

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Ekologie a ochrana životního prostředí

Studijní obor: Ochrana životního prostředí



Karolína Lačná

Změny ve vstupu organické hmoty do půdy během pedogeneze jako hybatel akumulace
uhlíku

*Changes in organic matter input to soil during pedogenesis as a driver of soil organic matter
sequestration*

Bakalářská práce

Vedoucí práce: **prof. Mgr. Ing. Jan Frouz, CSc**

Praha, 2022

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci zpracovávala samostatně a v příloze uvedla všechny zdroje, ze kterých jsem informace k této práci čerpala. Tato práce, ani její části nebyly využity k získání stejného nebo jiného akademického titulu. Předložená tištěná verze je totožná s elektronickou verzí vloženou do Studijního informačního systému.

V Praze dne:

Podpis:

Poděkování

V první řadě bych chtěla poděkovat svému školiteli prof. Mgr. Ing. Jan Frouz, CSc za jeho cenné poznatky, pomoc a trpělivost při psaní mé bakalářské práce. Dále bych chtěla poděkovat všem kolegům, kteří mě provázeli při experimentální části této práce a uvedli mě do vědeckého oboru. Nakonec bych chtěla poděkovat rodině za veškerou psychickou podporu a také mým přátelům za zpříjemnění těžkých chvil při mém bakalářském studiu.

Abstrakt

Půdní organická hmota (POH) je nedílnou součástí půdy představující rezervoár živin pro rostliny a půdní organismy, a to především při akumulaci biogenního prvku uhlíku (C). Hromadění a stabilizace půdní organické hmoty závisí na několika procesech. Vstupním zdrojem pro vytvoření POH je rostlinná organická hmota (OH) tvořena především opadem a nadzemní částí rostlinné bylinné biomasy. Akumulace POH a následná sekvestrace uhlíku je ovlivněna především chemickým složením a množstvím OH vstupujícím do půdy. V této práci bylo porovnáno množství vstupní OH vstupující do půdy na plochách se starším přirozeně vzniklým typem půd a na půdách uměle vytvořených člověkem (vysypkové plochy). V rámci výzkumu byly porovnávány různé typy lesního porostu zastoupené smrčínovým porostem a olšínovým porostem. Z naměřených dat jednotlivých ovlivňujících faktorů bylo zjištěno, že složení a množství OH je významně ovlivněno druhovým složením lesa. U olšínových porostů bylo pozorováno více rostlinného OH na obou typech půd s nižším poměrem C:N, což vystihuje lépe rozkladatelnou OH. Výsledky naznačují zvýšenou koncentraci ergosterolu na plochách s jehličnatým zastoupením stromů a zároveň prokazují větší množství kořenové biomasy. Naproti tomu nebyly nalezeny statisticky významné rozdíly mezi plochami na mladých a starých půdách. Práce potvrdila, že vstup OH se neliší při rozdílném stáří půd, případné rozdíly tedy budou souviset spíše s dalšími mechanismy přeměn POH v půdě.

Klíčová slova: půdní organická hmota, půdní organický uhlík, organická hmota, poměr C:N

Abstract

Soil organic matter (SOM) is an integral part of the soil representing a reservoir of nutrients for plant and soil organisms, especially in the accumulation of a biogenic element carbon (C). The accumulation and stabilisation of soil organic matter depend on several mechanisms. The input source for the creation of SOM is the plant organic matter consisting mainly of the litter and above-ground part of the plant herbal biomass. The accumulation of SOM and carbon sequestration is primarily influenced by the chemical composition and amount of OM entering the soil. In this work, the entry of OM into the soil was experimentally verified at locations with an older naturally formed soil type and man-made soil (post-mining sites). As part of the research, other types of forest cover represented by spruce and alder stand were compared. From the measured data of the individual influencing factors, it was found that the composition and quantity of OM is determined significantly by the species composition of the forest. More plant OM was observed in the alder trees area stands on both soil types with a lower C:N ratio, which describes better decomposable OM. By contrast, there were no statistically significant differences between areas on young and old soils. The results suggest increased concentrations of ergosterol in coniferous areas while demonstrating greater amounts of root biomass. The work confirmed that the input of OM does not differ by the age of the soils, any differences will therefore be more related to other mechanisms for converting SOM in the soil.

Keywords: soil organic matter, soil organic carbon, organic matter, ratio C:N

Obsah

1	Úvod.....	15
1.1	Cíl práce	17
2	Teoretická část.....	19
2.1	Půdní organická hmota.....	19
2.1.1	Význam půdní organické hmoty v cyklu uhlíku a mitigace klimatické změny	22
2.1.2	Význam půdní organické hmoty pro biogeochemické cykly v ekosystémů	23
2.1.3	Vliv půdní organické hmoty na vlastnosti a fungování půd	25
2.2	Rostliny jako zdroj organické hmoty vstupující do půdy	26
2.2.1	Jak se liší zdroj OM podle vlastností rostlin	26
2.2.2	Vztah mezi vlastnostmi rostlin a hromaděním SOM v půdě	27
2.3	Vztah mezi SOM a množstvím a kvalitou OM vstupující do půdy	27
2.4	Mechanismy hromaděni a následné stabilizace půdní organické hmoty v půdě.....	28
2.4.1	Hromaděni SOM během obnovy výsypek.....	32
2.5	Shrnutí	32
3	Praktická část	35
3.1	Cíle praktické části	36
3.2	Hypotézy	36
3.3	Metodika experimentu	36
3.3.1	Odběr vzorků	36
3.3.2	Analýza dat	38
3.3.3	Zpracování dat.....	40
3.4	Výsledky	40
3.4.1	Množství nadzemní rostlinné biomasy bylinného patra.....	41
3.4.2	Množství rostlinného opadu v měřeném časovém období	43
3.4.3	Koncentrace C a N v rostlinné nadzemní biomase bylinného patra.....	44
3.4.4	Koncentrace C a N v rostlinném opadu	45
3.4.5	Množství ergosterolu na jednotlivých lokalitách	46
3.4.6	Kořenová biomasa	47
4	Závěry	49

5	Seznam použité literatury	51
6	Přílohy	55

Používané zkratky:

C – uhlík

C/N – poměr uhlíku/dusíku

CO₂ – oxid uhličitý

N – dusík

OH – organická hmota

OM – organic matter (organická hmota)

P – fosfor

POC – particulated organic carbon/partikulovaný organický uhlík

POH – půdní organická hmota

SOC – soil organic carbon (půdní organický uhlík)

SOM – soil organic matter (půdní organická hmota)

1 Úvod

Půda je jedním z nejvýznamnějších ekosystémů schopných akumulace uhlíku (Rejšek and Klement, 2018). Zásobník organického uhlíku v půdě je třikrát větší, než zásobník celkového uhlíku v nadzemní biomase a dvakrát tak velký, než jaká je jeho koncentrace v atmosféře (Blum, 2005). Největší potenciál v rámci akumulace a sekvestrace uhlíku je připisován půdní organické hmotě (SOM/POH). Půdní organická hmota díky zadržování C účinně snižuje koncentraci atmosférického CO₂, čímž výrazně přispívá ke zmírnění klimatických změn (Grandy and Robertson, 2007).

Půda ovlivňuje pomocí mikro-biologických a biologicko-chemických procesů globální cyklus uhlíku. Díky půdní mikrofauně se při vzniku SOM uhlík v půdním prostředí akumuluje, a naopak při zpracovávání organického materiálu se dostává zpět do atmosféry v podobě CO₂. Vyrovnávací mechanismus půdy tímto zajišťuje ochranu a rovnováhu ekosystému. Tyto aspekty ale závisí na celkovém stavu půdy (Blum, 2005). Atributy kvality půdy jsou tvořeny z několika biologických, fyzikálních i chemických vlastností (Nortcliff, 2002). Samotná charakteristika půdy, je ale velice náročná, jelikož se jedná snad o nejvíce heterogenní systém biosféry s velkou variabilitou funkcí (Doran and Parkin, 2015).

Jedním z prvořadých ukazatelů kvality půdy je obsah půdní organické hmoty (SOM/POH) a organického uhlíku (SOC) (Bünemann *et al.*, 2018). Ztráta organické hmoty je jedním z nekritičtějších degradačních projevů půdy a má velice negativní dopad na veškeré vlastnosti půdy. Obsah POH je nedílnou součástí půdy, která je tvořena především organickou hmotou rostlinné vegetace, majoritně půdními mikroorganismy a jejich schopností rozkladu látek vstupujících ve formě opadu, uhynulých rostlinných nebo živočišných těl. (Rejšek and Klement, 2018). Povrchový horizont půdy obsahující POH, může být výrazně ovlivněn lidskou činností a jejím obhospodařováním (Karlen, Ditzler and Andrews, 2003). Snížení intenzity využívání půd by mohlo přispět ke kompenzaci CO₂ v ovzduší při jeho akumulaci půdou (Grandy and Robertson, 2007). V důsledku aktuálních problémů s rostoucí koncentrací CO₂ v atmosféře spojeného s klimatickou změnou, je v našem zájmu dále zkoumat zásobníky uhlíku jako biogenního prvku formujícího život, a také jako ohrožujícího aspektu při výkyvech globálního cyklu planety a změnami s nimi spojené.

Na tvorbu půdní organické hmoty, její akumulaci a stabilizaci má významný vliv vstupní organická hmota. Vstupní chemické složení a množství OM tak determinuje následné

mechanismy v půdním systému, které vedou k nahromadění SOM. Při vstupu OM do půdy je důležitý charakter daného prostředí a saturace C půdy, tyto aspekty ovlivňují a mění rozkladné procesy OM a preferují v jiných fázích hromadění SOM jiný vstupní materiál OM (Lützow *et al.*, 2006). Tato predikce, tak výstižně ukazuje, že mechanismus v akumulaci SOM a SOC se skládá z několika na sebe navazujících faktorů a mechanismů, které se v rámci pedogeneze mění. Míra úložiště C je prvotně ovlivněna kvalitou a kvantitou vstupní OM a její mírou rozkladu, jež je zajištěn převážně půdními mikroorganismy.

Kvalita OM vstupujícího do půdy se vyznačuje především snazší rozkladatelností půdními mikroorganismy. Tato OM je charakterizovaná menším poměrem C:N a menším zastoupením špatně se rozkládajících látek, jako je lignin, fenoly, taniny, či další polymerní látky (Castellano *et al.*, 2015). Na kvalitě OM záleží podmínky daného ekosystému. Řada určujících faktorů může být ovlivněna klimatem typickým pro určité oblasti, managementem krajiny, minerální složkou půdy nebo aktivitou půdní mikrofauny na dané lokalitě. Velký faktor ovlivňující kvalitu OM je druhové složení rostlinné vegetace, a to především v rámci lesních ekosystému na druhovém společenství stromů. Lesní pokryv určuje především chemické složení opadu, který tvoří majoritní složku OM vstupujícího do půdního ekosystému (Castellano *et al.*, 2015).

Druhové složení lesních porostů zásadně ovlivňuje akumulaci C v půdě a je zásadním prvotním činitelem v následujících mechanismech při stabilizaci SOM. Studie (Hübllová, 2020) ukazují, že ukládání C se během pedogeneze mění a je významně ovlivněno druhovým složením stromů. Přitom stromy poskytující snadno rozložitelný opad hromadí více uhlíku v mladých půdách, zatímco stromy produkující hůře rozložitelný opad akumulují větší množství uhlíku ve vyvinutých půdách. To může být dáno změnou mechanismů sekvestrace nebo i změnou přísunu organické hmoty do půdy. Cílem této práce je ověřit, zda se neliší množství a kvalitativní složení organické hmoty vstupující do půdy pod jehličnatými druhy stromů v různých fázích pedogeneze, mezi mladými a vyspělými půdami.

V práci byly zkoumány lokality s jiným druhovým lesním pokryvem na rozdílných typech půd. Druhové zastoupení stromového společenství bylo zastoupeno smrčínovým lesním porostem a olšínovým lesním porostem na lokalitách s původní přirozeně vzniklou dobře vyvinutou půdou a půdou přetvořenou, na lokalitách po těžbě hnědého uhlí.

1.1 Cíl práce

Cílem této práce je prohloubit poznatky z dosud existujících studií o vlivu stromů produkujících opad různých vlastností (s různou rychlostí dekompozice) na hromadění půdní organické hmoty v různých fázích pedogeneze. Předchozí výzkumy naznačují, že stromy s různými vlastnostmi opadu mají protichůdný vliv na sekvestraci uhlíku, a to patrně proto, že hlavní mechanismy sekvestrace se v průběhu pedogeneze mění. Nelze však ani vyloučit možnost že se mění vstupy uhlíku do půdy. Předmětem této práce je otestovat, zda stromy podobného stáří mají srovnatelné rozložení vstupů uhlíku do půdy na různě vyvinutých půdách. Průzkum probíhal na různých typech půd, a to na lesních půdách a na výsypkách, kde byly prověřovány lokality se smrkovým porostem (jehličnaté lesy) a olšinami (listnaté lesy). Práce si klade za cíl odpovědět na tuto hlavní výzkumnou otázku: Jak se liší vstupy C na mladých půdách (na výsypkách) a na starších vyvinutých půdách (v okolí mimo výsypky) s odlišným lesním společenstvím, zastoupeným jehličnatými stromy a dusík fixujícími listnatými stromy? Pro zodpovězení této otázky byly sledovány následující vstupy C: opad (měřený pomocí opadových pastí), nárůst kořenové biomasy (jako ukazatele produkce nové biomasy za daných podmínek na lokalitách), ergosterol (jako ukazatele zastoupení ektomykorhizních hub).

2 Teoretická část

2.1 Půdní organická hmota

Obsah půdní organické hmoty v půdě je zásadním faktorem ovlivňujícím úrodnost půdy a celkovou funkčnost ekosystému. POH je hlavní zásobárnou živin pro organismy, které se z ní mohou postupně uvolňovat. Funguje převážně jako akumulátor biogenních prvků a dalších látek. Pozitivní vliv má i na půdní strukturu.

Půdní organická hmota (SOM) je heterogenní směs organického materiálu členěného na primární organickou hmotu tvořenou nehumifikovanou složkou obsahující mono– až polymerní látky rostlinného i živočišného původu a humifikovanou složkou. Organická hmota tvoří směs různých proteinů, převážně polysacharidů (škrob, celulóza, hemicelulóza, pektin (50 – 60 %)), (lignin (10 – 15 %), chitin, peptidoglykan), ale také proteinů a polyfenolických látek (taniny) jako jsou chlorofyl, kutin, suberin či jiných alifatických sloučenin (např.: mastné kyseliny, vosky, terpeny, a další) (Lützow *et al.*, 2006). Tyto primární substance jsou biochemickými rozkladnými procesy přetvářeny. Při exotermním procesu mineralizace za vzniku minerálů nebo při endotermním procesu humifikace, za vzniku humusu (Schnitzer and Khan, 1978). Některé látky jsou označeny jako těžce rozkladatelné, protože jejich dekompozice je časově náročnější a jiné jako lehce rozkladatelné. Zastoupení jednotlivých látek v rostlinném OM je dáno především druhovým složením vegetace (Lützow *et al.*, 2006).

Produktem štěpení makromolekul uhlíkatých sloučenin na menší sloučeniny je humus. Humus vzniká v rámci dekompozice, která je zajištěna půdní mikrobiální faunou. Půdní bakterie přetváří látky nedostupné pro rostliny na živiny, které již rostliny využít mohou. Při těchto procesech se organická hmota spotřebovává (Rejšek and Klement, 2018).

Jak poslední studie ukazují, humus tvoří pouze 5 % půdní organické hmoty a je tedy její minoritní částí. Paradigmata dosavadních znalostí organické hmoty v půdě jsou tímto faktem popřena. Majoritní část POH tvoří mikrobiální biomasa z těl bakterií tzv. nekromasa (Frouz, 2022). Zdroj půdní organické hmoty pochází buďto z organického materiálu opadu z nadzemních částí, tzv. stromového, keřového či bylinného patra nebo vstupem z podzemní části rostlin, kořenovou biomasou (Rejšek and Klement, 2018).

Obsah půdní organické hmoty udává kvalitu půdy a je ukazatelem pro další zemědělské hospodaření v podobě přísunu organických hnojiv či k zajištění protierozních opatření. Půdy

na lesních stanovištích závisí na množství organické hmoty, která má zásadní vliv na výživu lesních porostů, jejich stabilitu, produkci biomasy a udržitelnosti ekosystémů (Rejšek and Klement, 2018).

Vznik půdní organické hmoty a udržení její stability je zajištěno především mikrobiální půdní faunou (Edafon). Akumulace organické hmoty je poháněna především na plochách s vyšším výskytem hub a aktivní mikrobiální biomasou (Kallenbach, Frey and Grandy, 2016). Perzistentnost půdních organických látek závisí na fyzikálně–chemických i biologických procesech daného půdního prostředí (Schmidt *et al.*, 2011). Pro rovnováhu mezi setrváním a rozkladem SOM v půdě je důležitý poměr mezi mineralizací a její humifikací (Rejšek and Klement, 2018).

Nehumifikované látky v SOM

Nehumifikovaný organický materiál tvoří zhruba 15 – 20 % SOM. Jedná se o nerozložitelné látky z odumřelé biomasy rostlin a živočichů. Tyto látky jsou vlivem biochemických reakcí půdních mikroorganismů postupně mineralizovány. Produktem mineralizace, biochemické reakce za aerobních podmínek, je především oxid uhličitý, čpavek a ionty K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} a jiné.

Mineralizace je poměrně rychlý proces, při kterém vznikají minerální živiny pro rostliny. Na rychlosti reakce závisí přístupnost vzduchu, teplota, vlhkost a dostatek organického materiálu (Vrba and Huleš, 2006).

Humifikované látky v SOM

V důsledku nejnovějších poznatků se opouští od klasifikace a celkově popisování humusových látek jakožto důležitou frakcí v hromadění POH. Předěšlé studie ukázaly, že humusové látky jsou tvořeny biochemickou přeměnou OM a řadí se tak mezi rozložené organické materiály, které jsou přetvořeny v rámci dekompozičních mechanismů zajištěnými především půdní mikrobiotou. Na základě toho lze usoudit, že do této doby tzv. humusové substance neexistují, jelikož se jedná pouze o směs alifatických uhlovodíků vzniklých v důsledku přeměn. V tomto případě se klasifikaci těchto látek mnoho studií vyhýbá a zůstává pouze u obecného pojmu humus (Lützow *et al.*, 2006). Byť je dosavadní paradigma zaměřující se na klasifikaci a prisuzování humusovým látkám velké zadostiučinění při procesu tvorby POH, v této práci jsou humusové látky pro lepší pochopení čtenáře klasifikovány, jelikož se v rámci studií pedologie stále často objevují.

V současné době se rozpadá paradigma ohledně hlavního složení půdní organické hmoty, za které byly dříve považovány humusové látky. Tyto látky se po rozpadu rostlinného materiálu na jednodušší látky vytváří procesem polymerace a při navázání na jílové minerály tvoří stabilní půdní organický materiál. Z novějších studií bylo zjištěno, že tento proces humifikace je z hlediska nashromáždění SOM minoritní a hlavní zastoupení SOM tvoří odumřelá těla mikroorganismů, tzv. mikrobiální nekromasa. Jejich extracelulární buněčný obal ve spojení s jílovitými minerály tvoří stabilní, těžce rozložitelnou půdní organickou hmotu (Lützow *et al.*, 2006).

Tato POH je na rozdíl od látek s aromatickou strukturou (často přisuzovanou humusovým látkám) tvořena strukturou alifatickou. Alifatické hydrofobní uhlovodíky tak činí POH nerozpustnou ve vodě, a tím špatně dostupnou pro zpracování dalšími organismy.

Organická složka pocházející z rostlinné biomasy se po zpracování mikroorganismy a navázání s jílovými minerály dále zpracovává půdní mikrobiotou, která po svém nárůstu postupně odumírá a tvoří většinou a stabilní SOM. Tímto se tedy původní představa o půdní organické hmotě značně změnila a nyní víme, že namísto rostlinné biomasy je tvořena především mrtvou biomasou mikrobiálního původu (Frouz, 2022).

Obecně platí, že mezi humifikovanou složku OM řadíme organické látky, které podléhají humifikaci, což je biochemická reakce za anaerobních podmínek. V prvním stádiu humifikace se formují molekuly s vysokomolekulární hmotností (huminové kyseliny a huminy). Tyto větší molekuly jsou následně degradovány a přetvořeny na molekuly jednodušší (fulvokyseliny). Při degradaci dochází také k utilizaci CO₂ do vodního půdního roztoku (Schnitzer and Khan, 1978). Ovlivnění reakce závisí nejen na přísunu organické hmoty, nepřístupu kyslíku, ale také teplotě, vlhkosti, pH půdy a prvořadně skladbou a aktivitou půdní mikrobiální bioty (Rasse, Rumpel and Dignac, 2005).

Výskyt humusových látek v půdě kladně ovlivňuje zpřístupnění živin rostlinám. Narozdíl od jílových minerálů je jejich adsorpční schopnost 6 – 7 krát vyšší. Díky vytváření lepší struktury půdy zpřístupňují také průchod půdních roztoků a plynů. Tím vytvářejí termoregulační systém, který má značný vliv na odolnosti půdy na nepříznivé podmínky a podporuje veškeré biologické, biochemické a fyzikální děje v půdě. Obsah humifikovaných látek v půdě tak zajišťuje příznivé a ochranné prostředí pro rostliny (Vrba and Huleš, 2006).

Kvalitu humusu lze určit podle zbarvení, kvalitnější humus se jeví jako tmavě hnědý, až černý. Při jeho vzniku záleží na vstupní organické hmotě a podmínkách při biochemických reakcích mikroedafonu. Kvalitnější humus je charakterizován poměrem huminových kyselin a fulvokyselin (HK:FK = 2, obsažený v černozemi) nebo podle poměru zastoupení uhlíku a dusíku (C:N = 9 – 10). Pokud je poměr HK:FK menší než 0,5 jedná se o nekvalitní humus obsažený v půdách jako je např.: podzol. Naopak u poměru C:N se nekvalitní půda vyznačuje hodnotami 20 – 60 (Vrba and Huleš, 2006).

2.1.1 Význam půdní organické hmoty v cyklu uhlíku a mitigace klimatické změny

Základní obsah půdní organické hmoty je tvořen uhlíkem jak v anorganické, tak organické formě (Rejšek and Klement, 2018). Do půdního prostředí vstupuje velké množství uhlíku navázaného v biomase rostlin, které fotosynteticky vážou vzdušný uhlík v podobě CO₂. Odumřelá biomasa v podobě opadu či odumřelých částí nadzemní biomasy je velkým zdrojem uhlíku, který se v půdě uchovává a při následném procesu mineralizace a respirace, při rozkladných procesech půdní mikrofauny, se zpět uvolňuje do ovzduší (Schmidt *et al.*, 2011). Rezervoár organického C v půdě (C = 30,0 · 10¹⁴ kg) se vyrovnává, ne-li převažuje kombinací rezervoárů v ostatních částech biosféry: atmosférický CO₂ = 7,0 · 10¹⁴ kg, biomasa C = 4,8 · 10¹⁴ kg, sladkovodní ekosystémy C = 2,5 · 10¹⁴ kg a oceánské ekosystémy C = 8,0 · 10¹⁴ kg (Bohn, 1976). V globálním cyklu uhlíku má tedy zásadní roli při mitigaci (zmírnění) atmosférického CO₂ a je nedílnou složkou ovlivňující klimatické změny (Schnitzer and Khan, 1978).

Biochemické cykly půdních mikroorganismů přeměňující organickou hmotu jsou jedním z největších producentů CO₂ v atmosféře. Vyprodukovaný množství CO₂ je několikanásobné ve srovnání s antropogenními emisemi při spalování fosilních paliv (Frouz, 2022). V porovnání s ostatními zdroji jako jsou převážně sedimenty mořského dna, jsou v cyklu uhlíku půdní procesy zásadní kvůli přímé provázanosti povrchu s atmosférou (Bohn, 1976).

Klimatická změna, popisována jakožto nepříznivé výkyvy klimatu, je podle dosavadních studií způsobená zvýšením emisí skleníkových plynů, mezi které byl podle Kjótského protokolu zařazen i CO₂. Antropogenní činností došlo k ovlivnění klimatu a od preindustriální doby se teplota Země zvedla o 1°C. Podle predikcí bude tzv. globální oteplování při dosavadních emisích stoupat a během let 2030 – 2050 vzroste až na hodnotu 1,5 °C. V rámci Pařížské dohody, zhotovené v roce 2015, je snaha lidstva snížit teplotu na 2°C do roku 2100 a setrávat na hodnotě 1,5 °C (Fawzy *et al.*, 2020). Podle IPCC budou hodnoty ve 21. století stále stoupat,

pokud nedojde k zásadním restrikcím v omezení emisí. Z dosavadních znalostí se odhaduje rovnovážná citlivost klimatu při oteplení na 3 °C (IPCC 2021). Ve scénáři o pokusu na udržení emisí v dosavadních hodnotách byla stanovena nutnost uhlíkové neutrality do roku 2050 (IPCC 2018).

Při snaze o zmírnění emisí skleníkových plynů bylo navrženo několik strategií, které by měly přispět ke zmírnění globálního oteplování. Za účelem snížení hladiny CO₂ v atmosféře byly navrženy technologie vedoucí k dekarbonizaci a zaměření se na zachycování oxidu uhličitého z atmosféry, jeho uskladnění a utilizaci, dále také celkové omezení emisí a upřednostnění využití obnovitelných zdrojů energie či jaderné energie (Fawzy *et al.*, 2020).

Jednou z možností redukce CO₂ je jeho zachytávání při růstu nadzemní biomasy a rozkladu v půdě do půdní organické hmotě. Následná sekvestrace uhlíku v půdě slouží jako jeho uskladnění a přispívá ke snížení koncentrace v atmosféře. Vstup uhlíku do půdy je determinován na základě množství biomasy opadu, kořenového systému, aktivní půdní mikrobiální složkou a výstup následnou respirací. Sekvestrace uhlíku v půdě podporuje tvorbu půdní organické hmoty a má tak pozitivní vliv na úrodnost půdy (Fuss *et al.*, 2018).

Při intenzivním obdělávání půdy dochází k rozpadu makroagregátních celků, které se při sekvestraci a akumulaci uhlíku ukázaly jako nejvhodnější. Tyto makroagregáty (velikost: 2000 – 8000 μm) obsažené ve stabilizované SOM se nejvíce nachází v příliš neporušených půdách, buďto s trvalými plodinami či na půdách s ranou sukcesní vegetací. Pro větší akumulaci uhlíku v půdě a následnému snížení jeho koncentrace v atmosféře, je proto důležité chránit tyto lokality a využívat nových technologií, které zajišťují vhodnější nedestruktivní metody při zemědělském obhospodařování (Grandy and Robertson, 2007).

2.1.2 Význam půdní organické hmoty pro biogeochemické cykly v ekosystémů

Tvorba půdních agregátů

POH značně ovlivňuje půdní strukturu a tím i biogeochemické procesy v ní. Interakce půdní organické hmoty s minerální složkou půdy (především s jílovými minerály) podporuje tvorbu půdních agregátů, které vytváří stabilní SOM (Lützow *et al.*, 2006).

Půdní agregáty, rozdělující se na mikro a makroagregáty, jsou tvořeny především půdní mikrobiální složkou a houbami. Látky z extracelulárních zbytků půdní mikrofauny, jako jsou glykoproteiny, spolu s hyfami hub půdní agregáty spojují (Frouz, 2022).

Mezi látky stmelující půdní agregáty patří glomalin, který svou strukturou připomíná humin a je tedy i pravděpodobné, že byl původně s touto látkou zaměňován (Frouz, 2022). Glomalin je glykoprotein produkovaný hyfami a sporama mykorhizních hub v půdě, který stejně jako látky z odumřelé půdní biomasy slepuje půdní agregáty a díky své vysoké hydrofobitě napomáhá k vytváření stabilní SOM (Wright and Upadhyaya, 1998).

Zastoupení C, N a P a následné ovlivnění půdních cyklů

Obsah SOM v půdě je určen i poměrem zastoupení prvků C, N a P, které pronikají do půdního ekosystému skrz biomasu nadzemní vegetace při její dekompozici. Tyto prvky pak půdní prostor opouští pomocí biochemického zpracování půdními mikroorganismy (Rasse, Rumpel and Dignac, 2005).

Prvky z půdního prostoru odchází například v podobě sloučenin CO_2 , NH_4 , NO_3 a PO_4 . Jednak v důsledku erozních procesů a transportů půdy, kdy se živiny splavují do okolních vodních toků a narušují tak přirozený chod vodních ekosystémů, či přirozenou půdní evaporací (vypařováním). Produktivita rostlin je limitovaná koncentracemi prvků N a P obsažených v půdě. Cykly těchto prvků pak úzce souvisí s globálním cyklem C, který je při asimilačních procesech vedoucích k růstu rostlinné biomasy v podobě CO_2 rostlinami spotřebováván, a naopak při respiraci vypouštěn zpět do atmosféry (Rasse, Rumpel and Dignac, 2005).

Půdy jsou suchozemským rezervoárem živin a organického uhlíku. Jeho koncentrace v půdě a zpomalení rozkladných procesů má významný vliv na jeho akumulaci a tím tak ovlivnění globálního cyklu uhlíku. Při intenzivním zemědělství se rozklad organického materiálu zrychluje a dochází tím k uvolnění uhlíku z půdy (Quinton *et al.*, 2010).

Cyklus uhlíku úzce souvisí s cykly dusíku a fosforu. Při zahrabávání půd se tyto nutrienty v půdě stabilizují a přispívají tak k primární produkci rostlin a snižují půdní erozi. Narušení cyklů v půdě může nastat při intenzivní aplikaci organických hnojiv. Následně pak může docházet k častějšímu výskytu erozí, které vyvolávají náhlý zvýšený přísun nutrientů do okolní ekosystémů (Quinton *et al.*, 2010).

Cyklus uhlíku

Uhlík je esenciální biogenní prvek potřebný pro veškerý život na Zemi. Popis jeho globálního cyklu mezi hlavními rezervoáry (atmosférou, terestrickou biosférou a oceánskými sedimenty)

je proto důležitý k celkovému pochopení fungování biosféry. Porozuměním biogeochemických toků C mezi jednotlivými rezervoáry nám poskytuje důležité informace ke snížení emisí CO₂ i CH₄ do atmosféry a tím přispět k mitigaci klimatických změn.

Uhlík se ve svém elementárním stavu vyskytuje v krystalické struktuře grafitu a diamantu. Jeho oxidační stav může nabývat hodnot od -6 do +4. Nejvíce se C vyskytuje ve formě CO₂ jako oxid uhličitý a ve formě karbonátů CO₃²⁻ obsažených převážně v litosféře jako CaCO₃ (kalcit), CaMg (CO₃)₂ (dolomit) a FeCO₃ (siderit). Ve vodních ekosystémech se karbonáty vyskytují ve formě H₂CO₃, HCO₃⁻ a CO₃⁻.

C tvoří zhruba 50 % suché váhy všech živých organismů. Jeho globální produkce a následný rozklad organického uhlíku (OC) tak popisují index zdraví biosféry. Tok energie z primárního zdroje ve formě slunečního záření udává do pohybu veškeré cykly na planetě a formuje tak i přechod uhlíku mezi jednotlivými rezervoáry.

Jednotlivé toky C jsou ovlivněny především primární produkcí vegetace při procesu fotosyntézy, kdy se energie přeměňuje na živou biomasu a dochází tak k jeho uskladnění v ní. Zpětná emitace do atmosféry je zapříčiněna procesem respirace, výměně plynů mezi vodním prostředím a atmosférou a zvětráváním hornin. Tyto procesy jsou neustále v pohybu, ale jejich kolísání mezi vstupy a výstupy bylo v rovnovážném stavu, až do doby, kdy tyto procesy začal měnit člověk (Ussiri and Lal, 2017).

2.1.3 Vliv půdní organické hmoty na vlastnosti a fungování půd

Vlastnosti půdy lze popsat termínem půdní úrodnost. Úrodnost je definována jako soubor podmínek, které pozitivně ovlivňují růst a produkci rostlin. Efektivní úrodnost spočívá v zajištění vhodného prostředí, dostatku živin, vody a tepla pro optimální růst rostlin. Tyto podmínky jsou proměnlivé vlivem změny klimatu, jako je například změna teplot, povětrnostních podmínek, změny v úhrnu srážek nebo okyselení prostředí (Vrba and Huleš, 2006). Velkým vlivem na úrodnost půdy je obsah půdní organické hmoty v půdě, která má značný přesah do chemických, fyzikálních i biologických procesů v půdním prostředí (Schnitzer and Khan, 1978).

Organické látky z rostlinného materiálu, které se dostávají do půdy, se postupně za pomoci mikrobů degradují na jednodušší molekuly v podobě živin, uhlíku a dalších energeticky využitelných látek. Následně procesem polymerace a oxidativní syntézy se menší sloučeniny

přetváří v komplexnější sloučeniny, které jsou více stabilní a v půdě tedy déle setrvávají (Schnitzer and Khan, 1978).

Jedním z mnoha faktorů ovlivňujícím procesy v půdě je schopnost organické hmoty vázat vodu. Sloučeniny vytváří komplexy s kovovými ionty, které na sebe vážou vodu a další látky obsažené v půdním roztoku, např.: mastné kyseliny, alkany nebo i pesticidy. Touto schopností se vyznačují především fulvokyseliny, které díky této schopnosti dokážou udržet jednak větší množství živin v půdě, než je tomu u jílových minerálů a zároveň fungují jako adsorbenty škodlivých látek, které by se jinak dostávaly do vodních ekosystémů (Schnitzer and Khan, 1978).

Jak bylo již zmíněno, humusové látky jsou v POH zastoupeny pouze minimálně, proto je půda ovlivňována spíše vytvořenou nekromasou. Nekromasa vytvářející POH má významný vliv na tvorbu půdních agregátů, které v sobě pomocí kapilárních pórů zadržují vodu. Voda se poté hromadí v POH a tím se stává dostupnou pro rostlinnou vegetaci a další organismy. V okolí agregátů kapilární póry ale nenajdeme, takže se voda do půdy spíše vsakuje a odtéká pryč. POH tak funguje jako houba, která udrží zhruba desetkrát více vody, než je její samotná hmotnost (Frouz, 2022).

2.2 Rostliny jako zdroj organické hmoty vstupující do půdy

Zdrojem půdní organické hmoty jsou residua mrtvé organické rostlinné či živočišné biomasy. Nejvýznamnější podíl organického materiálu (OM) je tvořen ze zbytků nadzemních částí rostlin (tzv. opad), který se skládá z odumřelých listů, jehlic, větví, kůry, dřeva či stébel rostlin (Rejšek and Klement, 2018).

2.2.1 Jak se liší zdroj OM podle vlastností rostlin

Na přísunu rostlinného organického materiálu do půdy závisí složení rostlinné vegetace a rychlost jejího zpracování. Kvalita a množství SOM je ovlivněna především druhovým složením rostlinného pokryvu. Množství organického materiálu bude na stanovištích pokrytých travinným porostem odlišné než na lokalitách s lesním společenstvím. Rozdílný přísun SOM bude ovlivněn i v rámci druhového složení lesních společenstev (Hägerdal, Harp and Siesjö, 1975).

Druhové složení rostlin závisí na poměru biogenních prvků C, N a P (Rejšek and Klement, 2018). Optimální molární poměr těchto prvků pro biogeochemické procesy a stabilizaci

vegetace je 106:16:1. Tyto hodnoty přispívají ke stálosti a kontrole biologických a chemických faktorů v životním prostředí (Redfield, 1958). Limitace prvků a změna poměru pak ovlivňuje fitness rostliny a její další stupně růstu.

V rámci lesních porostů se bude opad u jehličnatých stromů rozkládat pomaleji, kvůli zvýšené koncentraci ligninu v jehličí, než je tomu u opadu listnatých stromů (Schnitzer and Khan, 1978).

2.2.2 Vztah mezi vlastnostmi rostlin a hromaděním SOM v půdě

Při hromaděni SOM mohou přídavky nutrientů jako je N zvýšit produkci OM. Dostupnost minerálních živin pro rostliny může zlepšit i jejich vychytávání rostlinami a zlepšit tak kvalitu vstupujícího OM (Kirkby *et al.*, 2013).

Formování SOM a makronutrientů v půdě je ovlivněno druhovým složením rostlinné vegetace. Je známo, že stanoviště s větším druhovým složením bude mít za příčinu větší přísun organického materiálu do půdy (Lafleur *et al.*, 2005).

Dalším faktorem je kořenový systém vegetace, který ovlivňuje nejen přísun organického materiálu do půdy, ale také jeho rozložení a následné zpracování (Spinnler, Egli and Körner, 2002). Kořeny svojí produkcí exudátů zvyšují i koncentraci uhlíku v půdě, čímž přispívají k dalšímu nárůstu POH (Frouz, 2022). Kvůli zvýšené kořenové aktivitě se tak zvýší podíl SOM v půdě a tím dojde i k nárůstu mikrobiální biomasy a stabilizaci půdních agregátů (Pulido-Fernández, Manuel, *et al.*, 2013).

Jak bylo již výše zmíněno rostliny v roli vstupního organického materiálu do půdy jsou prvotní činitelé v procesu hromaděni SOM v půdě. Celý proces, který vede k vytvoření SOM je ale řízen převážně procesy půdních mikroorganismů, které pro svoji aktivitu preferují spíše lehce rozkladatelný organický materiál, který hromaděni organické půdní hmoty urychlí. Nejadekvátnějším vstupním materiálem jsou tedy rostliny s lehce rozložitelnou strukturou čili menším obsahem ligninu či fenolických látek. V porovnání lesních porostů se tedy jedná o listnaté stromy, které díky menšímu obsahu ligninu, více koncentrovaného v jehlicích z jehličnatých stromů, budou lepším zdrojem vstupní OM (Frouz, 2022).

2.3 **Vztah mezi SOM a množstvím a kvalitou OM vstupující do půdy**

Organická hmota, v podobě tzv. kvalitnějšího opadu s nízkou koncentrací N, vyšším poměrem C/N a vyššími koncentracemi fenolu a ligninu, je hůře rozkladatelná pro půdní

mikroorganismy. Byť by se tedy zdálo, že tento „kvalitní opad“ se stabilnějšími strukturami by měl mít za následek tvorbu stabilní SOM, je tomu právě naopak. Kvalitní a stabilní SOM je produkována vstupem lépe rozložitelného organického materiálu. V tomto případě se jedná o „méně kvalitní“ organický materiál s vysokou koncentrací N, nízkým poměrem C:N a nízkým poměrem koncentrací fenolu a ligninu (Castellano *et al.*, 2015).

Kvalita vstupující organické hmoty do půdy ovlivňuje zásoby SOC a tím ovlivňuje i množství a stabilizaci SOM. Jak již bylo zmíněno výše v konceptu saturace uhlíku, vstupující OM je při stabilizaci SOM úzce propojen s minerálním rozložením v půdě. Vše je tedy propojeno s koncentrací již saturovaného C v půdě. Lehce rozložitelný OM vstupující do půdy již s vysoce saturovaným SOC bude mít tedy horší míru stabilizace SOM v důsledku již navázaného C na půdní minerály. Zato těžce rozložitelný OM obsahující vyšší koncentraci C se bude lépe uskládat v půdě, která ještě není uhlíkem na minerálech saturovaná. Vstup OM souvisí i na půdním prostředí do kterého vstupuje (Castellano *et al.*, 2015).

Shrnutím lze říci, že při vstupu OM do nesaturované půdy uhlíkem nezáleží tolik na její kvalitě, zatímco při vstupu do již saturovaných půd uhlíkem je výhodnější lépe rozložitelný organický materiál, kterým se rychleji bude SOM v půdě hromadit. Je možné tedy konstatovat, že vstup organické hmoty do půdy je ovlivněn dalšími procesy probíhajícími v půdě. Ať už se tedy jedná o kvalitní či méně kvalitní materiál, proces stabilizace SOM se bude v průběhu hromadění měnit (Castellano *et al.*, 2015).

V návaznosti na půdní procesy probíhající v půdě v procesu pedogeneze bylo dokázáno, že vstupní OM do půdy, která ještě rozkladné procesy nezapočala bude výhodnější OM s menším poměrem C:N. V tzv. subsoils, které již obsahují část saturovaného uhlíku a rozkladné procesy zde již probíhají, budou se nároky na vstupní OM snižovat, takže nebude charakter vstupní OM tak zásadní (Lützow *et al.*, 2006).

2.4 Mechanismy hromadění a následné stabilizace půdní organické hmoty v půdě

Procesy dekompozice a hromadění SOM se skládají z několika reakcí v půdním ekosystému (Sollins, Swanston and Kramer, 2007). Primární vstupní zdroj organického materiálu tvoří opad. Po dekompozici organického materiálu, nastává proces stabilizace a nahromadění půdní organické hmoty. Klíčovým prvkem v tomto procesu je aktivní množství půdních mikroorganismů (Cotrufo *et al.*, 2013). Rozklad OM půdními mikroorganismy je

zprostředkováván z 10–15 %, zatímco abiotická chemická oxidace (rozklad) minerálu zajišťuje zhruba 5 % celkového rozkladu OM (Wolters, 2000), (Lavelle *et al.*, 1993). Ukazuje se tedy, že v procesu nahromadění SOM není klíčovým prvkem minerální matrix půdního prostředí, ani tolik struktura a kvalita vstupujícího organického materiálu. Tyto elementy jsou významné při dalších půdních procesech, v rámci dekompozice nebo následné stabilizace SOM půd, co se týče ale akumulace SOM, hlavním hybatelem je půdní mikrobiota (Castellano *et al.*, 2015).

V první fázi rozkladu (v období cca 1–2 let) se ukázalo, že v mírném pásmu dochází až ke čtvrtině rozkladu počátečního C, který je obsažen ve vstupní OM. V následujících fázích pedogeneze (v průběhu 10 – 100 let) dochází k pomalejšímu rozkladu OM s celkovou ztrátou uhlíku až kolem 90 %. Třetí fází rozpadu OM je ještě větší zpomalení v rozkladu OM (>100 až 1000 let), tento proces zajišťuje dlouhodobou stabilizaci SOM a SOC v půdách. Tyto poznatky ukazují, že v průběhu pedogeneze dochází ke zpomalení rozkladu vstupující OM, jelikož se půda stává postupně více saturovanou uhlíkem (viz koncept saturace uhlíku) (Lützow *et al.*, 2006), (Sollins, Swanston and Kramer, 2007).

Pro stabilizaci SOM, jakožto mechanismu k ochraně mineralizace OM, v půdě je důležitým faktorem navázání se na půdní minerály, a to nejvíce na jílovité minerály, které mají vysokou schopnost jiné částice adsorbovat (Lützow *et al.*, 2006). Většina minerálně stabilizované SOM se skládá z mikrobiální fauny, nekromasy. Při vzniku hojného zastoupení půdní mikrofauny je tedy důležité zajistit velké množství lehce rozkladatelného organického materiálu, aby se nárůst mikroorganismů urychlil a tím došlo ke zrychlení procesů vedoucí ke stabilizaci a nahromadění SOM (Castellano *et al.*, 2015). Stabilizace SOM nemůže být jasně určena absolutní hodnotou časového údaje, jelikož na proces mají veliký vliv environmentální podmínky daného prostředí, jako například klima. Obecně ale platí, že stabilizovaná SOM je tvořena starším OM, než je tomu u SOM nestabilizované (Lützow *et al.*, 2006).

Paradigma minulých předpokladů, které dávalo veliký důraz na vstup organické rostlinné biomasy pro vytvoření stabilní organické hmoty v půdě je výrazné pouze u chudých půd s malým podílem mikrobiální fauny. V těchto půdách se mechanismus, při kterém vstupuje do půdy rostlinný materiál bohatý na těžce rozložitelné látky, jako je lignin či fenolické látky, stále uplatňuje. Tento mechanismus ale nevytvoří takové množství organické hmoty, jako je tomu v případě u půd s vysokým podílem mikrobioty. Jedná se zpravidla o chudé lesní půdy (Frouz, 2022), (Lützow *et al.*, 2006).

U kvalitních půd převládá mechanismus založený na vysokém podílu mikrobiální fauny. Při tomto procesu, kdy se nekromasa váže na půdní minerály, je spíše výhodný přísun snadno rozložitelné organické hmoty z rostlin (Castellano *et al.*, 2015). Při rychlém rozkladu totiž narůstá větší množství půdní mikrofauny a tím se po jejich odumření tvoří velké množství stabilní SOM. Tento proces se charakteristický pro úrodné půdy, které jsou zemědělsky využívané. Půdní organická hmota se zde hromadí v kořenové části rostlin (rhizosféře) (Frouz, 2022).

Více stabilní SOM je lépe uchovávána v půdních minerálních frakcích, kde dochází k jejímu nahromadění (Castellano *et al.*, 2015). Stabilizace SOM v minerálních složkách půdy zajišťuje následně nárůst koncentrace C a jeho saturaci (Cotrufo *et al.*, 2013). Růst půdní mikrobiální biomasy je velice stimulován vstupem rostlinné organické hmoty (Bradford, 2013). Z pravidla je důležitá velikost částí OM, která do půdy vstupuje. Pro mikrobiální fauny je příznivější, pokud je organický materiál menší, jelikož dojde k jeho rychlejšímu rozkladu, a tedy rychlejšímu nahromadění SOM (Frouz, 2022).

Hromadění organické hmoty v půdě probíhá i pomocí dalších mechanismů, kromě vzniku nekromasy. Dalším mechanismem je tzv. okluse, kdy se POC (partikulovaný organický uhlík/particulated organic carbon) obalí jílovými minerály a tím je dekompozice organického materiálu zpomalena. Kyslík, který je při dekadačních procesech zásadní, tak musí obtížněji difundovat přes jílovitou vrstvu, která je dost často napuštěná vodou. POC obalený jílem je tím tak hůře přístupný pro další zpracování rostlinami, které se k němu hůře dostávají. V obalu jednak často dochází k vytvoření anaerobních podmínek, čímž se rozkladné procesy také zpomalují (Frouz, 2022).

Za příznivějším procesem rozkladu stojí tedy převážně půdní edafon, který se neskládá pouze z mikroorganismů, ale i makroorganismů. V rozkladných procesech OM jsou zásadní i žížaly, které vysoce přispívají ke zrychlení celého procesu rozkladu. Díky jejich přítomnosti v půdě dochází k lepší degradaci vstupující rostlinné organické hmoty, kterou žížaly nadrtí na částice o velikosti desetin či i setin milimetru a jednak je obalí půdní mikrobiotou a půdními minerály. Proces degradace se tedy výrazně urychlí. V rámci okluse také přispívají k narušení jílem obaleného POC a zabraňují tak zpomalení dekompozice. Orba půdy se snaží v podstatě o stejný proces, ale zoráváním půdy nevznikají tak malé částičky, jako je tomu při rozrušování půdy žížalami (Frouz, 2022). Další pozitivní činností žížal je jejich vliv na tvorbu půdních agregátů, proto bychom je neměli u procesu hromadění SOM opomenout (Frouz, 2013).

Půdní organická hmota se následně spotřebovává a poskytuje tak živiny pro okolní vegetaci. Všechny procesy, které vedou k přetváření vstupního materiálu až k jeho vyloučení v podobě energeticky využitelných látek, probíhají současně (Schnitzer and Khan, 1978).

Koncept saturace uhlíku

Saturace (nasyčení) uhlíku v půdách determinuje jednotlivé procesy a mění jejich důležitost v mechanismu hromadění SOM. Kvalita vstupující OM je významnější v půdách deficitních na C, kde je stabilizace SOM v minerálních částicích menší, takže ovlivnění vstupujícího organického materiálu je větší. V opačném případě, kdy je SOM stabilizovaná v minerálním matrixu půdy a půda je tedy dostatečně nasycená (saturovaná) C, kvalita vstupního OM nemá až tak velký vliv na její další stabilizaci (Castellano *et al.*, 2015).

Půdy s velkými zásobníky SOC, které jsou fyzikálně akumulované v minerálních částicích, tak nejsou schopny při své 100% saturaci C ukládat uhlík další. V případě nesaturované půdy je tedy schopnost půd přijímat uhlík větší (Castellano *et al.*, 2015). Pro efektivnější ukládání uhlíku a jeho akumulace v půdě je tedy výhodnější půda s menším zásobníkem SOC, kdy je ve stavu, při kterém je schopna akumulovat uhlík dál (Stewart *et al.*, 2007).

Účinná saturace C je tedy ovlivněna zdrojem uhlíku ve vstupní OM a jednak stabilním systémem minerálních částic v půdě a aktivní složkou půdní mikrobiální fauny. Půdy s pomalejší mineralizací tak tvoří lepší zásobníky SOC, jelikož umožňují jeho postupné navázání na jílovité minerály. Pro lepší saturaci C jednak závisí i na množství a velikosti vytvořených půdních agregátů (Castellano *et al.*, 2015).

Účinnost stabilizace SOC při vstupu uhlíku z OM do půd s menším zásobníkem SOC exponenciálně roste, kdežto vstup OM do již saturovaného zásobníku SOC klesá. Obsah přebytečného C je pak následně mineralizován. Saturované půdy C tak naopak omezují stabilizaci další SOM (Castellano *et al.*, 2015).

Z tohoto konceptu vyplývá, že saturovanost půd uhlíkem přímo ovlivňuje hromadění SOM v půdách (Castellano *et al.*, 2015).

2.4.1 Hromadění SOM během obnovy výsypek

Obnovení půdního prostředí na výsypkách po těžbě má veliký vliv na celkový půdní ekosystém a půdní organickou hmotu. Rozrušená půda po těžbě si žádá obnovení ekosystému a tím i jeho přírodnou funkčnost (Bradshaw, 1997).

Nejčastějším prostředkem rekultivace bývá výsadba stromové vegetace, která přispěje k obnovení půdního profilu, zajištění nutričních živin, obnovení produktivity, ochranu proti erozi a nahromadění organického materiálu potřebného pro obnovení POM (Sainju, Singh and Yaffa, 2002). Na mnoha lokalitách je obnova zajištěná spontánní sukcesí tzv. náletových a pionýrských dřevin (Bradshaw, 1997). V mnoha částech střední Evropy je spontánní sukcese v porovnání s výsadbou rychlejším procesem zalesnění (Frouz *et al.*, 2008).

Organická hmota se na obnovených výsypkách nashromáždí až v rámci několika let, v závislosti na růstu a složení vegetace. Podle výzkumu (Frouz *et al.*, 2008) se humusová vrstva půdy začala na sokolovských výsypkách, kde probíhala i výzkumná část této práce, objevovat až na lokalitách starých 24 let.

Navzdory nepříznivé kvalitě půdy na výsypkách se ukazuje, že nahromadění uhlíku v těchto půdách je rychlejší. Mikroorganismy totiž prvotně vytvořenou POH spotřebují na svůj růst a tím proces akumulace uhlíku zrychlí. Půdní organická hmota tedy na nekvalitních půdách vzniká rychleji, než na půdách s již vytvořenou POH (Frouz, 2022). Z provedených experimentů (Frouz and Vindušková, 2018) bylo dokázáno, že na výsypkách bylo nashromážděno zhruba 2,5 tun uhlíku na hektar, kdežto u zalesněných půd je akumulace uhlíku zhruba 300 kg/ha. Saturace uhlíku nastává, když je v půdě vyčerpán zdroj jílových minerálů, na které by se nekromasa mohla navázat, v tomto případě pak dochází k zastavení hromadění POH (Frouz, 2022).

2.5 Shrnutí

Z dosavadních studií tedy plyne, že pro vytvoření kvalitní půdní organické hmoty je potřeba zajistit větší přísun lehce rozkladatelného organického materiálu, který započne rozvoj a následující aktivitu půdní mikrofauny. Dalším aspektem je uchování kořenů v půdních ekosystémech, které díky vylučování exudátů také přispívají k tvorbě POH a zároveň tvoří stabilní SOM, jelikož obsahují v rhizodermis těžce rozložitelné látky (Lützow *et al.*, 2006). V tomto případě se v oblasti zemědělství doporučuje vysazovat dlouholeté rostliny či zařadit meziplodiny a zemědělské obhospodářování snížit na minimum (Frouz, 2022).

Ze studií také plyne, že v důsledku mechanismu hromadění SOM se v jednotlivých fázích budou nároky na vstupní OM a její charakter, potřebný pro utvoření SOM měnit. Při první fázi pedogeneze je ale ze studií dokázáno, že nejlepší přísun OM bude náležet rostlinné organické hmotě s menším poměrem C:N a nižším poměrem hůře rozkladatelných látek (Castellano *et al.*, 2015), (Lützow *et al.*, 2006).

Viz výše uvedená fakta závisí setrvání organické složky v půdě na souboru syntetických a rozkladných reakcích. Pro vytvoření stabilního a fungujícího ekosystému je tedy hlavní rovnováha mezi jednotlivými interakcemi skládající se ze vstupu rostlinné OM, její kvalitou, množstvím, následnými fyzikálními a biochemickými reakcemi a obsahu SOC v minerálním matrixu půdního ekosystému.

3 Praktická část

Praktická část této práce byla věnována pozorování vstupů organické hmoty do půdy. Z již existujících studií, které porovnávají vstupy OM do půdy bylo mým zájmem experimentálně jednotlivé parametry ověřit a zhodnotit. Jako výzkumné plochy byly použity lokality na Sokolovsku, které jsou aktivně využívány ke studiím zaměřujícím se na interakci mezi půdou, rostlinami a půdními organismy a jejich biochemickými cykly ve vývoji pedogeneze. Tyto lokality tak umožňují studium vývoje zdejších ekosystémů od konce 20. století. (*Sokolovské výsypky*, 1992)

Sokolovská pánev se rozprostírá v Severozápadní části ČR, 50°14' s.š., 12°40' v.d. V této oblasti je roční úhrn srážek 650 mm a roční teplota vzduchu 6,8 °C. Lokality, ze kterých byly odebírány vzorky k jednotlivým analýzám se skládaly ze 4 ploch na lesní půdě, která není nijak ošetřovaná člověkem a 4 lokality na půdních výsypkách, které byly rekultivovány po těžbě hnědého uhlí. Těžba hnědého uhlí na Sokolovsku probíhala od roku 1881. Jednalo se o povrchovou, ale i hlubinnou těžbu, která byla ukončena roku 1965. V letech 1967 – 1973 byly uhelné lomy vysypány a terénně upraveny. Plocha výsypky má rozlohu zhruba 170 ha a výšku přesahující vedlejší terén o přibližně 42 metrů. Od úprav terénu jsou výzkumně pozorovány plochy o rozloze 1 ha, zahrnujících 10 intenzivně sledovaných ploch. (*Sokolovské výsypky*, 1992)

Po úpravě terénu na výsypkách probíhala rekultivace ekosystémů založením experimentálních ploch, na kterých probíhala výsadba stromových společenstev. Převažují zde listnaté stromy (85,15 ha) nad stromy jehlicovými (62,62 ha). Skladba je tvořena převážně olšinami, následovanými borovicemi, modřínou, javory, jasanem, dubem, smrkem, břízou a douglaskou. Porost je vytvořen jak spontánně sukcesními dřevinami, tak umělou rekultivovanou výsadbou. (Dimitrovský, 2001) (Jiskra, 2010) (Koucký, 2011)

Pro posouzení vstupujícího OM do půdy při rozdílné vegetaci, byly vybrány čtyři lokality na výsypkách a čtyři lokality v okolí, které se skládaly z poloviny olšinového porostu (*Alnus sp.*) a z druhé poloviny smrkovým porostem (*Picea sp.*). Na 16 stanovištích byly provedeny stejné výzkumné pokusy viz Metodika experimentu.

(Mapa zkoumaných lokalit je přiložena v sekci přílohy.)

3.1 Cíle praktické části

Cílem praktické části bylo získat data o vstupech organické hmoty do rozličných druhů půd, v rámci rozdílného lesního porostu a na základě experimentálních výsledků potvrdit nebo vyvrátit hypotézy, které byly stanoveny.

3.2 Hypotézy

Na základě poznatků z literárních pramenů byly stanoveny hlavní hypotézy:

1. Vstup uhlíku do půdy bude silně ovlivněn druhovým složením lesního porostu, především ve změně lesního společenství tvořeného listnatými stromy (v tomto případě olšemi) a jehličnatými stromy (v tomto případě smrkem).
2. Vstup a následná akumulace uhlíku nebude stěžejně ovlivněna stupněm vývoje půd, což znamená, že nebude pozorován významný rozdíl mezi výsypkou (mladší, člověkem vytvořenou půdou) a přírodně vytvořenou půdou v okolí.

3.3 Metodika experimentu

3.3.1 Odběr vzorků

Experimentální část mojí bakalářské práce započala v červenci 2021, kdy byly během několika dní na lokality umístěny opadoměry, pro měření opadu, jakožto alochtonního zdroje OM. Na každé lokalitě byly umístěny dva opadoměry, které se skládali ze síťového vaku, umístěného do výše zhruba 0,5 m a ploše 0,25 m².



Obrázek 1: Opadová past



Obrázek 2: Strom s připevněnými sítěmi určenými k měření nově narostlé kořenové biomasy

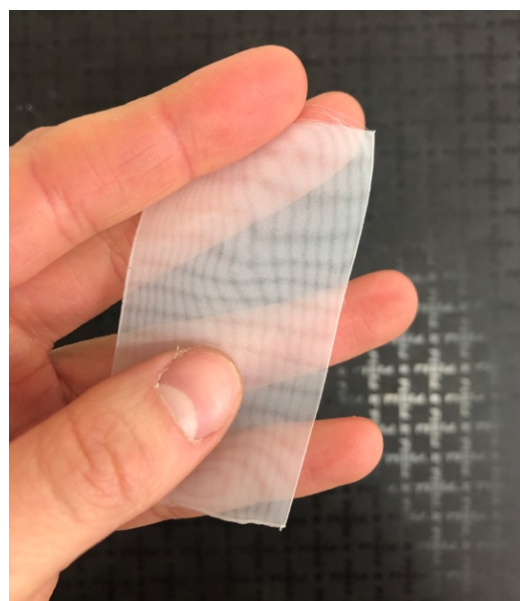
Dále byl na každé lokalitě dvakrát proveden sběr nadzemní rostlinné vegetace, za pomoci sestřihu nůžkami, na ploše o rozměru cca 0,25 m².

V rámci měření přírůstku kořenové biomasy, byl na každé lokalitě vybrán strom, zastupující druhové složení stromů, ke kterému byl připevněn provázek se čtyřmi sítěmi s plochou každé sítě cca 105 cm². Tyto sítě z umělohmotných vláken s oky o průměru v 2 mm byly po rozmístění po celé délce provázku, který byl dlouhý zhruba 1,5 m, zaryty kolmo do půdy. Rozestoupení sítěk od sebe bylo zhruba stejné, okolo 40 cm. Tyto sítě měly za účel zachytit nově narůstající kořeny daného stromu, a tak bylo možné zjistit přírůstek kořenové biomasy za určité časové období (v rozmezí zhruba 6 – 8 měsíců).

Měření přírůstku ekto–mykorhizního mycelia bylo provedeno za pomoci metody sand bagů. Sand bagy, neboli sáčky z netkané textilie naplněné sterilní pískem, umožňují vstup pouze hyf ektomykorhizních hub, jelikož sáček není naplněn organickou hmotou nedojde tak k růstu mycelií saprofytických hub dovnitř sand bagu. Ze stanovení obsahu ergosterolu je následně možné určit biomasu ektomykorhizních hub vyskytujících se na daných lokalitách.



Obrázek 3: Půdní sonda



Obrázek 4: Síťovina, používaná při výrobě sandbag k měření zastoupení ergosterolu mykorhizních hub.

Po půl roce v prosinci 2021 byly sand bagy a sítě s narostlou kořenovou biomasou odebrány a na lokalitách byl proveden sběr půdy za pomoci půdní sondy o průměru 4,8 cm. Půda byla odebrána na všech stanovištích dvakrát do hloubky cca 15 cm. Objem půdy z půdní sondy činil tedy cca 271 cm³. Kvůli nehostinným podmínkám při odběrech vzorků v prosinci, byla odebrána pouze část vzorků a druhá část byla odebrána v březnu. Vzorky byly tedy odebrány

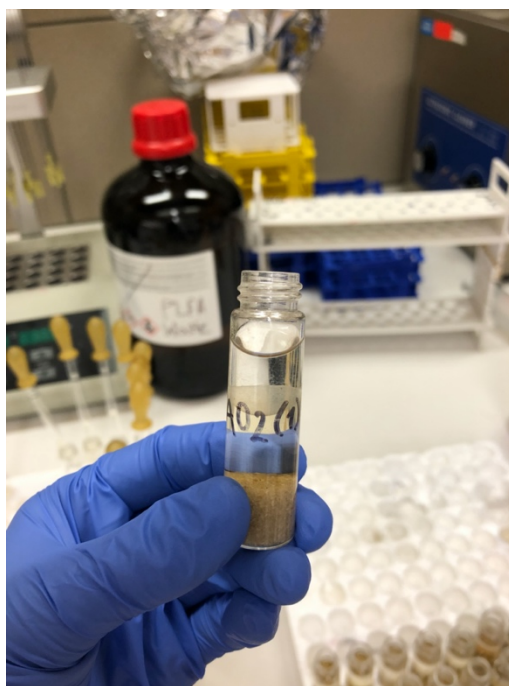
zhruba po půl roce, takže naměřená data ukazují vývoj v rámci zhruba půlročního období. Kvůli přemnožené populaci prasete divokého na Sokolovsku jsme se při sběru dat dost často setkávali s poničenými opadoměry, či rozrytou hlínu v oblasti sítěk a sandbagů, kvůli poničení jsem o část dat přišla. Následná analýza a výsledky tím ale snad nebyly výrazně ovlivněny.

3.3.2 Analýza dat

Analýza dat probíhala v Laboratoři environmentální chemie a analýzy půd. Pro určení množství vstupu OM z nadzemní rostlinné biomasy byla biomasa z jednotlivých lokalit usušena a zvážena. Poté byla použita pro analýzu koncentrace C a N. Pro získání reprezentativního vzorku byla biomasa rozdělena do kvartů, ze kterých byly odebrány části vzorku, které byly dále zhomogenizovány rozemletím pomocí oscilačního kulového mlýnku Retsch MM 400. Většina biomasy byla mleta po dobu 30 sec s frekvencí 30 Hz, ale pokud se jednalo o tvrdší rostlinné části např. stonky, doba mletí byla prodloužením upravena na 60 sec. Po řádném namletí byly vzorky naváženy za pomoci mikrovah na hmotnosti v rozmezí 4,900 mg – 5,100 mg do alobalových kapslí a tím i připraveny pro přístrojovou analýzu. Analýza probíhala za použití přístroje FLASH 2000 CHNS/O. Vzorky jsou páleny při teplotě 950 °C, kdy vznikne plynná fáze vzorku, která je následně mobilní fází, v tomto případě héliem, nesena kolonou. Vzorek projde kolonou, která je tvořena první křemennou vlnou, měděným oxidem, druhou křemennou vlnou, elektrolytickou mědí a následně opět křemennou vlnou. Po projití kolonou se vzorek zachytí na TCD detektoru, který v programu následně vytvoří chromatograf. Program poté sám data vyhodnotí a obsah C a N převede na procentuální zastoupení v jednotlivých vzorcích. Před každým měřením byla provedena kalibrace, pro kterou byl použit methionin. Stejná analýza byla provedena i se vzorky rostlinného opadu nasbíraných z opadoměrů.

Pro získání kvantitativních dat z nárůstu biomasy kořenů, za určité časové období, byly použity síťky a odběry půdy půdní sondou. Z odebrané půdy byly vybrány kořeny a promyty přes síto. Po probrání a promytí byly kořeny zváženy na analytických vahách. Pro přesnější měření byly navážky provedeny třikrát a z nich poté vypočítán aritmetický průměr. Pro zjištění nově přirostlé biomasy kořenů byly použity síťky, do kterých se kořeny propletly. Při vybírání kořenů ze sítěk byla odstraněna půda a kořeny ve vzdálenosti 2 cm z každé strany sítky. Po odstranění půdy byly ze sítěk odebrány pouze kořeny, které byly v sítkách propletené. Tyto kořeny byly následně stejně jako kořeny z odběrů půdní sondou promyty přes síto a zváženy na analytických vahách.

Při analýze ergosterolu ze sandbagů byl po vyjmutí sandbagu z hlíny písek odebrán a zmražen. (Při vyndávání sandbagů z hlíny byly některé sandbasy porušeny, čímž došlo ke kontaminaci písku hlínou. Následná analýza některých vzorků tak mohla být ovlivněna.) Po zmražení byly vzorky po dobu 24 h lyofilizovány. Ergosterol ($C_{28}H_{44}O$), specifický metabolit hub, který je součástí buněčných membrán, vmezeřením mezi fosfolipidy, se po produkci živými houbami při jejich úhynu enzymaticky rozkládá. Proto musely být vzorky lyofilizovány, aby se zabránilo rozkladu ergosterolu. Po lyofilizaci byly z každého vzorku naváženy zhruba 3 g písku, který byl převeden do vialek z čirého skla o objemu 8 ml. Pro extrakci (solid–liquid extraction) byly do vialek přidány 3 ml roztoku 10 % KOH v metanolu a 1 ml hexanu. Po zavíčkování s použitím teflonového septa, byly vzorky po dobu 90 minut vloženy do vodní lázně o teplotě 70 °C. Po zchladnutí bylo přidáno do vialek 1 ml destilované vody a 2 ml hexanu. Poté probíhal vortex vialek pro důkladné zamíchání (cca 30 sec) a následně centrifugace pro rozdělení frakcí (2500 rpm, po dobu 5 minut). Po rozdělení frakcí byla odebrána Pasteurovou pipetou horní frakce do nových vialek o stejném objemu. Reextrahování vzorků proběhlo 3krát, aby bylo odebráno co nejvíce množství horní frakce. Poté byly odebrané frakce odpařeny do sucha pod proudem N_2 (0,1 Bar). Odparek byl rozpuštěn přidavkem 1 ml metanolu. Vialky byly opět zvortexovány a poté inkubovány ve vodní lázni o teplotě 40 °C. Dále byly opět vortexem zamíchán jejich obsah, který byl následně odpipetován do eppendorfek o objemu 1,5 ml. Proběhla další centrifugace, poté byl obsah o objemu 800 μ l přepipetován do vialek (2 ml), vialky byly zakrimpovány a uloženy do mrazícího boxu, až do doby analýzy.



Obrázek 5: Rozdělení frakcí při analýze ergosterolu.

Analýza ergosterolu probíhala na kapalinovém chromatografu HPLC-UV (HEWLETT PACKARD HP 1090 LC s programem CHEMSTATION). Po kalibraci probíhala analýza jednotlivých vzorků. Jako mobilní fáze byl využit 100% metanol, kterým byl vzorek unášen separační kolonou za průtokové rychlosti 0,8 ml/min. Po detekci látek na detektoru byly zaznamenány jejich odezvy. Detekce je založena na absorbanci UV/VIS při absorpčním maximu ergosterolu, což je 282 nm. Dle Lambert–Beerova zákona z jednotlivých píků chromatografu a následného vytvoření kalibrační křivky, lze vypočítat koncentraci (ppm) ergosterolu na gram půdy.

3.3.3 Zpracování dat

Data z provedených analýz byla zpracována v programu Excel a dále v programu Statistica 13.0, za použití dvoucestné Anovy. Naměřená data byla porovnána z hlediska druhového složení stromů na lokalitách, dále z hlediska jiného typu půd a následně vzájemné interakce obou faktorů.

Při zpracovávání dat byla určena hodnota p pro každý experimentálně měřený faktor, který by potenciálně mohl stát za ovlivněním vstupní OM a následného hromadění SOM. P – *value* byla zachována podle obecně platné konvekce na hodnotě 0,05. U naměřených hodnot s $p < 0,05$ je tedy s 5% pravděpodobností zřejmé, že tyto markery budou mít vliv na vstupní OM. Hodnoty p viz Tabulka 1.

3.4 Výsledky

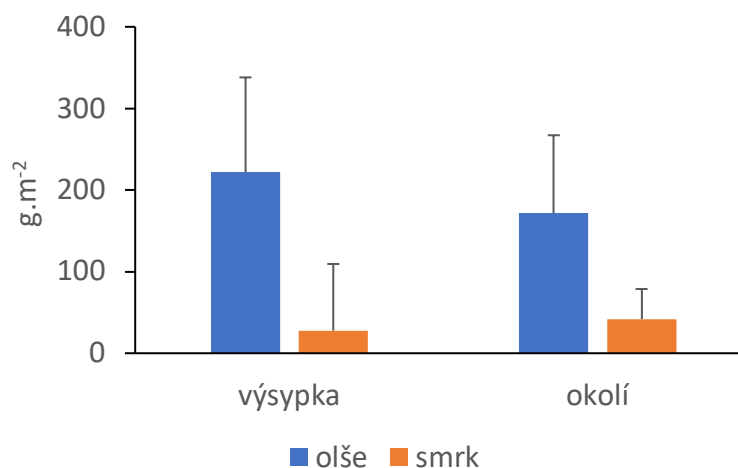
Výsledky dvoucestné Anovy zaznamenaly signifikantní rozdíl mezi jednotlivými typy stromového porostu, a to především v odrazu na naměřené rostlinné biomase bylinného patra na lokalitách, v koncentraci ergosterolu a v naměřeném stromovém opadu. Zbylé hodnoty p indikují nesignifikantní potenciál ovlivnění OM. Z těchto hodnot lze usoudit, že na vstupní OM a následnou akumulaci SOM bude mít signifikantní dopad spíše druhové složení lesního porostu, než jiný druh a stáří půdy. Tyto parametry nebudou mít na hromadění SOM tak výrazný vliv.

Tabulka 1: Hodnoty p pro experimentálně měřená data. $P < 0,05$ v případě druhového složení stromů na lokalitách u naměřené biomasy porostu, ergosterolu a opadu stromů.

	Druh stromu	Oblast	Interakce
Biomasa porostu	0.000036	0.588195	0.338696
Ergosterol	0.039076	0.935953	0.733800
Opad stromů	0.007855	0.938854	0.485761
Produkce kořenů	0.320817	0.303915	0.573610
Biomasa kořenů	0.355109	0.738856	0.663609

Výsledky dvoucestné Anovy zaznamenaly signifikantní rozdíl mezi jednotlivými typy stromového porostu, a to především v odrazu na naměřené rostlinné biomase bylinného patra na lokalitách, v koncentraci ergosterolu a v naměřeném stromovém opadu. Zbylé hodnoty p indikují nesignifikantní potenciál ovlivnění OM. Z těchto hodnot lze usoudit, že na vstupní OM a následnou akumulaci SOM bude mít signifikantní dopad spíše druhové složení lesního porostu, než jiný druh a stáří půdy. Tyto parametry nebudou mít na hromadění SOM tak výrazný vliv.

3.4.1 Množství nadzemní rostlinné biomasy bylinného patra



Obrázek 6: Množství nadzemní rostlinné biomasy bylinného patra v $g.m^{-2}$. Graf ukazuje návážky vysušené rostlinné biomasy bylinného patra z dvou sběrů na plochách o rozloze $0,25 m^2$ v rámci 8 lokalit zahrnující smrkový a olšínový porost. Porovnává tyto hodnoty na stanovištích s půdou výsypek a s přirozenou okolní půdou, také porovnává hodnoty v závislosti na jiném druhovém složení lesního porostu. Úsečky značí směrodatné odchylky.

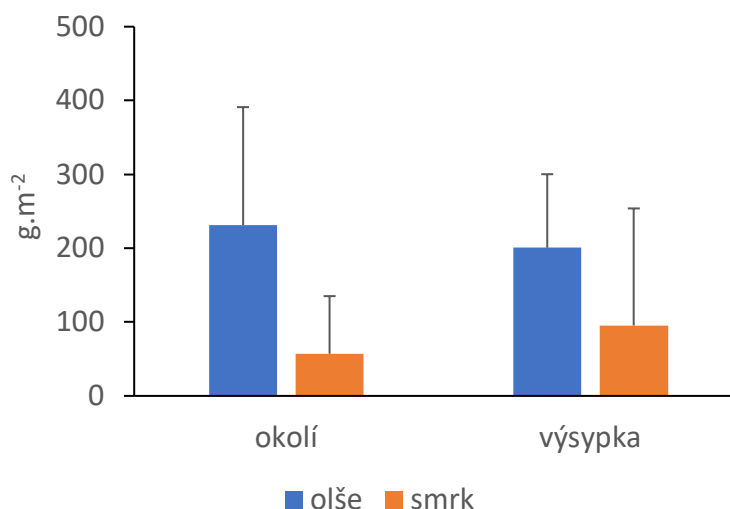
Data v grafu (Obr 6) jsou založena na návážkách vysušeného objemu odebrané biomasy z daných stanovišť. Z grafu je patrné, že množství zastoupení nadzemní rostlinné biomasy

bylin se statisticky liší mezi druhy stromů (Tab 1) a je na lokalitách s listnatými stromy větší. Na plochách s půdní výsypkou se jedná o množství kolem 222 g.m^{-2} , v porovnání na okolní půdě se jedná o 171 g.m^{-2} . Můžeme si povšimnout, že množství biomasy mezi různými typy půd není statisticky významné (Tab 1), přesto je na plochách s přirozeně vytvořenou půdní plochou bylinné pásmo rostlinné vegetace chudší. Na rozdíl u smrčinových lesních porostů je na těchto starších půdách nadzemní vegetace více, jedná se zhruba o 41 g.m^{-2} , u půdních výsypek je množství cca 27 g.m^{-2} . Můžeme si tedy povšimnout, že výskyt bylinného pásma u smrčinových lesů na přirozeně vytvořených půdách je oproti olšinovému porostu větší, než je tomu na plochách s výsypkou.

Největšího rozdílu si však můžeme povšimnout v množství bylinné biomasy mezi smrčinovým a olšinovým stromovým porostem. Ze získaných dat je zřejmé, že na kvantitu nadzemní vegetace má významný vliv právě druhové složení stromového porostu, které se na dané lokalitě vyskytuje. U výsypek je na olšinových lokalitách až 8krát výraznější výskyt nadzemní biomasy než je tomu u smrčinového porostu, u půd v okolí není rozdíl v těchto hodnotách tak převažující, přesto je dosti značný.

Listnaté stromy mají bohatší zastoupení bylinného pásma. Tento trend může být důsledkem lepší dostupnosti živin, které se na lokalitách nachází. Z toho můžeme usuzovat, že půda bude na lokalitách s listnatým složením stromů výživnější, a to díky POH, která zde může být obsažena více díky lépe se rozkládajícím živinám z listového opadu olšin (Castellano *et al.*, 2015).

3.4.2 Množství rostlinného opadu v měřeném časovém období

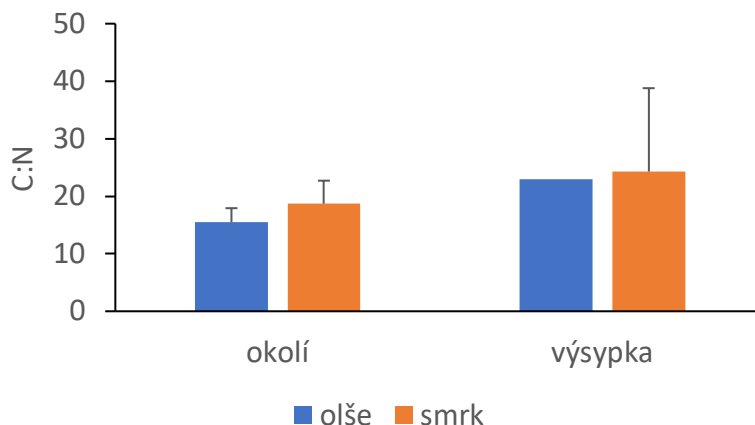


Obrázek 7: Množství rostlinného opadu v g.m^{-2} . Graf ukazuje navážky vysušeného opadu z opadoměřových pastí o výšce 0,5 m s plochou $0,25 \text{ m}^2$ za cca půlroční období. Porovnáva tyto hodnoty na dvakrát provedeném odběru v rámci jednoho stanoviště na 8 lokalitách zahrnujících smrkový a olšínový porost, s půdní výsypkou vůči stanovištím s okolní přirozenou půdou. Úsečky značí směrodatné odchylky.

Následující graf (Obr 7) poukazuje na množství opadu měřených pomocí opadových pastí na lokalitách za časové období přibližně půl roku. Z grafu je zřejmé, že opad z lokalit s olšínovým lesním porostem je oproti opadu na smrkových lokalitách větší, a to i na půdách tvořených výsypkou i na půdách přirozeně přetvořených přírodními procesy. Tato data se shodují se statistickými hodnotami (Tab 1), kde se ukazuje, že druhové složení stromů bude mít na tento faktor vliv. Na výsypkách se hodnoty opadu olší pohybují okolo 200 g.m^{-2} , zatímco u smrčin okolo 95 g.m^{-2} . Výraznější rozdíl je zpozorován na okolních půdách, kde je olšínový opad 231 g.m^{-2} a u smrků pouze 57 g.m^{-2} . Z těchto dat lze usoudit, že rozdíl v množství opadu je dán druhovým složením stromů. Tento faktor může být ovlivněn větší opadavostí listnatých stromů a jednak váhy listoví, oproti jehlicím.

Dále si můžeme z grafu povšimnout, že v případě ploch na výsypkových půdách je opad jehličnatých stromů výraznější, oproti plochám v půdách okolních. Tento trend může být ovlivněn úživností půdy, kdy u půd s větším obsahem POH, předpokládáme, že se jedná o půdy přirozené, je stabilnější čili nezpůsobuje tak velké opadávání jehlicí z neopadavých smrků, na kterých byly experimenty prováděny. U olšínového stromového porostu není mezi půdními typy extrémní rozdíl, byť je opad na přirozených půdách větší.

3.4.3 Koncentrace C a N v rostlinné nadzemní biomase bylinného patra



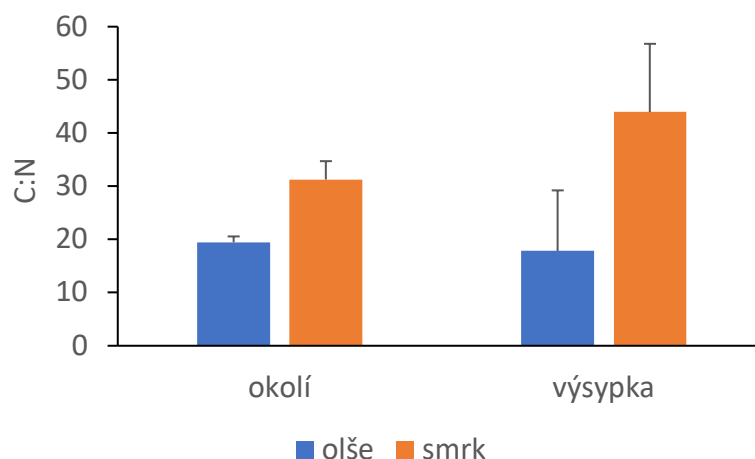
Obrázek 8: Poměr C:N v rostlinné nadzemní biomase bylinného patra. Graf byl sestaven z procentuálních hodnot C a N v biomase, stanovené za pomoci C/N analýzy (plynové chromatografie). Úsečky značí směrodatné odchylky.

Kvalita vstupující organické hmoty do půdy je velice zásadní. Při posuzování její kvality je zásadním parametrem poměr C:N (Castellano *et al.*, 2015). Tento graf (Obr 8) poukazuje na koncentrace C a N v nadzemní rostlinné bylinné biomase. Hned první rozdíl se jeví z hlediska rozdílu půd, kde u půdy výsypkové je poměr C:N větší u obou druhů lesních porostů. Tímto poznatkem se ukazuje, že druhové složení lesa v tomto případě nemá na nadzemní vegetaci takový vliv. V tomto případě tkví ovlivnění především v základě půdního ekosystému. Na původních půdách je poměr C:N v olšinovém porostu $C:N \approx 15$, u výsypek $C:N \approx 23$. U smrčinového porostu sledujeme na původních půdách poměr $C:N \approx 19$, na výsypkových plochách $C:N \approx 24$.

Z hlediska vyššího poměru C:N ve smrkových lesích vůči olšinovým porostům se s největší pravděpodobností bude na těchto plochách vyskytovat více N, který je v půdě obsažen kvůli jehličnatému opadu, který (viz graf níže) vykazuje vyšší poměr C:N.

Z pozorovaných výsledků lze usoudit, že iniciální půda obsahuje méně sekvestrovaného uhlíku. V poměru C:N můžeme tedy usoudit, že tyto půdy obsahují více N a méně C, které nadzemní vegetace z půdy čerpá.

3.4.4 Koncentrace C a N v rostlinném opadu

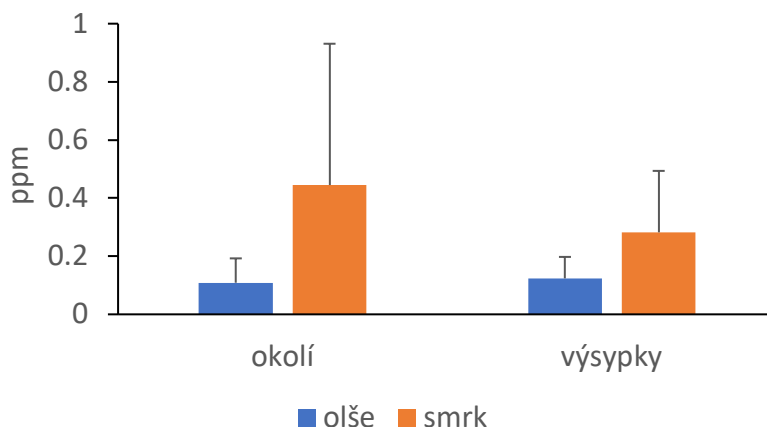


Obrázek 9: Poměr C:N v rostlinném opadu zachytávaného pomocí opadových pastí v rámci zhruba půlročního období. Graf byl sestaven na bázi procentuálního zastoupení C a N v opadu, změřeného pomocí plynové chromatografie, C/N analýzy. Úsečky značí směrodatné odchylky.

Hlavním vstupním zdrojem OM je opad. Při jeho rozkladu je pro začátek mechanismu tvoření SOM preferovanější opad s nízkým poměrem C:N, který se rychleji rozkládá (Castellano *et al.*, 2015). Výše uvedený graf (Obr 9) značně poukazuje, že opad z jehličnatých smrků má vyšší poměr C:N, než opad u listnatých olšin. Dále si můžeme všimnout, že poměr C:N u jehličnatých stromů na výsypkových půdách je vyšší (C:N \approx 43), než u půd v okolí (C:N \approx 31). Na rozdíl u olšinového porostu je poměr C:N vyšší na okolních půdách (C:N \approx 19) a nižší na půdách výsypkových (C:N \approx 17). Koncentrace C a N je u rostlinného opadu determinována jak druhovým složením lesních porostů, tak půdní kvalitou. Dalším možným odůvodněním tohoto výsledku je možná zvýšená akumulace N ve smrčinových porostech. Viz studie (Hübllová, 2020) bylo zjištěno, že smrkový opad má rovněž vysoký poměr C:N, a navíc půda pod smrkem vykazuje zvýšené koncentrace amoniaku, který je zpracováván nitrifikačními procesy a následně tak odbourává N z půdy. Výsledky z grafu tedy dokazují, že opad z listnatých stromů obsahuje nižší poměr C:N, tudíž obsahují vyšší koncentraci N, což má za následek jeho rychlejší zpracování půdní mikrobiální faunou (Frouz, 2013). Vyšší koncentrace N v listnatém opadu může být také způsobena výskytem symbiotických dusíku fixujících bakterií (Baldrian *et al.*, 2012).

Na výsypkách vzniká opad z jehličnatých stromů s vyšším průměrem C:N, což může mít za následek vstup hůře rozkladatelného OM do půdy. Z výše uvedených studií je však tento trend na nekvalitních půdách obvyklý a při procesu tvorby SOM může i v tomto případě zajistit prvotní, byť pomalejší uskladnění C do půdy (Castellano *et al.*, 2015).

3.4.5 Množství ergosterolu na jednotlivých lokalitách



Obrázek 10: Koncentrace ergosterolu v ppm, měřené pomocí sandbagů. Porovnávaná data jsou výstupní data z provedené kapalinové chromatografické analýzy ergosterolu. Úsečky značí směrodatné odchylky.

Koncentrace ergosterolu úzce souvisí s ukládáním OM do půdy (Frouz, 2022). Tento graf (Obr 10) ukazuje, že zastoupení ergosterolu v ppm u smrkových porostů silně převažuje koncentrace naměřené u listnatých porostů. Koncentrace ergosterolu ve smrčínovém porostu na přirozených půdách činí $c \approx 0,44$ ppm, na půdách výsypkových $c \approx 0,28$ ppm. Na lokalitách s olšínovým lesním společenstvím vykazují hodnoty u okolních půd $c \approx 0,11$ ppm a na půdách výsypkových $c \approx 0,12$ ppm.

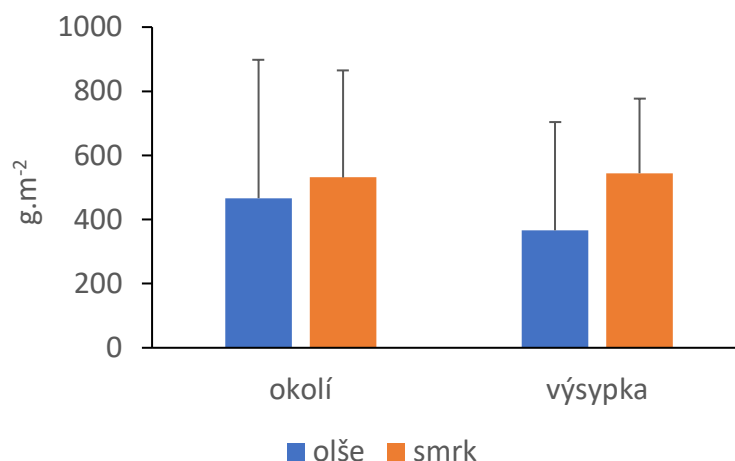
Pokud porovnáme okolní a výsypkové půdy, u smrkových porostů si povšimneme větší koncentrace u přirozených půd, než je tomu u výsypek. Tento jev však není statisticky významný. Výsledky z grafu v tomto případě dokazují, že větší koncentrace ergosterolu čili mykorhizních hub je na půdě přirozeně vytvořené větší, než na lokalitách s půdou přetvořenou (výsypky). Tyto data se shodují se studií (Montgomery *et al.*, 2000), kde se ukazuje, že výskyt ergosterolu je determinován na základě půdního ekosystému. Naproti tomu je ale koncentrace ergosterolu u lesů s olšínovým porostem na místech s výsypkovou půdou větší. Rozdíl však není tak markantní, takže lze předpokládat, že vzhledem ke ztrátě dat, ke kterému došlo v důsledku poničení sandbagů prasaty na lokalitách, mohou být data do značné míry ovlivněna.

Důležitým poznatkem z tohoto grafu činí rozdílná koncentrace ergosterolu mezi olšínovým a smrkovým porostem. Množství ergosterolu je signifikantně vyšší u smrkových porostů (Tab 1), což vypovídá o tom, že na koncentrace ergosterolu čili zastoupení ektomykorhizních hub bude mít značné ovlivnění druhové složení stromového porostu. Z grafu je patrné, že pod smrkovým porostem je koncentrace větší, tento fakt je tedy zapříčiněn opadem z jehlic, které vykazují horší rozkladatelnost, jelikož jehlice obsahují vosky hůře rozkladatelné půdními

mikroorganismy. Z hlediska rozkladu je tedy možné, že výskyt ergosterolu na lokalitách je zapříčiněn OM vstupujícím do půdy. Smrkový porost může umožňovat větší rozvoj hub, který ovlivňuje rozklad hůře zpracovatelných látek ze smrkového OM.

3.4.6 Kořenová biomasa

Kořenová biomasa na rozdílných typech půd s rozdílným druhovým složením vegetace



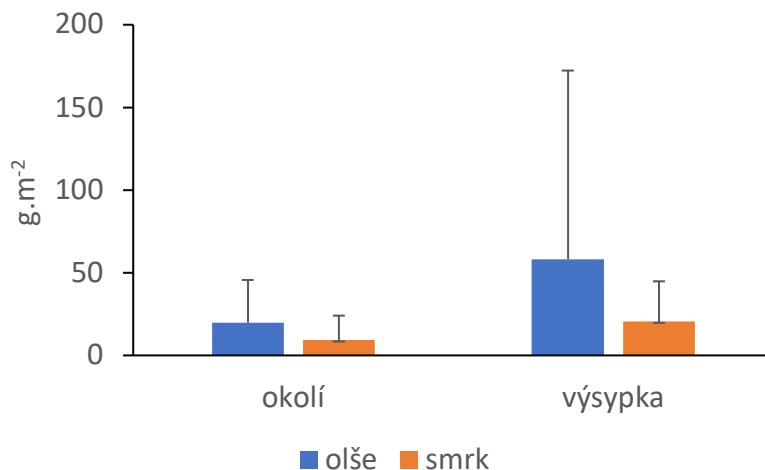
Obrázek 11: Kořenová biomasa na lokalitách v g.m⁻². Graf zobrazuje data z navážek vysušené kořenové biomasy z dvakrát odebrané půdy za pomoci půdní sondy. Posuzuje kořenovou biomasu na jednotlivých lokalitách s rozdílným typem půd (výsypky vs. okolní přirozená půda) a rozdílným stromovým společenstvím (olšiny vs. smrčiny). Úsečky značí směrodatné odchylky.

Z výše uvedeného grafu (Obr 11) lze signifikantně pozorovat (Tab 1) větší množství kořenové biomasy na stanovištích s jehličnatým porostem (smrčiny) oproti stanovištím s porostem listnatým (olšiny). Na iniciálních půdách s výsypkou je zastoupení kořenové biomasy jehličnatých stromů cca 544 g.m⁻², u půd přirozených vykazují naměřenou hodnotu o něco menší cca 531 g.m⁻². U listnatých stromů je na rozdíl kořenová biomasa na výsypkových půdách chudší (cca 366 g.m⁻²), než je tomu na přirozeně vytvořených půdách (466 g.m⁻²). Tento jev si můžeme vysvětlit pomocí kořenového systému u zkoumaných stromů, kdy je smrkový kořenový systém přirozeně méně rozrostlý než kořenový systém olšin. V důsledku nedostatečné úživnosti výsypkové půdy je ale možné, že smrčiny svůj kořenový systém, v důsledku nedostatku živin ve své blízkosti, museli rozšířit. Jelikož se ale nejedná o tak velký rozdíl, tento příklad může být chybný. Výsledky naměřených dat korelují se statistickými výsledky (Tab 1).

Tento graf spíše slouží k porovnání s grafem následujícím, kdy bylo zkoumáno množství nově vzniklé kořenové biomasy na jednotlivých lokalitách. V porovnání s grafem uvedeným níže, kde je přírůstek nově vzniklé kořenové biomasy převratný spíše u olšin, vyplývá z tohoto grafu

pouze fakt, že pro olšínové lesní porosty je z hlediska kořenové biomasy příznivější půda přirozená v okolí výsypek.

Nově vzniklá kořenová biomasa



Obrázek 12: Nově narostlá kořenová biomasa v g.m⁻². Graf vyobrazuje data z navážek nově přirostlé kořenové biomasy odebrané ze sítěk. Posuzuje pouze kořeny, které byly do sítěk o ploše 105 cm² zapleteny. Úsečky značí směrodatné odchylky.

Obr 12 poukazuje na nově narostlou kořenovou biomasu za měřené experimentální období. Nově narostlá biomasa tedy vypovídá o nárůstu kořenů v období od července do prosince, až března. V této době můžeme očekávat, že stromy jsou spíše v útlumu a připravují se na tzv. zazimování a jejich aktivita není tak vysoká, jako tomu může být v jarních měsících. Přesto můžeme pozorovat v tomto období rozdíly mezi nárůstem kořenové biomasy. Z grafu je patrné, že nárůst kořenů je značně vyšší u olšínového lesního porostu, oproti smrkovému. V rámci výsypek se jedná o 58 g.m⁻², v okolních půdách byl zaznamenán přírůstek kořenů menší, a to 20 g.m⁻². Smrčiny vykazují nárůst kořenové biomasy na výsypkách 21 g.m⁻² a na plochách s přirozeně vytvořeným půdním systémem 9 g.m⁻². Obě lesní společenství vykazují větší množství nové kořenové biomasy na výsypkách. Determinace nárůstu je tedy určena především půdním složením. Byť by se zdálo, že v „lépe“ vyživených půdách, které jsou v tomto případě půdy okolní, bude nárůst kořenů větší, je tomu právě naopak. Za tímto aspektem může stát přizpůsobení se stromů na „neúživné“ prostředí a snaha o větší vyhledávání živin v okolí kořenového systému.

4 Závěry

Z provedených experimentálních analýz byly vyvozeny tyto závěry:

- 1) Vstupní organickou hmotu, a tím i následné hromadění SOM a sekvestraci SOC, determinuje více druhové složení lesního porostu, než druh a stáří půdy.
- 2) Rostlinná organická hmota je z hlediska množství více zastoupena u lesních společenstev s listnatým druhem stromů (v této práci zastoupené olšemi). Markantnější zastoupení rostlinné biomasy se objevuje v nadzemní části bylinného patra i v biomase opadu.
- 3) Vyšší poměr C:N v bylinném patře nadzemní biomasy a také v biomase opadu, vykazují plochy s jehličnatým pokryvem stromů (v této práci zastoupeného smrčínami).
- 4) Větší koncentrace ergosterolu, obsaženého v hyfách ektomykorhizních hub, je zastoupena u jehličnatých lesních porostů.
- 5) Nově vzniklá kořenová biomasa se rychleji rozrůstá na plochách s listnatým typem stromů, než je tomu u jehličnatých. Na rozdíl od celkové naměřené kořenové biomasy vykazují jehličnaté stromy větší kvantitu.

Na základě experimentálních dat byly pracovní hypotézy potvrzeny. Druhové složení lesa významně určuje vstupní OM a tím tak determinuje počátek mechanismu v hromadění SOM a akumulaci C v půdě. Vstupní OM ovlivňuje prvotní biochemické cykly, které se v průběhu s příbytkem vstupního materiálu a stavu půdy mění.

Vzhledem k poznatkům z literárních pramenů je ale důležité uvést, že půdní typ také velice zasahuje do celkového mechanismu v hromadění a stabilizaci SOM a tím i C v půdě. V závěru je proto vhodné zmínit, viz uvedené studie v teoretické části, že systém je velice provázaný a jeho ovlivnění určuje souběžnost více faktorů.

5 Seznam použité literatury

- Baldrian, P. *et al.* (2012) 'Active and total microbial communities in forest soil are largely different and highly stratified during decomposition', *The ISME Journal*, 6(2), pp. 248–258. doi:10.1038/ismej.2011.95.
- Blum, W.E.H. (2005) 'Functions of Soil for Society and the Environment', *Reviews in Environmental Science and Bio/Technology*, 4(3), pp. 75–79. doi:10.1007/s11157-005-2236-x.
- Bohn, H.L. (1976) 'Estimate of Organic Carbon in World Soils', *Soil Science Society of America Journal*, 40(3), pp. 468–470. doi:10.2136/sssaj1976.03615995004000030045x.
- Bradford, M.A. (2013) 'Thermal adaptation of decomposer communities in warming soils', *Frontiers in Microbiology*, 4. doi:10.3389/fmicb.2013.00333.
- Bradshaw, A. (1997) 'Restoration of mined lands—using natural processes', *Ecological Engineering*, 8(4), pp. 255–269. doi:10.1016/S0925-8574(97)00022-0.
- Bünemann, E.K. *et al.* (2018) 'Soil quality – A critical review', *Soil Biology and Biochemistry*, 120, pp. 105–125. doi:10.1016/j.soilbio.2018.01.030.
- Castellano, M.J. *et al.* (2015) 'Integrating plant litter quality, soil organic matter stabilization, and the carbon saturation concept', *Global Change Biology*, 21(9), pp. 3200–3209. doi:10.1111/gcb.12982.
- Cotrufo, M.F. *et al.* (2013) 'The Microbial Efficiency-Matrix Stabilization (MEMS) framework integrates plant litter decomposition with soil organic matter stabilization: do labile plant inputs form stable soil organic matter?', *Global Change Biology*, 19(4), pp. 988–995. doi:10.1111/gcb.12113.
- Dimitrovský, K. (2001) 'Tvorba nové krajiny na Sokolovsku'.
- Fawzy, S. *et al.* (2020) 'Strategies for mitigation of climate change: a review', *Environmental Chemistry Letters*, 18(6), pp. 2069–2094. doi:10.1007/s10311-020-01059-w.
- Frouz, J. *et al.* (2008) 'Interactions between soil development, vegetation and soil fauna during spontaneous succession in post mining sites', *European Journal of Soil Biology*, 44(1), pp. 109–121. doi:10.1016/j.ejsobi.2007.09.002.

- Frouz, J. (ed.) (2013) 'Alena Roubíčková, Ondřej Mudrák and JanFrouz 14. Soil Fauna and Soil Physical Properties', in *Soil Biota and Ecosystem Development in Post Mining Sites*. 0 edn. CRC Press, pp. 276–289. doi:10.1201/b15502-17.
- Frouz, J. (2022) 'Jak se hromadí organická hmota v půdě', *časopis Úroda č.3/2022*, pp. 20–24.
- Frouz, J. and Vindušková, O. (2018) 'Soil Organic Matter Accumulation in Postmining Sites: Potential Drivers and Mechanisms', in *Soil Management and Climate Change*. Elsevier, pp. 103–120. doi:10.1016/B978-0-12-812128-3.00008-2.
- Fuss, S. *et al.* (2018) 'Negative emissions—Part 2: Costs, potentials and side effects', *Environmental Research Letters*, 13(6), p. 063002. doi:10.1088/1748-9326/aabf9f.
- Grandy, A.S. and Robertson, G.P. (2007) 'Land-Use Intensity Effects on Soil Organic Carbon Accumulation Rates and Mechanisms', *Ecosystems*, 10(1), pp. 59–74. doi:10.1007/s10021-006-9010-y.
- Hägerdal, M., Harp, J.R. and Siesjö, B.K. (1975) 'Influence of changes in arterial PCO₂ on cerebral blood flow and cerebral energy state during hypothermia in the rat', *Acta Anaesthesiologica Scandinavica. Supplementum*, 57, pp. 25–33. doi:10.1111/j.1399-6576.1975.tb05409.x.
- Hübllová, L. (2020) *Vliv dominantních druhů stromů na půdní vlastnosti*. Bakalářská práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Ústav pro životní prostředí. Available at: <https://dspace.cuni.cz/handle/20.500.11956/119182>.
- Jiskra, J. (2010) 'Velká kniha hornictví Karlovarského kraje'.
- Kallenbach, C.M., Frey, S.D. and Grandy, A.S. (2016) 'Direct evidence for microbial-derived soil organic matter formation and its ecophysiological controls', *Nature Communications*, 7(1), p. 13630. doi:10.1038/ncomms13630.
- Karlen, D.L., Ditzler, C.A. and Andrews, S.S. (2003) 'Soil quality: why and how?', *Geoderma*, 114(3–4), pp. 145–156. doi:10.1016/S0016-7061(03)00039-9.
- Kirkby, C.A. *et al.* (2013) 'Carbon-nutrient stoichiometry to increase soil carbon sequestration', *Soil Biology and Biochemistry*, 60, pp. 77–86. doi:10.1016/j.soilbio.2013.01.011.

- Koucký, R. (2011) 'Studie projektu Antonínské arboretum, inventura lokality'.
- Lafleur, B. *et al.* (2005) 'Soil fertility and plant growth in soils from pine forests and plantations: Effect of invasive red imported fire ants *Solenopsis invicta* (Buren)', *Pedobiologia*, 49(5), pp. 415–423. doi:10.1016/j.pedobi.2005.05.002.
- Lavelle, P. *et al.* (1993) 'A Hierarchical Model for Decomposition in Terrestrial Ecosystems: Application to Soils of the Humid Tropics', *Biotropica*, 25(2), p. 130. doi:10.2307/2389178.
- Lützow, M. v. *et al.* (2006) 'Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions - a review: Mechanisms for organic matter stabilization in soils', *European Journal of Soil Science*, 57(4), pp. 426–445. doi:10.1111/j.1365-2389.2006.00809.x.
- Montgomery, H.J. *et al.* (2000) 'Determination of soil fungal biomass from soil ergosterol analyses', *Soil Biology and Biochemistry*, 32(8–9), pp. 1207–1217. doi:10.1016/S0038-0717(00)00037-7.
- Nortcliff, S. (2002) 'Standardisation of soil quality attributes', *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 88(2), pp. 161–168. doi:10.1016/S0167-8809(01)00253-5.
- Quinton, J.N. *et al.* (2010) 'The impact of agricultural soil erosion on biogeochemical cycling', *Nature Geoscience*, 3(5), pp. 311–314. doi:10.1038/ngeo838.
- Rasse, D.P., Rumpel, C. and Dignac, M.-F. (2005) 'Is soil carbon mostly root carbon? Mechanisms for a specific stabilisation', *Plant and Soil*, 269(1–2), pp. 341–356. doi:10.1007/s11104-004-0907-y.
- Rejšek and Klement (2018) *Nauka o půdě*. Olomouc: Agriprint, s.r.o.
- Sainju, U.M., Singh, B.P. and Yaffa, S. (2002) 'Soil Organic Matter and Tomato Yield following Tillage, Cover Cropping, and Nitrogen Fertilization', *Agronomy Journal*, 94(3), pp. 594–602. doi:10.2134/agronj2002.5940.
- Schmidt, M.W.I. *et al.* (2011) 'Persistence of soil organic matter as an ecosystem property', *Nature*, 478(7367), pp. 49–56. doi:10.1038/nature10386.
- Schnitzer, M. and Khan, S.U. (eds) (1978) *Soil organic matter*. Amsterdam ; New York : New York: Elsevier Scientific Pub. Co. ; distributors for the U.S. and Canada, Elsevier/North-Holland (Developments in soil science, 8).

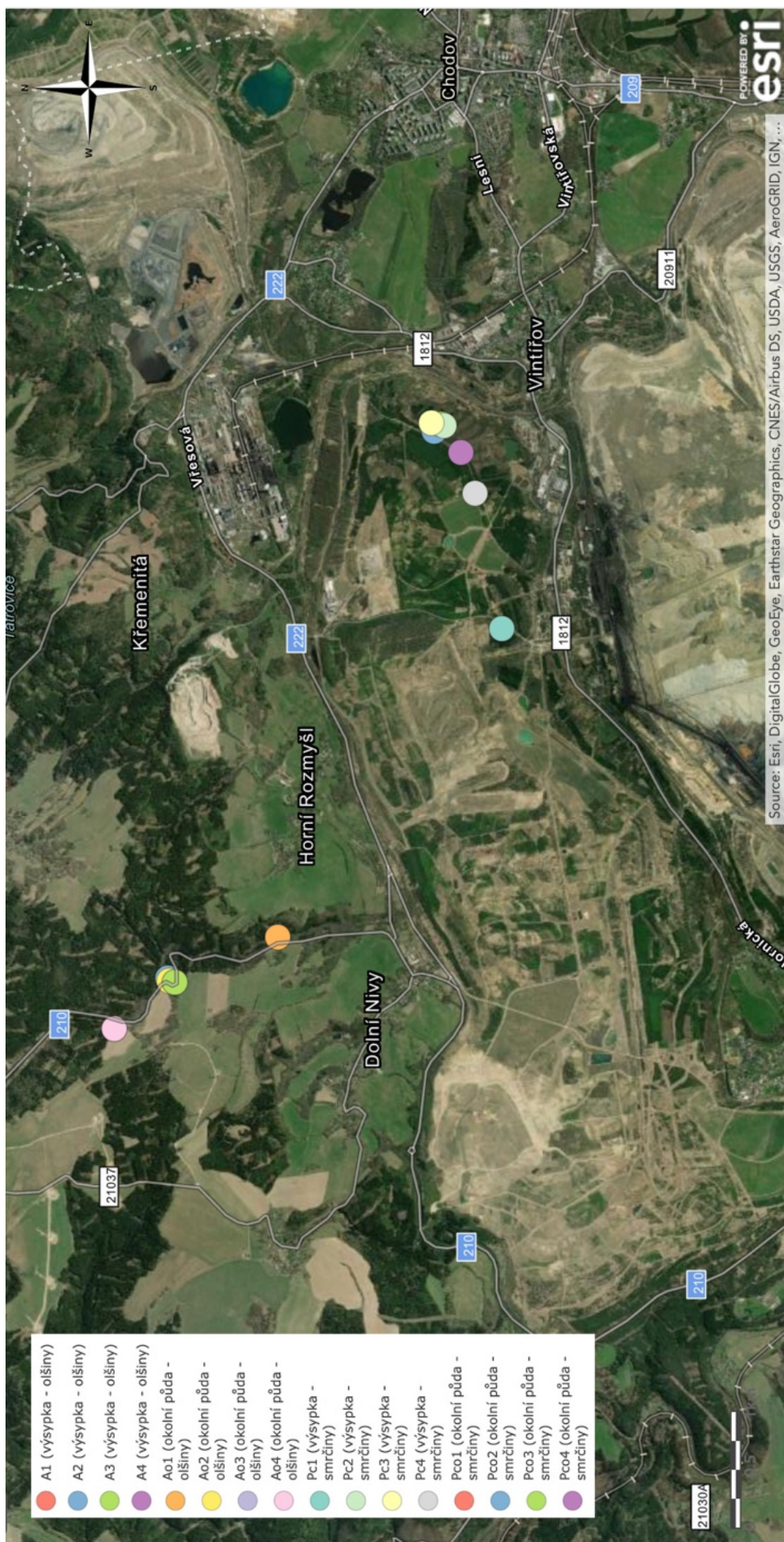
- Sokolovské výsypky* (1992). Available at: <https://lter.cz/sokolovske-vysypky>.
- Sollins, P., Swanston, C. and Kramer, M. (2007) 'Stabilization and destabilization of soil organic matter—a new focus', *Biogeochemistry*, 85(1), pp. 1–7. doi:10.1007/s10533-007-9099-x.
- Spinnler, D., Egli, P. and Körner, C. (2002) 'Four-year growth dynamics of beech-spruce model ecosystems under CO₂ enrichment on two different forest soils', *Trees*, 16(6), pp. 423–436. doi:10.1007/s00468-002-0179-1.
- Stewart, C.E. *et al.* (2007) 'Soil carbon saturation: concept, evidence and evaluation', *Biogeochemistry*, 86(1), pp. 19–31. doi:10.1007/s10533-007-9140-0.
- Ussiri, D.A.N. and Lal, R. (2017) *Carbon Sequestration for Climate Change Mitigation and Adaptation*. Cham: Springer International Publishing. doi:10.1007/978-3-319-53845-7.
- Vrba, V. and Huleš, L. (2006) 'Humus - půda - rostlina (2) Humus a půda'. Available at: <https://biom.cz/cz/odborne-clanky/humus-puda-rostlina-2-humus-a-puda>.
- Wolters, V. (2000) 'Invertebrate control of soil organic matter stability', *Biology and Fertility of Soils*, 31(1), pp. 1–19. doi:10.1007/s003740050618.
- Wright, S.F. and Upadhyaya, A. (1998) 'A survey of soils for aggregate stability and glomalin, a glycoprotein produced by hyphae of arbuscular mycorrhizal fungi', *Plant and Soil*, 198(1), pp. 97–107. doi:10.1023/A:1004347701584.

6 Přílohy

Pro zřehlednění experimentální části této práce je na samostatné straně přiložena mapa s jednotlivými lokalitami, vytvořena v programu GIS.

Označení lokalit není nijak určující, jednotlivá označení byla určena pouze k lepší pracovní orientaci na lokalitách. V závorkách u jednotlivých označení je uvedeno, o jaký typ půdy a druhové složení stromů se jedná.

Pozn.: Některé body lokalit se mohou překrývat, jelikož stanoviště s jiným druhovým složením stromů (olšin a smrků) se nacházely ve velmi malé blízkosti, což způsobilo zákryt některých bodů na mapě.



Mapa 1: Rozmístění lokalit na Sokolovsku určených k experimentálnímu výzkumu této práce.