Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích

Přírodovědecká fakulta

Rychlost akumulace uhlíku do půdy po proběhlé disturbanci

Bakalářská práce

Šárka Vlachová

Vedoucí práce: doc. Ing. Mgr. Jan Frouz, CSc.

Garant: prof. Ing. Hana Šantrůčková, CSc.

České Budějovice 2012

Vlachová Š. 2012: Rychlost akumulace uhlíku do půdy po proběhlé disturbanci
[Rate of accumulation of carbon into soil after disturbance. Bc. Thesis. In Czech] – 34 p., Faculty of Science, The University of South Bohemia, České Budějovice, Czech Republic.

Anotation
I wrote this thesis with intention to use its obtained data in order to ask for a grant application. The main goal of this thesis is to quantify the amount of carbon in soil in different stages of soil development with accent on forest ecosystem. My thesis promotes the idea of better accumulation of carbon in early stages of soils development.

Prohlašuji, že svoji bakalářskou práci jsem vypracovala samostatně pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu citované literatury.

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG
provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách, a to se zachováním mého autorského práva k odevzdanému textu této kvalifikační práce. Souhlasím dále s tím, aby toutéž elektronickou cestou byly v souladu s uvedeným ustanovením zákona č. 111/1998 Sb. zveřejněny posudky školitele a oponentů práce i záznam o průběhu a výsledku obhajoby kvalifikační práce. Rovněž souhlasím s porovnáním textu mé kvalifikační práce s databází kvalifikačních prací Theses.cz provozovanou Národním registrem vysokoškolských kvalifikačních prací a systémem na odhalování plagiátů.

V Českých Budějovicích dne 25. dubna 2012

Šárka Vlachová

Poděkování:

Na tomto místě bych chtěla poděkovat svému školiteli panu docentu Janu Frouzovi za čas a úsilí, které mi věnoval a dále bych chtěla poděkovat mojí garantce paní profesorce Haně Šantrůčkové za cenné rady a připomínky. Můj velký dík patří také panu docentovi Tomáši Pánkovi, který byl ochoten na naši žádost s námi navázat spolupráci na projektu. Děkuji moc všem lidem z laboratoře, kde jsem zpracovávala svoje vzorky, jakožto i kamarádům z fakulty. Nakonec bych chtěla poděkovat svojí rodině za její finanční a psychickou podporu a svému příteli Jirkovi, myšákovi, že to se mnou vydržel.

Obsah

SHRNUTÍ PROJEKTU (Abstrakt) 1
GLOBÁLNÍ CYKLUS UHLÍKU A PŮDA 3
VÝZNAM ORGANICKÉ HMOTY V PŮDĚ 6
DEFINICE PŮDNÍ ORGANICKÉ HMOTY 6
ZDROJE PŮDNÍ ORGANICKÉ HMOTY 7
TRANSFORMACE ORGANICKÉ HMOTY V PŮDĚ 8
Mineralizace 8
Dekompozice půdní organické hmoty 8
Stabilizace půdní organické hmoty 9
Agregace 10
Humifikace 10
OBSAH ORGANICKÉ HMOTY V PŮDĚ A JEJÍ ZMĚNY 11
Akumulace organické hmoty po disturbancích 11
Hlavní faktory ovlivňující obsah SOM 13
Časové změny akumulace a procesy které je doprovázejí 15
Shrnutí rešerše 18
PROJEKT LANDSLIDES 18
Syntéza 18
Cíle projektu 19
Hypotézy 19
Návrh projektu 19
ZÁVĚR 24
LITERATURA 25
PŘÍLOHY 31

SHRNUTÍ PROJEKTU (Abstrakt)

Biogeochemický cyklus uhlíku je jedním z klíčových komponentů biologických a fyzikálně chemických procesů jak v atmosféře tak na zemi. Je třeba porozumět jeho úloze v rámci fungování ekosystémů na globální i lokální úrovni. Atmosférický uhlík se ve svých plynných formách podílí na skleníkovém efektu, který zabraňuje návratu tepelného záření zpět do Vesmíru. Od počátku minulého století se vlivem našeho každodenního života zvýšila koncentrace oxidu uhličitého CO_2 téměř o polovinu. Takový nárůst CO_2 v krátkém časovém rozmezí není přirozeným jevem. V současnosti čelíme změnám prostředí, které přikládáme na vrub právě zvýšené koncentraci oxidu uhličitého v atmosféře. Začátkem devadesátých let minulého století, začlenily mnohé státy do své politiky restrikce Kyotského protokolu, za účelem snížit tok skleníkových plynů do atmosféry. Výzkum, podpora a vývoj metod pro sekvestraci oxidu uhličitého patří k těmto závazkům. Půda je v rámci jeho cyklu spolu s nadzemní vegetací nejvíce aktivní složkou a množství uhlíku, které půda vymění během jednoho roku je řádově větší, než množství uhlíku které interaguje v rámci jeho největšího zásobníku v horninách.

Můj projekt má za cíl charakterizovat kvantitativní vývoj organického uhlíku v půdě určitého typu v čase. Skýtá v rámci České Republiky ojedinělý pohled do vývoje půd, které se začaly formovat po poslední době ledové. Zjištěním rychlosti akumulace uhlíku do půdy v různých fázích vývoje získáme charakter směrnice pro ukládání uhlíku do půdy. Zjistíme jakou rychlostí se v určité fázi vývoje akumuloval či v jaké fázi vývoje půdy se akumulovalo nejvíce uhlíku. Po získání trendu můžeme ověřovat, jaké procesy jsou s takovýmto vývojem v čase spojené a jaké jevy jsou v určitém časovém intervalu charakteristické.

Ve své práci rovněž shrnuji všeobecné i odborné poznatky o půdním uhlíku, jeho transformaci a zaměřuji se na procesy spojené s dlouhodobou akumulací v lesním ekosystému.

Abstract

Biogeochemical cycle of carbon is one of the most crucial components of biological and physically-chemical processes on our planet. We do not have any other option than to try to understand its functional role on global and local scale in all ecosystems. Atmosferical carbon is in its gas forms one of the major players which contribute to greenhouse effect that is as you know the effect of constant increasing of temperature because of gases, which are being trapped in the Earth's atmosphere. The concentration of carbon dioxide has increased from the beginnig of the last century nearly about fifty percent and we are certain that it is our fault too. This disturbing occurrence is not at all of natural origin, even more that it is happening so quickly. Nowadays the humankind is facing to changes of the climat, which we think are narrowly connected with bigger amount of carbon dioxide in the air . From the very beginning of 1990's a lot of states all around the world have included into their policies restrictions of Kyoto's protocol. This has been done in order to decrease the flows of greenhouse effect causing gases in the atmosphere. Research, support and development of methods for sequestration of carbon dioxide are examples of these obligations. Soil with its vegetation is the most active part of this cycle and the quantity of this exchanged carbon is bigger than the amount of carbon which interacts in its biggest stock, in rocks.

My project aims to characterize the quantitave evolution of organic carbon in the soil of specific type in time. It allows us to have a unique view on evolution of soils in the Czech Republic which have started to form after the last ice age. Thanks to the discovery of the rate of carbon accumulation into the soil in different stages of its formation we will obtain character of its guideline for carbon sequestration potential. We will be capable to figure out what was the rate of its accumulation in specific phase of soil formation and when was the rate the highest. This trend obtained we can verify, which processes are connected with this evolution, and which processes are for each time interval characteristic.

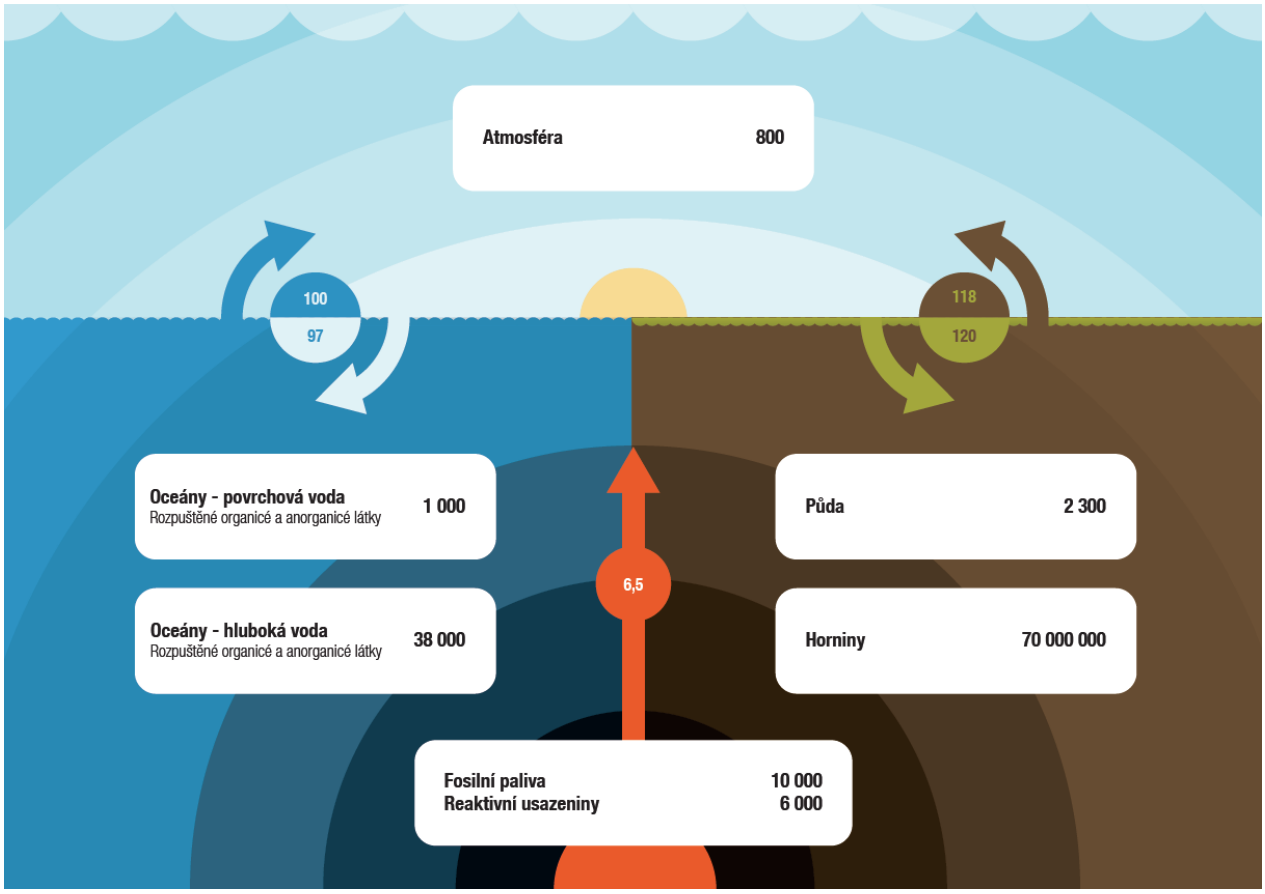
In my bachelor thesis I also summarise general and scientific knowledge about soil carbon, its formation and I am focusing on processes connected with this long-term accumulation in forest ecosystem.

GLOBÁLNÍ CYKLUS UHLÍKU A PŮDA

Toky energie a hmoty nejen pro cyklus uhlíku, ale i v rámci cyklů jiných prvků, jsou uskutečňovány mezi různými zásobníky (například zemskými sférami jako je atmosféra, hydrosféra, biosféra či pedosféra). Zásobníky jsou charakteristické uskupením látek v nich obsažených. Pokud zásobník více uhlíku přijme, než vydá, nazýváme jej propadem (sink), je li tomu nao pka jed ná se o zd o j (so uce). Každý ze systémů mů že být jak sink tak source (Schlesinger, 1996).

Rodhe (1992) použil pro vyjádření toků hmoty v těchto zásobnících tři základní termíny turnover time (celková zásoba dělená celkovým příjmem či ztrátou složky v zásobníku v čase, doba obratu) mean residence time (průměrná doba zdržení jednotlivé složky v zásobníku, měřená v době, kdy ze zásobníku odchází) a average age (průměrný věk složky v zásobníku).

Celkové množství uhlíku na Zemi se odhaduje v řádu 10^{23} g. Nejvíce zásob uhlíku je v sedimentárních horninách na dně oceánu, ty ovšem interagují v rámci milionů let. Zásobníky, které můžeme označit jako aktivní, představují přibližně 40 x 10^{18} gC, do nich zahrnujeme uhlík vázaný ve vegetaci, půdě, atmosféře a ve vodě (Schlesinger, 1996) viz. obrázek č. 1.



Obrázek č.1: Zjednodušený globální cyklus uhlíku: šipky znázorňují toky PgC/rok přejaté z (Carbon cycle, 2010), obdélníky znázorňují zásobníky PgC přejaté z (Carbon cycling and climate, 2011).

V závislosti na tom, jak rychle se uhlík dostane z jednoho zásobníku do druhého, rozlišujeme pomalý (karbonátový) a rychlý (biologický) cyklus uhlíku. Trvá zhruba 100-200 milionů let, než se atmosférický uhlík vrátí skrze horniny, půdu, oceán a vulkanickou činnost zpět do atmosféry. Atmosférický uhlík ve formě CO_2 se mísí se srážkovou vodou a vytváří slabou kyselinu, která při dopadu na zemský povrch způsobuje takzvané chemické zvětrávání hornin. Vyplavují se bazické ionty vápníku, hořčíku, sodíku a jiných. Tyto ionty v oceánu reagují s rozpuštěným oxidem uhličitým a vytvářejí usazeniny, které společně s uhlíkem vázaným ve schránkách mořských živočichů klesají na dno oceánu, kde se vlivem fyzikálních a chemických procesů ztmelují a jako horniny v rámci geologických procesů vystupují zpět na povrch ve formě přeměněných či metamorfovaných hornin a CO_2 (Riebeek, 2011).

Doba, po kterou se uhlík obrátí v rámci rychlého cyklu je srovnatelná s dobou života organismů. Tento koloběh je uskutečňován skrze život v biosféře. V závislosti na tom, jak dlouho vydrží jednotlivé složky půdní organické hmoty v pedosféře, rozlišujeme aktivní a pasivní zásobníky

uhlíku (Brady and Weil, 2002). Tyto zásobníky uhlíku jsou tvořeny bilancemi mezi vstupem uhlíku do půdy skrze primární produkci a procesy ovlivňujícími dekompozici, volatizaci do atmosféry, přímé spalování či vyplavování uhlíkatých sloučenin.

Aktivní zásobník je charakteristický rychlou dobou obratu a představuje menší podíl na celkové SOM v půdě. 60-90% SOM má průměrnou dobu zdržení v rozmezí mezi 500-5000 lety, tyto zásoby tvoří pasivní zásobník (Brady and Weil, 2002).

Jak již bylo řečeno výše, půda je největší zásobník uhlíku v rámci terestrických ekosystémů. I malé změny rezervoárů mohou způsobit patrné změny v koncentraci CO2 v atmosféře (Diocho et al., 2009). V atmosféře je uhlík převážně v plynné formě, opomeneme-li prachové částice, na které může být vázaný spolu s dalšími prvky. Atmosférický vzduch obsahuje zhruba 0,8 x 10^{17} gC, přičemž největší procento představují molekuly CO_2 cca 0, 04 % obj. (380 ppmv), CH_4 (cca 1,7 ppmv) a CO (cca 0,2 ppmv). V současné době naše populace vypustí do atmosféry v řádu 10^{15} gC za rok, což představuje zhruba jednu desetinu toku skrze rychlý cyklus uhlíku. (Šimek, 2003; Riebeek, 2011).

Půda obsahuje do hloubky 3 m zhruba 23x10^{17} gC (Jobbágy & Jackson, 2000). Z toho je více jak 50% obsaženo ve svrchní vrstvě půdy, tedy přibližně 15 x10^{17} gC, 2x více než obsahuje atmosféra a 2,5x více než obsahuje nadzemní vegetace (Schlesinger, 1997). Půda je specifická část Země nazývaná pedosféra, hlavně díky jedné ze svých složek nazývané půdní organická hmota (SOM). Nachází se na rozhraní mezi litosférou, hydrosférou, biosférou a atmosférou. Obsahuje jak pevné, tak kapalné či plynné látky. Anorganická (minerální) složka půdy vzniká zvětráváním hornin litosféry tzv. matečné horniny. Postupnými fyzikálními, chemickými a biologickými procesy se vytváří vrstvy regolitu. Půda je jeho svrchní vrstva, oživená nepřeberným množstvím organismů a jejich produktů. Půda může mít mocnost až několik metrů a vzniká působením různých podmínek prostředí, zejména v závislosti na klimatu, hydrickému režimu, geomorfologii, typu regolitu či nadzemní vegetaci vzikají různorodé půdní horizonty, které jsou charakteristické pro tu a onu danou oblast. V průběhu času se půda vyvíjí, mění se její vertikální i plošné uspořádání a obsah látek v ní obsažených. Obecně lze říci, že půdy vyskytující se převážně na našem území obsahují 45% minerální a 5% organické složky, zbytek tvoří půdní póry z jedné poloviny zaplněné vodou a z druhé půdním vzduchem (Šimek, 2003).

VÝZNAM ORGANICKÉ HMOTY V PŮDĚ

Z celkového množství uhlíku na Zemi představuje půda jen malé zrnko písku v poušti. (Schlesinger, 1990). Půda hraje v krajině osídlené člověkem klíčovou roli. Díky půdě je možné znovu a znovu získávat živiny pro rozvoj rozmanitého života, proto význam půdy spočívá zejména v retenci živin v krajině. Půdní organická hmota je základním substrátem poutajícím potřebné živiny. Bez ní bychom vlivem větru, vody a času postupně přišli o veškeré anorganické i organické látky, které tvoří těla živých organismů. Tyto látky by se uložily na dno oceánů a trvalo by milióny let, než bychom tyto živiny mohli opět využít. Půdní organická hmota je výsledkem ekologických procesů jako jsou tok energie a látek v ekosystému či dynamika společenstev a zároveň tyto procesy ovlivňuje. Podporuje tok energie a látek ekosystémem, zvětšuje rozmanitost mikrobních společenstev, zadržuje minerální látky pro rostliny a zlepšuje celkovou kvalitu půdy (Donovan, 2012).

DEFINICE PŮDNÍ ORGANICKÉ HMOTY

Existuje více interpretací půdní organické hmoty (SOM). Pod pojmem půdní organická hmota obecně rozumíme soubor všech organických látek nacházejících se v půdě či na jejím povrchu. V širším slova smyslu tvoří půdní organickou hmotu i živé organismy.

Podle (Brady & Weil, 2002) půdní organicka hmota zahrnuje všechny organické (ústrojné) komponenty půdy a rozděluje SOM na 3 základní složky:

1) Živou biomasu
2) Mrtvé kořeny a jiné okem rozpoznatelné části rostlin tj. detritus.
3) Převážně beztvarou a koloidní směs komplexních organických materiálů, která nemůže být identifikována jako pletiva. Tato třetí část půdní organické hmoty se nazývá půdním humusem a člení se dále podle různých charakteristik. Půdním humusem se označují takové specifické organické látky půdy, které prošly procesem humifikace, při němž dochází k postupným transformacím humusotvorného materiálu (enzymatický rozklad, syntéza, resyntéza). Humusové látky mají různou intenzitu zabarvení, vysokou molekulovou hmotnost, koloidní a amfotermní charakter s převahu kyselých funkčích skupin a obsahují aromatická jádra.

ZDROJE PŮDNÍ ORGANICKÉ HMOTY

Do půdy přichází největší množství uhlíku z nadzemní (opad) i podzemní části rostlin (kořeny). Životní formy, které váží CO_2 a přeměňují jej v biomasu, se nazývají primárními producenty. Díky procesu zvanému fotosyntéza je atmosférický uhlík přijímán v podobě CO_2 do rostlinných buňek, kde se z něj stávají složitější molekuly, ty tvoří základní stavební jednotky pro jejich tělo. Tím rostliny tvoří energetický zdroj pro další organismy.
Globální čistá primární produkce (NPP) představuje přibližně 60^{15} gC/ rok (Schlesinger, 1997). Čistá primární produkce v jednotkách $gm^{-2}y^{-1}$ je rozdílem mezi množstvím uhlíku přijatého rostlinou v rámci fotosyntézy a uhlíkem vydýchaným v rámci respirace rostliny (Schlesinger, 1997). Pokud se od čisté primární produkce odečte ještě respirace mikroorganismů, získáme tzv. primární produkci ekosystému. Uhlík je v rostlinných pletivech zastoupen zhruba 45-50% (Schlesinger & Andrews, 2000). V suché organické hmotě je nejvíce zastoupena celulosa 45%, poté lignin 20%, hemicelulosa 18% a dále proteiny, cukry, škroby, tuky a polyfenoly. Makroelementy jako jsou uhlík, kyslík, vodík, dusík, fosfor aj. se podílejí na stavbě celého těla. Mikroelementy jako jsou Fe, Mn, Zn, Cu, B, Mo a jiné jsou součástí různých enzymů a proteinů. Ve vyšších koncentracích mohou být pro organismus toxické či se podílet na procesech probíhajících v půdě (Šimek & Cooper, 2004).

Roční přírůstek půdní organické hmoty je do jisté míry ovlivněn primární (NPP) či ekosystémovou produkcí. Porovnáním různých terestrických biomů (Raich & Schlesinger, 1992) zjistili lineární závislost mezi množstvím čisté primární produkce, průměrným ročním úhrnem srážek a průměrnou roční teplotou. Jen část uhlíku, který v sobě asimilují rostliny je akumulována do půdy, zbytek je uvolněn jako CO_2 během procesů dekompozice (Berg & McClaugherty, 2008).

Podíl kořenů na obsahu půdní organické hmoty je průměrně 2,4x větší než podíl nadzemní biomasy. Kořeny jsou více lignifikované než nadzemní část rostliny (Fernandez et al., 2003), což poukazuje na jejich větší odolnost proti rozkladu. Six et al. (2002) uvádí, že v menších půdních strukturách (submikroagregátech viz níže) je více zastoupen uhlík z kořenové části rostlin než uhlík z nadzemní biomasy.

Podle (Frouz, 2010) může půdní fauna jak urychlovat, tak zpomalovat dekompozici organické hmoty, přičemž velmi významnou roly hrají právě interakce mezi organismy (funkční biodiverzita). V mnohé literatuře se přikládá větší význam mikroorganismům, jako jsou bakterie,

houby a archea. Půdní makrofauna je jejím významným predátorem a nedílný užitek je přiřazován i jejím exkrementům či schopnostem fragmentace (Frouz, 2010).

TRANSFORMACE ORGANICKÉ HMOTY V PŮDĚ

Transformační procesy organické hmoty vytvořené producenty jsou spojené s jejich destrukcí konzumenty. Potravní řetězec je tvořen neustálým vznikem a zánikem struktur, na jehož konci jsou odpadní produkty různé formy. Za účasti enzymů či jiných akceptorů se tyto produkty v půdě transformují, hromadí či z půdy odcházejí. Pro akumulaci uhlíku do půdy mají transformační procesy stěžejní význam. Otázkou stále zůstává, zda na ukládání organické hmoty mají větší vliv procesy stabilizace, nebo destabilizace.

Mineralizace

Mineralizací uhlíku rozumíme uvolňování C ve formě CO_2 (Berg & McClaugherty, 2008). Mineralizace je spojována respirací mikroorganismů. Již první živé buňky měly vytvořené své metabolické dráhy, které jim umožnily příjem a výdej energie. Přeměny uhlíku jsou s nimi úzce propojené. Organismy získávají energii z oxidačně-redukčních reakcí, kdy využívají oxidačních potenciálů různých složek prostředí, které přeměňují a mineralizují. Jedny z prvních anaerobních mikroorganismů zvané Archaebakterie získávaly energii oxidací acetátu za vzniku oxidu uhličitého a metanu jako odpadních produktů (Schlesinger, 1997).

Přibližně 60-80% organických zbytků je mineralizováno na CO_2, 3-8% tvoří těla půdních organismů a 15-35% se uchová ve formě humusu (Brady &Weil, 2002).

Dekompozice půdní organické hmoty

Většina procesů dekompozice je spojena s působením organismů a fyzikálními či chemickými vlastnostmi půdy. V půdním prostředí se setkáváme jak s procesy aerobními (za přístupu vzduchu, vyšší oxidační potenciál), tak anaerobními (bez přístupu vzduchu, nižší oxidační potenciál), kdy dekompozice probíhá podstatně pomaleji.

Dekompozice je katabolický proces rozkladu látek. Zahrnuje komplexní sadu fyzikálních, chemických a biologických interakcí a je základem koloběhu živin na Zemi (Robertson, 2000). Dekompozicí je do atmosféry uvolněno 62 x 10^{16} gC, což je zhruba o 3% více C, než vstoupí do půdy čistou primární produkcí (Brady & Weil, 2002).

V rámci prvních měsíců dekompozice rychle klesá obsah ve vodě rozpustných látek či dobře rozložitelných látek např. cukry, nebo celulosa a hromadí se látky hůře rozložitelné např. lignin (Berg & McClaughtery, 2008). Rychlost dekompozice není v čase konstantní a snižuje se z 1% za den u čerstvého opadu až na 0,00001% u staršího opadu (Berg, 2000).

Množství rozloženého materiálu za jednotku času je rovněž dáno kvalitou organického materiálu. Na počátku rozkladu čerstvého opadu byla zjištěna nízká hodnota respirace, jež určuje aktivitu dekompozitorů. Tato nízká hodnota byla dána velkým podílem hůře rozložitelného materiálu na povrchu jehlice, nedostupností zabudovaného dusíku, který je až z 1/3 v hůře rozložitelné formě a rovněž vysokým obsahem toxických fenolických látek v čerstvém opadu, které inhibují aktivitu mikroorganismů. Poté co je rozloženo přibližně 20% z celkového množství opadu následuje fáze, kdy je rozloženo nejvíce materiálu se středně rychlou dobou rozkladu jako je hemicelulosa. Po této fázi přichází na řadu nejvíce odolná složka, deriváty ligninu (Coûteaux et al. 1998).

Stabilizace půdní organické hmoty

Stabilizace SOM je snížení potenciálu ztráty určitého množství SOM (tudíž i ztráty akumulovaného uhlíku) následkem respirace, eroze či vyluhováním (Sollins, 1996). V opačném případě stabilizace SOM vede k akumulaci C do půdy. Stabilizace je relativní, neboť veškerou SOM je možno mineralizovat (až na CO_2), tedy mineralizace je opakem stabilizace. Ke stabilizaci SOM vedou různé procesy a mechanismy, které se vzájemně prolínají. Mechanismy které stabilizují SOM (Sollins, 1996) jsou:

a) Odolnost materiálu proti degradaci (selective preservation). To znamená, že organismy si k rozkladu vybírají nejprve méně odolné molekuly a tak se v půdě zvětšuje parciální množství materiálu odolnějšího proti rozkladu. Osono (2009) pozoroval v intervalu 3 let, že během dekompozice se zvyšuje obsah ligninu v opadu, což vede k obohacení půdy frakcemi hůře využitelných ligninových derivátů.

b) Mezimolekulové interakce mezi organickými i anorganickými složkami půdy (polyvalentní kationtové můstky, slabé molekulové interakce, komplexace)

c) Nedostupnost SOM pro organismy či enzymy (formace do agregátů, interkalace do mřížky jílovitých částic fylosilikátů (2/1) či (1/1) , hydrofobní reakce, obalením organickými makromolekulami).

Agregace

Vysvětlení procesu: Půdní agregáty jsou příkladem takzvaných "Hot spots", tedy míst se zvýšenou biologickou aktivitou (Bundt et al., 2001). Agregace se účastní téměř veškeré složky půdy. Jsou to konglomeráty rostlinných a živočišných produktů spolu s minerálními částicemi v půdě. Půdní agregáty jsou hierarchicky uspořádané jednotky, jež od sebe dělí způsob, kterým jsou k sobě části agregátů vázané. Půdní textura je určující faktor pro to, jakou mírou se budou na formaci agregátů podílet fyzikálně chemické a biologické procesy (Brady and Weil, 2002).

V počátku vývoje půdy se agregáty nacházejí nejčasteji mezi půdotvorným materiálem a rostoucími či odumřelými kořeny kolonizujících rostlin. Různé druhy rostlin mají odlišný vliv na uskupení agregátů (Bundt et.al, 2001).

Humifikace

Procesy humifikace nejsou prozatím zcela objasněné. První krok humifikace se odehraje již záhy poté, co organismy začnou rozkládat opad. Jeho částečně rozložené ligninové části začleňují do svého řetězce dusík, čímž začínají kondenzační reakce. Fenolické řetězce, chinony či karbohydráty reagují s ionty NH_3, čímž fixují N. Tyto reakce podporuje vyšší pH substrátu (Stevenson, 1986). Vytváří se různě dlouhé řetězce s různou odolností proti degradaci (např. fulvokyselin, huminové kyseliny, huminy).

Proces humifikace probíhá různými způsoby v závislosti na podmínkách prostředí. V humidnějším prostředí, chudém na báze s převahou špatně rozložitelných částí opadu, kdy půdní edafon zastupuje pouze malé množství makrofauny a kde převažují mycélia hub, vzniká takzvaný humus surový (mor). Půdy mají nízké pH, vzniklý humus se špatně mísí s minerální částí půdy a hromadí se na jejím povrchu. Oproti tomu u půd, které jsou zásobeny lépe

rozložitelným materiálem a osídleny širším spektrem organismů, vzniká humus stabilní (mul), vázaný do komplexů s jílovitými částicemi. Mimo těchto dvou základních skupin rozeznáváme i další druhy humusu jako je mos vytvářející se v anoxických podmínkách či anamór, na který má vliv kolísající hladina podzemní vody (Mentlík, 2003).

OBSAH ORGANICKÉ HMOTY V PŮDĚ A JEJÍ ZMĚNY

Klasifikace půd je založena na hlavních charakteristikách půdního profilu. V průběhu času se v různých podmínkách vytvářejí půdní horizonty. Organický horizont označovaný jako O se skládá především z opadu, kdy je ještě dobře rozpoznatelná struktura částečně rozložených částí. Následuje A horizont, ve kterém se již amorfní organická hmota nachází s minerálními částicemi regolitu. Minerální B horizont obsahuje převážně minerální částice a je chudší na organickou hmotu. V podmínkách s kyselou půdní reakcí, větší svažitostí a chladnějším klimatem se mezi horizonty A a B vytváří světlý eluviální horizont, ze kterého je vyplavena podstatná část organické hmoty a živin, ty se poté hromadí ve spodní čáti profilu. C horizontem je označena částečně zvětralá hornina, po které následuje již jen matečná hornina (Šantrůčková, 2001).

V závislosi na půdotvorných faktorech a procesech se setkáváme s různě vyvinutými půdními profily, se specifickým uspořádáním, s různým obsahem a strukturou regolitu a v neposlední řadě s různým obsahem uhlíku. Půdy, které jsou nejbohatší na uhlík vznikají v trvale zamokřených místech, jako jsou (rašeliniště, mokřady), v místech s bohatým vegetačním pokryvem (savany, stepy, prérie) či v místech, kde klimatické podmínky neumožní trvalou dekompozici organické hmoty (trvale zmrzlá půda). Nejméně uhlíku je v prostředí s nedostatkem vody, vysokou teplotou, bez vegetace (pouště, polopouště).

Akumulace organické hmoty po disturbancích

Sekvestrace organické hmoty je termín pro dlouhodobé ukládání uhlíku i jiných prvků. Tato definice zahrnuje celý proces od začátku akumulace v rostlině až po její rozklad a následnou syntézu za vzniku humusu (Berg & McClaugherty, 2008).

Disturbance je hlavním hybatelem heterogenity v čase a prostoru vyvolávající změnu ekosystémových funkcí a procesů (Sousa, 1984; White & Jentch, 2001). Vysvětlení pojmu

disturbance v krajině jsou mnohá, můžeme je dělit na relativní či absolutní. Relativní chápání disturbance považuje za disturbanci jakoukoli odchylku od běžného, obvyklého stavu ekosystému. Za disturbanci se tedy nepovažuje oheň ani jiné události, které se zde často vyskytují. Pickett & White (1985) takovéto procesy nazývá preturbancí. Disturbance v absolutním smyslu vyžaduje přímé měření změn struktury v ekosystému, a jejich vliv na dostupnost zdrojů, nezávisle na tom, zda jsou změny běžné či nikoli, např. Van der Maaler (1997) klasifikuje dynamiku vegetace podle rozsahu parametrů disturbance. Disturbance je v ekologickém pojetí chápána jako proces obnovení struktury společenstva (Townsed et al.,2010).

Pokud je plocha disturbovaná natolik, že není ovlivněna žádným společenstvem nazýváme další sled osídlení primární sukcesí. Takovéto plochy mohou vznikat na proudech lávy ze sopečných erupcí, obnaženém podloží po ustupujícím ledovci, říčních naplaveninách či na nově vytvořených písčitých přesypech (Townsed et al., 2010). 25% z obsahu půdní organické hmoty je podle světových odhadů uloženo v půdě, která se začala vyvíjet v důsledku oteplování a následného ústupu ledovců po poslední době ledové (Torn, 1997). Častým jevem je, že během iniciální fáze vývoje se organická hmota akumuluje nejrychleji, tato fáze může trvat desetiletí i několik tisíc let, v závislosti na přírodních podmínkách, ve kterých se půda vyvíjí (Stevenson, 1986). Poté přichází fáze, kdy organické hmoty v čase už tolik nepřibývá, tato fáze je spíše ovlivněna dostupností půdních minerálů, přičemž horní limit akumulace se pohybuje mezi 3000 – 10000ti lety s průměrnou rychlostí akumulace 0,7- 2,4 g cm^2/ rok (Schlesinger, 1990).

Disturbance může být i méně intenzivního charakteru, jako například při požáru, nebo v rámci zemědělských či lesnických zásahů. Na těchto plochách posléze neprobíhá sukcese primární, ale sekundární. Změny obsahu C v půdě nejsou v tomto případě znatelné hned po disturbanci (pokud se nejedná o opadový horizont), ale třeba až po několika letech či desetiletích (Torn et al., 2009). Po určitém typu zásahu se relativně stabilní zásobník může stát aktivním a uhlík uvolňovat, nebo na druhou stranu uhlík akumulovat.

Obsah uhlíku ve svrchní části půdy je největší v době hned po odlesnění, nejméně uhlíku obsahovala půda, stará 15ti let. Tento pokles je spojen s následnými ztrátami labilní složky půdy organické hmoty. U půdy staré 45-125 let a více se obsah uhlíku v půdě ustálil. Z tohoto vyplívá, že zhruba po 45 letech se obsah půdní organické hmoty přiblížil rovnovážné bilanci (Diochon & Kellman, 2008). Tato studie rovněž předpokládá pokles koncentrace C v SOM v hlubších (minerálních) vrstvách půdy v rámci prvních 15ti let po vytěžení. Diochon et al., (2009) v další ze

svých studií potvrzuje, že změny a ztráty C ze spodních vrstev půdy úzce souvisejí se zvyšující se rychlostí mineralizace po odlesnění.

Zůstává otázkou, do jaké míry je rozsah a typ disturbancí zodpovědný za dlouhodobé ukládání uhlíku do půdy.

Hlavní faktory ovlivňující obsah SOM

Akumulace půdní organické hmoty je více spojena s faktory ovlivňujícími dekompozici, než v závislosti na čisté primární produkci (Schlesinger, 1997). Berg-Staaf (1980) rozděluje dekompozici do dvou fází. V první fázi má na dekompozici přímý vliv klima a koncentrace hlavních, ve vodě rozpustných živin. V pozdější fázi dominuje dekompozice ligninu, která je závislá na obsahu živin v půdě. Část opadového materiálu je rychle rozložena, část je zabudována do složek půdy a může zde zůstat po mnoho let (Torn, 2009). Ze studie (Hanson, 2005) pomocí izotopu ^{14} C vyplývá, že za prvních 9 měsíců dekompozice ubylo 45% původní hmoty v Oi horizontu (opad). V rámci přirozených podmínek odchází labilní část zbylého opadu do spodní části půdy, kde dochází k procesům stabilizace. Zbylý humifikovaný materiál má téměř nulovou rychlost dekompozice, tj. přibližuje se limitní hodnotě (Coûteaux et al. 1998).

Kapacita půdy ukládat organický uhlík je rovněž spojena s procesy stabilizace SOM. Ta je stejně jako procesy dekompozice funkcí ekosystémových charakteristik, klimatu, geomorfologie a půdní mineralogie (Baldock and Skjemstad, 2000; Conant, 2008, Podwojewski, 2011).

Podle studie (Torn, 1997) je půdní mineralogie klíčovým faktorem kvantity organické hmoty v půdě, a jejích toků v rámci dlouhodobého časového horizontu. Amorfní minerály mají velký stupeň hydratace, rozsáhlý povrch a různou strukturu. Tyto vlastnosti částic jsou ideální pro tvorbu stabilních organo-minerálních komplexů. Tato studie také uvádí, že podél gradientu s narůstajícím úhrnem srážek se zvyšuje množství těchto amorfních minerálů v půdě. Při vlhkém a chladném klimatu se rovněž vytváří tzv. spodický horizont, který obsahuje velké množství těchto nekrystalických minerálů a organické hmoty.

Proces chelatace iontů Al^{3+}a Fe^{3+} organickými ligandy a následný pohyb těchto stabilizovaných organických komplexních sloučenin půdním profilem jako DOC (rozpustitelný organický uhlík) je spjatý s dlouhodobým ukládáním a stabilizací půdní organické hmoty v půdě (Masiello, 2004).

Probíhá převážně v humidnějším klimatu, se spíše kyselejší půdní reakcí. U půd s neutrální až zásaditou reakcí jsou podobné pochody často spojené s ionty Ca^{2+} a se vznikem huminových kyselin, kdežto v případě účasti Al^{3+}a Fe^{3+} se vznikem fulvokyselin.

Trojmocné oxidy železa jsou pro rostliny obvykle nepřijatelné, existují anaerobní železo redukující bakterie například v rámci rodů *Alternaria, Bacillus, Clostridium, Fusarium* (Šimek & Cooper, 2004), které vytváří minerály obsahující dvojmocné železo (siderit, magnetit). Minerály s $Fe3^{+}$ iontem jsou působením těchto organismů degradované, čímž může být ovlivněn proces chelatace (Lee at al., 2003).

Vliv Fe a Al může být dvojího charakteru. Na jedné straně zabrání přístupu SOM do mřížky jílovitých minerálů a umožní tak lepší přístup pro mikroorganismy, na straně druhé zajistí procesem flokulace jejich větší stabilitu v substrátu.

Acidifikace má vliv na obsah Ca a Al v půdě a tedy i vliv na SOM. Při acidifikaci se sníží pH půdy, dochází k vyluhování některých toxických kovů z minerálů např. Al, Cd, Pb, Cu či jiných prvků jako je Ca a další bazické ionty. Půdní organická hmota má schopnost zmírnit toxicitu hliníku při velmi nízkých pH navázáním do komplexů či uvolněním bazických iontů ze sorpčního komplexu. Pokud ale není dostatečné množství humusu přichází půda o hliník a vápník aj. komponenty, které by mohly sloužit jako významná součást při tvorbě půdy a výživě rostlin (Hruška & Cienciala, 2002; Nováková, 2009).

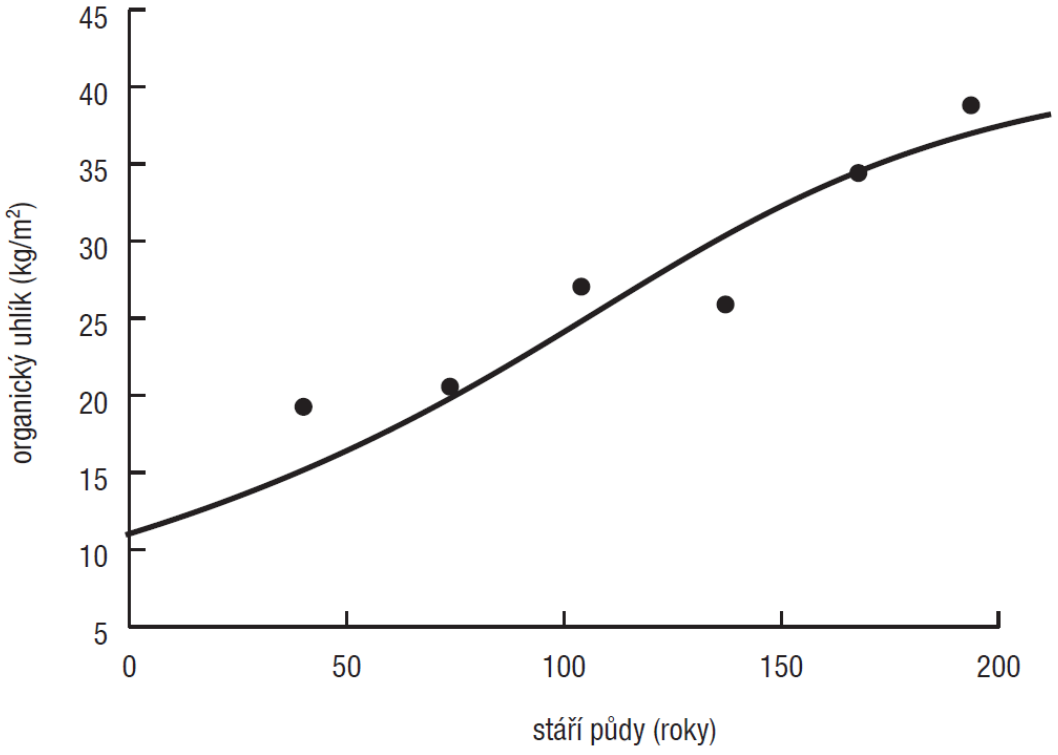
Velmi zajímavý je vliv preferenční cesty. Tak jsou nazývána místa s rychlým přesunem vody a ve vodě rozpuštěných živin. Obsah organické hmoty v těchto místech je až o 69% vyšší (Bundt et.al, 2001).

Obsah uhlíku není v rámci půdního profilu jednotný. V počátku vývoje obsah uhlíku s hloubkou klesá, po nějaké době se začne obsah uhlíku stratifikovat a v různých hloubkách vykazuje různé množství, v závislosti na půdotvorném substrátu, klimatu a převažující vegetaci. Poměrně mírné a vlhké klima umožňuje poměrně rychlou kolonizaci rostlinami a podporuje rychlý vývoj půdy (Torn et al., 2009). Podle studie (Jobbágy & Jackson, 2000) je faktor vegetačního typu více určující pro vertikální distribuci organického uhlíku než gradient srážek, který má naopak zřejmý vliv na obsah uhlíku ve svrchních 20ti cm půdy. S hloubkou klesá korelace mezi obsahem půdní organické hmoty a teplotou (Jobbágy & Jackson, 2000).

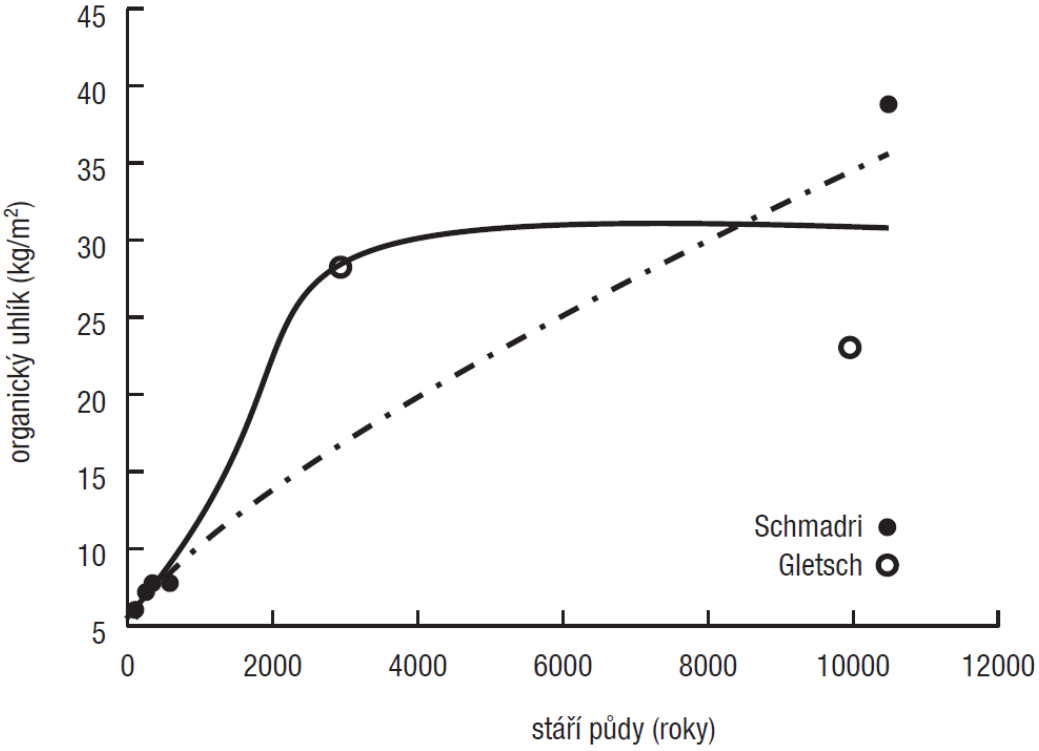
Časové změny akumulace a procesy které je doprovázejí

Při sledování kvantitativních i kvalitativních změn uhlíku v půdní organické hmotě se často používá chronosekvence ploch, které se liší dobou, od kdy se začala půda. Při experimentu sledování rychlosti akumulace uhlíku do půd je důležité, aby časovou řadu tvořily půdy, které budou mít podobnou historii klimatu, podkladu (podložním materiálu) a také budou mít podobnou strukturu vegetačního krytu (Torn, 2009)

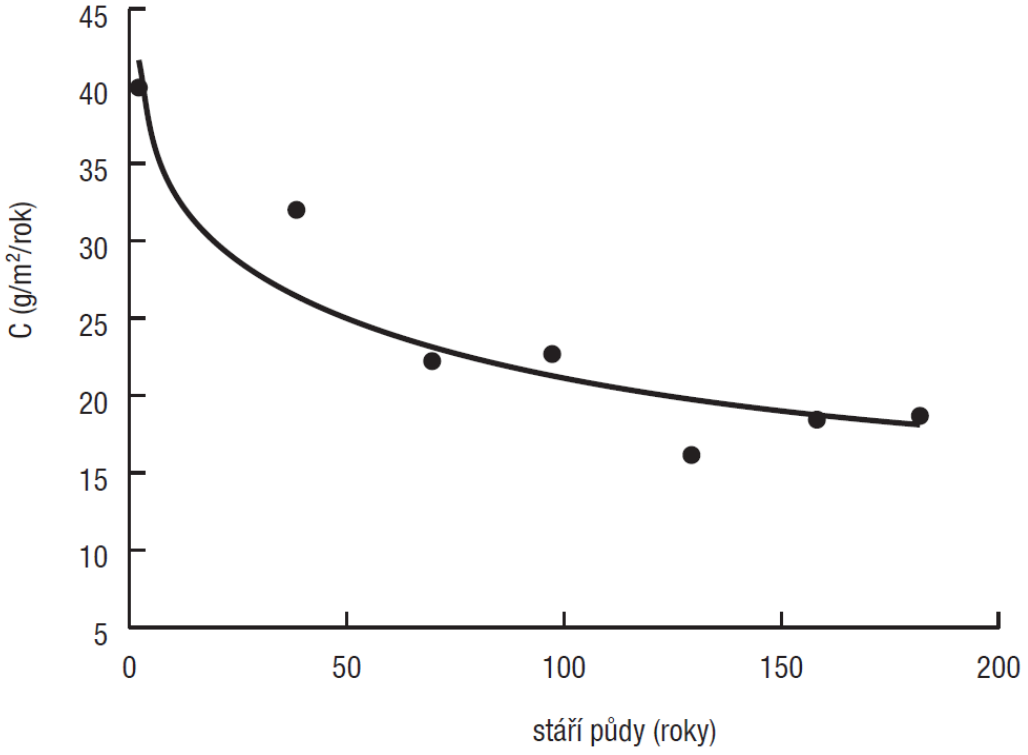
Studie časových řad půd obnažených po ústupu ledovce, potvrzují změny jak v kvalitě, tak v množství půdní organické hmoty (Egli et al., 2001; Dümig et al., 2011; He & Tang, 2008) viz graf č. 1. a graf. č. 2. Závislost mezi množstvím uhlíku a věkem není u těchto chronosekvencí lineární a rychlost akumulace v čase logaritmicky klesá viz. graf č. 3. V určité fázy vývoje se rychlost akumulace může natolik zpomalit, že lze uvažovat o dosažení horní hranice (tzv. steady state) pro sekvestraci uhlíku. Tato teorie je někdy podporována, jindy nikoliv. Chadwick (1999) uvádí, že bez přítomností disturbancí substrátu může ekosystém dosáhnout „steady state“, kdy se úplně a nevratně vyčerpají živiny pocházející z hornin.



Graf č.1. : Chronosekvence akumulace půdní organické hmoty, proložená logistickou křivkou- ústupová moréna ledovce (přejato od Lie He & Ya Tang, 2008)



Graf č. 2. :Chronosekvence akumulace půdní organické hmoty, proložené -ústupová moréna ledovce (přejato od Egli et al., 2001)



Graf č. 3. :Rychlosti akumulace organického uhlíku v půdě v závislosti na stáří půdy-ústupová moréna ledovce (přejato od He & Tang, 2008).

Častým jevem je, že během iniciální fáze vývoje se organická hmota akumuluje nejrychleji, tato fáze může trvat několik let až tisíciletí v závislosti na přírodních podmínkách, ve kterých se půda vyvíjí (Stevenson, 1986).

Z počátku je nejvíce uhlíku zastoupeno v lehké frakci (<1,6 g/cm^3) s rostoucím věkem se procentické zastoupení uhlíku v lehké frakci snižuje a oproti tomu přibývá v těžké frakci (>2 g/cm^3) a podle studie (Egli et.al, 2001) dosáhne po 150ti letech až 15% z celkového obsahu SOM (Lei He, Ya Tang, 2008).

Jednotný není ani obsah uhlíku v rámci celého půdního profilu. V počátku vývoje obsah uhlíku s hloubkou klesá, po nějaké době se začne obsah uhlíku stratifikovat a v různých hloubkách vykazuje různé množství, vesměs má ale klesající charakter (Lei He, Ya Tang, 2008).

Je zřejmé, že vývoj půdy, je funkcí času. Ani po dvěstě letech není půdní profil, v porovnání s klimaxovým jehličnatým lesem, jasně vyvinutý. Jsou již ale patrné změny v půdních vlastnostech pH (Lei He, Ya Tang, 2008).

Při postupném zvětrávání a následném osídlení první vegetací, začne díky organickým kyselinám produkovaným při dekompozici organické hmoty klesat půdní pH. Jakmile začne přibývat půdotvorného substrátu hodnoty pH se s hloubkou zvyšují (Lei He, Ya Tang, 2008).

Jedním z nejdůležitějších procesů při vytváření půdy je akumulace jílovitých částic.
S věkem jejich obsah v půdě roste a zvětšuje se i kationtová výměnná kapacita. Ve svrchních částech půdy vykazuje zřetelně větší hodnoty a úzce souvisí s obsahem jílovitých částic a půdní organické hmoty (Lei He, Ya Tang, 2008). V průběhu času se z 2/1 amorfních minerálů stávají mírně krystalické 1/1 minerály (kaolin, sesquioxidy) s mnohem menší kapacitou stabilizovat uhlík (Torn, 1997).

Nový substrát, který se objevil po vulkanické erupci, ústupu ledovce, nebo po procesech, které vytvořily podmínky pro tvorbu zcela nové půdy a ekosystému, zcela postrádá převážně atmosférické elementy jako je C a N, ale je bohatý na minerály jako jsou Ca, Mg, K, P. Fosfor je považován za hlavního regulátora ekosystémových procesů v dlouhodobém časovém měřítku.

Elementy jako je (Mg, Ca, K) jsou více mobilní než P a mohou být vyčerpány mnohem dříve. Tím je způsobeno že půdy, které se nadále vyvíjejí, obsahují více dusíku a fosforu a méně těchto mobilních kationtů. V další fázi vývoje přicházejí půdy i o podstatnou část fosforu. U takovýchto velmi starých půd je charakteristický vysoký obsah dusíku (Chadwick, 1999). S časem rovněž roste i množství půdního uhlíku a dusíku, ale rychlost akumulace se snižuje.

Nehledě na to, že se v průběhu času mění složení a obsah živin v půdě, vývoj vegetace v dlouhodobém měřítku není těmito změnami příliš ovlivněn (Chadwick, 1999).
Různé disturbance v ekosystému, mohou předčit vliv na akumulaci uhlíku do půdy, která je způsobena změnami v produktivitě ekosystémů (Torn et al., 2009).

Shrnutí rešerše

Půda je komplexní systém, jehož funkčnost je ovlivněna nepřeberným množstvím fyzikálně chemických i biologických procesů. O obsahu uhlíku ve svrchních částech půdy, je pojednáváno s mnohem větší intenzitou. Spodní horizonty, jež tvoří hlavně minerální složka, nejsou zájmem mnoha badatelů. Existují ale rozsáhlé studie určitých typů území, které se zabývají nejen celkovým obsahem uhlíku, ale i vlivem, který má na množství uhlíku čas či půdotvorný substrát.
Naším projektem bychom na ně rádi navázali.

PROJEKT LANDSLIDES

Syntéza

Zájem o studium potenciálů různých složek prostředí akumulovat uhlík, nebo se na jeho akumulaci podílet tkví především v jeho vlivu na globálním oteplování planety. Vyhodnotit globální příspěvek půd na sekvestraci uhlíku je velmi obtížným úkolem, neboť půdní prostředí je rozmanité a dynamické a prakticky každý malý kousek půdy je jiný. Existují všeobecné charakteristiky a trendy, které přisuzují půdě určité potenciály pro sorbci vody, nebo výživu rostlin. Určit potenciál určitého ekosystému akumulovat uhlík, je cenným přínosem pro celosvětové odhady schopností půd přispět na snižování skleníkových plynů. Možnost relativně objektivně sledovat kvantitativní tok uhlíku půdní organické hmoty v horizontu deseti tisíc let, je velmi cenné. Rovněž sesuvy dosud nebyly v temperátní zóněpříliš využívány pro studium

sekvestrace uhlíku. Tímto výzkumem ověříme, zda pro danný typ krajiny existuje souvislost mezi stářím půdy a její schopností akumulovat uhlík. Studium chronosekvencí rovněž umožňuje studovat vztah mezi sukcesí a vývojem půdy. Tomuto účelu vyhovují na území České Republiky geomorfologické procesy ve Vnějších Západních Karpatech, kde dochází k častým sesuvům půdy, jež se datují na stáří i několik tisíc let. Datace těchto sesuvů je mnohdy složitá a tak by náš výzkum mohl být přínosem i pro samotnou dataci sesuvných ploch.

Cíle projektu

1. Stanovit obsah C_{org} na vybraných lokalitách sesuvů půdy různého stáří a sestavit křivku rychlosti akumulace uhlíku.

2. Zjstit zastoupení obsahu C_{org} v půdním profilu.

3. Zjistit souvislost s N, P.

4. Porovnat rychlosti akumulace v závislosti na převažující vegetaci a zrnitostním složení.

Hypotézy

1. Předpokládáme rozdíly obsahu C_{org} v závislosti na převažující vegetaci.
2. Domníváme se, že na obsah C_{org} bude mít vliv i zrnitostní složení půdy.

Návrh projektu

Popis lokalit

Flyšová souvrství byla složitě vrásněna při karpatských horotvorných pochodech a vyzdvižena v mladších třetihorách. Souvrství se skládají převážně z břidličnatých jílovců a slínů, které se střídají s lavicemi pískovců. Jsou jedním z míst s nejintenzivnějšími srážkami ve střední Evropě (cca 1470 mm/rok).

Geomorfologické procesy jsou na flyšových litotypech významnými krajinotvornými činitely. Vytváří rozmanité formy reliéfu například sesuvná území, nivní geokomplexy, pěnovcové akumulace, náplavové kužely, osypy, apod. K nejvýznamnějším disturbačním procesům na svahovém subsystému ve vnějších Západních Karpatech patří sesuvy. Vznik sesuvů je podmíněn působením gravitace a často i strukturou (Hradecký, 2003). Sesuvné aktivity na tomto území jsou spojeny i s nástupem humidnějšího klimatu v holocénu. Dalším, pro vytváření krajinného rázu významným činitelem je erozní činnost toků. Karpatské řeky a potoky se díky velkému spádu zařezávají do měkkých hornin skalního podkladu a dochází tak k rychlému prohlubování údolí (Hradecký, 2003). Tabulka s lokalitami a základními charakteristikami viz. příloha č.1: Tabulka č.1.

Odběr vzorků a laboratorní měření.

Celkem máme k dispozici 24 lokalit s chronosekvencí v intervalech > 10 ka (2 lokality), 5-10 ka (4 lokality), 1-5 ka (9 lokalit), 0,1-1ka (2 lokality), recentní (7 lokalit), přičemž vliv vegetace můžeme zkoumat pouze v chronosekvenci od 5 tisíce let do současnosti.

Na každé lokalitě budou vybrána 3 místa o průměru cca 2 m, na této ploše budou vykopány 3 půdní profily, z kterých se odeberou do Kopeckého válečku vzorky ze tří horizontů, pro každý horizont se z těchto tří půdních profilů udělají směsné vzorky pro analýzu C_{org} modifikovanou metoda Tjurina a CHN elementární analýzu. Dohromady tedy budeme mít 9 vzorků pro každou lokalitu. Další tři půdní profily budou vykopány jako kontrola v okolí sesuvu. U každého směsného vzorku bude proveden zrnitostní rozbor metodou dle A. Casagrande.

Samotný odběr se bude provádět Kopeckého válečky (objem 100 cm^3) na fyzikální a chemické anylýzi, v kopané sondě, v popisované stěně v jedné svislici nad sebou. Do pedologického záznamníku se poznamená popis půdního profilu, hloubka odběru a číslo válečku.

Laboratorní analýzy

Modifiovaná metoda I.V. Tjurina

Oxidovatelný organický uhlík v zemině se oxiduje kyselinou chromovou za přítomnosti nadbytku kyseliny sírové. Nespotřebovaná kys. chromová se stanový titrací na ferroin indikátor. Stanovení

budeme provádět ve 3 opakováních, navážka se bude odhadovat podle tmavosti vzorku (tmavší více organiky, světlejší méně) v rozmezí 0,002-0,0200 g.

CHN elementární analýza

Stanovení se provádí na automatickém analyzátoru. Principem této metody je spalování vzorku v atmosféře kyslíku. Plynné spalné produkty posléze prochází katalyzátory, adsorpčními činidly a vrstvou mědi. Následně v proudu inertního plynu postupuje N_2, CO_2 a H_2O, ty jsou ve frontální chromatografii rozděleny a detekovány na principu tepelné vodivosti (ÚOCHB AV ČR, 2012).

Výpočty

Výpočet sušiny (S)

$S = 1- ((m_1 - m_2) / m_1) [\%]$

m_1...hmotnost vzorku před vysušením [g]
m_2...hmotnost vzorku po vysušení [g]

Podíl jemné frakce (JF)

$JF = m_F / m_S$

m_F...hmotnost frakce menší než 2 mm [g]
m_S...hmotnost suché půdy [g]

Výpočet objemové hmotnosti půdy (BD)

Jedná se o hmotnost půdy neporušeného půdního vzorku v přirozeném uložení, po vysušení (zbavení vody).

$BD= G_F / O [g\ cm^{-3}]$

G_F = čistá hmotnost vysušeného neporušeného vzorku (bez tary) [g]

O = objem Kopeckého válečku [100 cm^3]

Výpočet obsahu oxidovatelného C ($C_{ox)}$ [%]

C_{ox} = (V1 – V2) . f . 0,03/ m

V1 ... spotřeba roztoku Mohrovy soli v ml při titraci BLANKu

V2 ... spotřeba roztoku Mohrovy soli v ml při titraci vzorku

f ... faktor Mohrovy soli (f = 8/průměrná spotřeba Mohrovy soli pro stanovení faktoru)

0,03 ... faktor zvolený za předpokladu, že 1 ml dvojchromanu odpovídá 0,3 mg C_{ox}

m ...navážka vzorku [g]

Průměrná dlouhodobá rychlost akumulace se získá podílem obsahu uhlíku v profilu a stáří půdy. Rychlost pro daný časový interval se získá rozdílem mezi dvěma časovými sledy dané chronosekvence a podílem rozdílu v jejich stáří (Schlesinger, 1990).

Časový harmonogram

Tab č.: Časový harmonogram

rok	2012				2013				2014
měsíc	V-VI	VII-VIII	IX-X	XI-XII	I-II	III-V	VI-VIII	IX-XII	I-IV
výběr lokalit a odběry									
příprava vzorků									
analýzy									
případné dovzorkování									
statistické zpracování									
sepsání práce									

Finance

- 24 lokalit + 3 z okolí landslides
- cca 216 vzorků + 72 vzorků z okolí = 288 vzorků na Tjurin
- 216 vzorků na CHN
- analýza Turin 150 Kč/ vzorek 43 200,- Kč
- analýza CHN 500 Kč/ vzorek 108 000,- Kč
- analýza zrnitostního složení 30 000,- Kč
- terénní vybavení 30 000,- Kč
  (Kopeckého válečky, terénní váhy, lopata,)
- doprava (3 osoby) 15 000,- Kč
- mzda 10 000 Kč/ os práce 3 dny v týdnu (3 měsíce)

- celkem pro stanovení obsahu organického uhlíku 236 000,- Kč

Očekávané výstupy

Vzhledem ke zjištěným trendům pro akumulaci uhlíku v krajině vytvořené v Evropě po ústupu ledovců a vzhledem k získání poznatků o procesech, které jsou spojené s tvorbou půdy, očekáváme závislost mezi stářím půdy a obsahem půdní organické hmoty a rovněž předpokládáme, že bude patrný i vliv zrnitostního složení půdy. Pokud by se nám podařilo tuto hypotézu skutečně potvrdit, mohli bychom se v dalších letech pokusit zužitkovat daný trend pro dataci landslides.

ZÁVĚR

Tento projekt, nám pomůže vymezit konkrétní otázky pro další výzkum. Pokud bychom nenašli žádnou spojitost mezi stářím či zrnitostním složením půdy a obsahem organické hmoty bylo by nesmyslné rozvíjet další výzkum procesů spojených s akumulací SOM v dané chronosekvenci, který by na jednu stranu objasnil kvalitativní toky uhlíku v ekosystému a na druhou stranu podpořil dataci landslides.

LITERATURA

BALDOCK , J.A. & SKJEMSTAD, J.O. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. Organic geochemistry. 2000, 31, s. 697-710.

BERG, B. Litter decomposition and organic matter turnover in northern forest soils. *Forest Ecology and Management*. 2000, 133, s. 13-22.

BERG, B. & Ch. McCLAUGHERTY. *Plant litter decomposition, humus formation, carbon sequestration*. 2. ed. Germany: Springer, 2008, 338 s. ISBN 978-3-540-74922-6.

BERG, B. & H. STAAF. Decomposition rate and chemical changes of Scots pine needle litter. II. Influence of chemical composition. In Structure and Function of Northern Coniferous Forests — An Ecosystem Study. *Persson T Ecol. Bull*. 1980, 32, 373–390.

BRADY, N. C. & WEIL, R. R. The nature and properties of soils. 13th ed. New Jersey : Prentice Hall, 2002. 960 s. . ISBN 0-13-016763-0.

BUNDT, M. et al. Preferential flow paths: biological `hot spots' in soils. *Soil Biology & Biochemistry*. 2001, 33, s. 729-738.

CHADWICK O. A. et al. Changing sources of nutrients during four million years of ecosystem development. *NATURE*. 1999, 397.

CONANT, R.T., et al. Experimental warming shows that decomposition temperature sensitivity increases with soil organic matter recalcitrance. Ecology. 2008, 89, s. 2384–2391.

COÛTEAUX, M. M. et al. Chemical composition and carbon mineralisation potential of scots pine needles at different stages of decomposition. *Soil Biology & Biochemistry*. 1998, 30, s. 583-595.

DIOCHON, A. & KELLMAN, L. Natural abundance mesurements of 13C indicate increased deep soil carbon mineralization after forest disturbance. *Geophysical research letters*. 2008, 35, s. 1-5.

DIOCHON, A.; KELLMANH L.;BELTRAMI H. Looking deeper: An investigation of soil carbon losses following harvesting from a mannaged northeastern red spruce (Picea rubens Sarg.) forest chronosequence. *Forest ecology and management*. 2009, 257, s. 413-420.

DÜMIG, A., R. SMITTENBERG; I. KÖGEL-KNABNER. Concurrent evolution of organic and mineral components during initial soil development after retreat of the Damma glacier, Switzerland. *Geoderma*. 2011, 163. s. 83-94.

EGLI, M., P. FITZE & A. MIRABELLA. Weathering and evolution of soils formed on granitic, glacial deposits: results from chronosequences of Swiss alpine environments. *Catena*. 2001, 45, s. 19-47.

FELIPE, G.A. & OMAR R. MASERA, O.R. assessment and measurement issues related to soil carbon sequestration in land-use, land-use change, and forestry (LULUCF) projects under the kyoto protocol. *Climatic Change*. 2004, 65, s. 347–364.

FERNANDEZ, I.; MAHIEU, M.; CADISCH, G. Carbon isotopic fractionation during decomposition of plant materials of different quality. Global bigeochemical cycles. 2003, 17, s. 1075–1085.

FROUZ, J. Půda-živý systém: Interakce půdní fauny a mikroflóry a jejich význam pro přeměny organické hmoty v půdě. *Vesmír*. 2010, 89. s.490-492.

HANSON, P.J, et al. Reconciling change in oi-horizon 14c with mass loss for an oak forest. Soil science society of america journal. 2005, 69, s. 1492-1502.

HE, L. & Y. TANG. Soil development along primary succession sequences on morains of Hailuogou Glacier, Gongga Mountain, Sichuan, China. *Catena*. 2008, 72, s. 259-269.

HRADECKÝ, Jan. Příspěvek k poznání chronologie sesuvů v oblasti Slezských Beskyd: Svahové a další geomorfologické procesy. In:*GEOMORFOLOGICKÝ SBORNÍK 2*. Plzeň: ČAG, ZČU, 2003, 271-278.

HRUŠKA, J. & E. CIENCIALA. D*louhodobá acidifikace a nutriční degradace lesních půd - limitující faktor současného lesnictví*. Praha: Ministerstvo životního prostředí, 2002, 159 s. ISBN 80-7212-190-1. Dostupné z: http://www.mzp.cz/osv/edice.nsf/C946CBFF37E50B1BC12570F200493224/$file/ACIDIFIKACE_web.pdf

JOBBÁGY, E.G. & R.B. JACKSON. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applycations*. 2000, 10, s. 423-436.

LEE, S.H., I. LEE a Y. ROH. Biomineralization of a poorly crystalline Fe(III) oxide, akaganeite, by an anaerobic Fe(III)-reducing bacterium (Shewanella alga) isolated from marine environment. *Geoscience Journal*. 2003, 7, s. 217-226.

MASIELLO, C.A., et al. Weathering controls on mechanisms of carbon storage in grassland soils. Global biogeochemical cycles . 2004, 18, s. 1-30.

NOVÁKOVÁ, M. *Hliník v povodí šumavských jezer - mobilita, toxicita a možnosti stanovení*. České Budějovice, 2009. Bakalářská práce. Jihočeská univerzita. Přírodovědecká fakulta.

OSONO, T. et al. Fungal succession and lignin decomposition on Shorea obtusa leaves in a tropical seasonal forest in northern Thailand. *Fungal Diversity*. 2009, 36, s. 101-199.

PICKETT, S.T.A. a P.S. WHITE. *The ecology of natural disturbance and patch dynamics*. London: Academic Press, INC., 1985. ISBN 0-12-554521-5.

PODWOJEWSKI, P., et al. Climate and vegetation determine soil organic matter status in an alpine inner-tropical soil catena in the Fan Si Pan Mountain, Vietnam. Catena. 2011, 87, s. 226–239.

RAICH, J.V. & SCHLESINGER, W.H. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate.. Tellus. 1992, 44B, s. 81-99.

ROBERTSON, G. P. & ELDOR, E. A. Methods in ecosystem science. New York : Springer, NY., 2000. Decomposition and soil organic matter dynamics, s. 104-116. ISBN 0-387-98734-7.

RODHE, H. Biogeochemical cycles. San Diego : Academic Press, Inc., 1992. Modeling bigeochemical cycle , s. 55-72.

SCHLESINGER, W.H. Evidence from chronosequence studies for a low carbon -storage potential of soils. *NATURE*. 1990, 348, s. 232-234.

SCHLESINGER, W. H. *Biogeochemistry*: *An analysis of global change*. 2nd ed. Amsterdam: Academic Press, 1997, 588 s. ISBN 978-0-12-625155-5.

SCHLESINGER, W.H & ANDREWS, J.A. Soil respiration and the global carbon cycle. Biogeochemistry. 2000, 48, s. 7-20.

SIX, J. et al Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils – Effects of no-tillage. *Agronomie*. 2002, 22, 755–775.

SOLLINS, P.; HOMANN, P.; CALDWELL, B. A. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and control. Geoderma. 1996, 74, s. 65-105.

SOUSA, W. P. The role of disturbance in natural comunities. Annual review of ecology and systematics. 1984, 15, s. 353-391.

STEVENSON, F.J. *Cycles of soil*: *carbon,nitrogen, phosphorus,sulfur,micronutrients*. USA: John Wiley & sons, 1986, 380 s. ISBN 0-471-82218-3.

ŠIMEK, M. *Základy nauky o půdě*: *3. Biologické procesy a cykly prvků*. České Budějovice: Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, 2003. ISBN 80-7040-630-5.

ŠANTRŮČKOVÁ, H. *Ekologie půdy*. České Budějovice: Biologická fakulta JU v Českých Budějovicích,Ústav půdní biologie AV ČR, 2001.

ŠIMEK, M. a J.E. COOPER. *Biogeochemical cycles of elements*: *An introduction to behaviour of main mineral nutrients of plants and microorganisms*. 2nd ed. České Budějovice: Jihočeská univerzita, Biologická fakulta, 2006, 63 s. ISBN 80-7040-806-5.

TORN, M. S., et al. Biophysico-chemical processes involving natural nonliving organic matter in environmental systems. New Jersey : John Wiley & Sons, Inc., 2009. Storage nad turnover of organic matter in soil, s. 219-272. ISBN: 978-0-470-41300-5

TORN, M. S. et al. Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. *NATURE*. 1997, č. 389, s. 170-173.

TOWNSED, C.R., M. BEGON a J.L. HARPER. *Základy ekologie*. 1. vyd. Olomouc: Univerzita Palackého v Olomouci, 2010. ISBN 978-80-244-2478-1.

VAN DER MAAREL, E. Vegetation dynamics and dynamic vegetation science. Acta Bot Neerl (1996), 45, s. 421–442.

WHITE, P.S & JENTCH, A. The search for generality in studies of disturbance and ecosystem dynamics . Progress in botany. 2001, 62, s. 399-450.

Internetové zdroje

Carbon cycling and climate. GENOMIC SCIENCE PROGRAM. *Http://genomicscience.energy.gov*. [online]. 2011 [cit. 2012-04-21]. Dostupné z: http://genomicscience.energy.gov/carboncycle/index.shtml

Carbon cycle: Earth. NASA SCIENCE. *Http://science.nasa.gov* [online]. 2010 [cit. 2012-04-21]. Dostupné z: http://science.nasa.gov/earth-science/oceanography/ocean-earth-system/ocean-carbon-cycle/

DONOVAN, P. Measuring soil carbon change: A flexible, practical, local, method. In: *Soil carbon coalition*: *Put the carbon back where it belongs*[online]. 2012 [cit. 2012-04-23]. Dostupné z: http://soilcarboncoalition.org/files/MeasuringSoilCarbonChange.pdf

MENTLÍK, P. Stručný úvod do pedologie a pedografie pro geografy. In: *Http://www.kge.zcu.cz* [online]. 2003 [cit. 2012-04-25]. Dostupné z: http://www.kge.zcu.cz/vyuka2/pudy_uvod.pdf

RIEBEEK, H. Earthobservatory: The Carbon Cycle. *Http://earthobservatory.nasa.gov* [online]. 2011 [cit. 2012-04-20]. Dostupné z: http://earthobservatory.nasa.gov/Features/CarbonCycle/printall.php

ÚOCHB AV ČR. *Http://www.uochb.cz* [online]. 2012 [cit. 2012-04-26]. Dostupné z: http://www.uochb.cz/web/structure/737.html?lang=cz

Příloha č.1:
Tabulka č.1: Přehled sledovaných lokalit a jejich základních charakteristik.

stáří [roky^3]	název	lokalizace	stáří [roky^3 /AD]	substrát	porost	rozloha [km^2]	typ sesuvu
> 10	Kykula	Oščadnica (Slovensko)	12.8	kýčerské souvrství/pískovce a břidlice	smrk	1,5	proudový translační sesuv
	Kotelnice	Písečná	13.9	istebňanské souvrství/slepence	smrk	-	translační sesuv
5-10	Peklo	Vizovické Vrchy	7.2	zlínské souvrství – újezdské vrstvy/jílovce a podřadně pískovce	Smrk/nedávno odlesněno	0.16	proudový rotačně-translační sesuv
	Visalaje	Horní část údolí Řečice	7.6	svrchní oddíl godulského souvrství/jílovce,podřadně pískovce	smrk	-	translační plošný sesuv
	Lemešná	Velké Karlovice	5.2	vsetínské vrstvy zlínského souvrství/pískovce i jílovce	smrk	-	rotačně translační sesuv
	Girová 1	Bukovec	7.4	ráztocké vrstvy/ jílovce, podřadně pískovce	smrk	-	translační proudový sesuv
1-5	Ropice	Řeka	1.4	střední oddíl godulského souvrství, převaha pískovce	Smíšený porost	0.4	skalní sesuv/skalní lavina
	Jezerné	Velké Karlovice	1	soláňské a belověžské souvrství/pískovce dominují nad jílovci	smrk	0.06	skalní sesuv/skalní lavina
	Brodská1	Nový Hrozenkov	1.2	belovežské souvrství/jílovce	listnatý nálet	0.03	poudový translační sesuv/blokovobahenní proud

	Lučovec	Bílá	1.7	soláňské souvrství a podmenilitové souvrství/pískovce v horní části, jílovce v dolní části sesuvu	Smíšený porost	0.13	proudový rotačně-translační sesuv
	Slopné	Slopné	1.7	luhačovické vrstvy zlínského souvrství/převaha pískovců	smrk	0.05	proudový rotačně-translační sesuv
	Uvezené1	Hošťálková	1.4	ráztocké vrstvy/převaha jílovců	Smrk/louky	0.22	proudový rotačně translační sesuv
	Rycierova hora	Vychylovka (Slovensko)	1.1	kýčerské souvrství/pískovce a břidlice	smíšený les	-	skalní sesuv/skalní lavina
	Hluboče 1	Brumov-Bylnice	1.4	svodnické souvrství/jílovité břidlice	louka/smrk	-	rotačně-translační sesuv
	Smrdutá	Chvalčov	4.5	rusavské a soláňské souvrství/ pískovce a slepence	převaha buk	0.06	rotačně-translační proudový skalní sesuv
0,1-1	Uvezené2	Hošťálková 2	AD 1919	ráztocké vrstvy/převaha jílovců	smrk, louky	0.22	proudový rotačně translační sesuv
	Pluskovec	Velé Karlovice	0.9	vsetínské vrstvy zlínského souvrství/pískovce i jílovce	smrk, louky	0.11	translační skalní sesuv
<0.1	Girová 2	Bukovec	AD 2010	ráztocké vrstvy/ jílovce, podřadně pískovce	smrk	0.2	proudový translační sesuv
	Hluboče 2	Brumov-Bylnice	AD 2006	svodnické souvrství/jílovité břidlice	louka/smrk	0.06	rotačně-translační sesuv, v čele zemní proud

	Kyčera	Krásná	AD 1997	spodní oddíl godulského souvrství/ převaha jílovce podřadně pískovce	smíšený nálet	-	translační plošný sesuv
	Bystřička	Bystřička	AD 1997	rusavské vrstvy zlínského souvrství	nálet	-	proudový translační sesuv
	Brodská2	Nový Hrozenkov	AD1997	belovežské souvrství/jílovce	listnatý nálet (břízy atd)	0.03	proudový translační sesuv/blokovobahenní proud
	Kání	Hutisko-Solanec	AD 1997	soláňské souvrství/pískovce a jílovce	smíšený nálet	-	proudový translační sesuv
	Skalice	Frýdek-Místek	AD 2010	těšínko-hradišťské souvrství/ převaha břidlic	listnatý porost	-	translační sesuv/blokovo-bahenní proud