-5,1





Obr. 6: Terénní charakteristiky odvozené z DEM

Zájmová lokalita se vyznačuje poměrně velkou diverzitou terénních vlastností v rámci malého území. Oblast je rozdělena dvěma na sebe navazujícími bočními úpady. Severojižní úpad je dlouhý 240 m, od severu k jihu se svažuje (převýšení 15 m). Tento úpad je na severní straně velmi úzký, směrem k jihu se rozšiřuje. Západovýchodní úpad je dlouhý 125 m. K západu se svažuje s převýšením necelých 5 m.

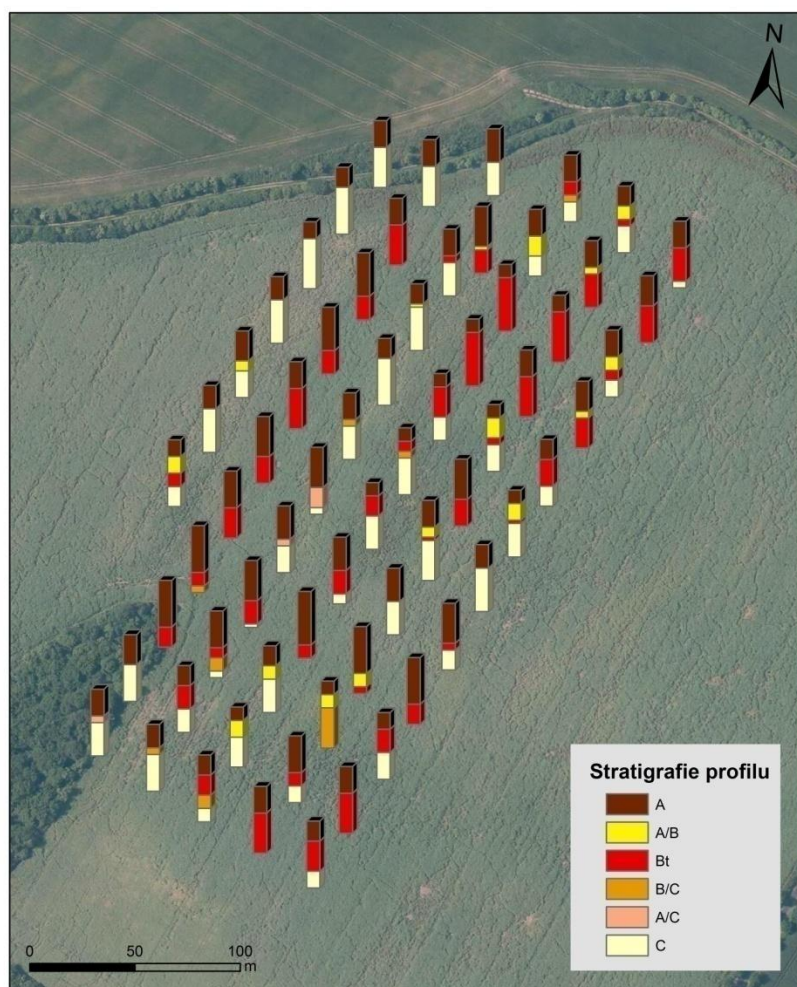
Nadmořská výška se pohybuje od 314 do 334 m n. m., přičemž nejvyšším místem je severovýchodní plošina a nejnižším je místo napojení úpadů. Sklony se výrazněji zvyšují v rámci úpadů, zvláště vysoké hodnoty (cca 20°) jsou v severozápadním cípu zájmového území a na jihozápadě, kde se pozemek svažuje do údolí s hustým porostem. Zakřivení terénu, zejména pak jeho horizontální složka, jasně vyznačuje konkávní partie terénu s vysokým

potenciálem akumulace materiálu – tedy dva hlavní boční úpady. Ze severovýchodní části pozemku směřuje výrazná terénní rýha ústící do západovýchodního úpadu. Zakřivení terénu dále odhaluje konvexní, erozně exponovanější část v centrální části pozemku a mikroreliefní nerovnosti v jižní části pozemku. Severovýchodní a jižní část pozemku se vyznačuje plochým terénem.

Hodnoty hydrologických indexů ukazují tři významné akumulární oblasti, oba úpady a terénní rýhu napojující se na západovýchodní úpad. V těchto oblastech je tedy možné předpokládat vyšší hodnoty sledovaných charakteristik, tedy obsahu humusu a mocnosti humusového horizontu. Jsou také místem potenciálního výskytu koluvizemí.

5.2. *Struktura půdního pokryvu*

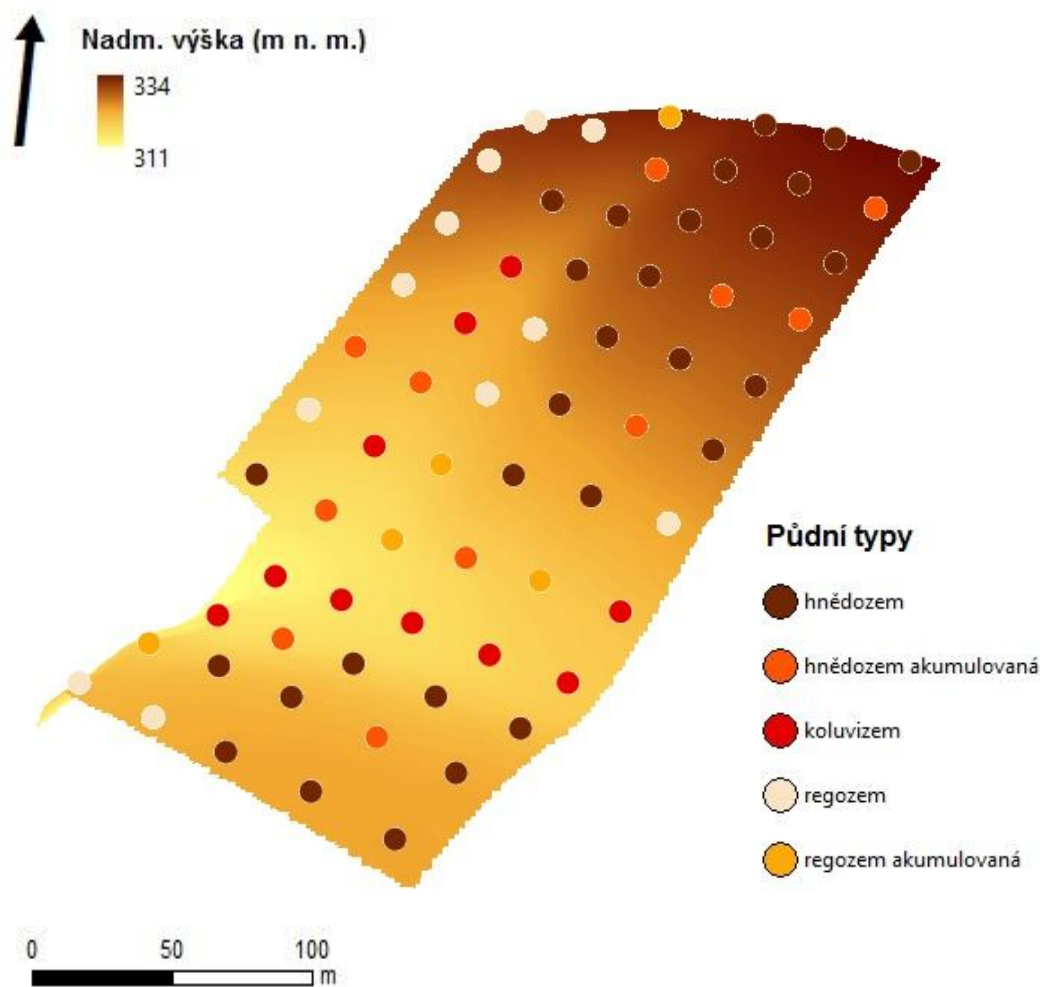
Struktura půdního pokryvu a prostorové změny půdních vlastností vypovídají o sedimentačně - erozních procesech na daném území. V každém bodě sondážní sítě byla popsána stratigrafie půdního profilu (obr. 7), určen půdní typ (obr. 8) a stanoven obsah humusu (obr. 9). Na pozemku byla zaznamenána značná pestrost půdních jednotek i vlastností v návaznosti na jednotlivé terénní jednotky podmiňující různou intenzitu erozních procesů.



Obr. 7: Stratigrafie půdního profilu

Původním převládajícím půdním typem je na zájmovém pozemku hnědozem modální, která vlivem erozně - akumulačních procesů přechází do erozních a akumulovaných forem, případně odlišných půdních typů (obr. 8). U hnědozemě se na zkoumaném území vlivem

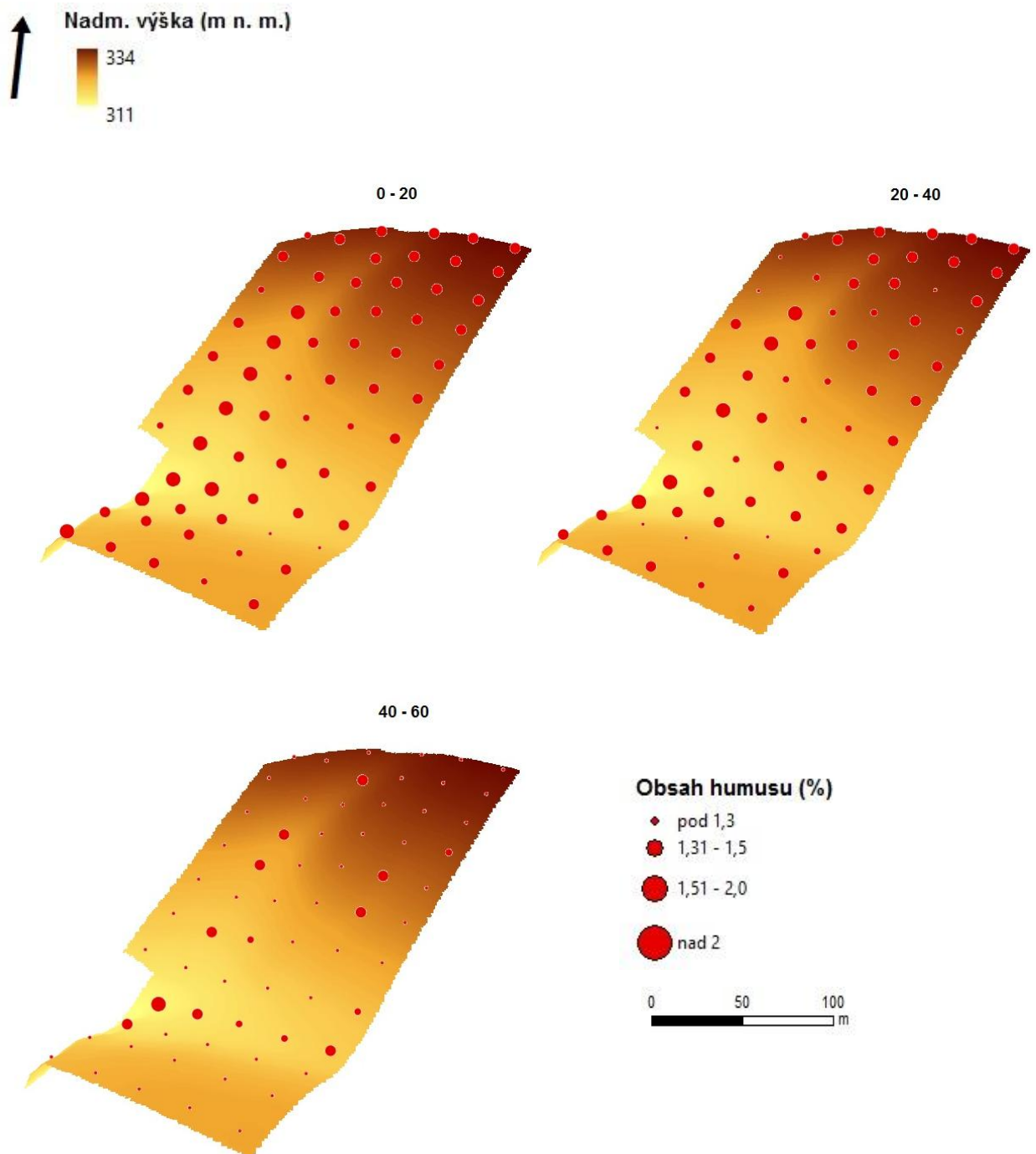
intenzivní orby ztrácí jílem ochuzený horizont Ev, který se stává součástí ornice. Na humusový horizont navazuje přímo nebo přechodem iluviální horizont Bt. Typická stratigrafie profilu hnědozemě s větší mocností iluviálního horizontu Bt (až 80 cm) se nachází v částech pozemku s malým sklonem v severovýchodní a jižní části lokality. S narůstajícím sklonem dochází ke změnám v profilu hnědozemě. S transportem humusového materiálu do akumulčních oblastí se snižuje mocnost humusového horizontu a do ornice je poté postupně přioráván iluviální horizont Bt. V ornici je patrná změna barvy půdy směrem k červenějšímu tónu, jasně patrný je nárůst obsahu jílu a pokles obsahu humusu. Mocnost iluviálního horizontu se snižuje (z až 80 cm ve stabilních částech na několik cm v erodovaných partiích). V místech nejvyšší erozní expozice iluviální horizont zcela chybí a ornice navazuje přímo na půdotvorný substrát, kterým je spraš, případně rozpad pískovce. Půdy s touto stratigafií jsou označeny za regozemě. V některých místech se díky specifickým odnosným poměrům tvoří u těchto půd mocný humusový horizont přesahující ornici (až do 60 cm) a hovoříme tedy o regozemi akumulované. Podobně nacházíme i akumulované formy hnědozemě (mocnost A horizontu se pohybuje od 40 do 60 cm), kde se na rozdíl od regozemě akumulované nachází i horizont Bt. V místech snížení sklonu a výrazné konkavity terénu se vytvářejí akumulované formy hnědozemí nebo vývoj směřuje ke vzniku koluvizemě, a to zejména v rámci bočních úpadů, které tvoří nejvýznamnější akumulční oblasti na tomto území. Mocnost humusového horizontu koluvizemí se pohybuje od 60 do 80 cm.



Obr. 8: Klasifikace půdních jednotek v sondážní síti (4x převýšeno)

Hnědozemě se na zkoumaném území vyskytují jak v oblastech s malým sklonem terénu, tak místy i ve více sklonitých oblastech. Na základě obsahu humusu v těchto oblastech a hloubky A je zřejmé, že je humusový horizont již značně erodován, ale z důvodu stabilizačních schopností Bt horizontu se zde přesto udržují stratigrafie půdního profilu hnědozemě, i když místy silně smyté. Z 66 sond lze za hnědozem modální označit 29 sond a 11 sond za její akumulovanou formu. Hnědozemě přechází do akumulované formy v místech, kde se snižuje sklon a vzrůstají hodnoty hydrologických indexů, místy i přímo v úpadu. Koluvizem zaujímá pouze 10 sond, vyskytuje se v rámci úpadů, a lze očekávat její postupné rozšiřování i mimo úpady v důsledku jejich zanášení sedimentem. Regozemě zaujmají 11 sond a jsou vázány převážně na sklonité části reliéfu, ale v některých případech se vyskytují i v oblastech s malým sklonem, to může být dáno hlavně charakterem orby. Za regozem akumulovanou je

pak označeno zbylých 5 sond. Vyskytují se na úpatí svahu, kdy jsou původně erodovaná místa opětovně zanášena humusovým materiálem v důsledku naplnění akumulčních zón úpadů. Při úpatí svahu se místy tvoří také akumulované formy hnědozemí.



Obr. 9: Obsah humusu v jednotlivých hloubkách (cm) (4x převýšeno)

Nejvyšší obsah humusu v hloubce do 20 cm byl zaznamenán v prostoru úpadů (nad 2 %), vyšší hodnoty jsou také v oblasti terénní deprese, dále v severní části plošiny s malým sklonem a stabilními odnosovými poměry a na jihovýchodní straně pozemku, kde se rozšiřuje akumulární oblast v důsledku naplnění úpadu a snižuje se sklon. V exponovaných oblastech s velkým sklonem se snižují v důsledku transportu organického uhlíku do konkávních částí reliéfu. Velmi nízké hodnoty byly naměřeny také v relativně ploché jižní části pozemku, což může být způsobeno charakterem orby. Obsah humusu mezi 20 a 40 cm má podobné rozložení jako v případě svrchních 20 ti cm. Výrazné snížení pozorujeme v místech, kde mělký humusový horizont (omezený pouze na ornici), přechází v iluviální horizont či substrát. Vyšší množství humusu v hloubce 40 – 60 cm se nachází v prostoru úpadů a v místě terénní rýhy ústící do západovýchodního úpadu. Nejvyšší je v nejnižší části pozemku v místě napojení úpadů.

5.3. Vztah půdních vlastností a terénních charakteristik

Vztah zkoumaných půdních vlastností (tedy obsahu humusu a hloubky půdy) a terénních charakteristik je důležitým aspektem vývoje půdního pokryvu na zájmovém pozemku.

Pro tuto analýzu bylo využito v případě dat s normálním rozdělením (obsah humusu 0 - 20, sklon a SPI) Pearsonova korelačního koeficientu (tab. 5) a v případě dat, které tohoto rozdělení nedosahují Spearmanovy korelace (obsah humusu 20 - 40 a 40 - 60, mocnost A a Bt, nadmořská výška, horizontální, vertikální a střední zakřivení, CA, TWI a TPI) (tab. 4). Obsah humusu 0 - 20 a SPI byly pro dosažení normálního rozdělení zlogaritmovány.

U obsahu humusu do 40 cm byl zjištěn nejtěsnější vztah s mocností A, topografickým vlhkostním indexem (TWI) a středním zakřivením. To naznačuje, že na povrchový obsah humusu má velký vliv právě redistribuce vodní erozí z konvexních částí svahu a akumulace v konkávních částech pozemku. Půdní organický uhlík je lehká částice s malou hustotou a je z tohoto důvodu velmi náchylná k odnosu vodní erozí. Na druhou stranu organický uhlík přispívá ke stabilitě půdní struktury a ta je tak odolnější proti eroznímu působení. Protože je však lokalita opakovaně zatěžována orbou, dochází k destrukci půdní struktury a organický uhlík je snadněji transportován z exponovaných míst do akumulčních zón. U obsahu humusu pod 40 cm jsou korelace s A a hydrologickými indexy nejvyšší, to může být způsobeno dlouhodobým ukládáním uhlíku v akumulčních oblastech, a tedy i značnou hloubkou humusového horizontu v těchto partiích. Částečně mohou být vysoké korelace způsobené také sníženou mírou mineralizace organiky v důsledku místních hydrologických poměrů. Vysoká korelace se středním a horizontálním zakřivením naznačuje redistribuci z konvexních částí svahu a ukládání v konkávních polohách. Dále jsou pro obsah humusu významné: (α 0,05) síla toku (SPI), přínosová oblast (CA), topografický poziční index (TPI) a horizontální zakřivení pro obsah humusu do 20 cm, sklon, CA, horizontální zakřivení, TPI a SPI pro obsah humusu ve 20 - 40 cm a CA, SPI, TPI, sklon a nadmořská výška pro obsah humusu pod 40 cm.

Mocnost A nejtěsněji nepřímo koreluje s topografickým pozičním indexem (TPI), dále také s nadmořskou výškou a horizontální zakřivením, což vyjadřuje právě silnou závislost A na poloze ve svahu. Mocnost humusového horizontu je průkazně korelovaná také se všemi charakteristikami vyjadřujícími oblasti akumulace, tedy hydrologickými indexy a CA. Oproti tomu mocnost horizontu Bt je nejvíce korelována s TWI, nepřímo také se sklonem a

horizontální zakřivením. Tam, kde je vysoký sklon a horizontální zakřivení, má Bt horizont obvykle malou mocnost, nebo úplně chybí – v těchto místech se dostává materiál z Bt horizontu do ornice. S TPI nebyla významná korelace prokázána. Humusový horizont hnědozemí má vysoký podíl prachových částic, což má za následek vysokou erodibilitu. Oproti tomu iluviální horizont Bt obsahuje velké množství jílových částic, které působí tmelícím účinkem a zajišťují tak lepší odolnost půdy proti erozi. Mocnost horizontu A a Bt dále významně koreluje se středním zakřivením.

Tab. 4: Spearmanův korelační koeficient

Proměnná	Spearmanovy korelace ChD vynechány párově Označ. korelace jsou významné na hl. $p < 0,05000$				
	Obsah humusu 0 - 20	Obsah humusu 20 - 40	Obsah humusu 40 - 60	Mocnost A	Mocnost Bt
A	0,5674	0,5009	0,6586	1,0000	0,0553
Nadm. výška	-0,1929	-0,0697	-0,2479	-0,3635	0,1613
Sklon	x	-0,3238	-0,2920	-0,1762	-0,4757
Horiz. zakřivení	-0,3511	-0,2958	-0,5026	-0,3623	-0,4035
Vertik. zakřivení	-0,0490	-0,0236	-0,0451	-0,1538	-0,1558
Celk. zakřivení	-0,4261	-0,3930	-0,5291	-0,2797	-0,2754
TPI	-0,3856	-0,2691	-0,3895	-0,4832	0,0914
CA	0,4105	0,3112	0,4689	0,3204	0,2121
TWI	0,4347	0,3867	0,5196	0,3441	0,4369
SPI	x	0,2567	0,4329	0,3139	0,0810

Tab. 5: Pearsonův korelační koeficient

Proměnná	Korelace Označ. korelace jsou významné na hlad. $p < 0,05000$ N=66 (Celé případy vynechány u ChD)
	0 - 20 log
Sklon	-0,2399
SPI log	0,4170

Silné vztahy mezi terénními charakteristikami a vybranými půdními vlastnostmi lze najít právě u hydrologických indexů (zvláště s TWI), středního zakřivení a také topografického pozičního indexu. Hydrologické indexy naznačují zóny akumulace materiálu a zakřivení a topografický poziční index klasifikují půdní povrch a polohu ve svahu. Mohou tak být v kombinaci dobře použitelné při mapování koluviálních půd v oblasti hnědozemí. Významným ukazatelem se zejména u mocnosti horizontů ukázalo být i horizontální zakřivení a v případě horizontu Bt a obsahu humusu ve 20 - 40 cm také sklon, který má ale jinak vliv na minimum půdních charakteristik.

5.3.1. Vlastnosti typické pro jednotlivé půdní typy

V rámci analýzy rozptylu byly porovnány jednotlivé půdní vlastnosti a vlastnosti terénu s půdními typy a na základě toho určeno, co je pro daný půdní typ typické, a co ho významně odlišuje od ostatních půdních typů. Pro tento účel bylo využito klasické jednofaktorové analýzy rozptylu v případě dat s normálním rozdělením (obr. 10-12) a Kruskal - Wallisova testu v případě dat, které normálního rozdělení nedosahují (tab. 7-17). Pro účely této analýzy byla přiřazena RGa k RG a HNa k HN.

Sklon, vertikální a horizontální zakřivení nemají na rozlišení KO od HN a RG velký vliv. S pomocí sklonu lze významně odlišit pouze RG od KO. S pomocí horizontálního zakřivení lze odlišit KO a HN od RG a s pomocí vertikálního zakřivení nelze spolehlivě odlišit žádné půdní typy. Na základě přítomnosti horizontu Bt můžeme odlišit HN a KO od RG. Avšak v případě velkých mocností humusového horizontu a provedení terénního průzkumu sondážní tyčí do 1 m, nemusí být horizont Bt u koluvizemí vůbec zaznamenán. S pomocí obsahu humusu ve všech hloubkách, mocnosti A, SPI, nadmořské výšky, středního zakřivení, CA, TPI a TWI můžeme KO odlišit od RG i HN.

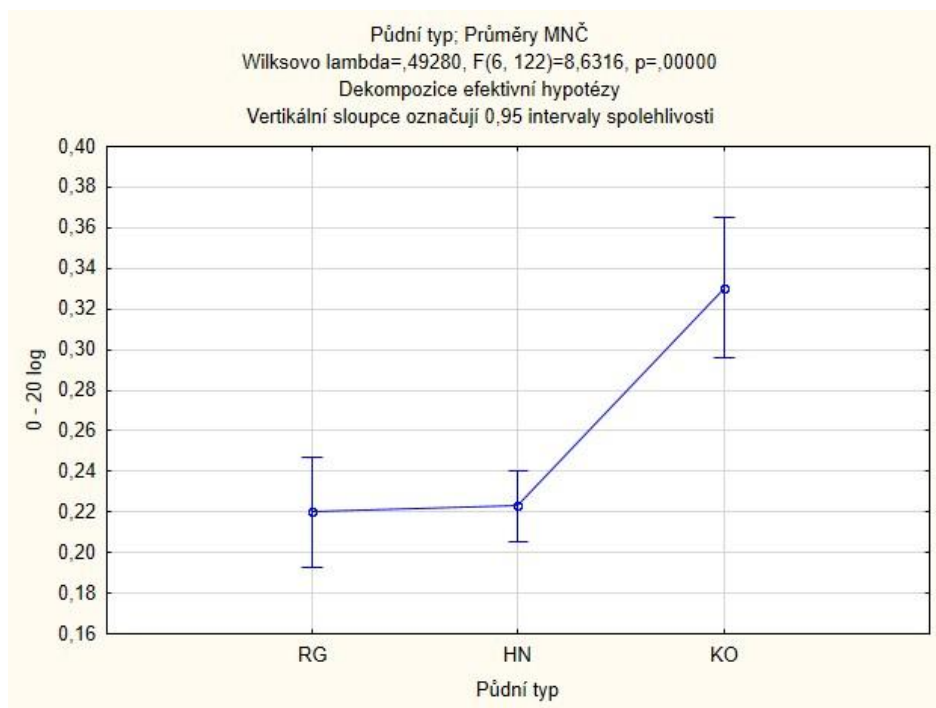
Nejvýznamněji z půdních vlastností odlišuje KO od RG obsah humusu do 20 cm a také obsah humusu pod 40 cm. Z charakteristik terénu je to TWI a horizontální zakřivení, naopak nejmenší významné odlišnosti jsou zaznamenány u nadmořské výšky a sklonu. KO od HN se nejvýznamněji odlišuje obsahem humusu do 20 cm a mocností A. Z terénních charakteristik je to TPI a nadmořská výška. Nejméně významné odlišnosti jsou u středního zakřivení a TWI. V případě rozlišení RG a HN hraje největší roli Bt a z terénních charakteristik TWI a horizontální zakřivení. K mapování koluvizemí lze tedy nejlépe využít jak hydrologických indexů, tak středního zakřivení a TPI.

ANOVA

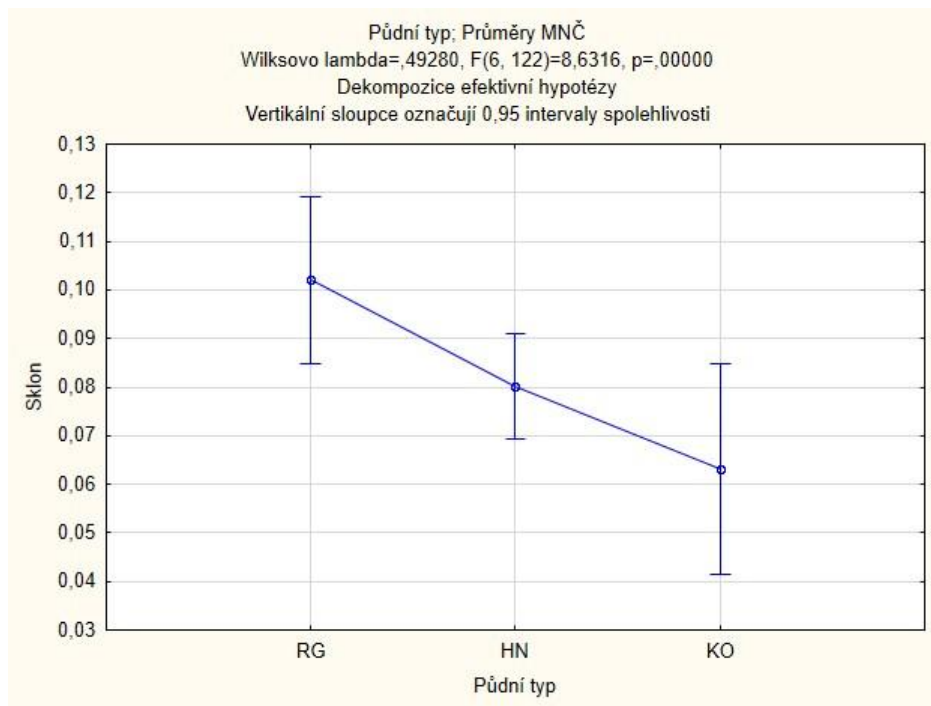
Základním předpokladem analýzy rozptylu je normalita rozdělení testovaných souborů a homogenita jejich rozptylů. Obojí je splněno pouze u obsahu humusu 0 - 20, sklonu a SPI. Obsah humusu a SPI byly pro dosažení normality rozdělení zlogaritmovány.

Tab. 6: Test homogenity rozptylů v rámci analýzy rozptylu

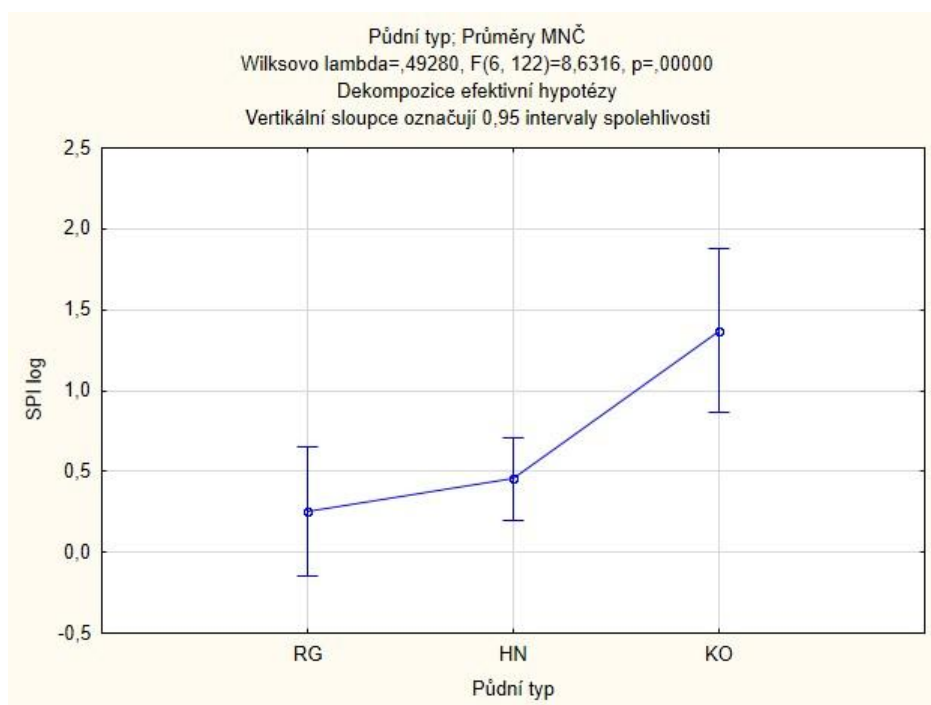
	Testy homogenity rozptylů				
	Efekt: "Půdní typ"				
	Hartleyů (F-max)	Cochranů (C)	Bartlett (Chí-kv.)	SV	p
0-20 log	1,964508	0,452465	1,292823	2	0,523923
Sklon	1,549234	0,427377	1,078920	2	0,583063
SPI log	2,135355	0,450757	1,730917	2	0,420859



Obr. 10: ANOVA pro obsah humusu v 0 - 20 cm



Obr. 11: ANOVA pro sklon



Obr. 12: ANOVA pro index síly toku (SPI)

Kruskal - Wallisova ANOVA

Tab. 7: Kruskal - Wallisova ANOVA pro obsah humusu ve 20 - 40 cm

Závislá: 20 - 40	Vícenásobné porovnání z' hodnot; 20 - 40 Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =13,33728 p = 0,0013		
	RG	HN	KO
	R:29,188	R:30,125	R:53,900
RG		0,165101	3,193532
HN	0,165101		3,503054
KO	3,193532	3,503054	

Závislá: 20 - 40	Vícenásobné porovnání p hodnot (oboustr.); 20 - 40 Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =13,33728 p = 0,0013		
	RG	HN	KO
	R:29,188	R:30,125	R:53,900
RG		1	0,004216
HN	1		0,00138
KO	0,004216	0,00138	

Tab. 8: Kruskal - Wallisova ANOVA pro obsah humusu ve 40 - 60 cm

Závislá: 40 - 60	Vícenásobné porovnání z' hodnot; 40 - 60 Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =30,85943 p = 0,0000		
	RG	HN	KO
	R:23,125	R:31,175	R:59,400
RG		1,417663	4,687724
HN	1,417663		4,158725
KO	4,687724	4,158725	

Závislá: 40 - 60	Vícenásobné porovnání p hodnot (oboustr.); 40 - 60 Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =30,85943 p = 0,0000		
	RG	HN	KO
	R:23,125	R:31,175	R:59,400
RG		0,468867	0,000008
HN	0,468867		0,000096
KO	0,000008	0,000096	

Tab. 9: Kruskal - Wallisova ANOVA pro mocnost humusového horizontu

Závislá: A	Vícenásobné porovnání z' hodnot; A Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =26,08048 p = 0,0000		
	RG	HN	KO
	R:33,125	R:26,762	R:61,050
RG		1,120482	3,608675
HN	1,120482		5,051985
KO	3,608675	5,051985	

Závislá: A	Vícenásobné porovnání p hodnot (oboustr.); A Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =26,08048 p = 0,0000		
	RG	HN	KO
	R:33,125	R:26,762	R:61,050
RG		0,787525	0,000923
HN	0,787525		0,000001
KO	0,000923	0,000001	

Tab. 10: Kruskal - Wallisova ANOVA pro mocnost iluviálního horizontu

Závislá: Bt	Vícenásobné porovnání z' hodnot; Bt Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =29,00364 p = 0,0000		
	RG R:11,500	HN R:40,975	KO R:38,800
RG		5,190761	3,527908
HN	5,190761		0,320469
KO	3,527908	0,320469	

Závislá: Bt	Vícenásobné porovnání p hodnot (oboustr.); Bt Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =29,00364 p = 0,0000		
	RG R:11,500	HN R:40,975	KO R:38,800
RG		0,000001	0,001257
HN	0,000001		1
KO	0,001257	1	

Tab. 11: Kruskal - Wallisova ANOVA pro nadmořskou výšku

Závislá: Nadm. výška	Vícenásobné porovnání p hodnot (oboustr.); Nadm. Výška Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =14,71201 p = 0,0006		
	RG R:33,125	HN R:38,825	KO R:12,800
RG		0,946409	0,025877
HN	0,946409		0,000377
KO	0,025877	0,000377	

Závislá: Nadm. výška	Vícenásobné porovnání z' hodnot; Nadm. výška Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =14,71201 p = 0,0006		
	RG R:33,125	HN R:38,825	KO R:12,800
RG		1,003811	2,626547
HN	1,003811		3,834573
KO	2,626547	3,834573	

Tab. 12: Kruskal - Wallisova ANOVA pro horizontální zakřivení

Závislá: Horiz. zakřivení	Vícenásobné porovnání z' hodnot; Horiz. Zakřivení Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =14,72176 p = 0,0006		
	RG R:46,563	HN R:32,337	KO R:17,250
RG		2,505126	3,787978
HN	2,505126		2,223021
KO	3,787978	2,223021	

Závislá: Horiz. zakřivení	Vícenásobné porovnání p hodnot (oboustr.); Horiz. zakřivení Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =14,72176 p = 0,0006		
	RG R:46,563	HN R:32,337	KO R:17,250
RG		0,036722	0,000456
HN	0,036722		0,078643
KO	0,000456	0,078643	

Tab. 13: Kruskal - Wallisova ANOVA pro vertikální zakřivení

Závislá: Vertik. zakřivení	Vícenásobné porovnání p hodnot (oboustr.); Vertik. Zakřivení Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: $H(2, N=66) = 0,8801900$ $p = 0,6440$		
	RG	HN	KO
	R:37,375	R:32,450	R:31,500
RG		1	1
HN	1		1
KO	1	1	

Závislá: Vertik. zakřivení	Vícenásobné porovnání z' hodnot; Vertik. Zakřivení Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: $H(2, N=66) = 0,8801900$ $p = 0,6440$		
	RG	HN	KO
	R:37,375	R:32,450	R:31,500
RG		0,867328	0,759211
HN	0,867328		0,139975
KO	0,759211	0,139975	

Tab. 14: Kruskal - Wallisova ANOVA pro střední zakřivení

Závislá: Celk. zakřivení	Vícenásobné porovnání z' hodnot; Celk. zakřivení Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: $H(2, N=66) = 10,04647$ $p = 0,0066$		
	RG	HN	KO
	R:41,750	R:34,225	R:17,400
RG		1,325207	3,146687
HN	1,325207		2,479027
KO	3,146687	2,479027	

Závislá: Celk. zakřivení	Vícenásobné porovnání p hodnot (oboustr.); Celk. zakřivení Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: $H(2, N=66) = 10,04647$ $p = 0,0066$		
	RG	HN	KO
	R:41,750	R:34,225	R:17,400
RG		0,555307	0,004954
HN	0,555307		0,039522
KO	0,004954	0,039522	

Tab. 15: Kruskal - Wallisova ANOVA pro přínosovou oblast (CA)

Závislá: CA	Vícenásobné porovnání z' hodnot; CA Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: $H(2, N=66) = 11,78318$ $p = 0,0028$		
	RG	HN	KO
	R:24,000	R:33,050	R:50,500
RG		1,593771	3,424526
HN	1,593771		2,571116
KO	3,424526	2,571116	

Závislá: CA	Vícenásobné porovnání p hodnot (oboustr.); CA Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: $H(2, N=66) = 11,78318$ $p = 0,0028$		
	RG	HN	KO
	R:24,000	R:33,050	R:50,500
RG		0,332962	0,001848
HN	0,332962		0,030411
KO	0,001848	0,030411	

Tab. 16: Kruskal - Wallisova ANOVA pro topografický poziční index (TPI)

Závislá: TPI	Vícenásobné porovnání z' hodnot; TPI Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =20,55020 p = 0,0000		
	RG R:34,125	HN R:39,450	KO R:8,7000
RG		0,937771	3,285606
HN	0,937771		4,530763
KO	3,285606	4,530763	

Závislá: TPI	Vícenásobné porovnání p hodnot (oboustr.); TPI Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =20,55020 p = 0,0000		
	RG R:34,125	HN R:39,450	KO R:8,7000
RG		1	0,003053
HN	1		0,000018
KO	0,003053	0,000018	

Tab. 17: Kruskal - Wallisova ANOVA pro topografický vlhkostní index (TWI)

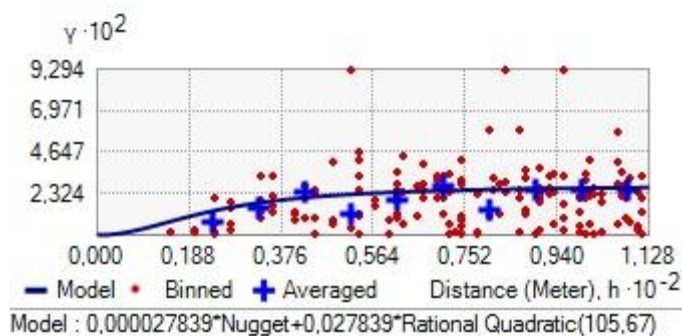
Závislá: TWI	Vícenásobné porovnání z' hodnot; TWI Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =17,35220 p = 0,0002		
	RG R:19,563	HN R:34,575	KO R:51,500
RG		2,64381	4,1272
HN	2,64381		2,493762
KO	4,1272	2,493762	

Závislá: TWI	Vícenásobné porovnání p hodnot (oboustr.); TWI Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =17,35220 p = 0,0002		
	RG R:19,563	HN R:34,575	KO R:51,500
RG		0,024594	0,00011
HN	0,024594		0,037919
KO	0,00011	0,037919	

5.4. Interpolace půdních vlastností

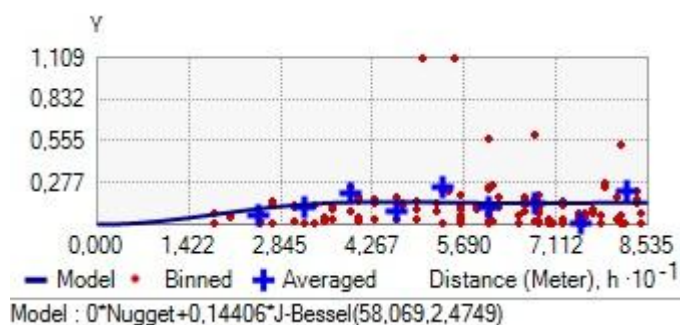
Interpolace jednotlivých půdních vlastností byla provedena v programu ArcGIS 10 s využitím extenze Geostatistical analyst a Spatial analyst. Na základě statistických analýz a zhodnocení semivariogramů byla pro jednotlivé půdní vlastnosti vybrána vhodná interpolační metoda. Vybíráno je ze tří metod: spline, běžný kriging (OK) a cokriging (CO). V rámci hybridní interpolační metody cokriging bylo využito nejvíce korelujících terénních vlastností odvozených z DEM. Prostorové autokorelace jednotlivých vlastností jsou vyobrazeny na následujících semivariogramech.

Rozsah semivariogramu pro obsah humusu do 20 cm je 106 m (obr. 13). To znamená, že do této hodnoty jsou veličiny ještě autokorelované. Hodnota, které semivariogram dosahuje na ose y v rozsahu, se nazývá práh (sill). Práh je hodnota, za kterou již nemá smysl řešit závislost proměnných na vzdálenostech (ArcGIS). Trend je takový, že veličiny, které jsou dál od sebe, jsou si také méně podobné, ale spolehlivě to lze tvrdit jen do vzdálenosti rozsahu. Tato vzdálenost je u obsahu humusu poměrně velká oproti ostatním půdním vlastnostem, obsah humusu se vyznačuje dobrou prostorovou závislostí na velkou vzdálenost. Nugget efekt je cca v 0, je to vzdálenost od 0 na ose y. Tento parametr semivariogramu udává náhodnou chybu měření ve velmi malých měřících, ve kterých nelze závislost zachytit (ArcGIS). Částečný práh (partial sill) je 0,028. Je to rozdíl mezi celkovým prahem a nugget efektem (ArcGIS).



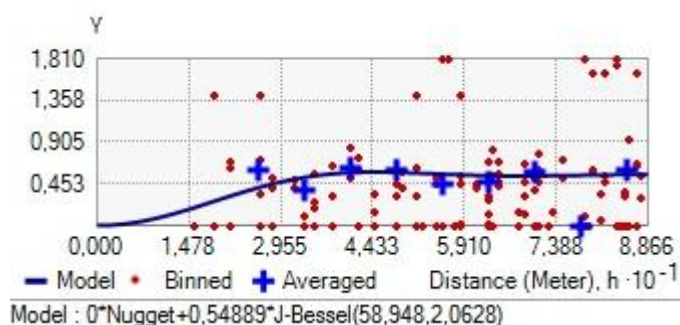
Obr. 13: Kvadratický model semivariogramu pro obsah humusu v 0 - 20 cm log (%)

V případě obsahu humusu ve 20-40 cm hodnoty vykazují prostorovou závislost do 58 m (obr. 14). Obsah humusu v této hloubce se vyznačuje malou prostorovou závislostí. Trend je také nevýrazný. Nugget efekt je 0 a částečný práh je 0,144.



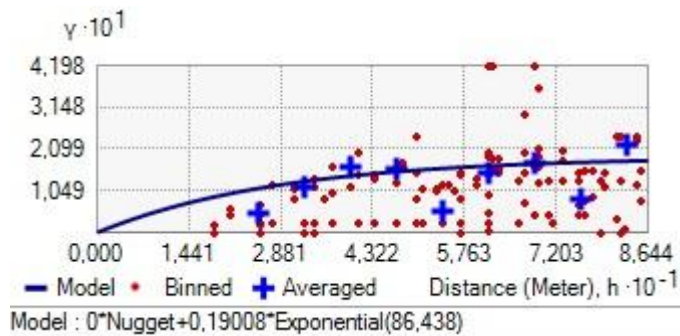
Obr. 14: Model semivariogramu J - Bessel pro obsah humusu ve 20 - 40 cm (%)

Hodnoty pro obsah humusu ve 40 - 60 cm jsou autokorelované do 59 m (obr. 15). Tento soubor vykazuje lepší prostorovou závislost, ale je velmi nevyrovnaný, což je způsobeno velkými rozdíly v hodnotách souboru, vyšší obsah humusu v této hloubce se vyskytuje pouze v rámci úpadu a na několika málo dalších místech na vrcholu svahu. Nugget efekt je v 0 a částečný práh je 0,549.



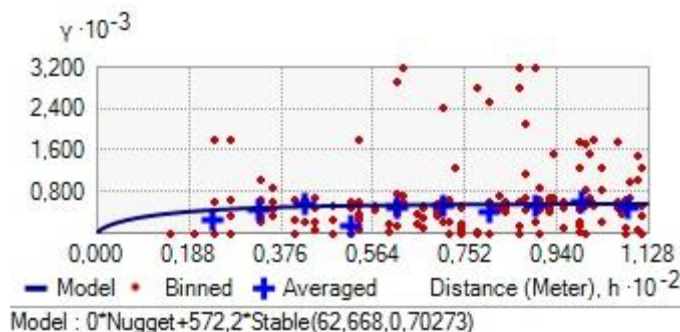
Obr. 15: Model semivariogramu J - Bessel pro obsah humusu ve 40 - 60 cm (%)

Hloubka humusového horizontu obdobně jako obsah humusu do 20 cm vykazuje poměrně velkou prostorovou závislost až na vzdálenost 86 m, do této vzdálenosti vykazuje i výraznější trend (obr. 16). Mocnost A v úpadech je vysoká, ve svazích úpadů dochází k jejímu snižování, ale na vrcholcích svahů je opět vyšší nebo velice proměnlivá. Nugget je v 0 a částečný práh je 0,19.



Obr. 16: Exponenciální model semivariogramu mocnosti humusového horizontu A log (cm)

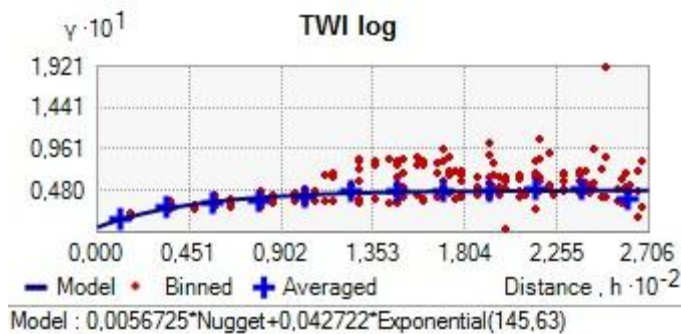
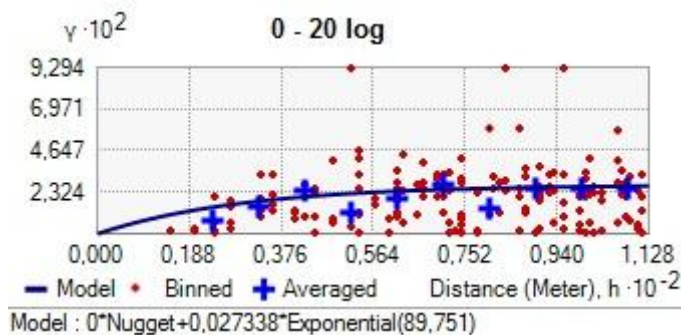
Mocnost Iluviálního horizontu je autokorelována do 63 m, do této vzdálenosti vykazuje jen malou prostorovou závislost, a je také poměrně nevyrovnaná z důvodu velké diverzity celého souboru; na malé ploše se vedle sebe vyskytují velmi odlišné mocnosti Bt (obr. 17). Iluviální horizont Bt má větší mocnost na vrcholcích svahu, směrem do úpadů se snižuje, nebo je zcela erodován a v úpadech se jeho mocnosti opět zvyšují. Nugget efekt je 0 a částečný práh je 572.



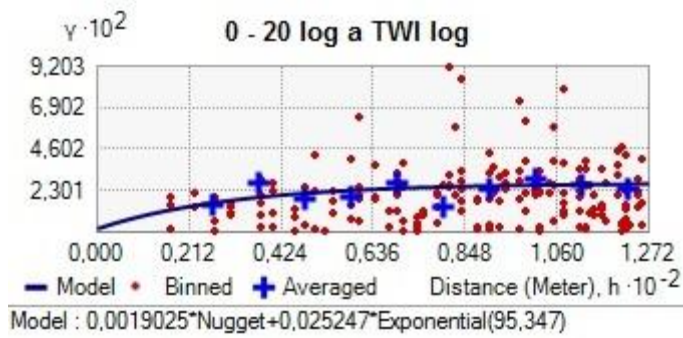
Obr. 17: Semivariogram mocnosti iluviálního horizontu Bt

Obsahu humusu v hloubce 0 - 20 cm

Obsah humusu do 20 cm má dobrou prostorovou závislost na poměrně velkou vzdálenost, můžeme tedy očekávat dobrou přesnost interpolace s využitím krigingu, případně také cokrigingu. Obsah humusu do 20 vykazuje vysoké korelace s některými vlastnostmi terénu. V rámci cokrigingu byly otestovány čtyři nejvíce korelující terénní vlastnosti, TWI, SPI, CA a střední zakřivení. Střední zakřivení nelze jako pomocnou proměnnou z důvodu špatného rozložení souboru použít. SPI a CA mají příliš rozdílné prostorové rozložení semivariogramů. Jako vhodná pomocná proměnná pro cokriging byl tedy vybrán pouze TWI (obr. 18-19).

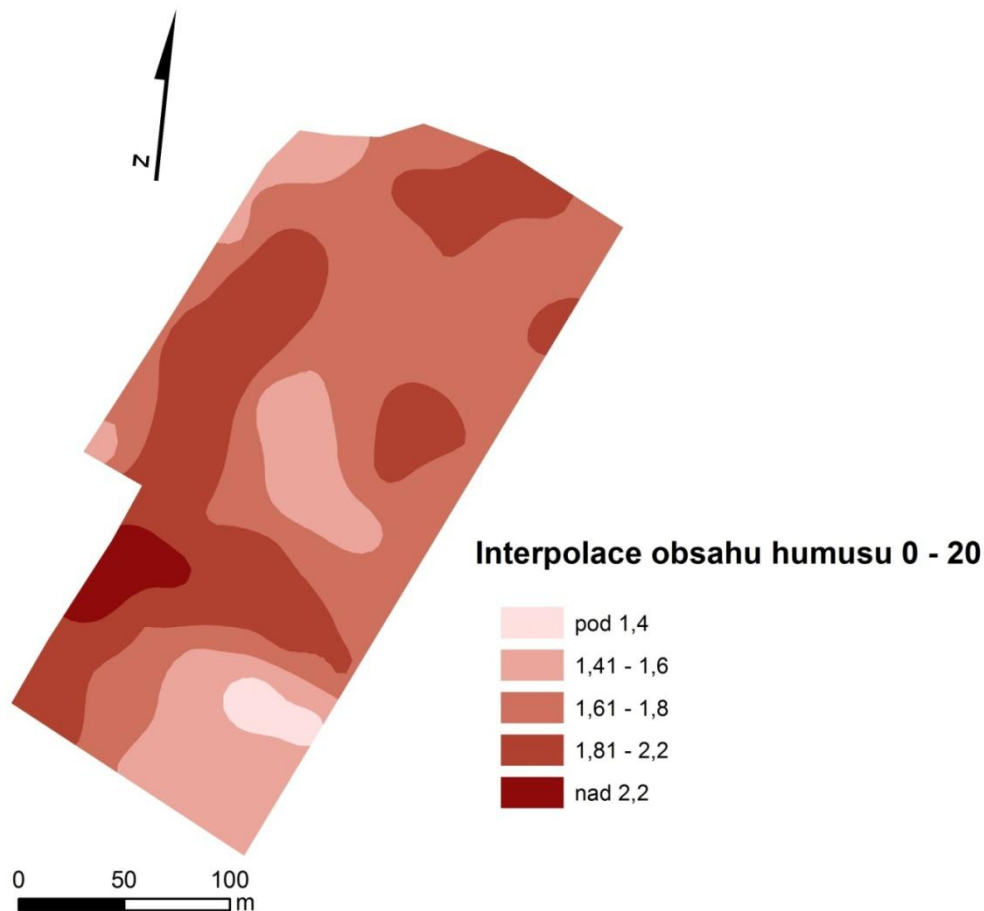


Obr. 18: Porovnání semivariogramů pro obsah humusu (%) v 0 - 20 cm a semivariogramu TWI.



Obr. 19: Vzájemný semivariogram pro obsah humusu (%) v 0 - 20 cm a TWI.

Jako nejvhodnější model proložení byl vybrán model exponenciální. Po zlogaritmování obou proměnných mají jejich semivariogramy podobné prostorové rozložení, TWI tedy může klasický kriging obsahu humusu do 20 cm zpřesnit. Z tohoto důvodů jsem jako vhodnou interpolační metodu použila cookriging s TWI jako pomocnou proměnnou.

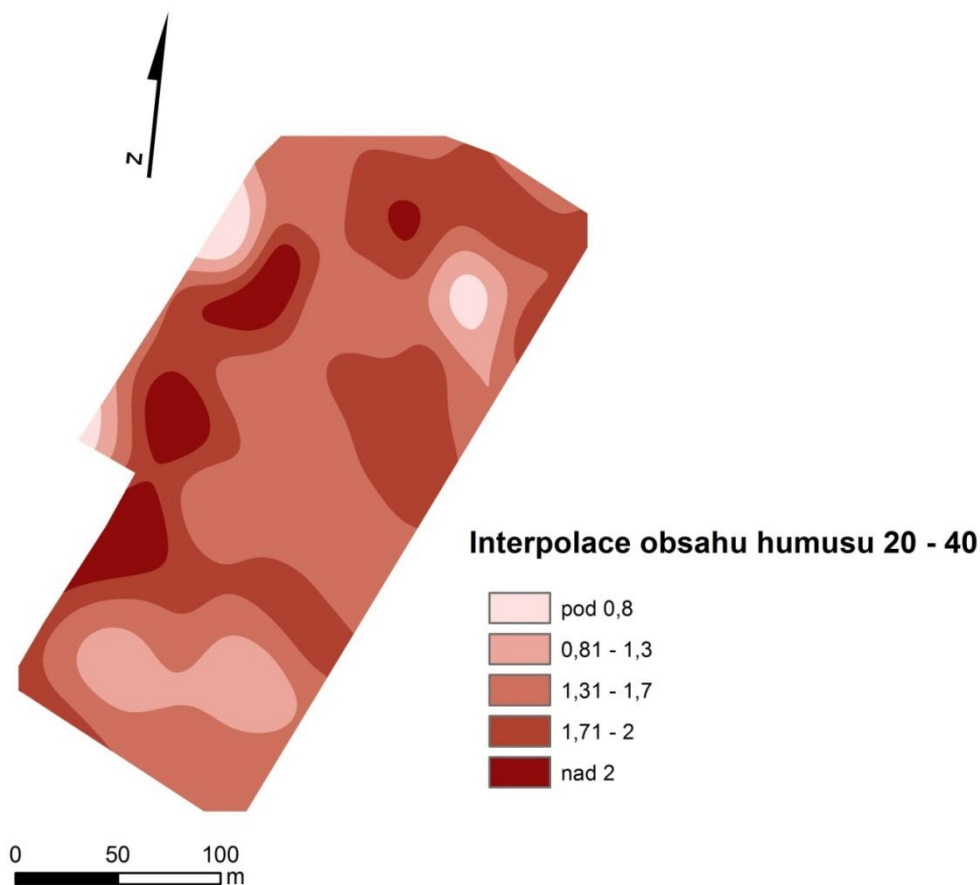


obr. 20: Obsah humusu (%) v 0 - 20 cm

Vysoký obsah humusu se nachází v oblastech úpadů, zvláště potom v místě jejich napojení (obr. 20). Dále také v celém jihozápadním pásu za místem napojení úpadů, kde je relativně velký sklon směrem do úpadu, ale do tohoto místa se svažuje jižní část pozemku za západovýchodním úpadem. S postupným zanášením akumulční oblasti v místě napojení úpadů se bude v tomto jihozápadním pásu ukládat stále větší množství sedimentu. Další zónou s vyšším obsahem humusu je místo, kde se nachází terénní rýha a zároveň je tam také nízký sklon. Místa s vyšším obsahem humusu jsou také na severní plošině, kde je taktéž relativně nízký sklon. Naopak místa s nízkým obsahem humusu se vyskytují v exponovaných oblastech s vyšším sklonem.

Obsah humusu v hloubce 20 - 40 cm

Tyto hodnoty nevykazují výraznější prostorovou závislost, proto nebude jejich interpolace s použitím cokrigingu a krigingu pravděpodobně příliš přesná. Vzhledem k tomu použijí statistickou interpolační metodu spline (obr. 21).

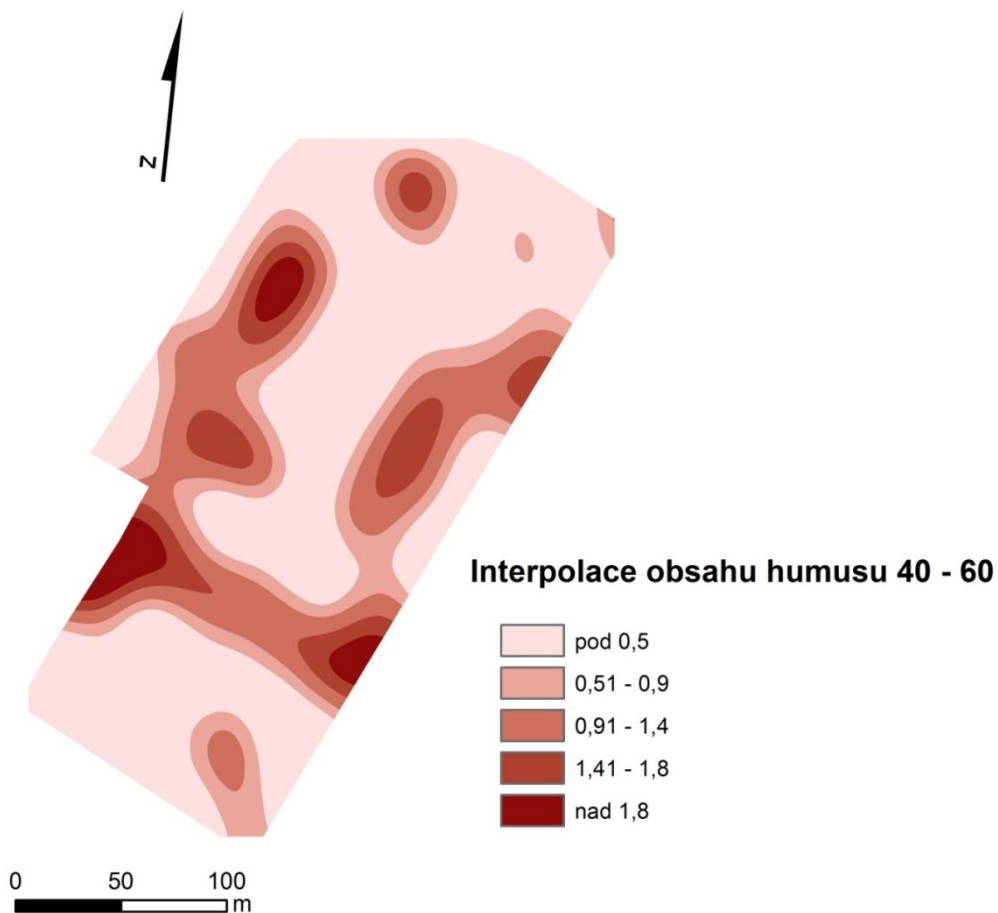


Obr. 21: Obsahu humusu (%) ve 20 - 40 cm

Obsah humusu v této hloubce až na malé lokální odlišnosti kopíruje obsah humusu do 20 cm, ale je vyrovnanější. Nejvyšší obsah je v severojižním úpadu. Nejnižší na severní plošině nad akumulací terénní rýhy, v západní části pozemku svažující se do úpadu, a také v jižní části zájmové oblasti svažující se do úpadu.

Obsahu humusu v hloubce 40 - 60 cm

Pro obsah humusu v hloubce 40 – 60 cm existuje lepší prostorová závislost, ale z důvodu velké nevyrovnanosti hodnot použijí stejně jako v předchozím případě statistickou interpolační metodu spline (obr. 22).

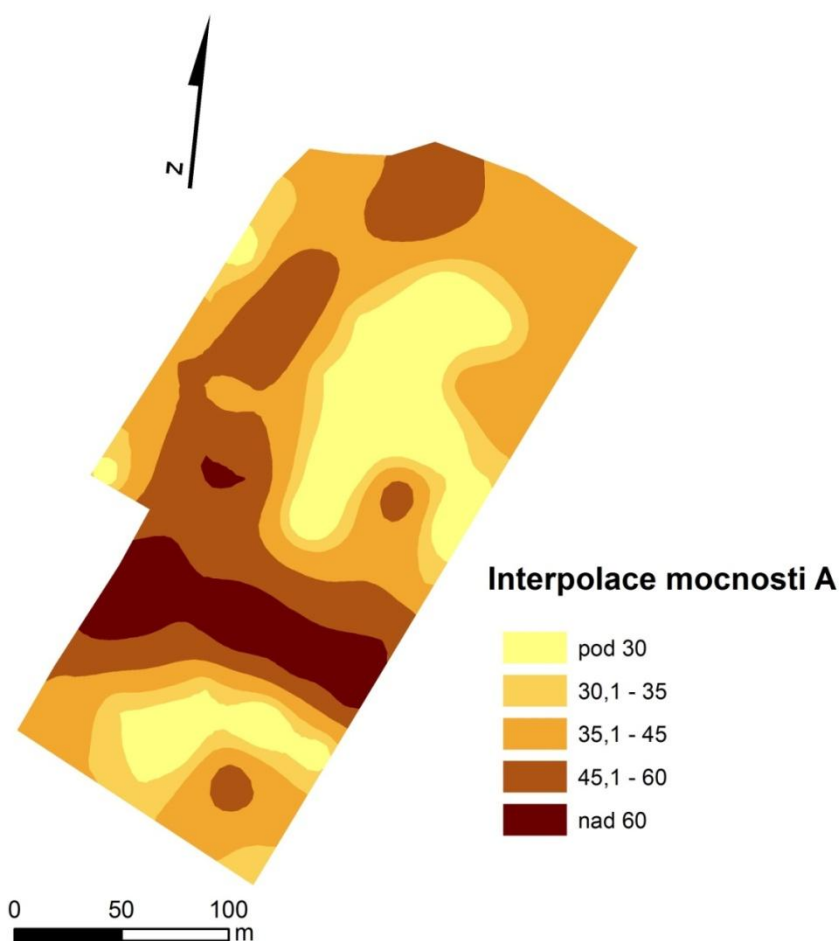


Obr. 22: Obsahu humusu (%) v 40 - 60 cm

Obsah humusu je stejně jako v předchozích případech zvýšený zejména v oblastech úpadu a také se zde mnohem výrazněji projevuje akumulární oblast terénní rýhy vedoucí do západovýchodního úpadu. Lokálně zvýšený je rovněž v jižní části lokality, v tomto místě je také lokálně zvýšená hloubka humusového horizontu, toto může být způsobeno mikroreliefními nerovnostmi vyskytujícími se právě v této části a případně také charakterem orby.

Mocnosti A horizontu

Mocnost humusového horizontu vykazuje dobrou prostorou závislost do vzdálenosti 86 m. Z tohoto důvodu jsem volila mezi běžným krigingem a cokrigingem. S mocností A nejlépe koreluje TPI, nadmořská výška, TWI nebo CA, ale prostorové rozložení jednotlivých semivariogramů neodpovídá interpolované veličině. Největší podobnost byla zaznamenána se semivariogramem TWI, ale i přes zlogaritmování proměnných, bylo jejich prostorové rozložení odlišné, proto byla jako vhodná interpolační metoda zvolen běžný kriging (obr. 23).

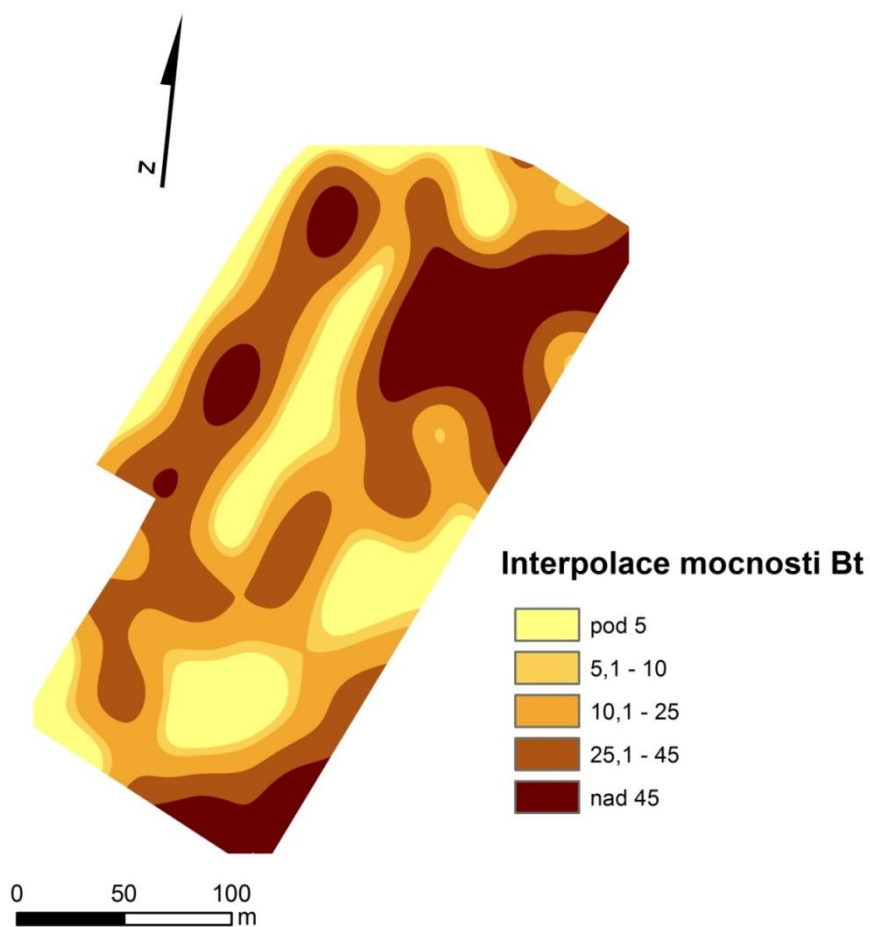


Obr. 23: Mocnost humusového horizontu (cm)

Hloubky humusového horizontu jsou vysoké v oblastech úpadů, hlavně v západovýchodním úpadu. Interpolace se nejlépe shoduje s obsahem humusu pod 40 cm a částečně také do 20 cm, o čemž vypovídají i hodnoty korelací. Nejnižší mocnost je v jižní části lokality se zvýšeným sklonem a také mezi úpady, kde se nachází mírná elevace, humusový horizont je z této oblasti transportován do okolních akumulčních oblastí.

Mocnost Bt horizontu

V případě Bt bude kvůli velké nevyrovnanosti a nevýrazné prostorové závislosti použití cokrigingu a krigingu málo přesné. Zvolím tedy interpolační metodu spline (obr. 24).



Obr. 24: Mocnost Bt horizontu v cm

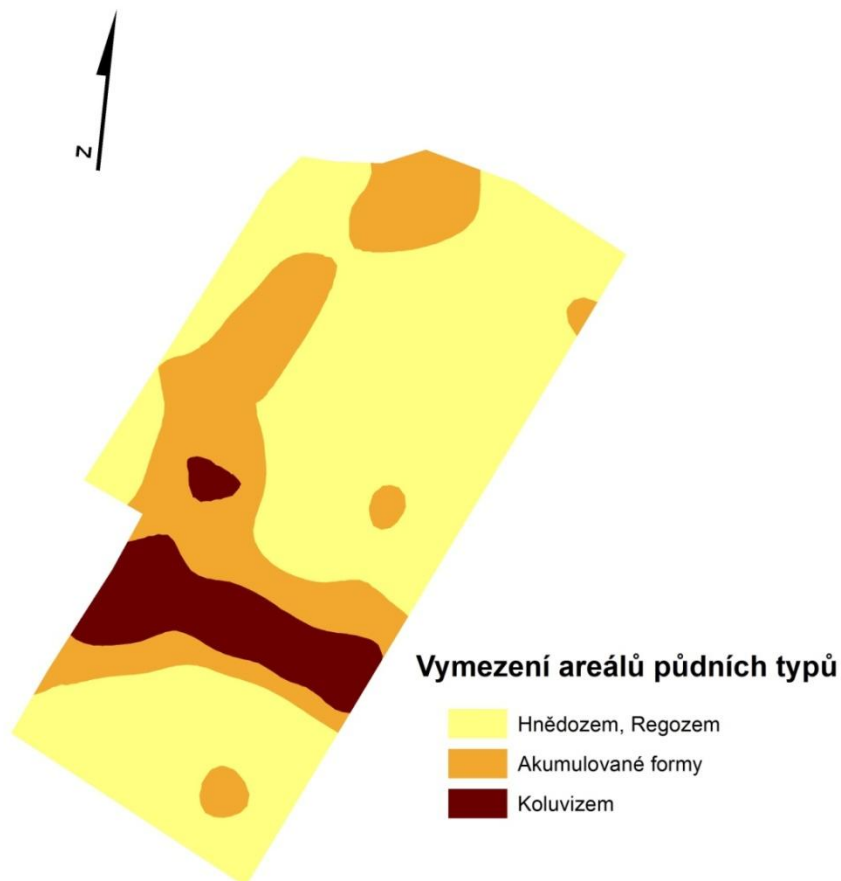
Iluviální horizont je zachován na severní plošině, v jižní části lokality, v oblastech úpadů a také v akumulární oblasti terénní rýhy. Jeho snížené mocnosti až jeho absence se váží hlavně na exponovaná místa s vysokým sklonem.

6. Diskuze

Na studované lokalitě byly zkoumány erozně - akumulční procesy na základě terénního průzkumu, vytvoření digitálního modelu terénu daného území a pedometrických analýz aplikovaných na získaná data. Byla identifikována poměrně velká rozrůzněnost půdního pokryvu. Působením erozních procesů je původní půdní pokryv lokality výrazně ovlivněn, zachovalý je pouze na malých plochách vrchních partií svahu. Eroze se zvláště výrazně projevuje ve sklonitých konvexních partiích svahu. Transportovaný materiál je ukládán v partiích terénu s konkávním zakřivením, zvláště významnými akumulčními zónami jsou oblasti úpadů a úpatí svahů. Vazbu výskytu koluvizemí na tyto specifické tvary reliéfu prokázal také výzkum Zádorové et al. (2008, 2009, 2011). Na odnos materiálu z oblastí se zvýšeným sklonem má nejspíše největší vliv eroze vodní, k odnosu materiálu z vrcholových partií svahu, zvláště znatelném v jižní části lokality, by mohla značně přispívat eroze způsobená orbou. To prokazuje i výzkum Lobba et al. (1999). Spolupůsobení vodní eroze a eroze orbou je na orných půdách podle výzkumu Li et al. (2007) běžným jevem. Ze svahů úpadu je kromě humusového horizontu erodován také iluviální horizont, který se jinak v méně exponovaných částech lokality vyznačuje větší stabilitou než horizont humusový. To je z hlediska zrnitostního složení jednotlivých horizontů očekávané. Na základě mnohých výzkumů (Aba Idah et al., 2008; Bairacharya et al., 1992; ÓGenn at al., 2006) se ukazuje, že zvýšený obsah jílu v půdě působí tmelícím účinkem, a tím se snižuje erodibilita, naopak prachové částice a organický uhlík jsou k erozi mnohem náchylnější, a to z důvodů jejich nízké hmotnosti a hustoty. Organický uhlík na druhou stranu přispívá k větší stabilitě půdních agregátů (Bryan, 1968). V případě zájmové lokality je ale pravděpodobné značné narušení půdních agregátů zemědělskou činností, proto má zřejmě organika na stabilitu půdní struktury pouze omezený vliv.

Půdní typ koluvizem je lokalizován pouze v prostorech úpadů, nejhlubší je v západovýchodním úpadu (obr. 25). Přechod mezi koluvizemí a původní hnědozemí tvoří hnědozemě akumulované, vyskytující se v méně významných akumulčních oblastech, jako je oblast v rámci terénní rýhy a oblasti s nízkým sklonem v severní a jižní části lokality. Tyto akumulční oblasti vznikají zvláště v místech s konkávním horizontálním zakřivením. V důsledku stále větší akumulace v prostorech úpatí svahu je humózním sedimentem překrývána původně obnažená spraš a vznikají tak akumulované regozemě. Stratigrafie půdního profilu koluvizemě na zájmové lokalitě je tvořena iluviálním horizontem a mocným

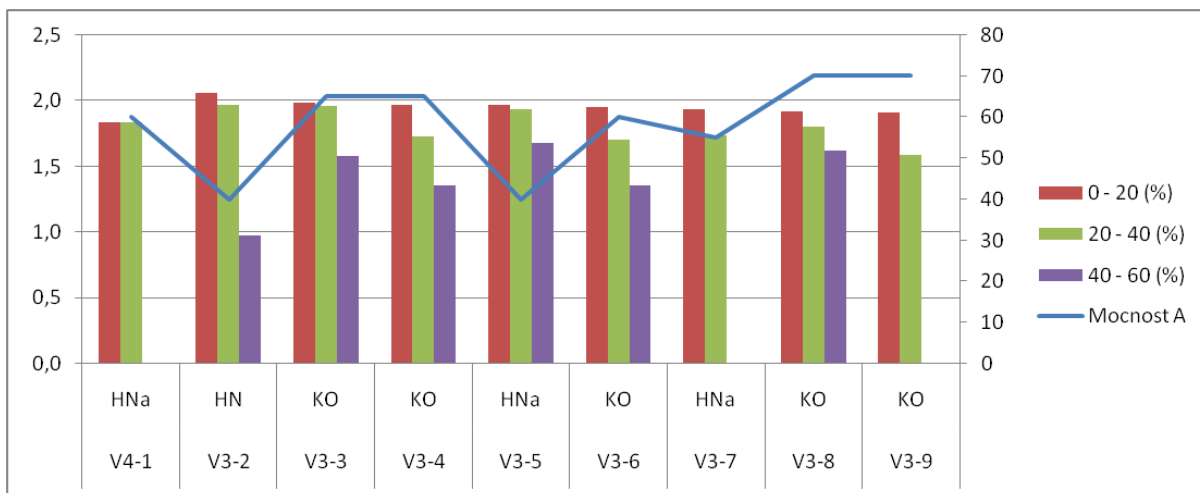
humusovým horizontem (60 - 80 cm). Oproti výzkumům Papiernika et al. (2009) nebo Zádorové et al. (2011) jsou mocnosti akumulovaného humusového horizontu na zájmové lokalitě nižší, je nutno ovšem brát v úvahu, že jejich výzkumy byly prováděny v černozemních oblastech s jinými půdními vlastnostmi a obecně vyšší erodibilitu půdy. V případě této hnědozemní oblasti se tak velké hloubky koluviálních půd nedají očekávat.



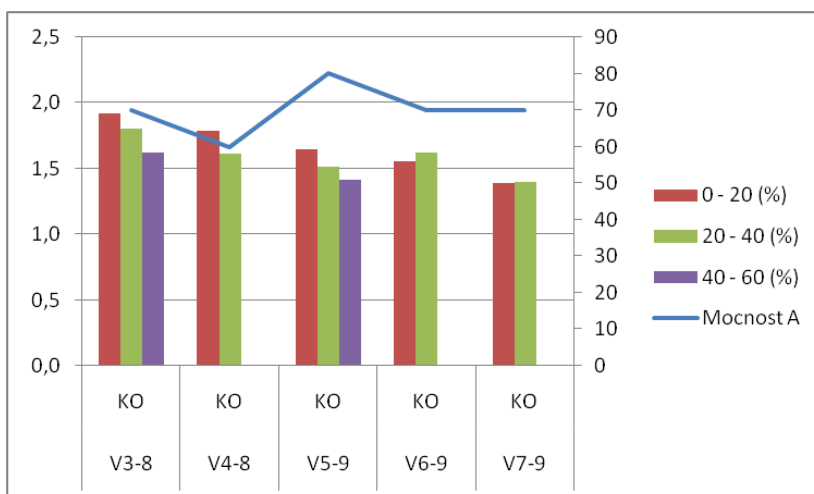
Obr. 25: Vymezení areálů koluvizemí na základě interpolace mocnosti humusového horizontu

V rámci zájmového pozemku byl dále zkoumán obsah humusu do hloubky 60 cm na celé ploše (v každém bodu sondážní sítě). Určení obsahu humusu v původních půdách a v koluvizemích, případně v rámci celého zkoumaného pozemku, je velmi důležité z hlediska určení průběhu sedimentace materiálu a míry mineralizace organického uhlíku během transportu. Existují dva protichůdné názory, tedy koluvizem jako zásobárna organického uhlíku (Van Oost et al., 2004; Renwick et al., 2004; Smith et al., 2001) a oproti tomu tvrzení,

že při transportu sedimentů do místa konečného úložiště dochází k podstatným ztrátám uhlíku mineralizací a emisím do ovzduší (Lal, 2011; Lal, 2003; Lal, 1995). V rámci zájmového pozemku nebyla míra mineralizace organického uhlíku uvažována, hlavně z důvodu zvyšování mineralizace s délkou transportu. Organický uhlík na zájmové lokalitě je transportován na poměrně krátkou vzdálenost, a z tohoto důvodu není předpokládán patrný vliv mineralizace na rozdíly obsahu humusu v koluviálních půdách a původních hnědozemích. Na základě měření obsahu humusu na lokalitě lze do jisté míry posoudit charakter koluviace (obr. 26-27). Nejvyšší obsahy humusu, přes 2 %, jsou pozorovány v koluvizemích a akumulovaných hnědozemích v rámci severojižního úpadů. Obsah humusu v erozně málo narušených hnědozemích ve vrcholových partiích svahu je o něco nižší (mezi 1,5 a 2 %). Z toho můžeme usuzovat na převážnou akumulaci humusového materiálu a na minimální příměs iluviálního horizontu nebo substrátu v sedimentu tohoto úpadu. V případě západovýchodního úpadu můžeme pozorovat obsahy humusu o něco nižší (pouze do 2 %). Na základě toho je velice pravděpodobné, že dochází k zanášení úpadu, v tomto případě spíše iluviálním horizontem, který je postupně přioráván do ornice. Koluviace tedy v tomto prostoru dosahuje vyšší intenzity, čemuž odpovídá i plošně větší výskyt koluvizemí. Nejnižší obsahy humusu v tomto úpadu jsou na jeho východní straně. Podobně nízké hodnoty byly pozorovány i na východní straně jižní části lokality. Je tedy pravděpodobné, že zejména z tohoto místa se do západovýchodního úpadu dostává minerální materiál. Mírné mikroreliefní rýhy v této části pozemku, které naznačují i hydrologické indexy, mohou proces transportu organického uhlíku z této části lokality značně podporovat. Z rozložení obsahu humusu do hloubky vyplývá, že hloubka humusového horizontu původních hnědozemí se pohybovala cca do 40 cm. Obsah humusu je celkově výrazněji snížený v rámci svahů úpadů, což je očekávané, vzhledem k přesunům organického uhlíku z konvexních do konkávních částí reliéfu, které prokázaly i další výzkumy (Gregorich et al., 1998; Woods and Schuman, 1988).



Obr. 26: Obsahy humusu v jednotlivých hloubkách a mocnost humusového horizontu v cm v bodech sondážní sítě procházejících severojižním úpadem



Obr. 27: Obsahy humusu v jednotlivých hloubkách a mocnost humusového horizontu v cm v bodech sondážní sítě procházejících západovýchodním úpadem

Za účelem určení závislosti půdních vlastností na vlastnostech terénu a jejich schopnosti odlišit koluvizemě od ostatních půdních typů, nacházejících se na lokalitě, byla provedena korelační analýza a analýza rozptylu. V rámci zájmového pozemku byly zjištěny nejsilnější vztahy půdních vlastností s hydrologickými indexy, zvláště pak topografickým vlhkostním indexem (TWI), dále také středním a horizontálním zakřivením a topografickým pozičním indexem (TPI). Vysoké korelace s hydrologickými indexy se neliší od jiných výzkumů

(Florinsky et al., 2002; Zádorová et al., 2011) a potvrzují původní hypotézu, ale na rozdíl od výzkumů Zádorové et al. (2011) nebyly s žádnou půdní vlastností prokázány korelace s vertikálním zakřivením, což by mohlo být dáno hlavně odlišnostmi reliéfu zájmových lokalit. Nejvyšší korelace byly prokázány u obsahu humusu a mocnosti humusového horizontu. V tomto případě bych očekávala korelace vyšší, hodnoty těchto korelací snižuje míšení humusového horizontu s horizontem iluviálním a také zanášení úpadu méně humózním smíšeným materiálem. Z terénních vlastností má na obsah humusu největší vliv topografický vlhkostní index (TWI) a ostatní hydrologické indexy, dále také zakřivení a topografický poziční index (TPI). Obsahy humusu ve všech hloubkách nejvíce korelují s TWI, což souvisí právě s náchylností organického uhlíku k odnosu vodní erozí. Vyšší korelace se středním nebo také horizontálním zakřivením souvisí s transportem uhlíku z konvexních do konkávních částí reliéfu. V případě humusového horizontu se na jeho mocnosti nejvíce podílí topografický poziční index (TPI), nadmořská výška a také horizontální zakřivení, takže více než pohyby vody v krajině má na jeho mocnost vliv poloha ve svahu a konvexita či konkavita terénu. Závislost s těmito terénními vlastnostmi je nepřímá, například čím menší je nadmořská výška, tím větší je mocnost humusového horizontu. Na nižší korelace s TWI oproti obsahu humusu má zřejmě vliv značný podíl materiálu z iluviálního horizontu v ornici v některých částech pozemku, zvýšením obsahu jílu v ornici se může snížit její erodibilita. V rámci iluviálního horizontu nejvyšší korelace se sklonem poukazují na fakt, že v oblastech s vysokým sklonem se Bt horizont stává součástí ornice a jeho mocnost se tedy výrazně snižuje. Na ostatní půdní vlastnosti má ale sklon vliv malý, nebo zcela neprůkazný. Podobně se sklon ukázal nevýznamným i ve výzkumu Zádorové et al. (2011) a Florinského et al. (2002). Přesto někteří autoři považují sklon za významný faktor vzniku eroze (Šamonil, 2004; Moore a Burch, 1986). Kromě síly vztahu půdních a terénních vlastností je nutné posoudit, jaké terénní vlastnosti jsou schopné prokazatelně odlišit koluvizem od ostatních půdních typů na lokalitě. Koluvizem od regozemí a hnědozemí jsou schopné odlišit všechny nejvíce korelující vlastnosti (hydrologické indexy, TPI, střední zakřivení) kromě zakřivení horizontálního, které je schopno signifikantně odlišit pouze regozem od koluvizemě. V oblastech hnědozemí či jiných ilimerizovaných půd by bylo k pochopení a mapování procesu koluviace vhodné kombinovat více terénních charakteristik, jako jsou například hydrologické indexy, zakřivení a TPI.

7. Závěr

Výzkum procesu koluviace je z hlediska sledování změn v půdním pokryvu a také vlivu na zásoby terestrického uhlíku velice důležitý. Tato práce shrnuje výsledky výzkumu koluviace v hnědozemích, jako zástupce plošně rozšířených, kvalitních zemědělských půd. Výzkum byl proveden s využitím terénního průzkumu zájmové lokality, laboratorní analýzy, analýz digitálního modelu terénu a pedometrických a statistických metod .

Na základě výsledků jednotlivých analýz lze říci, že se hnědozemě jako celek vyznačují poměrně velkou erodibilitou, ale podle očekávané hypotézy tvoří iluviální horizont stabilnější hranici, a v méně erozně exponovaných oblastech je schopen erozním procesům odolávat déle, než je tomu u horizontu humusového. Koluvizemě jsou lokalizovány pouze v rámci úpadů, přičemž největších hloubek (až 80 cm) dosahují v úpadu západovýchodním. V tomto úpadu jsou změřeny obsahy humusu do 2 %, což je srovnatelné s obsahy humusu v erozně minimálně narušených hnědozemích ve vrcholových partiích svahu, oproti tomu v severojižním úpadu se pohybují i přes 2 %. Toto rozložení obsahu humusu v zájmové lokalitě ukazuje na převážnou redistribuci horizontu humusového (z větší části pozemku), jen z nejméně erozně exponovaných míst, hlavně v jižní části pozemku, je odnášen i iluviální horizont, smíšený s orníci. Na základě statistických analýz lze říci, že k mapování koluvizemí v oblasti hnědozemí jsou použitelné obdobné terénní charakteristiky jako v případě oblastí s odlišnými půdními a substrátovými podmínkami. Terénními vlastnostmi, které jsou schopné nejlépe odlišit koluvizemě od ostatních půdních typů, jsou hydrologické indexy (zvláště TWI), střední zakřivení a TPI. Posouzení vztahů mezi terénními a půdními vlastnostmi z hlediska eroze je v lokalitách s různými půdními typy velmi důležité k určení spolehlivého způsobu digitálního mapování koluvizemí. Vzhledem ke značné finanční a časové náročnosti klasických způsobů mapování, se digitální mapování koluvizemí jeví jako mnohem účinnější způsob. A to i vzhledem k tomu, že je v důsledku značného rozšíření eroze předpokládán velký rozsah těchto půd.

8. Seznam literatury

- Aba Idah, P., Mustapha, H. I., Musa, J. J., Dike, J. 2008. Determination of erodibility indices of soils in Owerri west local government area of Imo State Nigeria. *Assumption University Journal of Technology*. 12 (2). 130-133.
- Ahokas, E., Kaartinen, H., Hyyppä, J. 2003. A quality assessment of airborne laser scanner data. *International Archives of Photogrammetry. Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. 34 (3/W13). 6.
- Amundson, R. 2001. The carbon budget in soils. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 29. 535-562.
- ArcGIS Resource Center [online]. 2. listopadu 2011. [cit. 2013-02-02]. Dostupné z <<http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/>>
- Avnimelech, Y., McHenry, J. R. 1984. Enrichment of transported sediments with organic-carbon, nutrients and clay. *Soil Science Society of America Journal*. 48 (2). 66-259.
- Bajracharya, R.M., Lal, R., Kimble, J.M. 2000. Erosion phase effects on CO₂ concentration and CO₂ flux from an Alfisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64 (2). 694-700.
- Bajracharya, R. M., Elliot, W. J., Lal, R. 1992. Interrill erodibility of some Ohio soils based on field rainfall simulation. *Soil Science Society of America Journal* 56. 267-272.
- Barthès, B., Albrecht, A., Asseline, L., De Noni, G., Roose, E. 1999. Relationships between soil erodibility and topsoil aggregate stability or carbon content in a cultivated Mediterranean highland (Aveyron, France). *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 30. 1929-1938.
- Beven, K. J., Kirkby, M. J. 1979. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.* 24. 43-69.
- Bergstrom, D.W., Monreal, C.M., St Jacques, E. 2001. Spatial dependence of soil organic carbon mass and its relationship to soil series and topography. *Canadian Journal of Soil Science*. 81. 53-62.
- Borůvka, L. 2009. In: Kozák, J. a kol. Atlas půd České Republiky. ČZU Praha. Praha. p. 150. ISBN: 978-80-213-2008-6.
- de Bruin, S., Stein, A. 1998. Soil-landscape modelling using fuzzy c-means clustering of attribute data derived from a Digital Elevation Model-DEM. *Geoderma*. 83. 17-33.

Bryan, R.B. 1968. The development, use and efficiency of indices of soil erodibility. *Geoderma*. 2. 5-26.

Burgess, T.M., Webster, R. 1980a. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties; the semi-variogram and punctual kriging. *Journal of Soil Science*. 31. 315-331.

Clemens, G., Stahr, K. 1994. Present and past soil erosion rates in catchments of the Kraichgau area (SW-Germany). *Catena*. 22. 153-168.

Český hydrometeorologický ústav (CHMI) [online]. [cit. 2013-01-08]. Dostupné z <http://portal.chmi.cz/portal/dt?portal_lang=cs&nc=1&menu=JSPTabContainer/P4_Historicka_data/P4_1_Pocasi&last=false>

ČUZK - terminologická komise. Terminologický slovník zeměměřičství a katastru nemovitostí [online]. [cit. 2012-12-06]. Dostupné z <<http://www.vugtk.cz/termkom/termsl.html>>

Demek, J., Mackovčín, P. a kol. 2006. *Zeměpisný lexikon ČR. AOPK ČR*. Brno. p. 584. ISBN: 80-86064-99-9.

Doyle, F. J. 1978. Digital terrain models: an overview. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 44. 1481-1485.

Ellis, J.H. 1932. A field classification of soils for use in the soil survey. *Scientia Agricola*. 12. 338-345.

Estornell, J., Ruiza, L. A., Velázquez-Martí, B., Hermosilla, T. 2011. Analysis of the factors affecting LiDAR DTM accuracy in a steep shrub area. *International Journal of Digital Earth*. 4 (6). 521-538.

Florinsky, I. V. 2002. Errors of signal processing in digital terrain modelling. *International Journal of Geographical Information Science*. 16 (5). 475-501.

Florinsky, I. V., Eilers, R. G., Manning, G. R., Fuller, L. G. 2002. Prediction of soil properties by digital terrain modelling. *Environmental Modeling and Software*. 17. 295-311.

Franklin, J. 1995. Predictive vegetation mapping: geospatial mapping of biospatial patterns in relation to environmental gradients. *Progress in Physical Geography*. 19. 474-499.

Gäggeler, H. W. 1995. Radioactivity in the atmosphere. *Radiochemica Acta* 70 (71). 345-353.

Gessler, P. E., Moore, I. D., McKensie, N. J., Ryan, P. J. 1995. Soil-landscape modelling and spatial prediction of soil attributes. *International Journal Geographical Information Science*. 9. 421-432.

- Gessler, P. E., Pike, R., MacMillan, R. A., Hengl, T., Reuter, H. I. 2009. The future of geomorphometry. *Developments in Soil Science*. 33. 637-652.
- Gillette, D. A., Adams, J., Endo, A., Smith, D., Kihl, R. 1980. Threshold velocities for input of soil particles into the air by desert soils. *Journal of Geophysical Research*. 85. 5621-5630.
- GIS for Soil and Water Conservation (SOWAC - GIS) [online]. [cit. 2013-03-06]. Dostupné z <<http://www.sowac-gis.cz/>>
- Godwin, H. 1962. Half-life of radiocarbon. *Nature*. 195. 984.
- Goovaerts, P. 1997. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press. New York. p. 483. ISBN: 0-19-511538-3.
- Gregorich, E.G., Greer, K.J., Anderson, D.W., Liang, B.C. 1998. Carbon distribution and losses: erosion and deposition effects. *Soil and Tillage Research*. 47. 291-302.
- Guisan, A., Weiss, S. B., Weiss, A. D. 1999. GLM versus CCA spatial modeling of plant species distribution. *Plant Ecology*. 143. 107-122.
- Hengl, T., Reuter, H. I. 2009. *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Elsevier. Amsterdam. p. 796. ISBN: 978-0-12-374345-9.
- Hollaus, M., et al. 2006. Accuracy of large-scale canopy heights derived from LiDAR data under operational constraints in a complex alpine environment. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 60. 323-338.
- Hopkinson, C., Chasmer, L. E., Sass, G., Creed, I. F., Sitar, M., Kalbfleisch, W., Treitz, P. 2005. Vegetation class dependent errors in LiDAR ground elevation and canopy height estimates in a boreal wetland environment. *Canadian Journal of Remote Sensing*. 31 (2). 191-206.
- Holý, M. 1994. *Eroze a životní prostředí*. ČVUT Praha. p. 383. ISBN: 8001010783.
- Hua, Q. 2009. Radiocarbon: A chronological tool for the recent past. *Quaternary Geochronology*. 4. 378-390.
- Hutchinson, M. F., Gallant, J. C. 2000. Digital elevation models and representation of terrain shape. *Terrain Analysis: Principles and Applications*. 29-85.
- Hyypä, H., et al. 2005. Factors affecting the quality of DTM generation in forested areas. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. 36. (3/W19). 85-90.

- Hyypä, J., et al. 2008. Review of methods of small-footprint airborne laser scanning for extracting forest inventory data in boreal forests. *International Journal of Remote Sensing*. 29. 1339-1366.
- Imeson, A. C., Kwaad, F. J. P. M., Múcher, H. J. 1980. Hillslope processes and deposits in forested areas in Luxembourg. *Timescales in Geomorphology*. 31-43.
- Jacinthe, P. A., Lal, R. 2001. A mass balance approach to assess carbon dioxide evolution during erosional events. *Land Degradation & Development*. 12. 329-339.
- Jacinthe, P. A., Lal, R., Kimble, J. M., 2001. Assessing Water Erosion Impacts on Soil Carbon Pools and Fluxes. *Assessment Methods for Soil Carbon*. Boca Raton (FL). CRC. 427-450.
- Jenny, H. 1941. *Factors of soil formation*. McGraw-Hill Book Company. London. p. 271. ISBN: 0-486-68128-9.
- Jenny, H. 1980. *The Soil Resource. Origin and Behavior*. The soil resource, Origin and behaviour.
- Klimowicz, Z., Chodorowski, J., Debicky, R., Melke, J. 2006. Changes in the properties of the eroded loess soils cultivated since the 18th century. *Polish journal of soil science*. XXXIX (1). 1-7
- Kodešová, R., Jirků, V., Kodeš, Vít., Mühlhanslová, M., Nikodem, A., Žigová, A. 2011. Soil structure and soil hydraulic properties of Haplic Luvisol used as arable land and grassland. *Soil & Tillage Research*. 111. 154-161.
- Kozák, J. a kol. 2009. *Atlas půd České Republiky*. ČZU Praha. Praha. p. 150. ISBN: 978-80-213-2008-6.
- Komplexní průzkum půd (KPP). 1961 - 1970. VÚMOP. Praha.
- Kwaad, F. J. P. M., Múcher, H. J. 1979. The evolution of soils and slope deposits in the Luxembourg Ardennes near Wiltz. *Geoderma* 22. 173-192.
- Lal, R., 1991. Soil structure and sustainability. *Journal of Sustainable Agriculture*. 1 (4). 67-92.
- Lal, R., Griffin, M., Apt, J., Lave, L., Morgan, M. G. 2004. Managing soil carbon. *Science*. 304. 393.
- Lal, R. 1995. Global soil erosion by water and carbon dynamics. *Soils and global change*. 131-142.

- Lal, R. 2003. Soil erosion and the global carbon budget. *Environment International* 29. 437-450.
- Lal, R. 2011. Sequestering carbon in soils of agro-ecosystems. *Food Policy*. 36. 33-39.
- Lang, A., 2003. Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany. *Catena*. 51. 209-221.
- Lang, A., Hönscheidt, S. 1999. Age and source of colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany. *Catena*. 38. 89-107.
- Leopold, M. 2003. Multivariate Analyse von Geoarchiven zur Rekonstruktion eisenzeitlicher Landnutzung im Umfeld der spätlatènezeitlichen Viereckschanze von Poign, Lkr. Regensburg. Inst. für Geographie - Bodenkunde.
- Leopold, M., Völkel, J. 2002. Fragen der Eignung kolluvialer Sedimente im Rahmen der holozänen Paläoklimarekonstruktion. *Zentralblatt Geologie Paläontologie*. 3 (4). 317-334.
- Leopold, M., Völkel, J. 2007. Colluvium: definition, differentiation, and possible suitability for reconstructing Holocene climate data. *Quaternary International* 162 (163). 133-140.
- Li, S., Lobb, D. A., Lindstrom, M. J. 2007. Tillage translocation and tillage erosion in cerealbased production in Manitoba, Canada. *Soil & Tillage Research*. 94. 164-182.
- Lobb, D., Kachanoski, G., Miller, M. H. 1999. Tillage translocation and tillage erosion in the complex upland landscapes of southwestern Ontario. Canada. *Soil Till. Res*. 51. 189-209.
- Madsen, A. T., Murray, A. S. 2009. Optically stimulated luminescence dating of young sediments: A review. *Geomorphology*. 109. 3-16.
- Madsen, A. T., Murray, A. S., Andersen, T. J., Pejrup, M., Breuning-Madsen, H. 2005. Optically stimulated luminescence dating of young estuarine sediments: a comparison with ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs dating. *Marine Geology*. 214. 251-268.
- Martinez-Mena, M., Williams, A. G., Ternan, J. L., Fitzjohn, C. 1998. Role of antecedent soil water content on aggregates stability in a semi-arid environment. *Soil Tillage Res*. 48. 71-80.
- Matheron, G. 1965. Les variables régionalisées et leur estimation: une application de la théorie de fonctions aléatoires aux sciences de la nature. Masson et Cie. Paris. p. 306.
- McBratney A. B., Mendonca Santos M. L., Minasny B. 2003. On digital soil mapping. *Geoderma*. 117. 3-52.

- McBratney, A. B., Odeh, I. O. A., Bishop, T. F. A., Dunbar, M. S., Shatar, T. M. 2000. An overview of pedometric techniques for use in soil survey. *Geoderma*. 97 (3–4). 293-327.
- Miller, C. L., Leflamme, R. A. 1958. The digital terrain model - theory and application. *Photogrammetric Engineering*. 24. 433-442.
- Moore, I. D., Grayson, R. B., Ladson, A. R. 1991. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrological Processes* 5 (1). 3-30.
- Moore, I. D., Burch, G. J. 1986. Physical basis of the length-slope factor in the Universal Soil Loss Equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50. 1294-1298.
- National Soil Erosion-Soil Productivity Research Planning Committee. 1981. Soil erosion effects on soil productivity: a research perspective. *J. Soil Water Conser.* 36. 82-90.
- Nelson, A., Reuter, H. I., Gessler, P. 2009. DEM production methods and sources. *Developments in Soil Science*. 33. 65-85.
- Němeček, J., Macků, J., Vokoun, J., Vavříček, D., Novák, P. 2011. Taxonomický klasifikační systém půd ČR. Academia, Praha.
- Odeh, I. O. A., McBratney, A. B., Chittleborough, D. J. 1995. Further results on prediction of soil properties from terrain attributes: heterotopic cokriging and regression-kriging. *Geoderma* 67. 215–225.
- ÓGeen, A. T, Elkins, R., Lewis, D. 2006. Erodibility of agricultural soils with examples in Lake and Mendocino counties Oakland. University of California. Division of Agriculture and Natural Resources. p. 6. ISBN: 978-1-60107-387-7
- Oldeman, L. R. 1994. The global extent of soil degradation. In: Greenland, D. J., Szabolcs, I. Soil resilience and sustainable land use. CAB International. Wallingford. p. 99-118. ISBN: 0851988717.
- Olsson, I. U. 1968. Modern aspects of radiocarbon datings. *Earth-Science Reviews*. 4. 203-218.
- Palis, R. G., Ghandiri, H., Rose, C. W., Saffigna, P. G. 1997. Soil erosion and nutrient loss: 3. changes in the enrichment ratio of total nitrogen and organic carbon under rainfall detachment and entrainment. *Aust J Soil Res.* 35 (4). 891-905.
- Papiernik, S.K., Schumacher, T.E., Lobb, D.A., Lindstrom, M.J., Lieser, M.L., Eynard, A., Schumacher, J.A. 2009. Soil properties and productivity as affected by topsoil movement within an eroded landform. *Soil and Tillage Research*. 102. 67-77.

- Parton, W. J., Schimel, D. S., Cole, C. V., Ojima, D. S. 1987. Analysis of factors controlling soil organic-matter levels in Great-Plains grasslands. *Soil Science Society of America Journal*. 51. 1173-1179.
- Parysow, P., Wang, G., Gertner, G., Anderson, A. 2003. Spatial uncertainty analysis for mapping soil erodibility on joint sequential simulation. *Catena*. 53. 65-78.
- Pimentel, D., Harvey, C., Resosudarmo, P., Sinclair, K., Kurz, D., McNair, M., Crist, S., Shpritz, L., Fitton, L., Saffouri, R., Blair, R. 1995. Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. *Science* 267 (5201). 1117-1123.
- Polyakov, V., Lal, R. 2004. Modelling soil organic matter dynamics as affected by soil water erosion. *Environment International*. 30. 547-556.
- Poreba, G., Śnieszko, Z., Moska, P. 2011. Some aspects of age assessment of Holocene loess colluvium: OSL and ^{137}Cs . *Quaternary International*. 240. 44-51.
- Post, W. M., King, A. W., Wullschleger, S. D. 1996. Soil organic matter models and global estimates of soil organic matter. *NATO ASI SERIES I GLOBAL ENVIRONMENTAL CHANGE*. 38. 201-224.
- Qin, CH. Z., Zhu, A. X., Pei, T., Li, B. L., Scholten, T., Behrens, T., Zhou, CH. H. 2011. An approach to computing topographic wetness index based on maximum downslope gradient. *Precision Agric* 12. 32-43.
- Quitt, E. 1971. *Klimatické oblasti Československa*. Geografický ústav. Brno. p. 84.
- Raber, G. T., et al. 2002. Creation of digital terrain models using an adaptive lidar vegetation point removal process. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 68. 1307-1315.
- Reimer, P. J., Brown, T. A., Reimer, R. W. 2004. Discussion: reporting and calibration of post-bomb ^{14}C data. *Radiocarbon*. 46. 1299-1304.
- Renard, K. G., Foster, G. R., Weesies, G. A. 1991. RUSLE: revised universal soil loss equation. *J. Soil Water Conserv.* 46. 30-33.
- Renard, K. G., Foster, G. A., Weesies, G. A., McCool, D. K., Yoder, D. C. 1997. *Predicting Soil Erosion by Water: a Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. Agricultural Handbook. 703.
- Renwick, W. H., Smith, S. V., Sleezer, R. O., Buddemier, R. W. 2004. Comments on managing soil carbon. *Science*. 305. 1567.

- Rice C. W. 2002. Organic matter and nutrient dynamics. *Encyclopedia of soil science*. 925-928.
- Rieu, M., Sposito, G. 1991. Fractal fragmentation, soil porosity and soil water properties: II. Application. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55. 1239-1244.
- Růžičková, E., Růžička M. 2001. Quaternary clastic sediments of the Czech Republic. ČGÚ. Praha. p. 68.
- Sadeghi, S. H. R., Singh, J. K., Das, G. 2004. Efficiency of annual soil erosion models for storm-wise sediment prediction: a case study. *Int. Agric. Eng. J.* 13. 1-14.
- Sadeghi, S. H. R., Ggaderi Vangah, B., Safaeian, N. A. 2007. Comparison between effects of open grazing and manual harvesting of cultivated summer rangelands of northern Iran on infiltration, runoff and sediment yield. *Land Degradation & Development*. 18 (6). 608-620.
- Shary, P. A., Kuryakova, G. A., Florinsky, I. V. 1991. On the international experience of topographic methods employment in landscape investigations (the concise review). *The Geometry of the Earth Surface Structures*. 15-29.
- Smith, S., Renwick, W., Buddemeier, R., Crossland, C. 2001. Budgets of soil erosion and deposition for sediments and sedimentary organic carbon across the conterminous United States. *Global Biogeochemical Cycles*. 15. 697-707.
- Song, Y., Li, CH., Zhao, J., Cheng, P., Zeng, M. 2012. A combined luminescence and radiocarbon dating study of the Ili loess, Central Asia. *Quaternary Geochronology*. 10. 2-7.
- Speight, J. G., 1973. A parametric approach to landform regions. Institute of Australian Geographers, Flinders University.
- Starkel, L. 1987. Man as cause of sedimentological changes in the Holocene. *Striae*. 26. 5-12.
- Stone, J. R., Gilliam, J. W., Cassel, D. K., Daniels, R. B., Nelson, L. A., Kleiss, H. J. 1985. Effect of erosion and landscape position on the productivity of Piedmont soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49. 987-991.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Braziunas, T. F. 1998. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon* 40. 1127-1151.
- Svoray, T., Ben-Said, S. 2009. Soil loss, water ponding and sediment deposition variations as a consequence of rainfall intensity and land use: a multi-criteria analysis. *Earth Surf. Process. Land.* 35. 202-216.

- Šamonil, P. 2004. Vazba půdního typu k reliéfu terénu v lesních ekosystémech českého krasu. Sborník z konference na téma pedologické dny. 26.
- Valentin, C. 1998. Towards an improved predictive capability for soil erosion under global change. *NATO ASI SERIES I GLOBAL ENVIRONMENTAL CHANGE*. 55. 7-16.
- Van Oost, K., Govers, G., Desmet, P. 2000. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. *Landscape Ecology* 15. 577-589.
- Van Oost, K., Govers, G., Van Muysen, W. 2003. A process - based conversion model for caesium - 137 derived erosion rates on agricultural land: an integrated spatial approach. *Earth Surface Processes and Landforms*. 28. 187-207.
- Van Oost, K., Govers, G., Quine, T. A., Heckrath, G. 2004. Comments on managing soil carbon. *Science*. 305. 1567.
- Venables, W. N., Ripley, B. D. 1994. *Modern Applied Statistics with S-Plus*. Springer-Verlag, New York. p. 109. ISBN: 0-387-98214-0.
- Verity, G. E., Anderson, D. W. 1990. Soil erosion effects on soil quality and yield. *Can. J. Soil Sci.* 70. 471-484.
- Výzkumný ústav meiorací a ochrany půd (VÚMOP) [online]. 2011. [cit. 2012-11-12]. dostupné z <<http://www.vumop.cz/>>
- Webster, R. 1994. The development of pedometrics. *Geoderma*. 62. 1-15.
- Wilson, J. P., Gallant, J. C. 2000. *Terrain Analysis: Principles and Applications*. Wiley. New York. p. 479. ISBN: 0-471-32188-5.
- Wilson, J. P. 2012. Digital terrain modeling. *Geomorphology*. 137. 107-121.
- Wischmeier, W. H., Mannering, J. V. 1969. Relation of soil properties to its erodibility. *Soil Science Society America Proceedings*. 33 (1). 131-137.
- Wischmeier, W. H., Smith, D. D. 1978. Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning. *USDA Agricultural Handbook*. 537.
- Wischmeier, W. H., Johnson, C., Cross, V. 1971. A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. *Journal of Soil and Water Conservation* 26 (5). 189-193.
- Woods L. E., Schuman G. E. 1988. Cultivation and slope position effects on soil organic-matter. *Soil Sci Soc Am J.* 52 (5). 1371-1376.

Yadav, V., Malanson, G. P. 2009. Modeling impacts of erosion and deposition on soil organic carbon in the Big Creek Basin of southern Illinois. *Geomorphology*. 106. 304-314.

Zádorová, T. 2009. Koluvizemě - jejich charakteristika a problematika plošného vymezení ve vybraných oblastech České republiky. Dizertační práce. Univerzita Karlova v Praze. p. 161

Zádorová, T., Penížek, V. 2008. Spatial delineation of Colluvial soils in Chernozem region by digital mapping. In: Sborník konference Pedologické dny. Kostelec nad Černými Lesy. ČZU. Praha. p. 157-163.

Zádorová, T., Penížek, V., Šefrna, L., Rohožková, M., Borůvka, L. 2011. Spatial delineation of organic carbon-rich Colluvial soils in Chernozem regions by Terrain analysis and fuzzy classification. *Catena*. 85. 22-33.

Zádorová, T., Chuman, T., Šefrna, L., 2008. A method proposal for colluvisol delineation in Chernozem's region. *Soil Water Res.* 3. 199-214.

Zádorová, T., Penížek, V., Šefrna, L., Drábek, O., Mihaljevič, M., Volf, S., Chuman, T. 2013. Identification of Neolithic to Modern erosion-sedimentation phases using geochemical approach in a loess covered sub-catchment of South Moravia, Czech Republic. *Geoderma* 195. 56-69.

Zbiral, J., Honsa, L., Malý, S. 1997. Jednotné pracovní postupy. ÚKZÚZ. Brno. p. 150.

Zglobicki, W., Rodzik, J. 2007. Heavy metals in slope deposits of loess areas of the Lublin Upland (E Poland). *Catena*. 71. 84-95.

9. Přílohy

Seznam příloh

Příloha 1: ..Průměrné měsíční teploty a úhrny srážek pro Středočeský kraj od roku 2002 do roku 2011 a jejich srovnání s dlouhodobým normálem.

Příloha 2: ANOVA: Tabulky testů významnosti a Scheffeho testů pro obsah humusu 0 - 20 cm log, sklon a SPI log

Příloha 3: Kruskal - Wallisova ANOVA: Kruskal - Wallisův test a mediánový test pro obsah humusu ve 20 - 40 cm a 40 - 60 cm, mocnost A a Bt, nadmořskou výšku, horizontální, vertikální a střední zakřivení, CA, TPI a TWI.

Příloha 1: ..Průměrné měsíční teploty a úhrny srážek pro Středočeský kraj od roku 2002 do roku 2011 a jejich srovnání s dlouhodobým normálem.

Rok	Průměrná měsíční teplota (°C)												Roční průměr (°C)
	Leden	Únor	Březen	Duben	Květen	Červen	Červenec	Srpen	Září	Říjen	Listopad	Prosinec	
Dlouhodobý normál (1961 - 1990)	-2	-0,4	3,4	8,1	13	16,3	17,8	17,2	13,6	8,6	3,3	-0,2	8,2
2002	-0,4	4,3	4,7	8,2	16	18	18,9	19,2	12,5	7,7	4,7	-1,8	9,3
Odhylka od normálu	1,6	4,7	1,3	0,1	3	1,7	1,1	2	-1,1	-0,9	1,4	-1,6	1,1
2003	-1,4	-3,7	4,4	8,1	15,8	20,2	19,1	20,9	13,9	5,6	4,8	0,1	9
Odhylka od normálu	0,6	-3,3	1,1	0	2,7	4	1,4	3,7	0,3	-3	1,5	0,3	0,8
2004	-3,4	1,7	3,3	9,3	11,9	15,7	17,7	18,8	13,5	9,4	3,8	-0,2	8,5
Odhylka od normálu	-1,4	2,1	-0,1	1,2	-1,1	-0,6	-0,1	1,6	-0,1	0,8	0,5	0	0,3
2005	0,6	-3	2	9,7	13,7	16,7	18,5	16,4	14,7	9,6	2,5	-0,4	8,4
Odhylka od normálu	2,6	-2,6	-1,4	1,6	0,7	0,4	0,7	-0,8	1,1	1	-0,8	-0,2	0,2
2006	-5,4	-2,2	1	8,7	13,3	17,5	22	15,7	16,3	10,5	6,1	2,9	8,9
Odhylka od normálu	-3,4	-1,8	-2,4	0,6	0,3	1,2	4,2	-1,5	2,7	1,9	2,8	3,1	0,7
2007	4,1	3,6	5,8	11	15	18,7	18,9	18,2	12	7,8	2	0	9,8
Odhylka od normálu	6,1	4	2,4	2,9	2	2,4	1,1	1	-1,6	-0,8	-1,3	0,2	1,6
2008	2	3,1	3,7	8,3	14,2	17,9	18,5	18,2	12,6	8,6	4,6	1,1	9,4
Odhylka od normálu	4	3,5	0,3	0,2	1,2	1,6	0,7	1	-1	0	1,3	1,3	1,2
2009	-3,9	-0,3	4,1	12,8	14	15,4	18,5	19,2	15,4	7,9	6,3	-0,6	9,1
Odhylka od normálu	-1,9	0,1	0,7	4,7	1	-0,9	0,7	2	1,8	-0,7	3	-0,4	0,9
2010	-4,4	-1,3	3,5	8,9	12,1	17,3	20,9	17,7	11,9	6,8	5,2	-4,7	7,8
Odhylka od normálu	-2,4	-0,9	0,1	0,8	-0,9	1	3,1	0,5	-1,7	-1,8	1,9	-4,5	-0,4
2011	-0,5	-1,3	4,6	11,3	14,1	17,6	16,9	18,4	15,2	8,5	3	3	9,2
Odhylka od normálu	1,5	-0,9	1,2	3,2	1,1	1,3	-0,9	1,2	1,6	-0,1	-0,3	3,2	1

Rok	Průměrné měsíční úhrny srážek (mm)												Roční průměr (mm)
	Leden	Únor	Březen	Duben	Květen	Červen	Červenec	Srpen	Září	Říjen	Listopad	Prosinec	
Dlouhodobý normál (1961 - 1990)	32	30	36	43	70	75	72	73	46	36	40	35	590
2002	20	56	32	26	56	87	87	162	57	71	78	48	792
Odchyłka od normálu	-12	26	-4	-17	-14	12	15	89	11	35	38	13	202
2003	41	9	9	22	72	38	73	30	25	38	12	38	407
Odchyłka od normálu	9	-21	-27	-21	2	-37	1	-43	-21	2	-28	3	-183
2004	65	33	38	25	53	94	55	54	46	25	60	16	566
Odchyłka od normálu	33	3	2	-18	-17	19	-17	-19	0	-11	20	-19	-24
2005	50	54	19	24	69	54	134	72	42	11	17	47	595
Odchyłka od normálu	18	24	-17	-19	-1	-21	62	-1	-4	-25	-23	12	5
2006	22	32	61	61	90	84	31	110	14	35	25	24	592
Odchyłka od normálu	-10	2	25	18	20	9	-41	37	-32	-1	-15	-11	2
2007	55	33	32	3	66	72	78	73	87	20	64	21	604
Odchyłka od normálu	23	3	-4	-40	-4	-3	6	0	41	-16	24	-14	14
2008	30	19	40	49	55	55	73	65	22	51	35	33	527
Odchyłka od normálu	-2	-11	4	6	-15	-20	1	-8	-24	15	-5	-2	-63
2009	18	42	53	20	87	83	95	44	16	51	30	57	596
Odchyłka od normálu	-14	12	17	-23	17	8	23	-29	-30	15	-10	22	6
2010	59	16	27	33	96	57	98	153	86	8	60	61	752
Odchyłka od normálu	27	-14	-9	-10	26	-18	26	80	40	-28	20	26	162
2011	37	8	28	25	52	82	154	72	43	42	1	42	585
Odchyłka od normálu	5	-22	-8	-18	-18	7	82	-1	-3	6	-39	7	-5

Příloha 2: ANOVA: Tabulky testů významnosti a Scheffeho testů pro obsah humusu 0 - 20 cm log, sklon a SPI log

Efekt	Jednorozměrné testy významnosti pro 0 - 20 log Sigma-omezená parametrizace Dekompozice efektivní hypotézy				
	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	3,189328	1	3,189328	1070,541	0
Půdní typ	0,099482	2	0,049741	16,696	0,000002
Chyba	0,187688	63	0,002979		

Č. buňky	Scheffeho test; proměnná 0 - 20 log Pravděpodobnosti pro post-hoc testy Chyba: meziskup. PČ = 0,00298, sv = 63,000			
	Půdní typ	{1} (0,22000)	{2} (0,22296)	{3} (0,33034)
1	RG		0,983368	0,000025
2	HN	0,983368		0,000003
3	KO	0,000025	0,000003	

Efekt	Jednorozměrné testy významnosti pro Sklon Sigma-omezená parametrizace Dekompozice efektivní hypotézy				
	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	0,321117	1	0,321117	273,5104	0
Půdní typ	0,010078	2	0,005039	4,2921	0,017885
Chyba	0,073966	63	0,001174		

Č. buňky	Scheffeho test; proměnná Sklon Pravděpodobnosti pro post-hoc testy Chyba: meziskup. PČ = 0,00117, sv = 63,000			
	Půdní typ	{1} (0,10207)	{2} (0,08016)	{3} (0,06315)
1	RG		0,105015	0,023804
2	HN	0,105015		0,379021
3	KO	0,023804	0,379021	

Efekt	Jednorozměrné testy významnosti pro SPI log Sigma-omezená parametrizace Dekompozice efektivní hypotézy				
	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	22,93619	1	22,93619	35,78825	0
Půdní typ	8,52143	2	4,26072	6,64817	0,002401
Chyba	40,37581	63	0,64089		

Č. buňky	Scheffeho test; proměnná SPI log Pravděpodobnosti pro post-hoc testy Chyba: meziskup. PČ = 0,64089, sv = 63,000			
	Půdní typ	{1} (0,25058)	{2} (0,45356)	{3} (1,3696)
1	RG		0,694041	0,004077
2	HN	0,694041		0,007866
3	KO	0,004077	0,007866	

Příloha 3: Kruskal - Wallisova ANOVA: Kruskal - Wallisův test a mediánový test pro obsah humusu ve 20 - 40 cm a 40 - 60 cm, mocnost A a Bt, nadmořskou výšku, horizontální, vertikální a střední zakřivení, CA, TPI a TWI.

Kruskal-Wallisova ANOVA založ. na poř.; 20 - 40				
Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ				
Kruskal-Wallisův test: $H(2, N=66) = 13,33728$ $p = 0,0013$				
Závislá: 20 - 40	Kód	Počet (platných)	Součet (pořadí)	Prům. (Pořadí)
RG	101	16	467,000	29,18750
HN	102	40	1205,000	30,12500
KO	103	10	539,000	53,90000

Mediánový test, celk. medián = 1,63899; 20 - 40				
Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ				
Chi-Kvadr. = 8,750000 $sv = 2$ $p = 0,0126$				
Závislá: 20 - 40	RG	HN	KO	Celkem
<= Medián: pozorov.	11,00000	21,00000	1,00000	33,00000
očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
poz.-oč.	3,00000	1,00000	-4,00000	
> Medián: pozorov.	5,00000	19,00000	9,00000	33,00000
očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
poz.-oč.	-3,00000	-1,00000	4,00000	
Celkem: oček.	16,00000	40,00000	10,00000	66,00000

Kruskal-Wallisova ANOVA založ. na poř.; 40 - 60				
Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ				
Kruskal-Wallisův test: $H(2, N=66) = 30,85943$ $p = 0,0000$				
Závislá: 40 - 60	Kód	Počet (platných)	Součet (pořadí)	Prům. (Pořadí)
RG	101	16	370,000	23,12500
HN	102	40	1247,000	31,17500
KO	103	10	594,000	59,40000

Mediánový test, celk. medián = 0,00000; 40 - 60				
Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ				
Chi-Kvadr. = 23,34307 $sv = 2$ $p = 0,0000$				
Závislá: 40 - 60	RG	HN	KO	Celkem
<= Medián: pozorov.	15,00000	26,00000	0,00000	41,00000
očekáv.	9,93939	24,84849	6,21212	
poz.-oč.	5,06061	1,15152	-6,21212	
> Medián: pozorov.	1,00000	14,00000	10,00000	25,00000
očekáv.	6,06061	15,15152	3,78788	
poz.-oč.	-5,06061	-1,15152	6,21212	
Celkem: oček.	16,00000	40,00000	10,00000	66,00000

Kruskal-Wallisova ANOVA založ. na poř.; A Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =26,08048 p = 0,0000				
Závislá: A	Kód	Počet (platných)	Součet (pořadí)	Prům. (Pořadí)
RG	101	16	530,000	33,12500
HN	102	40	1070,500	26,76250
KO	103	10	610,500	61,05000

Mediánový test, celk. medián = 40,0000; A Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Chi-Kvadr. = 21,00313 sv = 2 p = 0,0000				
Závislá: A	RG	HN	KO	Celkem
<= Medián: pozorov.	11,00000	31,00000	0,00000	42,00000
očekáv.	10,18182	25,45455	6,36364	
poz.-oč.	0,81818	5,54546	-6,36364	
> Medián: pozorov.	5,00000	9,00000	10,00000	24,00000
očekáv.	5,81818	14,54546	3,63636	
poz.-oč.	-0,81818	-5,54546	6,36364	
Celkem: oček.	16,00000	40,00000	10,00000	66,00000

Kruskal-Wallisova ANOVA založ. na poř.; Bt Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =29,00364 p = 0,0000				
Závislá: Bt	Kód	Počet (platných)	Součet (pořadí)	Prům. (Pořadí)
RG	101	16	184,000	11,50000
HN	102	40	1639,000	40,97500
KO	103	10	388,000	38,80000

Mediánový test, celk. medián = 20,0000; Bt Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Chi-Kvadr. = 16,57381 sv = 2 p = 0,0003				
Závislá: Bt	RG	HN	KO	Celkem
<= Medián: pozorov.	16,00000	17,00000	4,00000	37,00000
očekáv.	8,96970	22,42424	5,60606	
poz.-oč.	7,03030	-5,42424	-1,60606	
> Medián: pozorov.	0,00000	23,00000	6,00000	29,00000
očekáv.	7,03030	17,57576	4,39394	
poz.-oč.	-7,03030	5,42424	1,60606	
Celkem: oček.	16,00000	40,00000	10,00000	66,00000

Kruskal-Wallisova ANOVA založ. na poř.; Nádmořská výška Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =14,71201 p = 0,0006				
Závislá: Nádmořská výška	Kód	Počet (platných)	Součet (pořadí)	Prům. (Pořadí)
RG	101	16	530,000	33,12500
HN	102	40	1553,000	38,82500
KO	103	10	128,000	12,80000

		Mediánový test, celk. medián = 322,720; Nádmorská výška Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Chi-Kvadr. = 8,000000 sv = 2 p = 0,0183			
Závislá: Nadmořská výška		RG	HN	KO	Celkem
<= Medián: pozorov.		8,00000	16,00000	9,00000	33,00000
	očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
	poz.-oč.	0,00000	-4,00000	4,00000	
> Medián: pozorov.		8,00000	24,00000	1,00000	33,00000
	očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
	poz.-oč.	0,00000	4,00000	-4,00000	
	Celkem: oček.	16,00000	40,00000	10,00000	66,00000

		Kruskal-Wallisova ANOVA založ. na poř.; Horiz. zakřivení Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =14,72176 p = 0,0006			
Závislá: Horiz. zakřivení	Kód	Počet (platných)	Součet (pořadí)	Prům. (Pořadí)	
RG	101	16	745,000	46,56250	
HN	102	40	1293,500	32,33750	
KO	103	10	172,500	17,25000	

		Mediánový test, celk. medián = -,00034; Horiz. zakřivení Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typy Chi-Kvadr. = 5,850000 sv = 2 p = 0,0537			
Závislá: Horiz. zakřivení		RG	HN	KO	Celkem
<= Medián: pozorov.		5,00000	20,00000	8,00000	33,00000
	očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
	poz.-oč.	-3,00000	0,00000	3,00000	
> Medián: pozorov.		11,00000	20,00000	2,00000	33,00000
	očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
	poz.-oč.	3,00000	0,00000	-3,00000	
	Celkem: oček.	16,00000	40,00000	10,00000	66,00000

		Kruskal-Wallisova ANOVA založ. na poř.; Vertik. zakřivení Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) = 0,8801900 p = 0,6440			
Závislá: Vertik. zakřivení	Kód	Počet (platných)	Součet (pořadí)	Prům. (Pořadí)	
RG	101	16	598,000	37,37500	
HN	102	40	1298,000	32,45000	
KO	103	10	315,000	31,50000	

		Mediánový test, celk. medián = ,000643; Vertik. zakřivení Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Chi-Kvadr. = 0,6500000 sv = 2 p = 0,7225			
Závislá: Vertik. zakřivení		RG	HN	KO	Celkem
<= Medián: pozorov.		7,00000	20,00000	6,00000	33,00000
	očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
	poz.-oč.	-1,00000	0,00000	1,00000	
> Medián: pozorov.		9,00000	20,00000	4,00000	33,00000
	očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
	poz.-oč.	1,00000	0,00000	-1,00000	
	Celkem: oček.	16,00000	40,00000	10,00000	66,00000

Kruskal-Wallisova ANOVA založ. na poř.; Celk. zakřivení				
Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ				
Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =10,04647 p = 0,0066				
Závislá: Celk. zakřivení	Kód	Počet (platných)	Součet (pořadí)	Prům. (Pořadí)
RG	101	16	668,000	41,75000
HN	102	40	1369,000	34,22500
KO	103	10	174,000	17,40000

Mediánový test, celk. medián = -,00065; Celk. zakřivení				
Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ				
Chi-Kvadr. = 8,750000 sv = 2 p = 0,0126				
Závislá: Celk. zakřivení	RG	HN	KO	Celkem
<= Medián: pozorov.	5,00000	19,00000	9,00000	33,00000
očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
poz.-oč.	-3,00000	-1,00000	4,00000	
> Medián: pozorov.	11,00000	21,00000	1,00000	33,00000
očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
poz.-oč.	3,00000	1,00000	-4,00000	
Celkem: oček.	16,00000	40,00000	10,00000	66,00000

Kruskal-Wallisova ANOVA založ. na poř.; CA				
Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ				
Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =11,78318 p = 0,0028				
Závislá: CA	Kód	Počet (platných)	Součet (pořadí)	Prům. (Pořadí)
RG	101	16	384,000	24,00000
HN	102	40	1322,000	33,05000
KO	103	10	505,000	50,50000

Mediánový test, celk. medián = 42,1636; CA				
Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ				
Chi-Kvadr. = 2,600000 sv = 2 p = 0,2725				
Závislá: CA	RG	HN	KO	Celkem
<= Medián: pozorov.	10,00000	20,00000	3,00000	33,00000
očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
poz.-oč.	2,00000	0,00000	-2,00000	
> Medián: pozorov.	6,00000	20,00000	7,00000	33,00000
očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
poz.-oč.	-2,00000	0,00000	2,00000	
Celkem: oček.	16,00000	40,00000	10,00000	66,00000

Kruskal-Wallisova ANOVA založ. na poř.; TPI				
Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ				
Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =20,55020 p = 0,0000				
Závislá: TPI	Kód	Počet (platných)	Součet (pořadí)	Prům. (Pořadí)
RG	101	16	546,000	34,12500
HN	102	40	1578,000	39,45000
KO	103	10	87,000	8,70000

		Mediánový test, celk. medián = 1,02015; TPI Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Chi-Kvadr. = 13,85000 sv = 2 p = 0,0010			
Závislá: TPI		RG	HN	KO	Celkem
<= Medián: pozorov.		9,00000	14,00000	10,00000	33,00000
	očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
	poz.-oč.	1,00000	-6,00000	5,00000	
> Medián: pozorov.		7,00000	26,00000	0,00000	33,00000
	očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
	poz.-oč.	-1,00000	6,00000	-5,00000	
	Celkem: oček.	16,00000	40,00000	10,00000	66,00000

		Kruskal-Wallisova ANOVA založ. na poř.; TWI Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Kruskal-Wallisův test: H (2, N= 66) =17,35220 p = 0,0002			
Závislá: TWI	Kód	Počet (platných)	Součet (pořadí)	Prům. (Pořadí)	
RG	101	16	313,000	19,56250	
HN	102	40	1383,000	34,57500	
KO	103	10	515,000	51,50000	

		Mediánový test, celk. medián = 6,21357; TWI Nezávislá (grupovací) proměnná : Půdní typ Chi-Kvadr. = 5,850000 sv = 2 p = 0,0537			
Závislá: TWI		RG	HN	KO	Celkem
<= Medián: pozorov.		11,00000	20,00000	2,00000	33,00000
	očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
	poz.-oč.	3,00000	0,00000	-3,00000	
> Medián: pozorov.		5,00000	20,00000	8,00000	33,00000
	očekáv.	8,00000	20,00000	5,00000	
	poz.-oč.	-3,00000	0,00000	3,00000	
	Celkem: oček.	16,00000	40,00000	10,00000	66,00000