

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích

Zemědělská fakulta

Studijní program: B4131-Zemědělství

Studijní obor: Trvale udržitelné systémy hospodaření v krajině

Katedra: Katedra krajinného managementu

Vedoucí katedry: doc. Ing. Pavel Ondr, CSc.

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Variabilita obsahu uhlíku v půdě modelového mokřadu

Vedoucí práce: Ing. Lubomír Bodlák Ph.D.

Autor: Stanislav Stellner

České Budějovice, duben 2013

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH

Fakulta zemědělská

Akademický rok: 2011/2012

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

(PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

Jméno a příjmení: **Stanislav STELLNER**
Osobní číslo: **Z10406**
Studijní program: **B4131 Zemědělství**
Studijní obor: **Trvale udržitelné systémy hospodaření v krajině**
Název tématu: **Variabilita obsahu uhlíku v půdě modelového mokřadu.**
Zadávající katedra: **Katedra krajinného managementu**

Z á s a d y p r o v y p r a c o v á n í :

Cílem práce bude vyhodnotit horizontální a vertikální variabilitu obsahu uhlíku v půdě na modelové lokalitě Mokré Louky u Třeboně. Stanovení obsahu organické hmoty bude provedeno dvěma nezávislými postupy. Obsah organického uhlíku bude vypočten na podkladě zjištěné korelace mezi ztrátou žíháním a obsahem uhlíku měřeným přímo C analyzátozem.

1. Vypracování literární rešerše.
2. Seznámení s problematikou půdního organického uhlíku.
3. Analýza získaných dat.
4. Zpracování zjištěných výsledků, prognózy vývoje, návrh opatření.

Rozsah grafických prací: 5 - 10 str. grafů a tabulek
Rozsah pracovní zprávy: 30- 40 stran textu
Forma zpracování bakalářské práce: tištěná/elektronická
Seznam odborné literatury:

BRADY, N. C. et al.: The Nature and Properties of Soils. Pearson Education, 2002, New Jersey.

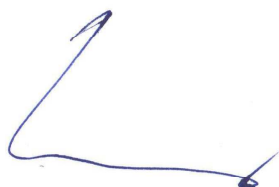
Forman R. T. T. 1993: Krajinná ekologie, Academia, Praha.

Chapin F. S. III., Matson P. A., Mooney H. A. 2002: Principles of terrestrial ecosystem ecology. Springer Science and Business Media, New York.

Schlesinger W. H. 1997: Biogeochemistry - an analysis of global change. Academic Press, San Diego, California.

Vedoucí bakalářské práce: **Ing. Lubomír Bodlák, Ph.D.**
Katedra krajinného managementu

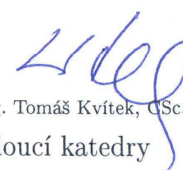
Datum zadání bakalářské práce: **8. března 2012**
Termín odevzdání bakalářské práce: **15. dubna 2013**



Ing. Karel Suchý, Ph.D.

proděkan pověřený vedením ZF

JIHOČESKÁ UNIVERZITA
V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA
studijní oddělení
Stužentů 13
370 05 České Budějovice



prof. Ing. Tomáš Kvítek, CSc.

vedoucí katedry

V Českých Budějovicích dne 15. března 2012

Prohlášení:

Prohlašuji, že svoji bakalářskou práci jsem vypracoval 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 (v úpravě vzniklé vypuštěním vyznačených částí archivovaných Zemědělskou fakultou JU) elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejich internetových stránkách.

V Českých Budějovicích, dne 1.4.2013

Stanislav Stellner

Poděkování:

Rád bych touto cestou poděkoval Ing. Lubomíru Bodlákovi, Ph.D., za vedení mé bakalářské práce, cenné rady a čas, který mi věnoval. Dále bych chtěl poděkovat Ing. Jitce Vítkové za pomoc při odběru a zpracování vzorků. Největší dík však patří manželce Petře, bez jejíž podpory a trpělivosti by tato práce nevznikla.

Abstrakt

Hlavním cílem práce bylo na základě provedených analýz půdních vzorků vyhodnotit horizontální a vertikální variabilitu obsahu uhlíku v půdě na modelové lokalitě mokřadu na Mokřých Loukách u Třeboně.

Na uvedené lokalitě byly z vytyčeného čtverce 50x50m s 36 odběrnými místy odebrány půdní vzorky ze třech půdních vrstev, 0-30 cm, 30-60 cm a 60-80 cm. Z těchto vzorků byl stanoven obsah půdní organické hmoty. Na základě korelace mezi ztrátou žháním a přímou uhlíkovou analýzou byl určen konverzní faktor 2,11 a následně vypočten obsah půdního organického uhlíku. Výsledky práce ukazují na vysokou variabilitu obsahu uloženého půdního uhlíku, zároveň lze konstatovat, že v půdních vrstvách trvale zamokřených je obsah uhlíku vyšší než u půdních vrstev u nichž se střídají periody zamokření a vysušení.

Klíčová slova

půdní organická hmota, půdní organický uhlík, Mokré Louky u Třeboně, Van Bemmelenův konverzní faktor

Abstract

The main objective of this thesis was to evaluate the horizontal and vertical variability of soil carbon content in sedge-grass marsh which is a part of larger wetland area called as "Wet Meadows" near Trebon town. On the site were created square net (in size 50x50) with 36 sample points where collected soil samples from three depths, 0-30 cm, 30-60 cm and 60-80 cm. The content of total soil organic matter was determined in these samples. The content of soil organic carbon was calculated with using conversion factor (2.11) of relation between the loss of ignition and direct carbon content. The results show a high variability of the soil carbon content. The soil layers which are permanently saturated by water contained more carbon than soil layers where water saturation is temporal.

Key words

soil organic matter, soil organic carbon, Wet Meadows near Trebon, Van Bemmelen conversion factor

Obsah

1.	ÚVOD.....	8
2.	CÍL.....	9
2.1	Dílčí cíle.....	9
3.	LITERÁRNÍ PŘEHLED.....	10
3.1	Půda.....	10
3.1.1	Vznik půdy.....	11
3.1.2	Složení půdy.....	15
3.1.3	Půdní vlastnosti.....	19
3.1.4	Půdní horizonty.....	21
3.1.5	Půdní druhy.....	24
3.2	Půdní organická hmota.....	25
3.3	Uhlík.....	27
3.3.1	Koloběh uhlíku na Zemi.....	28
3.3.2	Půdní uhlík.....	30
3.4	Mokřady.....	31
3.4.1	Uhlík v mokřadech.....	32
3.5	Mokrý Louky u Třeboně.....	33
4.	METODIKA.....	36
4.1	Odběr a zpracování vzorků.....	36
4.2	Stanovení SOM v půdním vzorku.....	37
4.3	Přímé stanovení SOC v půdním vzorku.....	37
4.4	Přepočítání SOM na SOC.....	38
5.	VÝSLEDKY.....	39
6.	DISKUZE.....	44
7.	ZÁVĚR.....	46
8.	SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY.....	47
9.	OBRAZOVÁ PŘÍLOHA.....	49

1. ÚVOD

Půdní organickou hmotu lze jistě chápat jako nejdůležitější součást půdy. Její množství v půdě má přímý vliv na půdní úrodnost, fyzikální, chemické i biologické vlastnosti půdy. Antropogenní aktivity mají často za následek snížení obsahu organické hmoty v půdě, zhoršení půdních vlastností a ztrátu úrodnosti. Z abiotických faktorů ovlivňuje obsah půdní organické hmoty zejména vlhkost a teplota. Půda není součástí pouze člověkem využívaných agroekosystémů, ale i dalších, např. lesních, travinných a mokřadních ekosystémů. Vzájemný vztah člověka a půdy nelze omezit pouze na produkční funkce půdy, jde o živou a dynamickou složku životního prostředí, na kterou je nutné nahlížet v širších ekologických souvislostech. Při komplexním hodnocení půd se používají různá hlediska a parametry, k nejzákladnějším parametrům při hodnocení půd patří sledování obsahu půdního organického uhlíku.

V půdní organické hmotě je uloženo velké množství uhlíku, udává se, že obsahuje asi třikrát víc uhlíku, než je obsaženo v atmosféře. Velikost půdní uhlíkové zásoby je závislá na primární produkci a rychlosti dekompozice organické hmoty v půdě. Uvolňování uhlíku z půdy ve formě oxidu uhličitého a metanu může přispívat ke zvýšenému obsahu těchto plynů v atmosféře, kde mohou umocňovat skleníkový efekt a tím se podílet na globálním oteplování. Uhlík se z půdy uvolňuje přirozenými procesy, ale i důsledkem změn ve využívání půdy člověkem. Toto se děje např. při odlesnění a následném přeměnění lesní půdy na ornou půdu.

I jen malá změna v množství uhlíku vázaného v půdě, může hrát významnou roli v planetárním koloběhu uhlíku. S ohledem k možnosti jeho uvolnění do atmosféry, je dobré mít přehled, kolik organického uhlíku půda obsahuje. Množství uhlíku uložené v zemědělských, lesních, travních a jiných ekosystémech se může značně lišit. Také metodiky odběru půdních vzorků v těchto půdách jsou odlišné a neexistuje jedna univerzální, použitelná pro všechny typy půd. Metod pro stanovení uhlíku v půdách existuje celá řada a to komplikuje jejich porovnatelnost.

Ve své práci jsem volil způsob odběru půdních vzorků s ohledem na zvláštnosti a vlastnosti zkoumané lokality-mokřadu. Smyslem práce bylo potvrdit či vyvrátit předpoklad, že trvale zamokřené půdní vrstvy obsahují více organického uhlíku než vrstvy s aerobními podmínkami, v kterých dochází k oxidování uhlíku a jeho uvolňování do atmosféry v podobě CO₂.

2. CÍL

Cílem bakalářské práce bylo na základě analýz odebraných půdních vzorků vyhodnotit horizontální a vertikální variabilitu obsahu uhlíku v půdě na modelovém mokřadu Mokré Louky u Třeboně.

2.1 Dílčí cíle

Cíl 1: Odebrání a zpracování půdních vzorků, stanovení obsahu půdní organické hmoty

Cíl 2: Zjištění korelace mezi ztrátou žháním a přímým měřením C analyzátozem, vypočtení obsahu půdního organického uhlíku

Cíl 2: Vyhodnocení výsledků

3. LITERÁRNÍ PŘEHLED

3.1 Půda

Existuje mnoho definic, které se snaží vystihnout složitou a proměnlivou podstatu, význam a funkce půdy. Podle Kutílka (1990) je půda složitý systém s velkým počtem reakcí, které probíhají zároveň a navzájem se ovlivňují.

Šantrůčková (2001) definuje půdu jako směs zvětralé zemské kůry a organického materiálu. Je prostředím ve kterém žije velké množství organismů, jež půdu také spoluvytvářejí. Důležitost organismů vyjadřuje názorem, že bez organismů by Země měla kůru, atmosféru i vodu, avšak neměla by půdu.

Podle Šimka (2005) lze půdu definovat jako přírodní útvar, který vzniká a vyvíjí se z povrchových zvětralin zemské kůry a zbytků organismů působením půdotvorných faktorů a je schopný zajišťovat životní podmínky organismům v něm žijícím. Tento složitý útvar mj. umožňuje růst rostlin, které lidstvo po tisíce let využívá ke své výživě. Mimoto je dnes zcela zřejmé, že půda má i mnoho mimoprodukčních funkcí, které jsou nezastupitelné a mnohdy i pro danou oblast významnější, než vlastní funkce produkční. Tomášek (2007) zmiňuje z mimoprodukčních funkcí, funkci stabilizační, krajinotvornou a hygienickou. S tímto vědomím je třeba na půdu pohlížet: jako na přírodní útvar, který sice můžeme využívat, ale zároveň jej musíme chránit a pečovat o něj. Půda se vytvářela po staletí, ale nenapravitelně poškodit nebo zničit se dá snadno a rychle. Další potenciální mimoprodukční funkci naznačuje De Deyn et al. (2008) v podobě schopnosti půdy tlumit rostoucí koncentrace CO₂ v atmosféře.

Tomášek (2007) cituje jednoho ze zakladatelů světového půdoznalství V.V. Dokučajeva, který půdu definuje jako samostatný přírodně historický útvar, který vzniká a vyvíjí se zákonitým procesem, jenž probíhá působením několika půdotvorných činitelů.

S názorem Richtera (1996), že z ekonomického hlediska je půda základním výrobním prostředkem zemědělství, Tomášek (2007) souhlasí a doplňuje, že je jedním z hlavních kamenů lidské civilizace. Jak poznamenává Šimek (2005), většina velkých civilizací v posledních tisíciletích vznikla a rozvíjela se v oblastech s úrodnými půdami a příznivými klimatickými podmínkami v údolích velkých řek jako byly Nil v Egyptě, Eufrat a Tigris v Mezopotámii apod., kde úrodnost půd

vyčerpávaných sklizní plodin, byla pravidelně obnovována náplavami na živiny bohatého materiálu přinášeného řekou z horního toku.

3.1.1 Vznik půdy

Vznik a vývoj půd je dlouhodobý proces probíhající za spolupůsobení pěti základních faktorů, které zmiňuje Šantrůčková (2001).

Pedogenetické faktory jsou:

- *mateční hornina*
- *podnebí*
- *vegetace a půdní organizmy*
- *topografie*
- *čas*

Mateční hornina (půdotvorný substrát) je základním výchozím materiálem, ze kterého půda vzniká. Složení substrátu ovlivňuje rychlost tvorby půd, hloubku půdy a její zrnitostní složení. Zrnitostním složením je dále ovlivňována propustnost půdy pro vodu a vzduch a tím opět i rychlost půdotvorných procesů (Ledvina et al.,2000).

Charakter *podnebí* neboli klimatického faktoru je určen především průměrnými teplotami a jejich průběhem v roce a ročním úhrnem srážek a jejich distribucí. Vliv teplot a vlhkosti se na vzniku půd projevuje hlavně na intenzitě chemických procesů a biologické aktivitě půdy. Vedle toho se může významně uplatňovat mocnost a délka sněhové pokrývky, větrný režim a další (Tomášek, 2007).

Působení *vegetace* a činnost *půdních organizmů* souhrně nazýváme biologickým faktorem. Rostliny napomáhají zvětrávání mateční horniny, spolu s živočichy jsou dodavatelem organické hmoty, výchozího materiálu k tvorbě humusu.

Topografie - reliéf terénu ovlivňuje především ostatní půdotvorné činitele (Tomášek, 2007). V půdotvorných procesech se reliéf terénu prosazuje sklonem a tvarem svahů, expozicí svahu vůči světovým stranám, nadmořskou výškou, hloubkou podzemní vody a její dynamikou (Ledvina et al.,2000).

Vliv *času* je velmi významným činitelem. Doba působení půdotvorných procesů má vliv na zralost půd. Čím je půda starší, tím je půdní profil zpravidla lépe vyhraněn.

Za další pedogenetický faktor považuje Milerski (2005) *Podzemní vodu*. Vysoká hladina spodní vody vede k fyzikálně-chemickým a chemickým změnám a tím k uplatnění oglejení nebo glejového procesu. Vysoká vlhkost podle Tomáška (2007) zpomaluje rozklad organických látek a podporuje jejich hromadění (ulmifikace-rašelinění). Kutílek (1990) vyzdvihuje význam proudění vody v procesech vzniku půdy. V důsledku proudění vody se mohou v profilu objevovat horizonty s vysokou nebo naopak nízkou vlhkostí a půdní horizonty, které jsou po určité období plně nasycené. Tím jsou podstatně ovlivňovány procesy přeměn, oxidačně-redukční procesy, rozpouštění, srážení, poměry hydratace a hydrolyzy. Proudící voda je zároveň transportním médiem, umožňujícím pohyb rozpuštěných látek, iontů a koloidních suspenzí.

Výčet faktorů doplňuje Kabata- Pendias (2001) o *činnost člověka*. Tento faktor, oproti předcházejícím přírodním faktorům, označujeme jako antropogenní faktor. Vliv činnosti člověka na půdotvorný proces může být nepřímý nebo přímý. Mezi nepřímé vlivy lze řadit změnu původní vegetace, změnu hydrologických podmínek, vliv imisí. Přímo je půda ovlivňována především mechanickým zpracováním půdy, kultivací a hnojením.

Vzájemné působení všech faktorů, abiotických a biotických se projeví v půdotvorných procesech ovlivňujících dynamiku změn půdních vlastností.

Podle Tomáška (1995, 2007) rozlišujeme tyto základní půdotvorné procesy: *zvětrávání, humifikaci a iluviaci, oglejení a glejový proces a zasolování*.

Zvětrávání

Zvětrávání předchází vlastnímu vzniku púd a probíhá i během jejich vývoje (tzv. vnitropúdnní zvětrávání). Samotný pojem zvětrávání můžeme chápat jako proces probíhajících chemických a fyzikálních změn, při kterých dochází k rozpadu horniny.

Horniny jako výchozí materiál substrátu většiny púd vznikly za specifických fyzikálních a chemických podmínek. Jestliže se tyto podmínky změni, např. při expozici hornin do atmosféry, dochází ke snížení chemické a mechanické stability a tak podle Kutílka (1990) probíhá proces zvětrávání. Přítomnost organismů působí na intenzitu procesů přeměn, zpravidla je zvyšuje. Také složení produktů přeměn je modifikováno organizmy a produkty jejich činnosti.

Fyzikální zvětrávání je vyvoláno působením účinků tepla, větru, vegetace, vody a ledu na horniny. Při tomto typu zvětrávání dochází k rozpadu horniny fyzikálními vlivy aniž by došlo ke změně v chemickém složení (Ledvina et al., 2000). Horniny jsou tvořeny různými minerály, které mají různé albedo, hodnoty měrného tepla a různé koeficienty roztažnosti. Jsou vystaveny značným teplotním změnám. Vlivem slunečního záření dochází k zahřívání hornin, naopak v noci se především vlivem vyzařování ochlazují. Při ozáření sluncem dochází k změnám objemu jednotlivých minerálů a k velkému vnitřnímu pnutí v horninách. K rozrušení horniny dochází při dosažení kritických hodnot vytvářením nejprve jemných, později větších puklin a následným rozpadem původně kompaktní horniny (Šimek, 2005).

Vítr přispívá k fyzikálnímu zvětrávání přenášením jemných částic uvolněných zvětráváním, čímž dochází k jejich omílání a obrušování reliéfu měkkých hornin, zároveň, jak podotýká Ledvina et al. (2000), je odnášením jemnějších částic odhalován povrch horniny k dalšímu zvětrávání. Zvláště významně se vítr uplatňoval v geologické minulosti, v dobách, kdy krajina nebyla chráněna vegetací.

K zvětrávání přispívá i vegetace mechanickým působením kořenového systému.

Voda podle Šimka (2005) hraje ve většině zvětrávacích procesů významnou úlohu, a to jak z hlediska fyzikálního, tak chemického. Působí na horniny změnou svého objemu při tuhnutí, kdy při zmrznutí zvětší svůj objem o 9% a to může

vyvolávat v puklinách vyplněných vodou velké tlaky rozrušující bloky hornin. Dále působí vlivem rozpuštěných látek, obrušováním částic ve hrubých suspenzích a sunutím materiálů ať tekoucí vodou, nebo ledovcem.

Produktem fyzikálního zvětrávání jsou horniny rozpadlé na větší či menší součásti, až nakonec může vzniknout písek nebo prach.

Chemické zvětrávání mění původní chemické složení hornin. Dochází při něm až k rozkladu původních minerálů a tvorbě minerálů nových. Při chemickém zvětrávání se uplatňuje především voda, atmosférický kyslík, oxid uhličitý, rozpuštěné minerální a organické látky a menší měrou také látky vyměšované organizmy, jako např. kořenové exsudáty. Odolnost minerálů vůči zvětrávání je závislá na chemickém složení minerálů a na stavbě jejich krystalové mřížky. Minerály, které se relativně snadno rozpouštějí, také snadno zvětrávají. Na zvětrávání mají vliv také na dalších vlastnosti hornin, např. hrubozrnná hornina zvětrává intenzivněji než hornina jemnozrnná.

Mezi hlavní procesy chemického zvětrávání patří podle (Lavelle a Spain, 2001, cit. in Šimek, 2005) rozpouštění, hydrolyza, acidolýza, acido-komplexolýza, salinolýza, hydratace a oxidace.

Humifikace

Odumřelé organické látky v půdě podléhají vlivem půdní mikrofauny a mikroflóry složitým přeměnným procesům, které se obecně označují jako humifikace (Kutílek, 1990). Jde o složitý biochemický proces, jehož intenzita a charakter jsou podmíněny aktivitou mikrofauny a mikroflóry a na jehož průběhu se podílejí jak rozkladné, tak i syntetické procesy. Průběh humifikace a vlastnosti vzniklého humusu závisejí na charakteru a poměru C:N výchozí organické látky, na ekologických půdních poměrech a stavu a charakteru půdní mikrofauny a mikroflóry. Optimální průběh humifikace je také závislý na periodickém ovlhčování a vysychání a na střídání aerobního a anaerobního prostředí (Ledvina et al., 2000).

Eluviace

Tomášek (2007) specifikuje eluviaci (vyplavování, ochuzování) jako proces, při kterém dochází k přemístování jednotlivých půdních složek prosakující vodou do spodiny.

Podle intenzity pochodu můžeme eluviaci dělit na :

Vyluhování – posun rozpustných solí

(Zvláštní formou vyluhování je *slancování*, které probíhá na zasolených půdách a vyznačuje se vymýváním solí z povrchových vrstev a jejich akumulaci ve spodině).

Degradaci – posun CaCO_3

Ilimerizaci – posun jílu

Podzolizaci – posun sloučenin železa a hliníku, obvykle spolu s organickými látkami

Oglejení a glejový proces

Oglejení je proces, který probíhá v půdě při střídavém převlhčování a vysychání svrchních vrstev a je pro něj typické střídání redukčních a oxidačních pochodů.

Glejový proces probíhá při více méně trvale zvýšené hladině podzemní vody a jeho podstatou je redukce sloučenin železa, případně manganu, při současném zvýšení obsahu organických látek a rozkladu prvotních minerálů vlivem vysoké půdní kyselosti.

3.1.2 Složení půdy

Půda je polydisperzní třífázový systém, je složena z pevné, kapalné a plynné fáze (Ledvina et al., 2000).

Zastoupení jednotlivých složek může být podle Šimka (2005) značně odlišné a v čase se mění.

Pevná fáze

Pevná fáze je tvořena minerálním a organickým podílem.

Minerální podíl je považován za základní složku půdy, který vzniká zvětráváním matečné horniny. V půdě převažuje a je tvořen rozličnými anorganickými sloučeninami a částicemi různé velikosti, od velkých úlomků hornin až po koloidní částice. Velikost minerálních částic určuje půdní texturu (zrnitostní složení), na základě které určujeme půdní druhy.

Jak uvádí Ledvina et al. (2000), minerální podíl je složen z *primárních, sekundárních minerálů a amorfního podílu*.

Primární minerály pocházejí z mateční horniny, obtížně zvětrávají a tvoří zrna větší velikosti s menší povrchovou plochou. Patří sem zejména křemen, živce, pyroxeny, amfiboly, olivíny, slídy, těžké minerály a minerály metamorfického původu.

Sekundární minerály tvoří nejjemnější frakci půdy. Vznikly v průběhu půdotvorného procesu zvětráváním primárních minerálů. Jejich částice jsou převážně mikroskopických rozměrů a jsou soustředěny především v jílové a koloidní frakci. K sekundárním minerálům patří hlavně jílové minerály, oxidy a hydratované oxidy křemíku, hliníku a železa, sekundární fosfáty, karbonáty a další. Jílové minerály jsou složkou výrazně ovlivňující jak fyzikálněchemické vlastnosti půdy, poutání vody a živin, tak i fyzikální a chemické vlastnosti půdy.

Minerální půdy mají obsah organických látek nízký, jsou tvořeny především minerálními částicemi. V typické minerální půdě přibližně polovinu až dvě třetiny objemu zaujímají pevné částice. Podíl minerálních částic dosahuje 45 %, obsah organických látek nepřesahuje několik (hmotnostních) procent (Šimek 2005). Druhou polovinu až jednu třetinu vyplňují póry, asi z poloviny vyplněné vzduchem a z poloviny vodou.

Půdní organická hmota je tvořena rostlinnými a živočišnými zbytky a odumřelými buňkami mikroorganismů, které jsou v různém stádiu rozkladu a přeměny na nové látky. Má rozhodující vliv na půdní vlastnosti a tím i na půdní úrodnost (Ledvina et al., 2000).

Podle Šantrůčkové (2001) se podíl organické hmoty v půdě pohybuje v širokém rozmezí od 1% v chudých písčitých nebo intenzivně zemědělsky obhospodařovaných půdách, až po 80% v rašelinných půdách. Šimek (2005), který rovněž půdy rozlišuje na minerální a organické, uvádí za běžné hodnoty obsahu organických látek v organické půdě 15-20%, někdy i více.

Podle Šarapatky (1996) minerální půdy obvykle obsahují 1-6% organických látek a organické půdy obsahují více než 50% organických látek (objemových, tj. nejméně 20% váhových)

Šimek (2005) uvádí, že živé půdní organizmy (edafon) se obvykle do půdní organické hmoty nezahrnují, v širším smyslu ji však tvoří. Podle Ledviny et al. (2000) živé organizmy hrají významnou úlohu již od samého počátku přeměn povrchové části zemské kůry. Organizmy jsou na tomto prostředí závislé, jsou jím ovlivňovány a zároveň na něj zpětně působí. Kabata-Pendias (2001) zmiňuje signifikantní roli živých organismů a jejich produktů v samotném vzniku půd a procesu zvětrávání. Dále dodává, že kvůli své citlivosti ke zvýšení hladin stopových prvků jsou zároveň ukazateli znečištění půdy.

Půdní organizmy jsou nezastupitelnou, unikátní, velice rozmanitou a nejdynamičtější půdní složkou.

Šimek (2005) doplňuje, že bez organismů půda přestává být půdou a stává se pouhým substrátem.

V půdě se vyskytují organizmy s příslušností k rostlinné říši – fytoedafon nebo k živočišné říši – zooedafon.

Podle velikosti můžeme rozdělit edafon na:

mikroedafon (menší než 0,2 mm) – bakterie, aktinomycety, řasy, většina hub a prvoci

Bakterie spolu s houbami a aktinomycetami se řadí mezi nejvýznamnější rozkladače organické hmoty. Rozkladem organické hmoty na jednodušší látky, které dále mineralizují, zajišťují přijatelnou formu živin rostlinám. Biomasa bakterií (do hloubky 30 cm) může dosahovat od několika set kilogramů až po pět tun na hektar. Hmotnost biomasy řas činí 50-600 kg na hektar, hmotnost biomasy hub se pohybuje podle Ledviny et al.(2000) od 1 do 10 tun na hektar a hmotnost biomasy prvoků uvádí mezi 15 a 75 kg.

mezoedafon (0,2-2 mm) – některé houby, většina chvostoskoků, roztočů a menší hmyz

makroedafon (2-20 mm) – rouspice, hmyz, mnohonožky, stonožky, pavouci měkkýši

megaedafon (větší než 20 mm) – žížaly a obratlovci (např. krtci, hraboši)

Žížaly představují podle Ledviny et al. (2000) nezastupitelnou složku půdních organizmů, jejich význam spočívá především v transformaci organických látek v půdě. Pevná organická hmota kořínků a částí rostlin je v počátečním stádiu rozkladu nejprve rozmělněna a poté zpracována pomocí enzymů v zaživacím traktu žížal, kde zároveň dochází k jejímu promíchávání s anorganickými látkami a obalování částeczek organické hmoty jíly (Frouz, 2010). K dalším vlastnostem žížal náleží prokypřování půdy, vytváření kapilár pro zadržování vody a vynášení částic z hlouběji ležících horizontů k povrchu půdy. Udává se, že v našich půdách se vyskytuje přes 30 druhů žížal a jejich biomasa dosahuje až 4 tun na hektar (Ledvina et al., 2000).

Kapalná fáze

Půdní voda představuje kapalnou fázi půdy. Ve skutečnosti se jedná o vodný roztok nejrůznějších minerálních a organických látek, který zabezpečuje zásobování rostlin vodou a živinami. Půdní roztok je prostředím, ve kterém žijí bakterie, aktinomycety a prvoci a současně z něj čerpají rozpuštěné organické a minerální látky, které jsou jejich potravou. Rostliny, houby a mikrofauna nepotřebují vodu jako své životní prostředí, ale potřebují ji pro svůj metabolismus a mohou přijímat jen ty minerální látky, které jsou ve vodě rozpuštěné.

Půdní vodu dělíme na gravitační vodu a kapilární vodu.

Gravitační voda podléhá zemské gravitaci, vsakuje póry většími než 0,2 mm směrem do hloubky. V lehčích, písčítých půdách vsakuje půdní voda až po nepropustnou vrstvu, nad kterou může vytvářet podzemní vodu. V těžších půdách vsakuje půda pomaleji a částečně proniká do kapilárních pórů.

Kapilární voda se udržuje v kapilárních pórech, které jsou menší než 0,2 mm. Čím jsou póry menší, tím se jimi voda pohybuje pomaleji, zato ale dále nebo výše. Kapilární voda se může pohybovat všemi směry, a to vždy z místa vlhčího k místu suššímu. Je zdrojem živin pro rostliny, neboť je v kapilárách poutána velmi slabě.

Plynná fáze

Půdní vzduch představuje plynnou fázi půdy, která vyplňuje póry bez vody. Hlavními plyny půdního vzduchu jsou, tak jako v okolní atmosféře, dusík (N_2), kyslík (O_2), oxid uhličitý (CO_2) a vodní páry.

V jílovitých a zaplavených půdách, díky nedostatečnému provzdušnění, v blízkosti kořenů nebo v důsledku rozkladu organických látek mikroorganismy se koncentrace CO_2 může zvyšovat až na 12 objemových procent (Šantrůčková, 2001). Šimek (2005) poukazuje na velkou proměnlivost zastoupení CO_2 v půdním vzduchu od obvyklých 0,1-5% až po extrémních 50 % objemových. Nejvyšších koncentrací je dosahováno v období zvýšené vlhkosti a teploty. V zaplavených, teplých půdách se dále mohou hromadit těkavé organické látky a metan nebo sirovodík.

Zastoupení kyslíku O_2 je v půdním vzduchu oproti atmosférickému nižší, pohybuje se v rozmezí 10-20% a většinou s hloubkou půdy se snižuje. Zajišťuje dýchání všech půdních organismů, dále slouží k oxidaci jak organických, tak minerálních látek.

Při dostatečném provzdušnění půdy probíhá zvýšená biologická aktivita a tím i uvolňování živin mineralizací organických látek.

3.1.3 Půdní vlastnosti

Podle Šimka et al. (1998) lze půdní vlastnosti z časového hlediska dělit na vlastnosti relativně stabilní a dynamické.

Za relativně stabilní lze označit půdní profil, zrnitostní složení, složení jílových minerálů atd.

Ke změnám těchto vlastností dochází, v případě, že změny nejsou způsobeny přírodní katastrofou či zásahem člověka, v horizontu stovek let. Vlastnosti dynamické, jsou takové, u nichž dochází ke změnám v průběhu dne, sezóny, popř. roku. K nim patří zejména obsah vody, teplota, obsah solí v půdním roztoku, množství a druhy mikroorganismů, reakce půdy a mnoho dalších.

Šimek (2005) uvádí obvyklé dělení vlastností půdy na fyzikální, chemické a biologické.

K významným fyzikálním vlastnostem půd podle Šimka (2005) patří:

- *textura* (zrnitostní složení půd, na základě zastoupení jednotlivých velikostních frakcí v minerálním podílu se rozlišují půdní druhy)
- *struktura* (prostorové uspořádání částic v půdě, velikost a tvar agregátů, tvar a rozmístění půdních pórů)
- *specifická hmotnost půdních částic*
- *barva a teplota a vlhkost půdy*
- *koheze* (soudržnost půdních částic)
- *adheze* (přilnavost, lepivost půdních částic)

K chemickým vlastnostem půd patří:

- *minerální složení půdy* (včetně obsahu jílových minerálů)
- *elementární složení půdy* (obsah jednotlivých prvků v pevné složce půdy)
- *složení půdního vzduchu a složení půdního roztoku*
- *obsah a složení půdní organické hmoty*

Za biologické vlastnosti půd se považují rozličné charakteristiky společenstev půdních organismů a biologických procesů (struktura složení půdního mikrobiálního společenstva, početnost a aktivity jednotlivých skupin organismů, rychlost respirace a další).

Půdní úrodnost

Půdní úrodnost nelze podle Richtera (1995) charakterizovat jedním nebo několika vlastnostmi, ale je výsledkem složitého souboru znaků, které se navzájem ovlivňují. Půdní úrodnost považuje Ledvina et al.(2000) za hlavní kvalitativní znak půdy, který odlišuje půdu od horniny. Jde o komplexní, dynamickou vlastnost, závislou na řadě vlastností fyzikálních, chemických a biologických, které půda získává v průběhu svého vzniku a vývoje. Úrodnost definuje její schopností zajišťovat život vyšších zelených rostlin, které zužitkovávají energii slunečního záření. Tomášek (2007) vyzdvihuje půdní úrodnost jako zásadní a nejdůležitější vlastnost půdy pro člověka, tedy schopnost zabezpečovat nezbytnými podmínkami, zejména vodou a živinami, existenci a reprodukci rostlin a v závislosti na nich i živočichů a lidí.

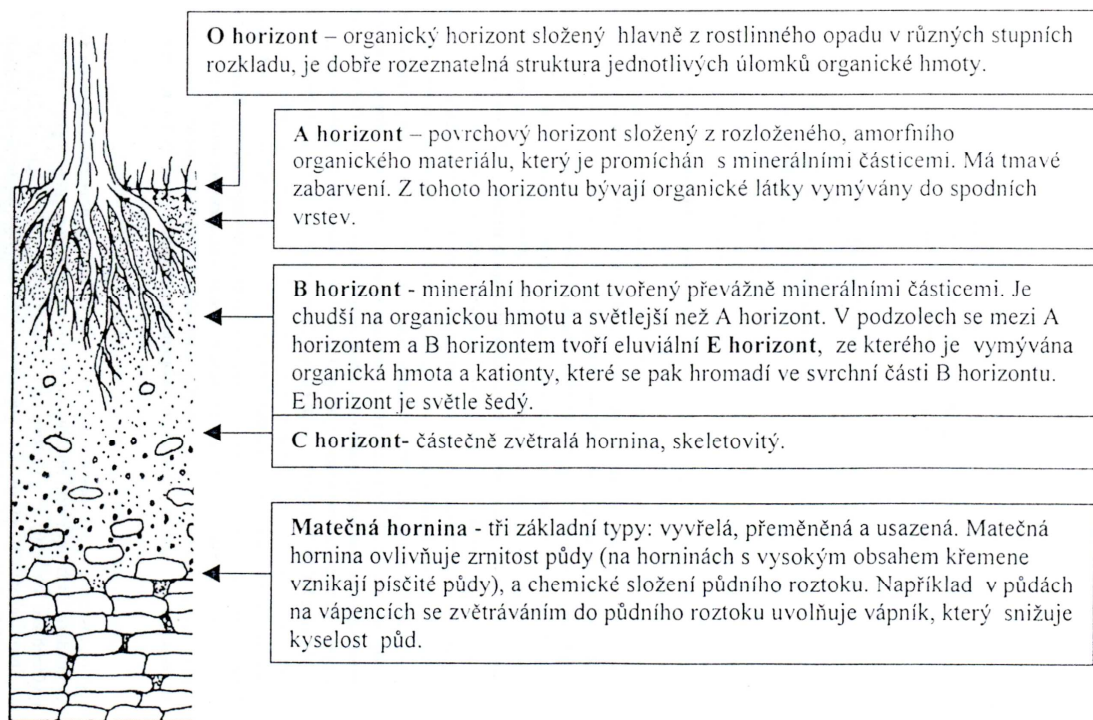
3.1.4 Půdní horizonty

V průběhu půdotvorného procesu dochází podle Šantrůčkové (2001) vytvořením horizontů (různě barevných půdních vrstev) k vertikálnímu rozlišení půdy. Takto vzniklý půdní profil umožňuje definovat půdní typy, pro které jsou jednotlivé horizonty charakteristické. Základní typy půd na území České republiky jsou zobrazeny na obrázku č. 2.

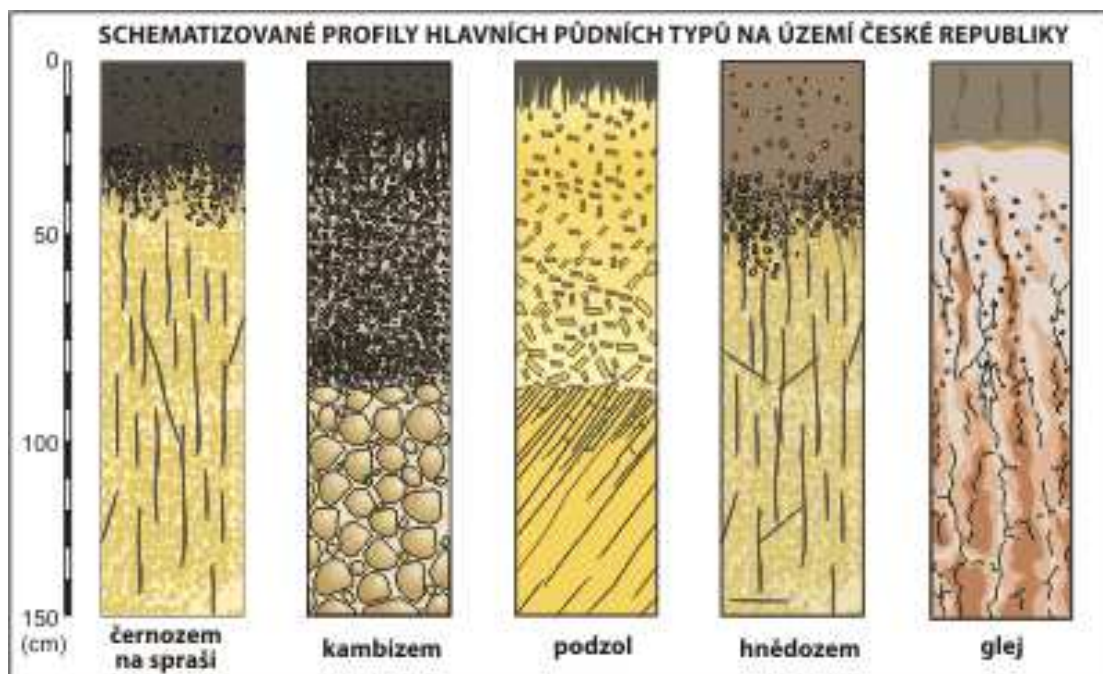
Hloubka půdního profilu obvykle činí podle Tomáška (2007) 120 až 150 cm. Vysvětluje ji jako hloubku, kam až zasahují půdotvorné procesy.

Na obrázku č. 1 jsou znázorněny jednotlivé horizonty v půdním profilu. Svrchní organický horizont (O-horizont) vzniká na povrchu minerální půdy hromaděním zbytků rostlin, exkrementů a mrtvých těl drobných živočichů. Organický horizont dále rozdělujeme na opad (L), poměrně ještě nerozloženou organickou hmotu, fermentační (F) a humusovou (H) vrstvu, v které se nachází již dobře rozložená organická hmota.

A-horizont neboli eluviální horizont, je zóna vymývání. Zóna ve které jsou minerální látky rozpouštěny a vymývány vodou do spodních horizontů. Dělí se na další dílčí horizonty, např. A0, A1, A2. V B-horizontu (iluviálním horizontu) se akumulují látky vyplavované z A-horizontu. C-horizont je zóna zvětrávání, která přechází v nedotčenou mateční horninu, D-horizont (Forman, Gordon, 1993)



Obrázek 1: Znázornění jednotlivých horizontů v půdním profilu (převzato od Šantrůčkové, 2001)



Obrázek 2: Názorné vyobrazení hlavních půdních typů na území České republiky (převzato od: <http://www.geology.cz>, staženo dne 20.2.2013)

Šantrůčková, (2001) uvádí, že organický horizont, v závislosti na složení vegetace, klimatických podmínkách prostředí a na složení půdotvorného substrátu, se utváří v různé kvalitě. Podle kvality organické hmoty rozlišujeme tři základní kategorie: mor, moder, mull. Tomášek (2007) zmiňuje i čtvrtou kategorii, litter.

Litter (opadanka)

- je tvořen jehličím, listím, větvičkami, zbytky rostlin bez podstatnějšího rozkladu

Mor (surový humus)

- tvoří ho rostlinné zbytky, okem stále dobře rozeznatelné
- vzniká za nepříznivých podmínek pro rozklad a přeměnu organických látek, na rozkladu organické hmoty se podílejí zejména plísňe a houby
- je obvyklý v polohách s chladným a vlhkým klimatem
- vyskytuje se pod jehličnatými porosty

Moder (drť)

- je přechodnou formou nadložního humusu mezi mullem a morem, obsahuje organické zbytky již částečně rozložené
- tvoří se v příznivějších klimatických a půdních podmínkách než u moru
- přeměna organické hmoty probíhá v kyseljším prostředí za účasti zooedafonu
- vyskytuje se pod listnatými a jehličnato-listnatými porosty

Mull (měl)

- obsahuje organické látky, které prošly humifikačními procesy
- vzniká za příznivých podmínek pro rozklad a přeměnu organických látek
- vyskytuje se převážně pod listnatými porosty, v mírném až teplém klimatu

3.1.5 Půdní druhy

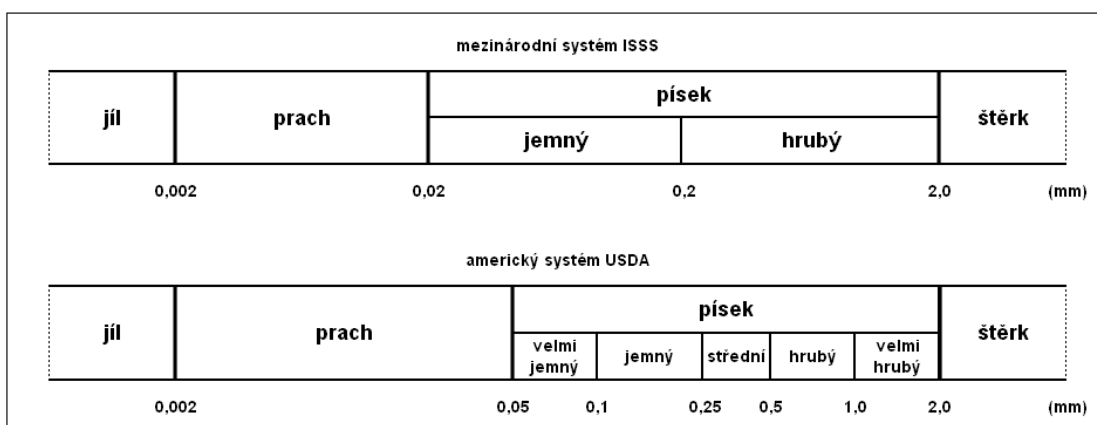
Zrnitostní složení půd, určené podílových zastoupením různých velikostních frakcí půdních částic, patří k základním půdním charakteristikám. Pro praktické hodnocení půd, rozlišujeme dvě složky půd a to jemnozem půdy, která je tvořena částicemi s velikostí pod 2mm a skelet, tvořený částicemi většími než 2mm. Jednotlivé velikostní kategorie půdních částic uvádí obrázek 3.

Skelet se dále dělí na:

- hrubý písek: 2-4 mm
- štěrk: 4-30 mm
- kameny: nad 30 mm (Ledvina et al. 2000)

U jemnozemě rozlišujeme tyto zrnitostní kategorie:

- | | | |
|--------------------|--------------------------|---------------|
| - jílnaté částice | - jílnatý: | pod 0,001 mm |
| | - jemný a střední prach: | 0,001-0,01 mm |
| - prachové částice | - hrubý prach: | 0,01-0,05 mm |
| - práškový písek | - jemný písek: | 0,05-0,25 mm |
| - písek | - střední písek: | 0,25-2 mm |



Obrázek 3: Velikostní kategorie půdních minerálních částic podle dvou nejpoužívanějších klasifikačních systémů, ISSS (International Society of Soil Science) a USDA (United States Department of Agriculture). Tyto systémy používají rozdílné názvosloví jednotlivých frakcí písku, ale liší se také velikostní hranicí mezi prachem a pískem (upraveno podle Bradyho 2002, Šimka 2005)

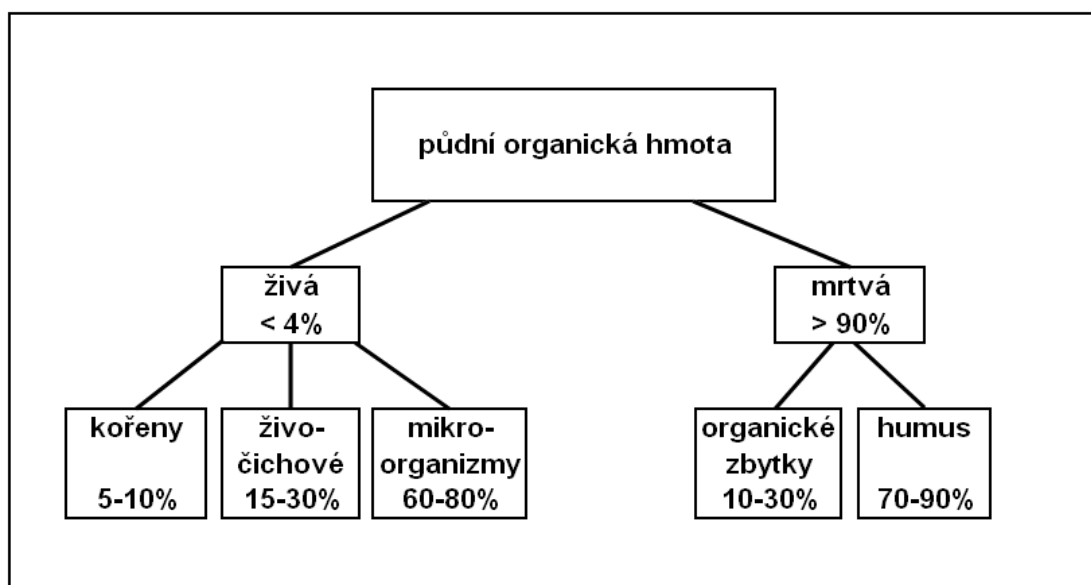
Na základě obsahu jílnatých částic, tj. částic menších 0,01 mm se určují půdní druhy:

- půda písčítá: méně než 10 % jílnatých částic
- půda hlinitopísčítá: 10-20 % jílnatých částic
- půda písčitohlinitá: 20-30 % jílnatých částic
- půda hlinitá: 30-45 % jílnatých částic
- půda jílovitohlinitá 45-60 % jílnatých částic
- půda jílovitá 60-75 % jílnatých částic
- jíl nad 75 % jílnatých částic

Půdy s vyšším obsahem jílu mají schopnost poutat vyšší množství živin a jsou odolnější proti jejich ztrátám vyplavováním. Jejich nevýhodou je, že se snadno zamokří a jsou citlivé na utužení. Pro nedostatek kyslíku jsou biologicky méně aktivní, jsou to půdy studené, málo záhřevné. Písčité půdy jsou rychle vysychavé a jsou chudé na živiny, které se snadno vymývají (Šantrůčková, 2001).

3.2 Půdní organická hmota

Ledvina et al. (2000) rozumí pod pojmem půdní organické hmoty, soubor všech neživých organických látek, nacházející se v půdě či na jejím povrchu. Má různou podobu od rozkládajícího se listu až po humusové látky vázané na jílové minerály (Frouz, 2010). Podíl jednotlivých složek podle Šimka (2003) znázorňuje obrázek 5. V půdní organické hmotě dochází k nepřetržitým transformačním pochodům, které vedou k neustálým změnám jejího složení. Množství a složení organické hmoty v půdě ovlivňuje řadu půdních vlastností, jako je pH, tepelný režim, tak i schopnost zadržovat vodu a živiny.



Obrázek 4: Rozdělení organické hmoty v půdě (hmotnostní %), převzato od Šimka (2003)

Rozlišujeme dvě základní kategorie půdní organické hmoty: *humusotvorný materiál* a *humus*

Humusotvorný materiál

Jedná se o organickou hmotu, která doposud nepodlehla rozkladným procesům. Řadíme sem čerstvě odumřelé rostliny či jejich části, živočichy a mikroorganismy včetně jejich produktů metabolismu. Podle Ledviny et al. (2000) zaujímá *humusotvorný materiál* z celkového organického podílu 10-15%.

Humus

Část rostlinných a živočišných zbytků, Ledvina et al.(2000) uvádí víc než polovinu humusotvorného materiálu, podléhá za účasti mikroorganismů procesu mineralizace na konečné produkty vodu, oxid uhličitý, amoniak a další živiny (Richter, 1996). Zároveň s těmito rozkladnými procesy probíhá v půdě formou humifikace také tvorba nových, často velmi složitých, organických nebo organominerálních látek, nazývaných *látky humusové*. Z celkové obsahu organických látek představují humusové látky 85-90%.

Šimek (2003) definuje humus jako směs rezistentních hnědých a tmavě hnědých amorfních a koloidních vysokomolekulárních organických látek charakteru

kyselin, která vzniká mikrobiálním rozkladem a syntézou a má chemické a fyzikální vlastnosti velmi důležité pro půdu a rostliny.

Ledvina et al.(2000), Kabata-Pendias (2001) rozdělují humusové látky na základě odolnosti k mikrobiálnímu rozkladu a rozpustnosti v kyselinách a zásadách na:

fulvokyseliny – jsou rozpustné ve vodě i kyselinách, jsou nejméně odolné k mikrobiálnímu rozkladu, vyskytují se zejména v chudých kyselých půdách s nízkou biologickou aktivitu

humínové kyseliny – jsou nejkvalitnější složkou humusových látek, jsou rozpustné v zásadách, vyskytují se v slabě kyselé a neutrální půdě s vysokou biologickou aktivitou

humíny – jedná se v podstatě o humínové kyseliny pevně vázané na minerální podíl půdy, jsou velmi odolné vůči kyselinám, zásadám i mikroorganizmům, vyskytují se ve všech půdách

3.3 Uhlík

Uhlík představuje základní složku veškeré organické hmoty, která je hlavním předpokladem půdní úrodnosti a zásadní měrou podmiňuje produkční i mimoprodukční funkce půdy. Uhlík je jeden z nejdůležitějších prvků na Zemi (Šimek, 2005). Podle Bradyho et al. (2002) je uhlík základem všeho živého, je součástí těl rostlin i živočichů, je hlavní součástí metabolismu celé planety.

Uhlík se na Zemi vyskytuje nejen jako volný prvek (grafit, diamant), ale i ve sloučeninách (hlavně v uhličitanech Ca, Mg a Fe), ve formě oxidu uhličitého (CO₂), methanu (CH₄), oxidu uhelnatého (CO) a dalších.

Oxid uhličitý je podle Šimka (2003) nejvýznamnější sloučeninou uhlíku. Přenos uhlíku mezi hlavními aktivními zásobníky (mezi atmosférou, hydrosférou a organizmy) se uskutečňuje především ve formě CO₂. Základní složku ekosystémů, která propojuje biotické a abiotické složky uhlíkového cyklu, představují autotrofní rostliny. Rostliny odebírají při fotosyntetických procesech uhlík z atmosféry, ten je

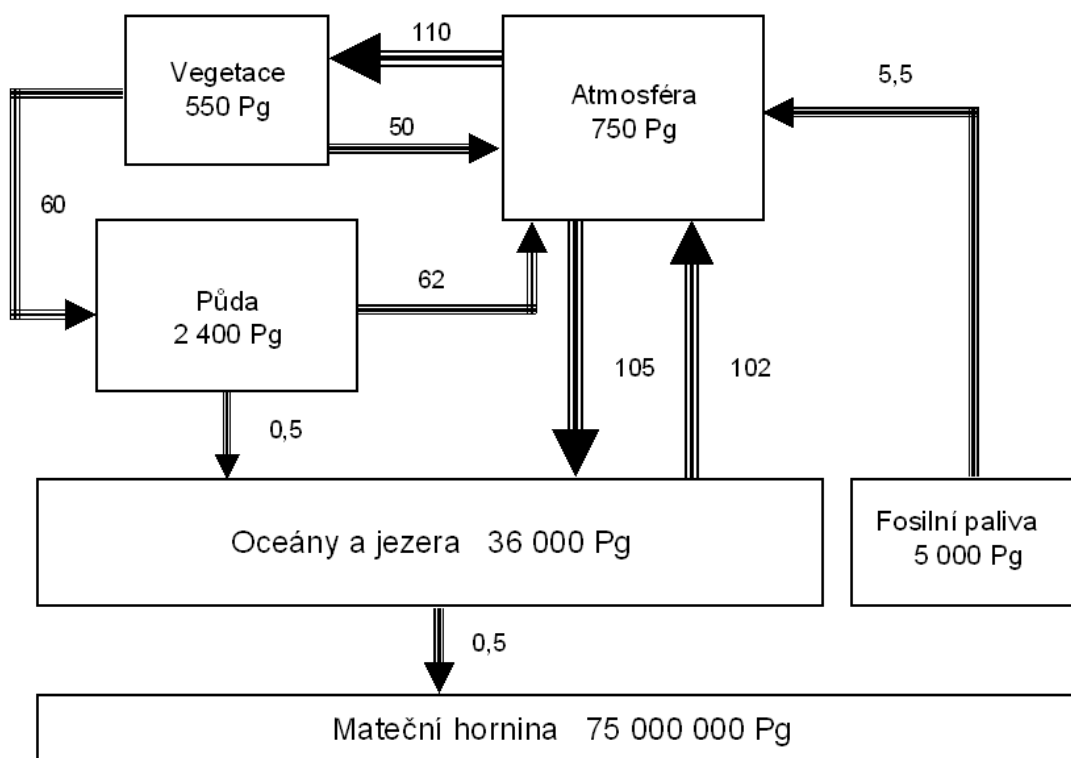
zabudován do organického skeletu organických sloučenin, tvořících biomasu (Marek, 2011).

3.3.1 Koloběh uhlíku na Zemi

Množství uhlíku je podle Nátra (2005) v různých částech Země následující. Terestrické ekosystémy obsahují ve své biomase 500 Pg uhlíku (1 Petagram je 10^{15} g neboli miliarda tun). Jedna tuna C odpovídá 2,5 tuny sušiny, neboť biomasa obsahuje v průměru asi 40% uhlíku.

V půdní organické hmotě je asi 2000 Pg C. Z toho v půdní organické hmotě mokřadních ekosystémů, jak uvádějí Wen-Ju Zhang et al., (2008), kteří se zabývali sekvestrací uhlíku v mokřadech, je uloženo 225 Pg uhlíku. Značné zastoupení uhlíku je v oceánech a to kolem 39000 Pg C, přičemž pouze 1000 Pg C je ve svrchních vrstvách, zatímco většina je uložena ve velkých hloubkách. V biomase mořských rostlin je uloženo jen 3 Pg uhlíku.

V atmosféře je podle Nátra (2005) při koncentraci CO_2 , odpovídající 370 ppm, 785 Pg C. Jak je dokumentováno na obrázku 4, uváděl Batjes (1996), cit in. Brady (2002) množství uhlíku v atmosféře 750 Pg.



Obrázek 5: Globální cyklus uhlíku, upraveno podle Batjese (1996), cit in. Brady (2002), čísla v rámečcích = množství akumulovaného uhlíku [x 10¹⁵g], čísla u šipek = tok uhlíku [x 10¹⁵g /rok]

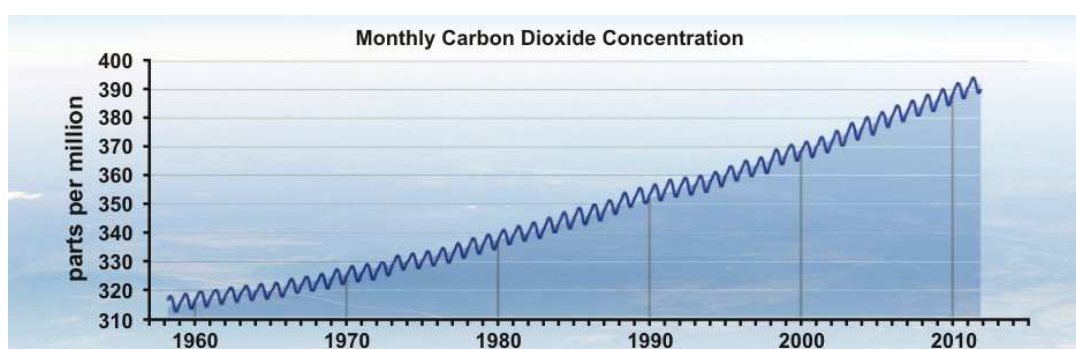
Atmosférický CO₂ je fixován suchozemskými rostlinami ve fotosyntéze v množství 120 Pg C ročně, z čehož polovina vytvořených organických látek je opět vydána dýcháním rostlin (60 Pg C ročně), takže čistá primární produkce terestrických rostlin je asi 60 Pg C ročně. Obdobné množství uhlíku z organických látek je ročně prodýcháno půdními a jinými organizmy.

Výměna CO₂ mezi atmosférou a oceány je ještě větší. Fixací mořského fytoplanktonu a zejména fyzikálním rozpouštěním v horních vrstvách oceánů je ročně poutáno kolem 90 Pg C. Z toho množství se asi 88 Pg C opětovně vrací do atmosféry.

Změny v koncentraci CO₂ v atmosféře představují zvyšování o 1 až 2 ppm ročně (dle zprávy IPCC o 1,5 ppm ročně v průběhu dvou uplynulých dekad, meziroční kolísání této hodnoty se pohybovalo od 0,9 ppm až po 2,8 ppm). V průběhu posledních dvou století zvýšené uvolňování CO₂ do atmosféry vlivem změn využívání pevnin člověkem (odlesňování, vysušování mokřadů, zavádění intenzivního zemědělství, budování staveb apod.) dosahovalo asi 2 Pg C ročně. Další příčinou zvyšování koncentrace CO₂ je spalování fosilních paliv.

Do začátku 20. století se emise pohybovaly kolem 1 Pg C ročně. Od té doby nepřetržitě rostou a dosahují 7 Pg C ročně (Nátr, 2005). Trend zvyšování koncentrace oxidu uhličitého znázorňuje obrázek 5. Pokud by se spálily pouze dosud známé zásoby uhlí, dosáhla by atmosférická koncentrace CO₂ hodnoty 2000 ppm.

Oxid uhličitý je považován za nejvýznamnější skleníkový plyn, jenž se podílí z 50% na globálním oteplování. Příspěvek druhého nejdůležitějšího skleníkového plynu metanu činí podle Hütsche (2001) 20%. Ačkoli jeho koncentrace dosahují 1,7-1,9 ppm jeho zodpovědnost na skleníkovém efektu spočívá v 32 krát vyšší schopnosti absorbovat infračervené záření než je tomu u oxidu uhličitého.



Obrázek 6: Atmosférické koncentrace CO₂, měřeno na observatoři Mauna Loa na Havaji. Podle <http://cdiac.ornl.gov>, staženo 21.2.2013

3.3.2 Půdní uhlík

Půda obsahuje přibližně třikrát víc uhlíku, než je obsaženo v atmosféře. V přepočtu na jeden hektar jsou v půdách uloženy desítky až stovky tun organického uhlíku (Jůzl et al., 2005). Toto uložení uhlíku v půdě je označováno jako sekvestrace uhlíku. Zatímco měření koncentrací uhlíku v atmosféře je, se současnou měřicí technikou, poměrně přesné, zjišťování, kolik uhlíku je v půdách, je zatíženo velkými nejistotami. Podle Šimka (2003) zaujímá uhlík, kolem 60 hmotnostních procent z půdní organické hmoty. Jeho stanovení však není jednoduché. Přibližný obsah se stanoví, jestliže obsah organické hmoty vydělíme standardně používaným van Bemmelenovým konverzním faktorem 1,724 (Šimek, 2003).

3.4 Mokřady

Na zemi existuje velké množství různých typů prostředí (Šimek, 2003). Tyto můžeme v zásadě rozdělit na dva hlavní typy, vodní a suchozemský. Přejídným typem prostředí mezi vodními a suchozemskými typy jsou mokřady.

Mokřady mají v přírodě nezastupitelné místo, jsou druhově bohatým ekosystémem s výskytem i kriticky ohrožených druhů rostlin a živočichů (Kuncová, 2009). Kvůli své vysoké citlivosti na narušení a potřebě ochrany, vstoupila v platnost v roce 1975 Ramsarská úmluva o mokřadech, jež vytváří rámec pro celosvětovou ochranu a rozumné využívání všech typů mokřadů. Povinností každé smluvní strany Ramsarské úmluvy je zajistit adekvátní ochranu a rozumné využívání mokřadů na svém území. Ramsarskou úmluvou je mokřad definován jako: „území bažin, slatin, rašelinišť i území pokrytá vodou, přirozeně i uměle vytvořená, trvalá či dočasná, s vodou stojatou či tekoucí, sladkou, brakickou či slanou, včetně území s mořskou vodou, jejíž hloubka při odlivu nepřesahuje šest metrů“ (http://mzp.cz/cz/ramsarska_uumluva_o_mokradech) Pro potřeby České republiky se mokřadem rozumí zejména: rašeliniště a slatiniště, rybníky, soustavy rybníků, lužní lesy, nivy řek, mrtvá ramena, tůně, zaplavované nebo mokré louky, rákosiny, ostřicové louky, prameny, prameniště, toky a jejich úseky, jiné vodní a bažinné biotopy, údolní nádrže, zatopené lomy, šterkovny, písčkovny, horská jezera, slaniska (http://mzp.cz/cz/ramsarska_uumluva_o_mokradech).

Všeobecně lze mokřady charakterizovat, jako oblasti, kde povahu půdy, typy fauny a flóry v nich žijící, určuje saturace (nasyčení) půdy vodou. Mokřadní půda je většinou označována jako hydrická. Saturování půdy až k povrchu nebo permanentní či periodické zaplavení půdy vodou, je typickým společným znakem mokřadů. Podle Schlesingera (1997) jsou mokřady místem výrazné akumulace živin.

Jak dodávají Mitsch a Gosselink (1986), cit in. Vymazal (1995) většina definic mokřadů obsahuje tři základní pravidla:

1. Mokřady jsou určeny přítomností vody
2. Mokřady mají specifické půdy, odlišující se od půd suchozemských systémů

3. Mokřady podporují růst vegetace přizpůsobené saturaci půdy vodou, tzv. hydrofytní druhy a naopak jsou charakterizovány nepřítomností rostlin netolerantních k zatopení.

3.4.1 Uhlík v mokřadech

Mokřady hrají důležitou roli v globálním cyklu uhlíku (Wen-Ju Zhang et al., 2008). Jsou schopny akumulovat nebo produkovat oxid uhličitý, tím přímo ovlivňovat koncentrace oxidu uhličitého v atmosféře. V pojetí skleníkového efektu je přisuzována i negativní úloha, neboť uvolňují metan (Schlesinger, 1997). Wen-Ju Zhang et al., (2008), kteří se zabývali ukládáním uhlíku v mokřadech, odhadují celkové zásoby uhlíku v mokřadních ekosystémech na Zemi ve výši přibližně 20-25% z celkového objemu v pozemských půdách, tj. 225 Pg uhlíku.

V mokřadních půdách převažují anaerobní podmínky, způsobené saturací a zaplavení vodou. Nadbytek vody má vliv na fyzikální i chemické změny v půdě a hydrologický režim v mokřadech se pohybuje od téměř stálé saturace k občasnému zaplavení. Nejvýznamnější vliv zaplavení na půdní systém je jeho izolování od atmosférického kyslíku, čímž se systém mění z aerobního a oxidačního na anaerobní a redukční (Faulkner a Richardson, 1989, cit in. Vymazal, 1995). Kyslík je v mokřadních půdách limitující faktor dekompozice, která probíhá v aerobní vrstvě těsně pod povrchem a v blízkosti mokřadních rostlin. V případě, že dojde k poklesu vodní hladiny, okysličení vrstev půdy nad vodou má za následek urychlení dekompozice organické hmoty. To se projevuje v koloběhu uhlíku především jako únik CO₂ do atmosféry. Naopak v podmínkách zaplavení je rychlost mineralizace organického uhlíku vlivem anoxie nižší a část uhlíku je do ovzduší emitována jako metan (Vymazal, 1995). Metan je produkován v mokřadech skupinou metanogenních bakterií. V aerobních podmínkách je metan podle Hütsche (2001) metanotrofními bakteriemi oxidován na CO₂. Holzapfel-Pschorn et al. (1986), cit in. Vymazal (1995) uvádějí, že v zaplavených půdách bez vegetace je přibližně 35% produkovaného metanu uvolněno do atmosféry. V zaplavených půdách přítomnost rostlin sice podporuje vznik metanu, ale zároveň v kořenové zóně rostlin dochází k jeho oxidování. To má za následek, že z půd porostlých vegetací je do ovzduší uvolňováno pouze přibližně 23% produkovaného metanu.

Transport metanu do ovzduší je zajišťován ebulicí (vyubláváním) nebo v závislosti na hustotě a stavu rostlinného společenstva, transportem rostlinami.

3.5 Mokrý Louky u Třeboně

„Mokrý Louky“ je označení oblasti na východním okraji Třeboně prostírající se v širokém pruhu od Zámeckého polesí směrem k rybníku Rožmberk. Jedná se o plochu sníženinu o rozloze kolem 450 ha, překrytou vrstvou humolitů, které se v holocénu tvořily z přirozeně konzervovaných zbytků slatinišť, olšin a vrchovišť (Jeník, Květ, 1983).

Studovaná lokalita se nachází v nejsevernější části Mokřých Luk, ve výtopě rybníku Rožmberk (obrázek č. 8).



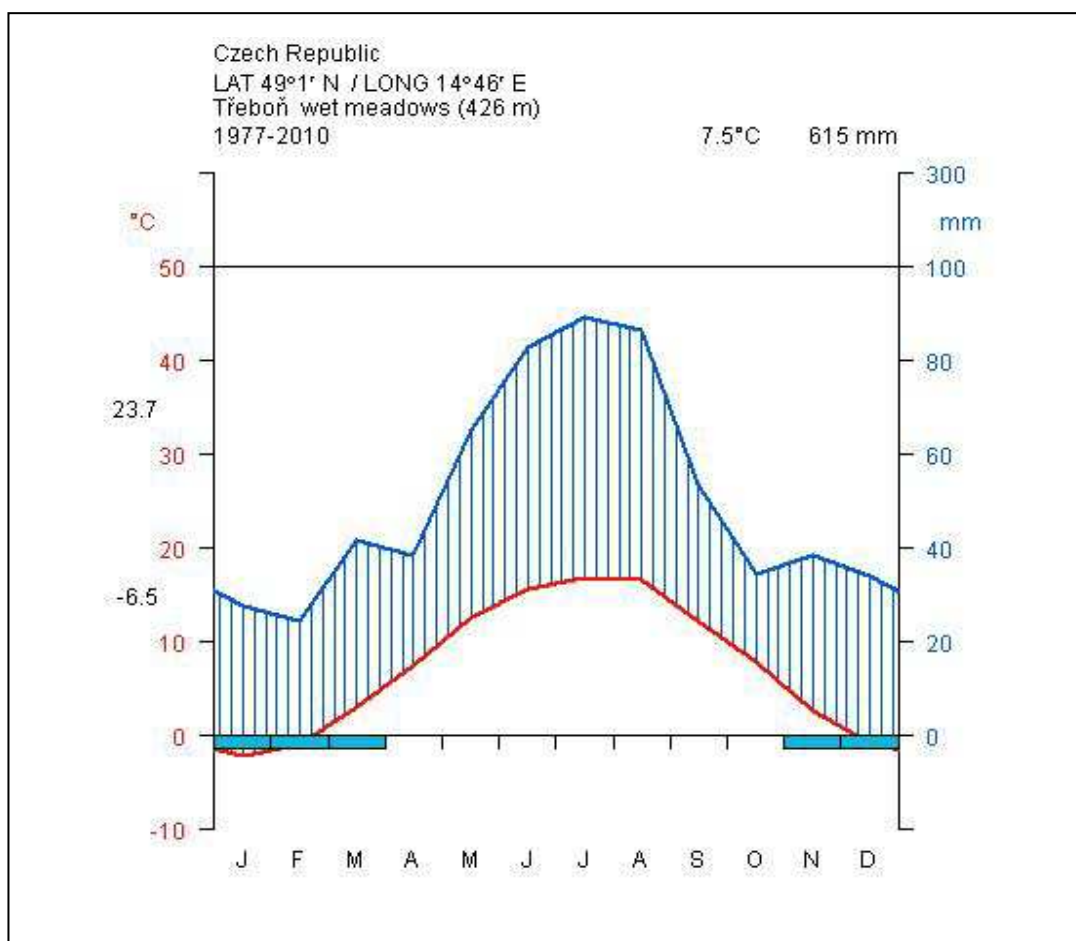
Obrázek č. 8: Mapa studované lokality (upraveno podle <http://www.mapy.cz>, foto Martin Vavera, 17.5.2011)

Místo lze vymezit souřadnicemi $14^{\circ}46'20''$ východní délky a $49^{\circ}01'30''$ severní šířky a průměrnou nadmořskou výškou 426,5 m. Hladina rybníku Rožmberk byla po jeho napuštění zpočátku držena na kótě 427,5 m, vytvářela na místě studované lokality mohutnou zátoku dosahující až k okraji Třeboně. Kolem roku 1620 byla hospodářská hladina Rožmberka snížena na úroveň 426 m. Poté se oblast lokality vyvíjela od ekosystému rybníčního dna ke slatiništím, vrbinám a olšinám (Jeník, Květ, 1983).

V současnosti se jedná o opakovaně zaplavovanou oblast (Obrazová příloha, obrázek č. 10) pod stálým vlivem přilehlého toku Prostřední stoky, kde dlouhodobě probíhá intenzivní vědecký výzkum, jehož cílem je objasnit vztahy mezi biotopem a organizmy v podmínkách dlouhodobého zamokření a studium toků látek a energií v prostředí. K zaplavení lokality dochází zpravidla v jarním období, při tání sněhu, v případě vydatných letních srážek a na podzim v období výlovů, kdy z výše položených rybníků je vypouštěna voda a stokami je přiváděna na lokalitu. Tato lokalita, na rozdíl od zbytku Mokřých Luk, není zemědělsky využívána.

V současné době je na výzkumné ploše v provozu stanice Centra výzkumu globální změny AV ČR, v.v.i. (Obrazová příloha, obrázek č. 11) s kontinuálním měřením hlavních meteorologických charakteristik (teplota vzduchu, vlhkost vzduchu, teplota půdy, srážky, směr a rychlost větru, hladina spodní vody aj.). Jsou zde umístěny přístroje pro měření toků CO₂ a vodní páry mezi studovaným ekosystémem a atmosférou metodou výřivé kovariance (eddy-kovariance) analyzátozem plynů Licor 7200 (LI-COR, Lincoln, Nebraska USA) a měření emisí metanu LGR (Los Gatos Research, Mountain View, CA USA). Na obrázku č. 7 je klimadiagram vycházející z dlouhodobého měření srážek a teplot na lokalitě (Přibáň et al., 1992, Květ et al., 2002, Dušek et al., 2010).

Vegetační pokryv lokality tvoří převážně společenstva specifického typu mokřadní vegetace asociace *Caricetum gracilis* (Mokřadní vegetace s ostřicí štíhlou), zastoupená zejména Ostřicí štíhlou (*Carex acuta*) (Obrazová příloha, obrázek č. 12), Třtinou šedavou (*Calamagrostis canescens*), Chrasticí rákosovitou (*Phalaris arundinacea*), Zblochanem vodním (*Clyceria maxima*) a Puškvorcem obecným (*Acorus talamus*) (Dušek et al., 2010, Chytrý, 2011).



Obrázek č. 7: Klimadiagram podle Waltera a Leitha (1960) z meteorologické stanice v mokřadním ostřicovém porostu na základě údajů 1977 - 2010. Datová sada pro 1977-2002 je založena na dlouhodobém sledování klimatických podmínek na Mokřích Loukách u Třeboně (Přibáň et al., 1992, Květ et al., 2002), na kterou navazuje datový set meteorologických hodnot z 2002-2010, měřený Centrem výzkumu globální změny AV ČR, v.v.i. (Dušek et al., 2010).

4. METODIKA

4.1 Odběr a zpracování vzorků

Nejprve bylo zapotřebí rozvrhnout síť vzorkovacích sond. Byl vytyčen transekt ve tvaru čtverce o rozměrech 50x50m. V rozích čtverce byly zaraženy ocelové sloupky a mezi severojižními byl natažen provaz s vyznačenými body po deseti metrech (Obrazová příloha, obrázek č.9). Vzorky byly odebírány po přímkách s roztečí 10 m od západu k východu. Pro odběr byla vybrána místa bez vegetace, např. mezi buly ostřic. Před vlastním odběrem byla odstraněna nadzemní opadová vrstva. Místa jednotlivých vpichů byla zaznamenána pomocí GPS (Global Positioning System).

Odběr vzorků byl prováděn 15.10.2012 pomocí sondovací tyče typu „russland“ z půdních vrstev 0-0,3 m, 0,3-0,6 m a 0,6-0,8 m (Obrazová příloha, obrázek č. 13). Celkově byly odebrány 103 vzorky. Každé místo bylo označeno pořadovým číslem, vzorky z jednotlivých vrstev číslem za lomítkem 1, 2 nebo 3. V několika případech skeletovitost či jiné překážky neumožnily odebrat vzorek z vrstvy č. 3.

Cílem vzorkování bylo zachytit prostorovou heterogenitu plochy, proto nebyl odebrán směsný vzorek. V tomto případě nebyly vzorky smíchány, ale uloženy a analyzovány zvlášť.

Jednotlivé vzorky byly po odběru uloženy do uzavíratelného plastového sáčku označeného na etiketě číselným kódem místa odběru a půdní vrstvy.

V první fázi přípravy vzorků, byly vzorky po přenesení z terénu rozprostřeny na plastové ploché misky. Pomocí plastové špachtle byly rozmělněny hroudy agregáty s cílem vytvořit vhodné podmínky pro jejich dokonalé proschnutí a odstraněny příměsy v podobě zbytků kořenů a větší částice skeletu. Poté byly umístěny v suché a větrané místnosti bez přímého účinku slunečního záření, kde se nechaly prosychat při pokojové teplotě (AD frakce) (Obrazová příloha, obrázek č. 14). Vzorky byly následně semlety na půdním mlýnu zn. Fritsch a homogenizovány (Obrazová příloha, obrázek č. 15). Částice skeletu větší než 2 mm byly odděleny při prosévání nad sítím o velikosti otvorů 2 mm.

4.2 Stanovení SOM v půdním vzorku

Obsah organických látek v půdě byl stanoven jako ztráta žíháním. Z každého vzorku rozemleté půdy (jemnozeme) byly odebrány tři dílčí vzorky do předem vyžíhaných a zvážených porcelánových kelímků. Kelímky s dílčími vzorky byly dosušeny při teplotě 105°C do konstantní hmotnosti (OD frakce), následně zváženy a po odečtení hmotnosti kelímku byla zjištěna hmotnost sušiny půdy. Po důkladném spálení OD frakce v laboratorní peci při teplotě 550°C, byly kelímky se vzorky vychlazeny v exikátoru a opět zváženy (Obrazová příloha, obrázek č. 16). Odečtením hmotnosti kelímku byla zjištěna hmotnost popelovin. Hmotnost organické hmoty (SOM) ve vzorku byla stanovena odečtením hmotnosti vysušené půdy a hmotnosti popelovin.

Ztrátu žíháním lze vyjádřit v procentech podle rovnice:

$$\% = (a \cdot 100) / b$$

a... hmotnost zeminy v gramech po vyžíhání

b... navážka vysušené zeminy v gramech před žíháním (Škarpa, 2010)

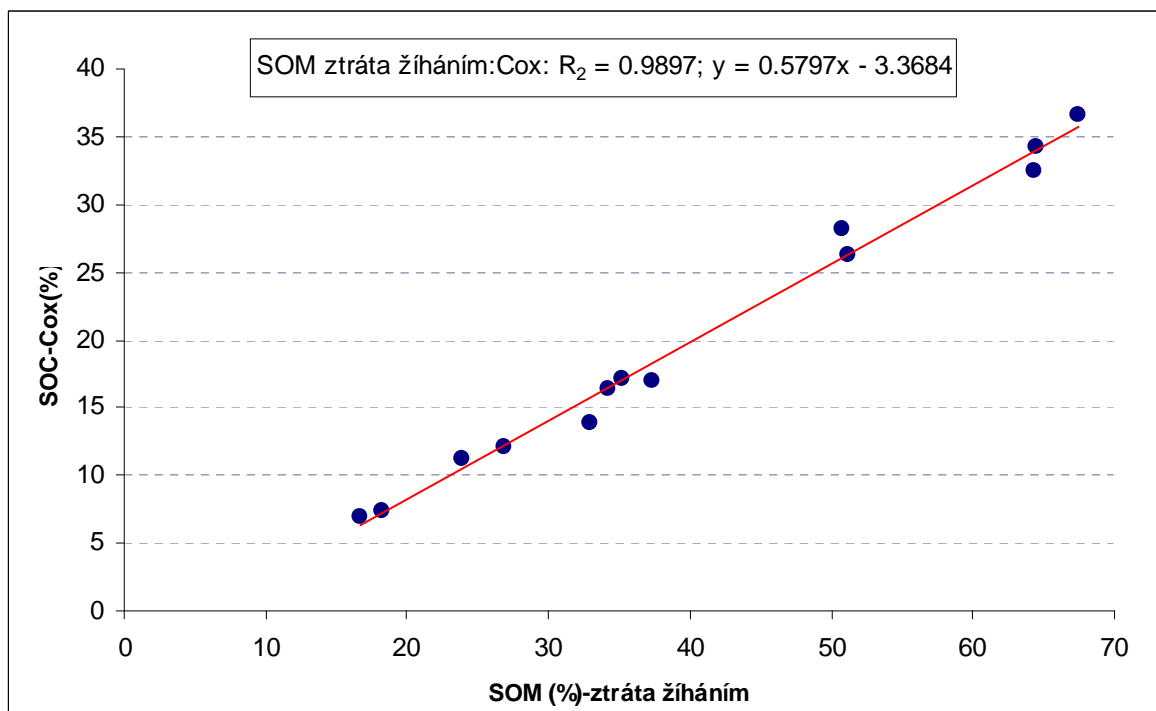
4.3 Přímé stanovení SOC v půdním vzorku

Obsah uhlíku byl zjištěn metodou přímého stanovení na přístroji elementární analyzátor zn. CHNS Elemental Analyzer vario MICRO cube (Elementar Analysensysteme GmbH, Germany). Tato metoda zároveň umožňuje zjistit množství dusíku a poměr C/N. Zpracované vzorky, vysušené do konstantní vlhkosti, homogenizované a rozemleté na kulovém mlýnu se odváží (5-7 µg) a balí do speciálních kapslí. Takto připravené kapsle se spálí v proudu helia s přídavkem vysoce čistého kyslíku, při vysoké teplotě 1030°C, vzniklé páry analyzovaných prvků (CO₂, N₂) jsou odděleny na chromatografické koloně a při průchodu teplotně-vodivostní detektorem jsou stanoveny jejich koncentrace. Celkové obsahy organického uhlíku a dusíku ve vzorku jsou vypočteny na základě navážky vzorku (Nelson, Sommers, 1996).

4.4 Přepočít SOM na SOC

Pro přepočít půdní organické hmoty na hodnoty půdního uhlíku se tradičně používá van Bemmelenův konverzní faktor 1,724. Tento koeficient však nelze považovat za univerzální konstantu. Příbyl (2010) uvádí, že za 150 let jeho používání byl mnohokrát zpochybněn. Hodnota faktoru může být ovlivněna vegetačním krytem, složením a stupněm rozkladu organické hmoty, množstvím organické hmoty a jílových částic v půdě. Univerzální použití faktoru 1,724 neposkytuje spolehlivou přesnost při stanovení množství organického uhlíku a může vést k závažným chybám. Obsah uhlíku v půdách je velmi proměnlivý pro použití jednoho konverzního faktoru (Příbyl, 2010). Pro stanovení konverzního faktoru jsem použil vztah mezi experimentálně zjištěnými hodnotami SOM a SOC (Cox), ztrátou žíháním a přímým měřením obsahu uhlíku C analyzátozem (Graf 1). Hodnoty se vztahují k půdním vzorkům odebraných v roce 2009, původně zamýšlené přímé stanovení uhlíku ve vzorcích odebraných v roce 2012 nakonec nebylo z finančních důvodů realizováno.

Výsledný faktor použitý pro přepočít hodnot SOM na SOC je 2,11.



Graf 1: Korelace SOM x SOC

5. VÝSLEDKY

Pro tabulkové uspořádání dat a zpracování grafů byl použit program Microsoft Office Excel. Tabulka 1 udává experimentálně zjištěné hodnoty SOC, stanovené přímým měřením a hodnoty SOM, zjištěné ztrátou žiháním. Tyto hodnoty byly použity pro výpočet konverzního faktoru. Výsledná hodnota konverzního faktoru 2,11 je průměrnou hodnotou konverzních faktorů vztahujících se k jednotlivým odběrným místům.

Tabulka 1: Experimentálně stanovené hodnoty SOC, SOM a vypočtený konverzní faktor

	SOC [%] - přímé měření	SOM [%] - ztráta žiháním	poměr SOC/SOM [%]	konverzní faktor
jih/1	13.93	32.89	42.37	2.36
jih/2	16.92	37.32	45.34	2.21
jih/3	7.41	18.31	40.47	2.47
západ/1	16.35	34.16	47.85	2.09
západ/2	34.27	64.47	53.17	1.88
západ/3	6.95	16.64	41.75	2.40
sever/1	17.15	35.16	48.79	2.05
sever/2	36.55	67.46	54.18	1.85
sever/3	32.42	64.31	50.41	1.98
sever/4	12.11	26.82	45.16	2.21
východ/1	11.18	23.85	46.87	2.13
východ/2	26.30	51.25	51.31	1.95
východ/3	28.12	50.78	55.38	1.81

V tabulce 2 jsou uvedeny hodnoty SOC v g.g-1, vypočtené z hodnot půdní organické hmoty zjištěné ztrátou žiháním, za použití konverzního faktoru 2,11.

V půdní vrstvě 0-30 cm byla nejnižší zjištěná hodnota SOC 0,113 g.g-1 na odběrném místě č.2, nejvyšší hodnota SOC 0,325 g.g-1 byla na odběrném místě č. 23. V půdní vrstvě 30-60 cm byla nejnižší hodnota SOC 0,036 g.g-1 na odběrném místě č. 2, nejvyšší, téměř desetinásobná hodnota 0,331 g.g-1 byla na odběrném místě č. 24. V půdní vrstvě 60-80 cm byla nejnižší hodnota SOC 0,032 g.g-1 na odběrném místě

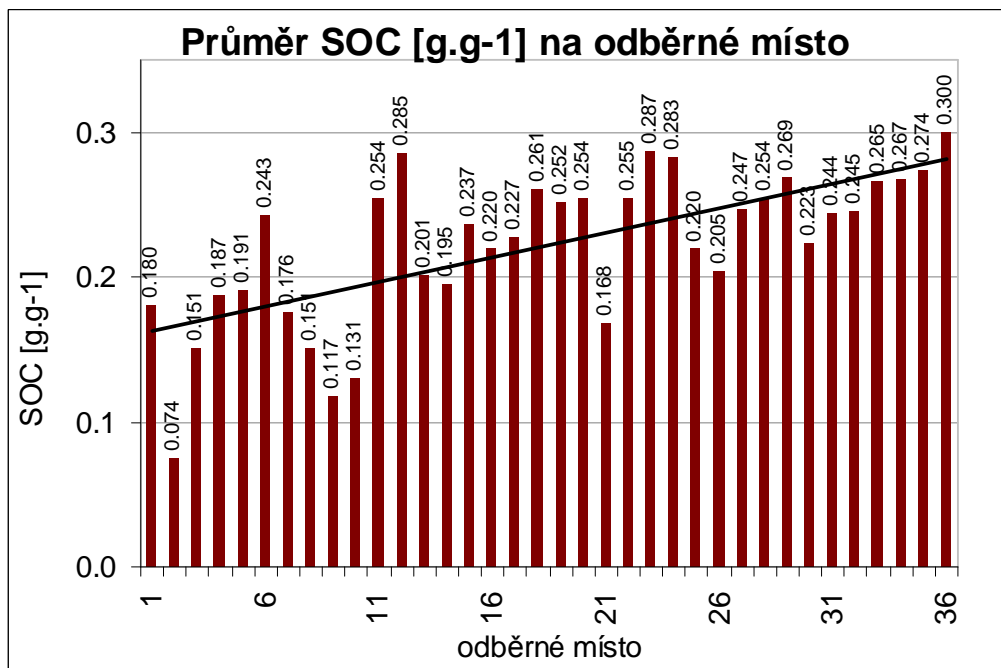
č. 8, více než desetkrát vyšší hodnota SOC byla 0,343 g.g-1 na odběrném místě č. 36. Průměrná hodnota SOC ve vrstvě 0-30 cm byla 0,213 g.g-1 (medián 0,212 g.g-1), ve vrstvě 30-60 cm byla průměrná hodnota SOC 0,259 g.g-1 (medián 0,291 g.g-1) a ve vrstvě 60-80 cm 0,201 g.g-1 (medián 0,226 g.g-1).

Tabulka 2: Hodnoty půdního organického uhlíku z jednotlivých půdních vrstev

odběrné místo	SOC [g.g-1] vrstva 0-30 cm	SOC [g.g-1] vrstva 30-60 cm	SOC [g.g-1] vrstva 60-80 cm
1	0.258	0.102	
2	0.113	0.036	
3	0.226	0.076	
4	0.237	0.261	0.063
5	0.235	0.260	0.078
6	0.176	0.310	
7	0.182	0.266	0.079
8	0.235	0.187	0.032
9	0.212	0.092	0.047
10	0.210	0.052	
11	0.243	0.308	0.211
12	0.246	0.325	0.284
13	0.211	0.307	0.085
14	0.243	0.286	0.055
15	0.257	0.317	0.136
16	0.195	0.310	0.155
17	0.200	0.272	0.208
18	0.217	0.277	0.288
19	0.229	0.297	0.230
20	0.256	0.295	0.211
21	0.148	0.276	0.081
22	0.228	0.310	0.226
23	0.325	0.229	0.306
24	0.202	0.331	0.316
25	0.223	0.273	0.164

26	0.204	0.274	0.136
27	0.181	0.299	0.261
28	0.207	0.296	0.260
29	0.200	0.320	0.287
30	0.127	0.240	0.302
31	0.179	0.315	0.237
32	0.176	0.285	0.275
33	0.190	0.323	0.283
34	0.210	0.308	0.284
35	0.228	0.299	0.294
36	0.251	0.305	0.343

V grafu č 2 jsou uvedeny průměrné hodnoty SOC charakterizující odběrné místo. Nejnižší průměrná hodnota SOC 0,074 g.g-1 byla u odběrného místa č.2. U tohoto místa a u míst 1, 3, 6 a 10 nebyla do průměru zahrnuta hodnota SOC půdní vrstvy 60-80 cm, ze které nebyl odebrán dílčí vzorek. Nejvyšší hodnota SOC 0,300 g.g-1 byla zaznamenána u odběrného místa č. 36. Hodnoty SOC vzrůstají od odběrných míst v sušší jižní části odběrné sítě směrem k severu, kde je půda více saturována vodou.



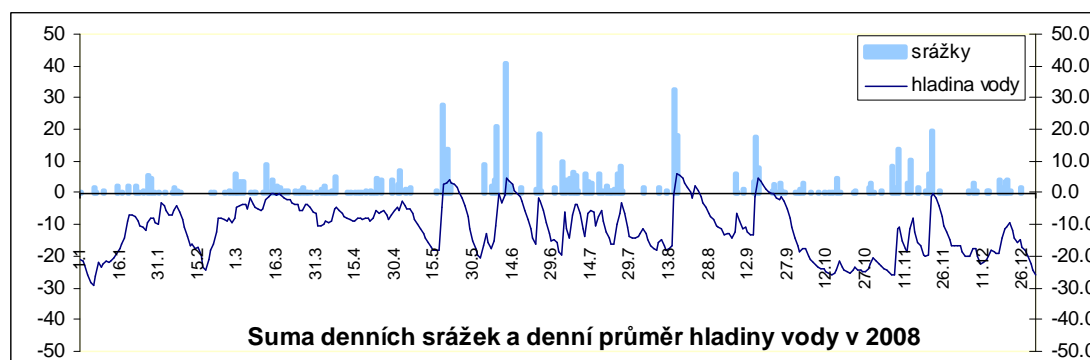
Graf 2: Hodnoty půdního organického uhlíku z odběrných míst

Data poskytnutá Centrem výzkumu globální změny AV ČR, v.v.i., zahrnující srážky a hladiny spodní vody, ukazují na vodní poměry na studované lokalitě (Tabulka 3). Nejnižší úhrn srážek byl zaznamenán v roce 2008 (539 mm), nejdeštivějším rokem byl rok 2009 (709 mm), pětiletý roční průměr je 633,6 mm srážek. V roce 2012 zaklesla hladina vody 40,8 cm pod úroveň terénu, nejvyšší sloupec vody nad terénem byl 112,7 cm v roce 2010. Důležitým ukazatelem je počet dnů v roce, kdy je hladina vody nad úrovní terénu. Nejvíce dnů záplavy bylo v roce 2010 (199 dnů), nejméně v roce 2008 (24 dnů). V pětiletém průměru se drží hladina vody nad terénem 128 dnů v roce. Pouze v letech 2009, 2011 a 2012 zaklesla hladina vody pod 30 cm a to v 10, 4 a 13 případech v roce.

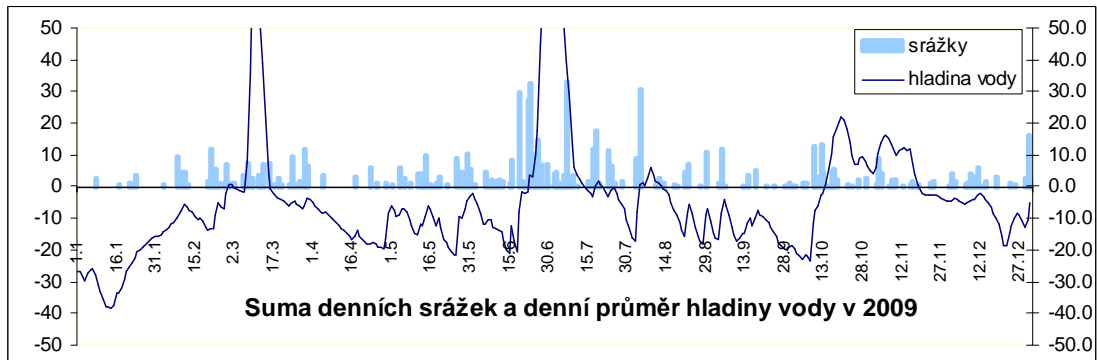
Tabulka 3: Suma ročních srážek a hladina vody v letech 2008-2012

rok	suma ročních srážek [mm]	průměrná denní hladina [cm]	min denní hladina [cm]	max denní hladina [cm]	median denní hladina [cm]	počet dnů v roce: hladina vody					chybějící data [den]	
						nad 0 cm	pod 0 cm	0 cm až -5 cm	-5 cm až -10 cm	-10 cm až -30 cm		-30 cm a níže
2008	539	-11.3	-29.0	6.1	-10.9	24	342	61	90	191	0	
2009	709	-4.9	-38.5	73.7	-7.6	80	285	66	73	136	10	
2010	661.6	-0.9	-29.6	112.7	0.4	199	166	58	41	67	0	
2011	571	-1.9	-32.4	31.7	-1.0	161	193	71	38	80	4	10
2012	687.4	-1.6	-40.8	41.8	-0.7	174	192	73	58	48	13	

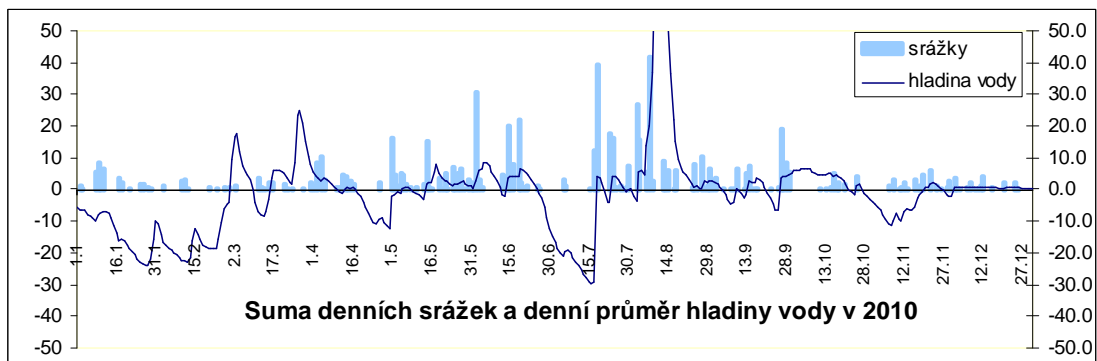
Z grafů č. 3-7 je patrná distribuce srážek a kolísání vodní hladiny v průběhu let 2008 až 2012 .



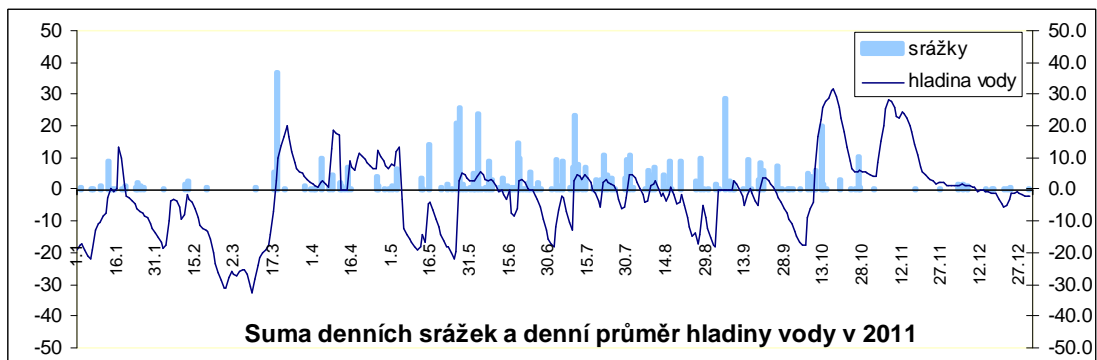
Graf 3: Suma denních srážek a denní průměr vodní hladiny v roce 2008



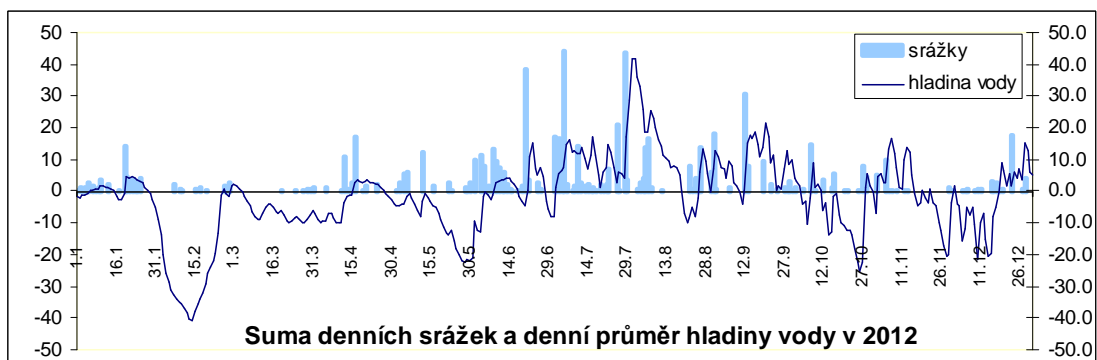
Graf 4: Suma denních srážek a denní průměr vodní hladiny v roce 2009



Graf 5: Suma denních srážek a denní průměr vodní hladiny v roce 2010



Graf 6: Suma denních srážek a denní průměr vodní hladiny v roce 2011



Graf 7: Suma denních srážek a denní průměr vodní hladiny v roce 2012

6. DISKUZE

Studovaná lokalita je pravidelně zaplavována vodou. V pětiletém průměru je úroveň vody nad terénem po dobu 128 dnů v roce. Nejvýraznější vliv na záplavy mají déletrvajících vydatné srážky vyskytující se v letním období a dále srážky spojené s táním sněhu na jaře. Zamokření trvalejšího charakteru izoluje půdní systém od atmosférického kyslíku, vyvolává anaerobní podmínky a má zpomalující vliv na dekompozici organického materiálu (Šimek, 2003). Ten se na studovanou lokalitu dostává v době výraznějších záplav, přinášením vodou z přilehlého toku Prostřední stoky. Dalším zdrojem organické hmoty je mokřadní vegetace, která nebývá spásána herbivory, ale rozkládá se na povrchu mokřadu. Lokalita není zemědělsky využívána kosením ani spásáním hospodářskými zvířaty, vyprodukovaná biomasa tak zůstává v místě. Kuncová (2009), která v letech 2006-2008 na lokalitě prováděla odběry biomasy, uvádí hodnoty maximální sezónní produkce biomasy převládající ostřice štíhlé (*Carex acuta*) v rozsahu 414-618 g.m⁻², nejvyšší zjištěnou hodnotu celkové biomasy všech druhů 995 g.m⁻². Pokud produkce biomasy převyšuje její rozklad, narůstá množství půdní organické hmoty.

Podle Tomáška (2007), Vymazala (1995) vysoký obsah vody v půdě zpomaluje rozklad organických látek a podporuje tak jejich hromadění (ulmifikaci-rašelinění). Předpokládal jsem, že dlouhodobě pozorovaná vlhká místa v severní části studované lokality budou obsahovat více půdní organické hmoty, potažmo půdního uhlíku než místa sušší v jižní části. Toto bylo potvrzeno analýzou odebraných půdních vzorků. V jižní části byly hodnoty půdní organické hmoty a půdního uhlíku výrazně nižší než v severní části.

Dále jsem se domníval, že časté střídání suchých a vlhkých period v půdní vrstvě 0-30 cm bude vytvářet prostředí s vysokou mikrobiální aktivitou, kde dochází k rychlejšímu rozkladu organické hmoty a kde hodnoty obsahu půdní organické hmoty budou nižší než v půdní vrstvě 30-60 cm. Toto prostředí je výrazně ovlivňováno přítomností kyslíku a snadněji dosahuje optimální teploty pro mikrobiální aktivitu. Při zvýšení teploty o 10°C (v rozmezí teplot od 0 do 30 °C) dochází až ke ztrojnásobení mikrobiální aktivity. Naopak v dlouhodobě zaplavené vrstvě trpí aerobní mikroorganismy nedostatkem kyslíku, vytvářejí klidová stadia nebo odumírají (Šantrůčková, 2001). Půdní vrstva 30-60 cm obsahovala více půdní organické hmoty v 89% odběrných míst než vrstva 0-30 cm. U zbylých 11%

odběrných míst vyvstává otázka o správném provedení odběru a zdali byla dostatečně odstraněna opadová vrstva, případně, kde leží skutečný povrch půdy, co lze ještě považovat za opadovou vrstvu a co již za organickou půdní vrstvu.

Hodnoty uhlíku ve vrstvě 60-80 cm velmi závisely na místě přechodu organické půdy v půdu minerální. Tam, kde byly půdní vzorky odebírány z přechodové fáze mezi organickou a minerální vrstvou, byl obsah uhlíku velmi nízký. V místech s vyšší mocností organické půdy, byly hodnoty obsahu uhlíku v půdní vrstvě 60-80 cm srovnatelné s hodnotami v půdní vrstvě 30-60 cm.

Pro stanovení obsahu uhlíku v půdní organické hmotě se tradičně používá van Bemmelenův konverzní faktor 1,724. Použití tohoto faktoru je založené na předpokladu, že půdní organická hmota obsahuje 58% uhlíku (Příbyl, 2010). U experimentálně zjištěných hodnot dosahoval obsah uhlíku v organické hmotě 50 a více procent pouze v pěti případech, kdy vypočtený konverzní faktor se pohyboval v rozmezí 1,81 až 1,98. V ostatních případech byl obsah uhlíku mezi 40,47% až 48,79% a vypočtený konverzní faktor 2,05 až 2,47. Rozmezí vypočteného konverzního faktoru 1,81 až 2,47 částečně odpovídá rozsahu 1,4 až 2,5, který lze díky různému obsahu organické hmoty v půdách podle Příbyla (2010) předpokládat. Dále udává, že u půd obsahujících 50% uhlíku v půdní organické hmotě je vhodnější a přesnější použití faktoru 2, než faktoru 1,724. Mnou vypočtený průměrný faktor 2,11 odpovídá průměrnému obsahu uhlíku v půdní organické hmotě 47,93 %. Potvrzuje to teorii, že pro všeobecné použití je faktor 1,724 příliš nízký a jeho použití při stanovování obsahu uhlíku v půdní organické hmotě může vést k nepřesným výsledkům.

7. ZÁVĚR

Předložená bakalářská práce měla za úkol vyhodnotit horizontální a vertikální uložení půdního uhlíku v mokřadu na Mokřých Loukách u Třeboně. Z odebraných půdních vzorků byly stanoveny hodnoty obsahu půdní organické hmoty, z kterých na podkladě zjištěné korelace mezi ztrátou žháním a přímou uhlíkovou analýzou, byl vypočten obsah organického půdního uhlíku. V půdních vrstvách dlouhodobě či trvale zaplavených vodou je výrazně vyšší obsah uhlíku než ve vrstvách u nichž se periodicky střídá saturace vodou s vysušením půdy. Na základě tohoto zjištění byla potvrzena vazba mezi vlhkostí a dekompozicí půdní organické hmoty.

Zároveň byl potvrzen předpoklad, že nenarušené organické mokřadní půdy představují dlouhodobý zásobník uhlíku. Z toho je zřejmé, že mokřady mohou hrát velmi důležitou roli při regulaci koncentrace CO₂ v atmosféře. V případě odvodnění mokřadu dochází ke změně anaerobního redukčního půdního prostředí na aerobní a oxidační, které umožní rozklad dosud akumulované organické hmoty. Odvodnění mokřadu se pak v koloběhu uhlíku projeví především únikem CO₂ do ovzduší. Je proto v zájmu společnosti chránit mokřady, jako potenciální úložiště uhlíku, ale i jako životní prostředí rostlin a živočichů přímo na mokřadní biotop vázaných.

8. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

Brady N.C., Weil R.R. (2002): The nature and properties of soils. 13th ed. Upper Saddle River: Prentice-Hall, 960 s.

De Deyn G.B., Cornelissen J.H., Bardgett R.D. (2008): Plant functional traits and soil carbon sequestration in contrasting biomas. *Ecology Letters* 11: 516-531.

Dušek J., Čížková H., Stellner S., Czerný R., Květ J. (2002): Fluctuating water table affects gross ecosystem production and gross radiation use efficiency in a sedge-grass marsh. *Hydrobiologia* Vol 692 (1): 57-66.

Forman R.T., Gordon M. (1993): *Krajinná ekologie*. 1. vyd. Academia, Praha. 583 s.

Frouz J. (2010): Půda-živý systém. *Vesmír* 89: 490-492

Hütsch B.W. (2001): Methane oxidation in non-flooded soils as affected by crop production — invited paper. *European Journal of Agronomy* 14 : 237–260

<http://cdiac.ornl.gov> , staženo 21.2.2013

<http://www.geology.cz>, staženo dne 20.2.2013

http://mzp.cz/cz/ramsarska_umluva_o_mokradech, staženo 16.2.2013

Chytrý M. (ed.) (2011): *Vegetace České republiky -3. Vodní a mokřadní vegetace*. Academia, Praha. 828 s.

Jeník J., Květ J. (1983): *Studie zaplavovaných ekosystémů*. Academia, Praha. 147 s.

Jůzl M., Středa T., Rožnovský J. (2005): Koloběh uhlíku v agroekosystému a možnosti zvýšení jeho ukládání v biomase polních plodin. Dostupné na <http://cbks.cz/sbornik05b/Juzl.pdf>, staženo 22.2.2013

Kabata-Pendias A. (2001): *Trace elements in Soils and Plants*. CRC Press LLC. 413 s.

Kuncová Š. (2009): Nadzemní produkce porostu zaplavované louky s dominantní ostřicí štíhlou (*Carex acuta*). Zemědělská fakulta JU, České Budějovice. 38 s.

Květ J., Jeník J., Soukupová L. (2002): *Freshwater Wetlands and Their Sustainable Future. A Case Study of the Třeboň Basin Biosphere Reserve, Czech Republic*. UNESCO, Paris and Parthenón, Boca Raton

Ledvina R., Horáček J., Šindelářová M. (2000): *Geologie a půdoznalství*. Zemědělská fakulta JU, České Budějovice. 203 s.

Marek M.V. et al. (2011): *Uhlík v ekosystémech České republiky v měnícím se klimatu*. 1.vyd., Academia, Praha. 255 s.

Milerski R. (2005): Nauka o krajině. VUT v Brně, Brno. 129 s.

Nátr L. (2005): Rozvoj trvale neudržitelný. UK v Praze, Praha. 102 s.

Nelson D.W., Sommers L.E.(1996): Total carbon, organic carbon, and organic matter. In: D.L. Sparks (ed), Methods of Soil Analysis. Part 3: Chemical Methods. SSSA Book Series 5: 961–1010.

Němčec J., Smolíková L., Kutílek M. (1990): Pedologie a paleopedologie. Academia, Praha. 552 s.

Přibáň K., Jeník J., Ondok J.P., Popela P. (1992): Analysis and modeling of wetland microclimate. The case study Třeboň Biosphere Reserve. Studie ČSAV 1992/2. Academia, Praha: 1-168

Příbyl D.W (2010): A critical review of the conventional SOC to SOM conversion factor. Geoderma 156: 75-83.

Richter R. (1996): Půdní úrodnost. Institut výchovy a vzdělávání MZ ČR, Praha. 34 s.

Šantrůčková H.(2001): Ekologie půdy. Biologická fakulta JU, České Budějovice. 29 s.

Schlesinger W.H. (1997): Biogeochemistry-and analysis of global change. Academic Press, San Diego, Kalifornie. 588 s.

Šimek M. (2005): Základy nauky o půdě- 1. Neživé složky půdy. Biologická fakulta JU, České Budějovice. 160 s.

Šimek M. (2003): Základy nauky o půdě- 3. Biologické procesy a cykly prvků. Biologická fakulta JU, České Budějovice. 151 s.

Šimek M., Šantrůčková H., Kryštůfek V.(eds.) (1998): Odběr, skladování a zpracování půdních vzorků pro biologické a chemické analýzy. Ústav půdní biologie AV ČR, České Budějovice. 114 s.

Škarpa P. (2010): Laboratorní výuka z výživy rostlin. Dostupné na http://web2.mendelu.cz/af_221_multitext/laborator/, staženo 18.12.2012

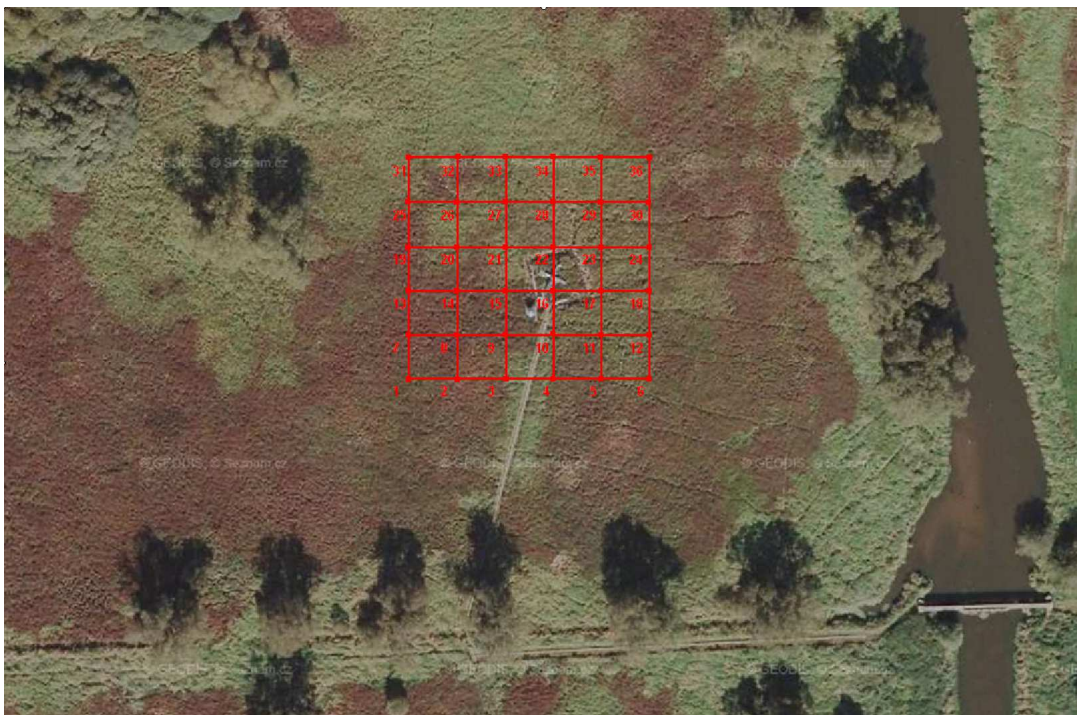
Tomášek M. (1995): Atlas půd České republiky. Vydavatelství Českého geologického ústavu, Praha. 36 s.

Tomášek M. (2007): Půdy České republiky. Česká geologická služba, Praha. 68 s.

Vymazal J. (1995): Čištění odpadních vod v kořenových čistírnách. Envi. 147 s.

Wen-Ju Zhang, He-Ai Xiao, Cheng-Li Tong, Yi-Rong Su, Wan-sheng Xiang, Dao-You Huang, J. Keith Syers, Jinshui Wu (2008): Estimating organic carbon storage in temperate wetland profiles in Northeast China. Geoderma 146 : 311–316

9. OBRAZOVÁ PŘÍLOHA



Obrázek č. 9: Vytýčená síť odběrných míst (upraveno podle <http://www.mapy.cz>)



Obrázek č. 10: Studovaná lokalita při záplavě (foto autor, 4.2.2013)



Obrázek č. 11: Meteorologická stanice Centra výzkumu globální změny AV ČR, v.v.i. (foto autor, 12.12.2012)



Obrázek č. 12: Lokalita v jarním období. V popředí převládající Ostřice štíhlá (*Carex acuta*), (foto autor, 25.4.2012)



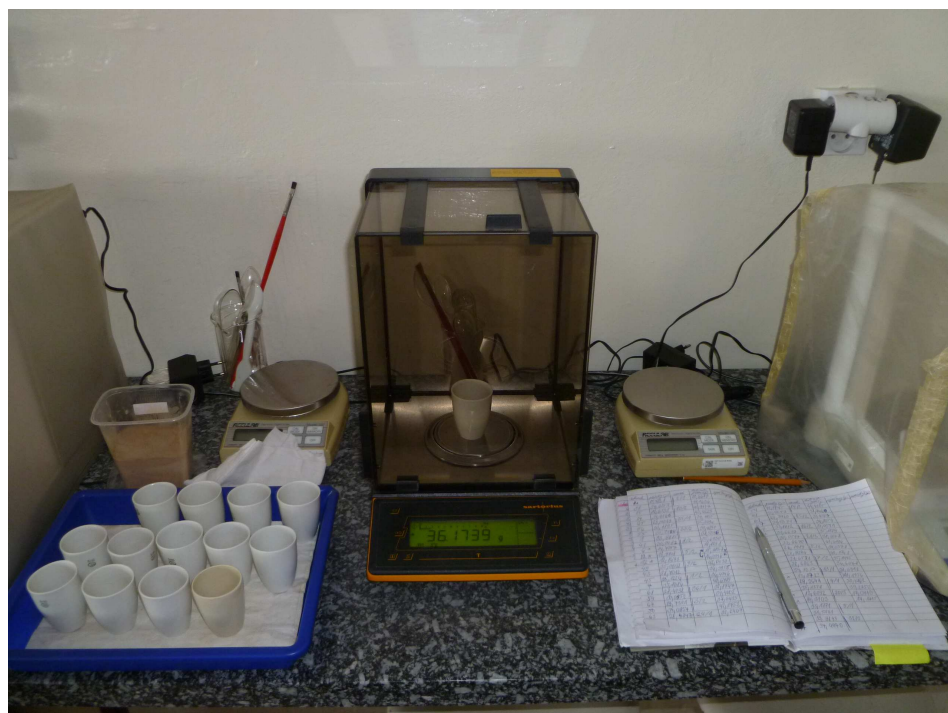
Obrázek č. 13: Půdní sonda (foto autor, 15.10.2012)



Obrázek č. 14: Sušení půdních vzorků (foto autor, 19.10.2012)



Obrázek č. 15: Půdní mlýn zn. Fritsch (foto autor, 17.12.2012)



Obrázek č. 16: Navažování půdních vzorků (foto Jitka Vítková, 24.1.2013)