

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů

Katedra pedologie a ochrany půd



**Vliv půdní vlhkosti na respiraci půdy
Bakalářská práce**

Autor práce: Klára Jelenová

Obor studia: ABZ

Vedoucí práce: Ing. Miroslav Fér, Ph.D.

Konzultant práce: prof. Ing. Radka Kodešová, CSc.

© 2017 ČZU v Praze

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že svou bakalářskou práci " Vliv půdní vlhkosti na respiraci půdy" jsem vypracovala samostatně pod vedením vedoucího bakalářské práce a s použitím odborné literatury a dalších informačních zdrojů, které jsou citovány v práci a uvedeny v seznamu literatury na konci práce. Jako autorka uvedené bakalářské práce dále prohlašuji, že jsem v souvislosti s jejím vytvořením neporušil autorská práva třetích osob.

V Praze dne _____

Podpis: _____

Poděkování:

Děkuji Ing. Miroslavu Férovi, Ph.D. za odborné vedení a za potřebné rady při jejím zpracování a mému partnerovi Patriku Kadřabovi za podporu.

Vliv půdní vlhkosti na respiraci půdy

Souhrn

Půdní respirace je velmi variabilní a může vyjadřovat přirozenou fluktuaci v závislosti na řadě faktorů určitého prostředí. Práce se skládá z teoretické a praktické části. Teoretická část se zabývá obecným popisem půdní respirace a faktory, které půdní respiraci ovlivňují. Dále jsou popsány vlastnosti půdy, které je třeba hodnotit v kontextu s půdní respirací. Ve vlastnostech půdy je popsána vlhkost půdy, která je obecně považována za faktor ovlivňující produkci CO₂ v půdě. Poslední úsek teoretické části popisuje metody měření půdní respirace. Popisuje její možnosti a způsoby jak půdní respiraci měřit.

Pro studium půdní respirace bylo vybráno morfologicky rozmanité místo v Jihomoravském kraji v České republice, které je zemědělsky obhospodařováno. Konkrétní obec kde byly půdní vzorky odebrány, se nazývá Brumovice. Ve sledované oblasti se nacházejí erodované černozemě, regozemě (na nejstrmějších a silně erodovaných částech území) a kolvizemě (v místech sedimentace erodovaného materiálu). Tato práce má za úkol v laboratorních podmínkách vyhodnotit vliv půdních vlastností a půdní vlhkosti na půdní respiraci.

Praktická část charakterizuje odběrová stanoviště, odebrané vzorky a následně laboratorní rozbor, které byly na těchto vzorcích provedeny a vyhodnoceny. V terénu byly odebrány porušené a neporušené půdní vzorky o objemu 100 cm³ a 713 cm³ v pěti bodech výškového transektu a vzorek půdotvorného substrátu (spraše). Porušené vzorky byly v laboratoři usušeny na vzduchu při laboratorní teplotě. Poté byly přesáty přes síto o průměru ok 2 mm, následně u nich byly zjištěny základní půdní charakteristiky. Hodnocena byla aktivní a výměnná půdní reakce, oxidovatelný uhlík, karbonáty, zrnitostní složení, specifická hmotnost půdy a salinita. Na 100 cm³ neporušených půdních vzorcích byla stanovena objemová hmotnost (ρ_d) a pórovitost (P). Neporušené půdní vzorky o objemu 713 cm³, byly použity pro hodnocení půdní respirace.

Práce potvrdila mnoho předvídatelných trendů. Výsledky měřených vlastností odpovídají změnám půdních vlastností vzhledem k místu odběru. U všech vzorků je vidět, že na začátku ovlhčování se respirace půdy rychle zvýší. Výsledky čistého výparu CO₂ jasně ukázaly variabilitu ve výměně čistého CO₂ měřeného v různých polohách elevace transektu.

Klíčová slova: respirace půdy, půdní vlhkost, půdní vlastnosti

Influence of soil moisture on soil respiration

Summary

Soil respiration is variable with possibility to express natural fluctuations depending on numerous factors of particular environment. This thesis consists of theoretical and practical part. The theoretical part deals with the general description of soil respiration and factors affecting soil respiration. Soil characteristics which has to be evaluated are described as well. Description is focused mainly to soil moisture as a factor influencing the production of CO₂ in the soil. The last section of the theoretical part describes methods of measuring soil respiration focused on possibilities and ways to measure soil respiration.

For the study of soil respiration was selected morphologically diverse place in the South Moravian region of Czech Republic, which is farmed. Brumovice is called the city where the soil samples were taken. There are eroded Haplic Chernozem, Regosol (Steep territory with heavy erosion) and Colluvial soil (sedimentation in places eroded material). Task of this thesis is to evaluate influence of soil properties and soil moisture on soil respiration under the laboratory conditions.

The practical part describes the sampling sites, soil samples and laboratory analyzes which were performed on these samples. In the field were taken disrupted and undisturbed loess soil samples with volume of 100 cm³ and 713cm³ at five different height points. Disrupted samples were dried in the laboratory at room temperature. Then the samples were sucked through a sieve with 2 mm diameter of mesh in order to identify basic soil characteristics. Evaluated was active soil reaction, exchangeable soil reaction, oxidizable carbon, carbonates, grain size distribution and soil salinity. For 100 cm³ of undisturbed soil samples were determined density (ρ_d) and porosity (P). Soil samples with the volume of 713 cm³ were used to evaluate soil respiration.

The study confirms many of predictable trends. The results corresponds to soil properties changes relates to sampling site. In all cases we can see that at the soil respiration increased rapidly in the beginning of humidification. Results of pure CO₂ vapor clearly demonstrate the variability in the pure CO₂ exchanges measured at different height points of transect.

Key words: soil respiration, soil moisture, soil properties

1	ÚVOD	1
2	CÍL PRÁCE	2
3	LITERÁRNÍ REŠERŠE	3
3.1	Půda	3
3.2	Respirace	4
3.2.1	Půdní respirace.....	5
3.2.2	Vliv půdní vlhkosti na koncentraci a produkci CO ₂	7
3.2.3	Ovlivnění respirace vnějšími faktory.....	8
3.3	Vlastnosti půdy	9
3.3.1	Fyzikální vlastnosti půd.....	9
3.3.1.1	Základní fyzikální vlastnosti půd.....	9
3.3.1.1.1	Struktura půdy.....	9
3.3.1.1.2	Zrnitost půdy.....	11
3.3.1.1.3	Měrná hmotnost půdy.....	12
3.3.1.1.4	Objemová hmotnost a redukovaná objemová hmotnost půdy.....	13
3.3.1.1.5	Pórovitost.....	13
3.3.1.2	Hydro-fyzikální vlastnosti půd.....	14
3.3.1.2.1	Vlhkost půdy.....	14
3.3.1.2.2	Vodní kapacita půdy.....	15
3.3.1.2.3	Maximální hydroskopicitata půdy.....	16
3.3.1.2.4	Propustnost půdy pro vodu.....	16
3.3.1.2.5	Vzlínavost půdy.....	16
3.3.1.3	Aerační vlastnosti půdy.....	17
3.3.1.3.1	Tepelné vlastnosti půdy.....	18
3.3.1.3.2	Tepelná kapacita půdy.....	18
3.3.1.3.3	Tepelná vodivost půdy.....	18
3.3.1.4	Fyzikálně- mechanické vlastnosti půdy.....	18
3.3.1.5	Chemické vlastnosti půd.....	19
3.3.1.5.1	Půdní reakce.....	19
3.3.1.5.2	Půdní organická hmota.....	20
3.3.1.5.3	Specifické humusové látky.....	20
3.3.1.5.4	Nespecifické humusové látky.....	21
3.3.1.5.5	Salinita.....	22
3.3.1.5.6	Půdní uhličitany.....	22
3.4	Metody měření půdní respirace	23
3.4.1	Metoda uzavřené dynamické komory (CDC).....	24
3.4.2	Metoda otevřené dynamické komory (ODC).....	25

3.4.3	Metoda uzavřené statické komory (CSC).....	25
3.4.4	Plynový chromatograf.....	25
3.4.5	Metoda gas-well (GW)	26
4	MATERIÁL A METODY.....	27
4.1	Popis oblasti a místa odběru vzorků.....	27
4.2	Odběr vzorků.....	28
4.3	Analýza vzorků.....	29
4.3.1	Příprava vzorků.....	29
4.3.2	Základní půdní charakteristiky	29
4.3.3	Půdní respirace.....	33
5	VÝSLEDKY	35
5.1	Základní chemické vlastnosti.....	35
5.2	Základní fyzikální vlastnosti půd	36
5.2.1	Statistické šetření základních půdních vlastností.....	37
5.3	Půdní respirace.....	38
5.3.1	Statistické šetření respirace půdy s vlastnostmi půd.....	41
6	DISKUZE	42
7	ZÁVĚR	45
8	SEZNAM LITERATURY.....	46
9	SEZNAM OBRÁZKŮ	52
10	SEZNAM TABULEK	53

1 ÚVOD

Půdní respirace je důležitým procesem ekosystému, při kterém dochází k uvolňování oxidu uhličitého z půdy skrze kořenové dýchání a mikrobiální rozklad organické hmoty. Výzkum v oblasti půdní respirace je aktivní zejména posledních dvacet let. Dále se půdní respirace považuje za druhý největší důvod emise oxidu uhličitého mezi atmosférou a půdním ekosystémem. Jako jedním z klíčových procesů ekosystému souvisí půdní respirace s produktivitou ekosystému, úrodností půdy, regionálnímu a globálnímu koloběhu uhlíku. Od doby co je globální koloběh uhlíku spojován se schopností změny klimatu, stává se z něj významné téma v oblasti klimatických změn a politiky životního prostředí.

Stručně řečeno, půdní respirace je v dnešní době multidisciplinární předmět týkající se nejen ekologie, pedologie, mikrobiologie a agronomie ale také ohledně vědy týkající se atmosféry a biochemie (Luo a Zhou, 2006).

2 CÍL PRÁCE

Cílem této práce bylo na základě literatury popsat půdní respiraci a faktory, které půdní respiraci ovlivňují. Dalším cílem bylo v laboratorních podmínkách vyhodnotit vliv půdních vlastností a půdní vlhkosti na půdní respiraci.

3 LITERÁRNÍ REŠERŠE

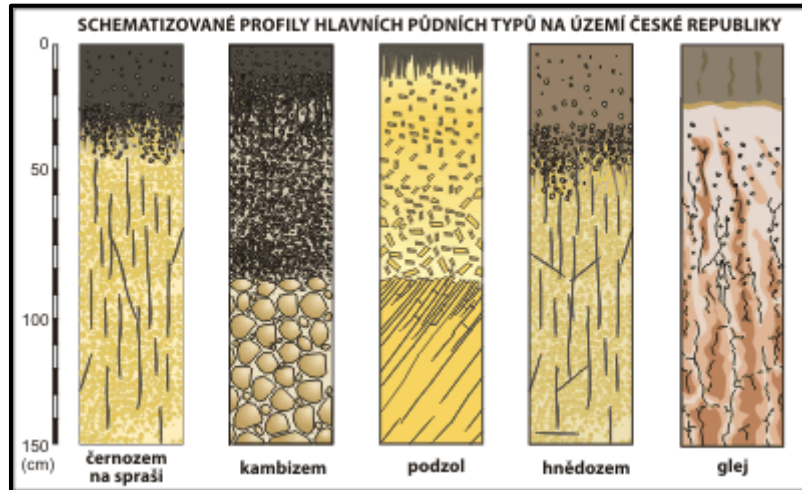
3.1 Půda

Půda je nedílnou součástí přírodního bohatství každé země. Je základní, omezený a neobnovitelný zdroj potravy. Byla charakterizována zakladatelem minerální teorie Justusem Liebigem (1840) takto: “Vznik a zánik národů ovládá tentýž přírodní zákon. Zničení podmínek úrodnosti zemí způsobuje jejich úpadek, udržení úrodnosti jejich trvání, bohatství a moc“. Komplex půdních vlastností rozhoduje o výši výnosů a kvalitě sklizených plodin. Půda se vyvinula z povrchových zvětralin zemské kůry a organických látek (zbytky rostlin, hub a živočichů), a také působením klimatických podmínek, a mnoho dalších půdotvorných činitelů (čas, reliéf terénu, organismy, podnebí, činnost člověka a jiné). Během velmi dlouhé doby vznikala půda zmíněnými procesy, která byla přirozeně nebo časem zkulturnována člověkem. Půda jakožto složitý otevřený systém je úzce spojena s okolním prostředím. Půda je tedy lehce zničitelným ale těžce obnovitelným přírodním zdrojem. Za zhruba 80-150 let se vytvoří jeden centimetr půdní vrstvy, ale ten může být vlivem eroze (vodní, větrné) zničen během několika minut (Richter, 1997).

Půda, která má sloužit rostlinám za jejich přirozené stanoviště a poskytovat jim vhodné podmínky k růstu, musí mít vlastnosti, které označujeme jako půdní úrodnost. Tímto chápeme takovou schopnost půdy, která poskytne pěstovaným plodinám vhodné prostředí, dostatek živin a vody potřebných k optimálnímu růstu a vývoji rostlin. Půda se vyznačuje řadou specifických vlastností ve vztahu k pěstovaným plodinám a k jejich konkrétní výživě. Úrodnost půdy nelze charakterizovat jednou nebo několika vlastnostmi ale je výsledkem složitého souboru znaků, které se vzájemně ovlivňují. Některé vlastnosti se mění vlivem povětrnostních podmínek (obsah vody, teplota, půdní kyselost a jiné), další vlastnosti se mění méně (zrnitostní složení půdy, fyzikální vlastnosti a jiné), (Richter, 1997).

Vlivem určitého souboru půdotvorných činitelů, podmínek prostředí se vyvinuly různé půdní typy. Některé příklady půdních typů jsou na obrázku 1. Půdní typy jsou hlavní opornou jednotkou klasifikačního systému, charakterizované pedogenetickými diagnostickými horizonty, jejich sekvencemi, a diagnostickými znaky (Němeček a kol., 2011).

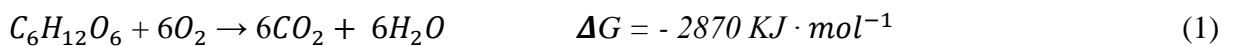
Mezi nejstarší měřené biologické aktivity půdy, které byly v minulosti popsány, patří mikrobiální neboli půdní respirace (Drobníková a Drobník, 1965).



Obrázek 1 Hlavní typy půd v ČR (Petránek a kol. 2006)

3.2 Respiance

Respirací se rozumí oxidace organických sloučenin, ve které hraje roli kyslík jako hlavní akceptor elektronů (Deetwiche, 1967). Reakce lze vyjádřit sumární rovnicí (1), ve které je glukóza oxidována na oxid uhličitý a vodu:



Mikrobiální respirace je definována jako tvorba CO_2 bakteriemi či houbami nebo jako rychlá oxidace. Výsledkem rozkladu organické hmoty je půdní respirace. Půdní biologická aktivita se skládá z tvorby CO_2 a množství jednotlivých činností (rozklad organických zbytků, syntéza humusu, zpřístupňování živin rostlinám, tvorba půdní struktury a další). Respirace je považována jako poslední krok mineralizace uhlíku. Nejčastěji používaným a nejvýznamnějším měřítkem aktivity půdní mikroflóry je bazální respirační aktivita.

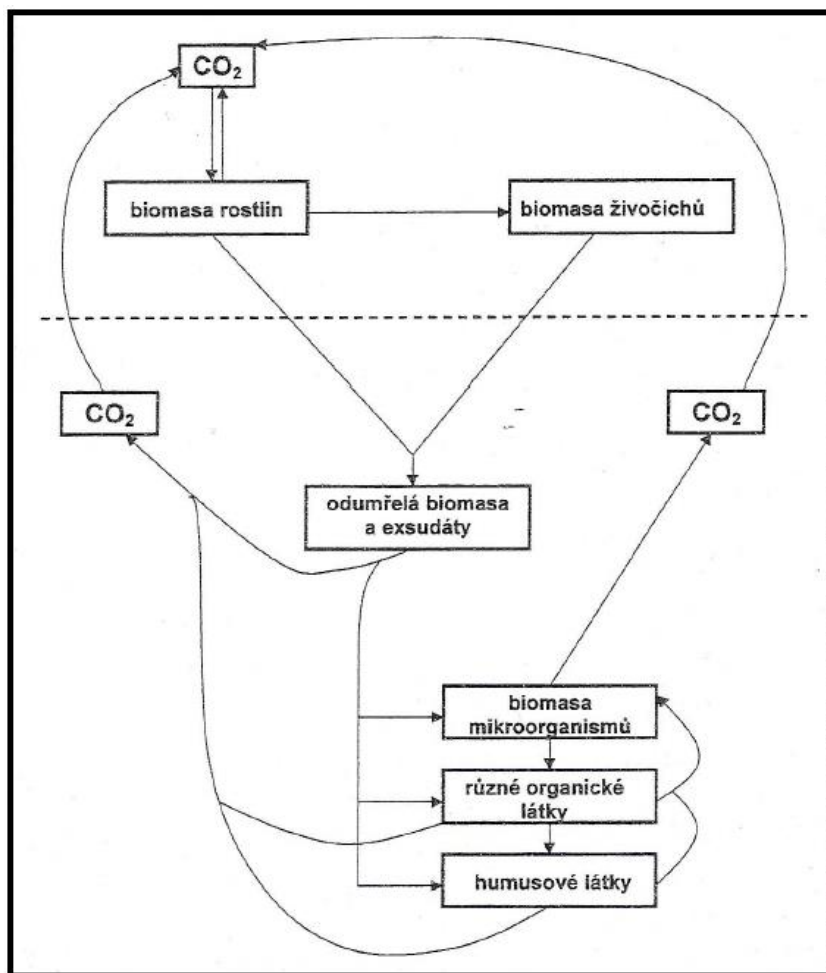
K charakteristice biologické aktivity půdy přispívá počáteční rychlost respirace, která může být považována za měřítko citlivosti půdního vzorku na změnu fyzikálních podmínek (aerace a teplota) a být kritériem v hodnocení kvality půdy. Dalšími nutnými údaji jsou především obsah a kvalita půdní organické hmoty, koncentrace škodlivin, textura atd. Neporušené půdy budou mít počáteční rychlost respirace vyšší než půdy porušené, z výsledků Kubáta a kol. (1996) vyplývá, že rozdíly jsou zanedbatelné. V neporušených půdách podle Schinnera a kol. (1995) je ekologická rovnováha mezi organismy a jejich aktivitou.

3.2.1 Půdní respirace

Respirace půdy je druhým největším tokem CO_2 ve většině ekosystémech následovaných fotosyntézou (Foti a kol., 2014). Uhlík v CO_2 je procesem fotosyntézy transformován do organických látek, které jsou časem po průchodu potravními řetězci respirací rozkládány zpět na CO_2 . Přitom je část uhlíku dočasně vázána ve formě humusu v půdách, který se posléze rozkládá a vzniklý CO_2 doplňuje zásobu uhlíku v atmosféře (obr. 2). Denně se z plochy jednoho hektaru půdy takto uvolňuje do atmosféry průměrně kolem 25-30 a maximálně až 100 kilogramů CO_2 . Malé množství CO_2 reaguje v půdě za vzniku H_2CO_3 a uhličitanu. Může se z půdy v této formě vymývat (Šimek, 2003). Půdní respirace je také definována jako příjem kyslíku nebo oxidu uhlíku činností bakterií, hub, řas a prvoků. Zahrnuje také výměnu plynů u aerobních a anaerobních metabolismů (Anderson 1982). Půdní respirace je výsledkem rozkladu půdní organické hmoty. Půdní biologická aktivita, se skládá z řady individuálních aktivit, kde tvorba oxidu uhličitého je posledním krokem uhlíkové mineralizace.

V neporušených půdních vzorcích tzn. bez přidání živin a dalších látek nastává rovnováha mezi organismy a jejich činností. Tento druh respirace se potom nazývá bazální respirací. V případě přidání organické hmoty, můžeme pozorovat změny v půdní respiraci způsobené rychlým růstem a zlepšením mineralizace mikroorganismů. Tato zvýšená respirace je charakterizována počáteční, zrychlenou, exponenciální, konstantní a klesající fází (Freitag 1977). Emise oxidu uhličitého z půdy je poté výsledek z celkové biologické půdní aktivity.

Půdní respirace je v přirozených podmínkách ovlivněná mnoha biotickými a abiotickými vlastnostmi (Balogh a kol., 2011). Mezi hlavní biotické faktory patří fotosyntéza, kořenové exsudáty, index listové plochy a mikrobiální aktivita (Buchmann, 2000; Davidson and Janssens, 2006; Zhong a kol., 2016). Vlhkost půdy a teplota půdy jsou považovány za nejlivnější přírodní abiotické faktory ovlivňující emisi oxidu uhličitého na povrchu půdy (Davidson a kol., 1998).



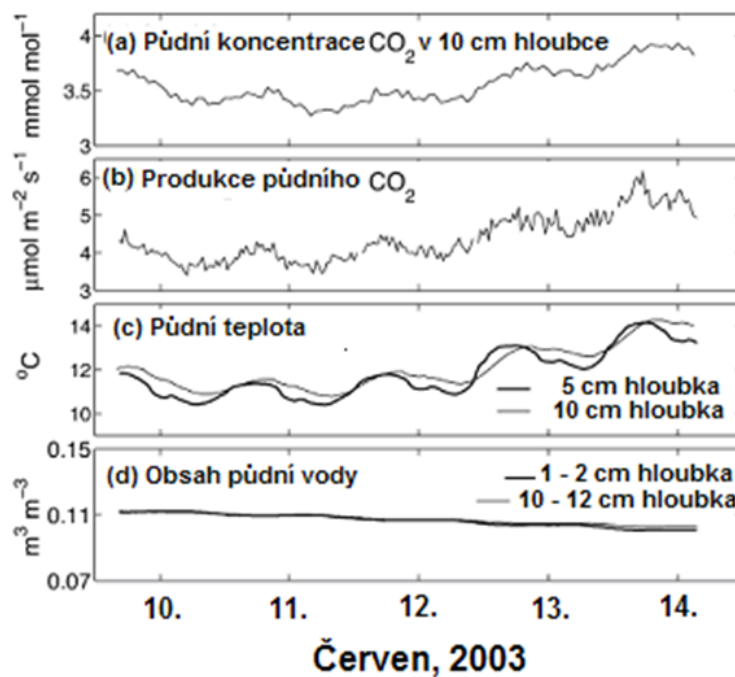
Obrázek 2 Propojení cyklu uhlíku v půdě s atmosférou prostřednictvím CO₂ (Šimek 2003)

V půdě CO₂ pochází z mikrobiálního rozkladu odumřelé organické hmoty bez kořenů a rozložených rostlinných zbytků. Anebo z mikrobiálního rozkladu organických látek s přítomností rostlinných zbytků tzv. priming effectu a kořenů. Je-li do půdy dodána snadno rozložitelná organická hmota, metabolická aktivita organismů se zvýší a následně začne rozkládat i organickou hmotu již v půdě obsaženou, která by byla jinak daleko hůře rozložitelná. Část CO₂ vzniklého rozkladem organické hmoty a dýcháním mikroorganismů nebo kořenů a dýcháním mikroorganismů difunduje do atmosféry, část se rozpustí ve vodě, část zůstává absorbována v půdě a část se váže ve formě uhličitanů (Kuzyakov, 2006).

3.2.2 Vliv půdní vlhkosti na koncentraci a produkci CO₂

Půdní vlhkost je obecně považována za faktor ovlivňující produkci CO₂ v půdě (obr. 3). Při nárůstu obsahu vody v půdě dojde k zvýšení produkce plynu a poté i k jeho vyšším koncentracím. Wood a kol. (2013) považují vlhkost a teplotu za hnací sílu půdní respirace. Rozdílné množství půdního CO₂ způsobené vlhkostními poměry je nejvíce patrné v oblasti tropického pásu, kde poměrně stabilní teplotní podmínky v kombinaci s obdobím dešťů a střídajícím se období sucha umožňuje pozorovat vliv vlhkosti v půdě na koncentraci a produkci CO₂ (Hashimoto a kol., 2006).

McGroddy a Silver (2000) zkoumali v tropickém klimatu zásoby půdního uhlíku a toky CO₂ v závislosti na edafonu, klimatu, množství podložního uhlíku a míře půdního dýchání organismů a rostlin. Veškeré tyto faktory byly posouzeny vůči půdní vlhkosti. Pokud byla vlhkost příliš vysoká, docházelo k tvorbě anaerobních podmínek, kvůli kterým se proces rozkládání na určitou dobu skoro zastavil.



Obrázek 3 Denní záznam (a) koncentrace CO₂ v půdě, (b) produkce CO₂ v půdě, (c) půdní teplota, (d) obsah půdní vody, měření proběhlo ve smíšeném lese, oblast, Vancouver Island (Jassal, 2005)

3.2.3 Ovlivnění respirace vnějšími faktory

Půdní respirace je velmi variabilní a může vyjadřovat přirozenou fluktuaci v závislosti na řadě faktorů určitého prostředí a to především na dostupnosti substrátu, dále na teplotě a vlhkosti. Počáteční rychlost respirace charakterizuje biologickou aktivitu půd. Měření bazální respirace se široce používá pro studium vlivu vlhkosti, aerace, teploty a jiných definovatelných fyzikálních vlivů na mineralizaci organické hmoty nebo pro stanovení schopnosti mikrobiálního společenstva tuto hmotu mineralizovat. Tato hodnota se velmi často užívá jako kontrola vůči respirační rychlosti, kterou půda vykazuje buď po přidavku substrátu, či po působení jiného pozorovaného faktoru, např. stresu vyvolaného umělou laboratorní kontaminací. Obecně respirace mikroorganismů roste v působení stresu při dostatečném množství uhlíku. Organismy vyžadují větší energii nutnou na udržení jejich biomasy než v podmínkách nestresových. Při laboratorních měřeních respirace za konstantních teplotních a vlhkostních podmínek závisí množství uvolněného CO₂ pouze na množství, dostupnosti organických látek v půdním roztoku a na schopnosti přítomných organismů je využívat. Během dlouhodobé laboratorní inkubace, kdy klesá dostupný uhlík v půdě, klesá zároveň i bazální respirace, to znamená, že celková mineralizační aktivita společenstva klesá (Foukalová, 2011).

Tesařová a Glosr (1976) uvádějí, že 70% celkové roční variability produkce CO₂ v travních porostech můžeme vysvětlit hlavně vlivem teploty a vlhkosti. V různých půdách je možné srovnání respirace možné pouze u těch půdních vzorků, které byly odebrány ve srovnatelných vlhkostních a teplotních podmínkách. Jako nejvýhodnější z nich se ukázaly jarní nebo podzimní odběry. Respiraci půdy je třeba hodnotit v kontextu s vlastnostmi půd. Mezi hlavní řadíme vlastnosti fyzikální a chemické (Šantrůčková, 1993).

3.3 Vlastnosti půdy

Podle pedologů je třeba chápat půdu jako přírodně historický útvar, který vznikl působením přírodních činitelů a v poslední době výrobních činností člověka. Úrodnost půdy je určena jejím poměrem k vodě, popelovým prvkům a dusíkatým živinám, nemůže se projevit náhle, vyvíjí se postupně jako výsledek složitých zvětrávacích a půdotvorných procesů. Učení o těchto procesech vypracovali zakladatelé novodobého půdoznalství. Všichni chápali půdotvorný proces jako složitý historický proces, k jehož dovršení je třeba dlouhé doby a účasti fyzikálních, chemických a biologických faktorů. V závislosti na souhře a intenzitě těchto činitelů se utvářeli různé půdy se svými charakteristickými vlastnostmi. Rozmanité podmínky vedli též k utváření rozmanitých půd, které se navzájem liší řadou vlastností, jež mají svůj historický vývoj (Federov, 1957).

3.3.1 Fyzikální vlastnosti půd

Půdní fyzika je důležitou součástí pedologie zabývající se interakcemi plynné, pevné a kapalně fáze půdy. Studuje fyzikální procesy a vlastnosti, které jsou ve vzájemné interakci s biologickými a chemickými vlastnostmi půdy (Pokorný a kol., 2007).

3.3.1.1 Základní fyzikální vlastnosti půd

3.3.1.1.1 Struktura půdy

Strukturou půdy jmenujeme schopnost půdy seskupovat se nebo rozpadávat v shluky (agregáty) různého tvaru a velikosti. Každý agregát je shluk půdních zrn navzájem spolu stmelěných s menší či větší soudržností. Naproti tomu texturou (zrnitostním složením půdy) rozumíme tvar, velikost a zastoupení půdních zrn.

Při hodnocení struktury půdy vycházíme ze základního dělení struktury, a to na makrostrukturu a mikrostrukturu. Do mikrostruktury řadíme agregáty menší než 0,25 mm a od této hranice výše hovoříme již o makrostruktuře. Agregáty do této velikosti totiž podstatně ovlivňují fyzikální vlastnosti půdy. Je rozdílné, zda např. částice velikosti prachu (větší než 0,01 mm) jsou prvotními částicemi nebo jsou utvořeny z elementárních částíček menších rozměrů. Čím menší jsou půdní částice, tím větší je pravděpodobnost jejich translokace do nižších horizontů půdy. Strukturální element je určitá velikost a forma agregátu, typická pro daný půdní typ nebo jeho horizont. Je-li takový strukturální element deformován (např. tlakem) nebo došlo-li k pevnějšímu spojení několika strukturálních elementů a půda se již nerozkládá na

strukturní elementy půdních forem, mluvíme o pseudostruktuře. Půdy s nestálou strukturou jsou velmi náchylné k tvorbě pseudostrukturních forem, které se opět časem vracejí do původního stavu.

Shlukování půdních částic v agregáty je komplex chemických, fyzikálních a biologických procesů, které probíhají pod vlivem mnoha vnitřních a vnějších činitelů v půdě. Ve shodě s tím je i výsledek těchto procesů za různých podmínek rozdílný. Zásadně odlišný je např. průběh v humózním horizontu (ornice) a v měkkých matečných substrátech (např. spraších, jílech) postrádajících organické látky (Špička, 1964).

Zrnitostní částice je základní stavební jednotka pevné složky půdní hmoty. Původem jsou zrnitostní částice úlomky hornin, drobné zbytky rostlin, krystalky jílových minerálů, shluky půdního humusu a jiné látky (Bedrna, 1984). Mezi těmito částicemi jsou volné prostory (póry), rovněž různého tvaru a různé velikosti. Jsou vyplněny vzduchem nebo půdními roztoky (Smolíková, 1988).

Vznik půdní struktury je vázán na přítomnosti mikro agregátů. Na tvorbě struktury se uplatňují síly adhezní, molekulární, tmelivé a meniskové, tak i účinky sesquioxidů a jílových minerálů, organo-minerálních gelů a organických koloidů (Jandák a kol., 2005).

Velký vliv na stabilitu a tvorbu půdní struktury má ovšem organická hmota. Působí jako tmely vedle hemicelulózy i polysacharidů nebo levany, uronidy a četné další organické polymery. Agregují minerální částice půdy a pozměňují aktivní povrch, čímž ovlivňují také mechanické a hydrofyzikální vlastnosti půd (Hlušíčková a Lhotský, 1994).

Nemalý vliv na půdní strukturu mají také tlakové změny v půdě, vyvolané změnami půdní vlhkosti. Jestliže se půda zpracovává stroji a náradím, dělí se na shluky (agregáty). Toto drobení nemusí být důsledné, ale naopak můžeme za vyšší půdní vlhkosti, tj. v mezích plastičnosti, způsobit shlukování nebo deformaci strukturních elementů při vzniku nových přechodných (dočasných) tvarů – pseudostruktury (Špička, 1964).

3.3.1.1.2 Zrnitost půdy

Třídění půd a zemin podle zrnitosti patří mezi nejstarší klasifikační systémy na světě (Kutílek, 1978).

Zrnitost půdy je jedna z nejdůležitějších fyzikálních vlastností půdy, která značně ovlivňuje průběh infiltrace. Ovlivňuje poměr vzduchu a vody v půdě, poměr nekapilárních a kapilárních pórů, složení i obsah edafonu, velikost povrchové plochy a energie, adhezi a kohezi, chemické, fyzikálně-chemické i biochemické procesy v půdách (Prax a kol., 1995).

Zrnitostní složení se určuje podílem zastoupení různých frakcí půdních částic v jemnozemi (jako jemnozemi jsou označovány částice menší než 2 mm).

Podle zastoupení jednotlivých frakcí lze zeminu klasifikovat tj. určit druh. Jedná se o grafické vyjádření zrnitostního složení. Půdní druh se určuje z průsečíku obsahů jednotlivých zrnitostních frakcí (Vopravil a kol., 2009). Porovnává obsah třech frakcí (obr. 4). – pískových zrn (0,05 – 2 mm), prachových částic (0,001 či 0,002 – 0,05 mm) a jílových částic (menší než 0,002 mm). Tato klasifikace je v dnešní době ve světě v menších obměnách nejrozšířenější (Janeček a kol. 1999).

Nejčastěji se u nás používá Novákova metoda. Novák klasifikoval půdy dle obsahu částí půdy menších než 0,01 mm do sedmi skupin charakterizujících půdní druhy (Vráblíková a Vráblík, 2006).



Obrázek 4 Diagram pro určení zrnitostních tříd dle Taxonomického klasifikačního systému půd ČR (NRSC USDA, 2010)

Tabulka 1 Klasifikační stupnice zemin podle Nováka (Jandák a kol., 2010)

% frakce < 0,01 mm	Označení zeminy	Označení druhu půdy
do 10	písčitá	lehká
10 - 20	hlinitopísčitá	lehká
20 - 30	písčitohlinitá	střední
30 - 45	hlinitá	střední
45 - 60	Jílovitohlinitá	těžká
60 - 75	jílovitá	těžká
nad 75	jíl	těžká

Společně se zrnitostí se hodnotí i skeletovitost. Za skelet se považují částice půdy větší než 2 mm. Částice o velikosti 2-4 mm považujeme za hrubý písek, 4-30 mm za štěrk a nad 30 mm za kamení (Demo a kol., 2000).

3.3.1.1.3 Měrná hmotnost půdy

Měrná (specifická, zdánlivá) hmotnost půdy je hmotnost jednotkového objemu pevné fáze půdy bez pórů, to je za předpokladu, že pevné částice dokonale vyplňují daný prostor. Hlavní jednotkou je $\text{kg}\cdot\text{cm}^{-3}$, dílčí jednotka užívaná často v pedologii je $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Představuje poměr hmotnosti pevné fáze půdy bez pórů ke hmotnosti toho stejného objemu vody. Může být definována jako hmotnost 1 m^3 pevné, neporézní zeminy vyjádřené v tunách ($\text{t}\cdot\text{m}^{-3}$), (Hraško a Bedrna, 1988). Měrná hmotnost závisí na různém obsahu organických látek (humusu), minerálů a na obsahu manganu a železa, jelikož tyto složky mají různou měrnou hmotnost (Prax a kol., 1995).

3.3.1.1.4 Objemová hmotnost a redukovaná objemová hmotnost půdy

Objemová hmotnost půdy je hmotností určeného objemu půdy (1m³) v přirozeném stavu. Její hodnota je nižší než hodnota měrné hmotnosti a závisí na způsobu vzájemného uložení mechanických elementů půdy, na strukturnosti půdy a na zrnitosti. Přirozené změny objemu půdy vznikají v závislosti na obsahu vody, a to zejména v půdách, kde je vysoký podíl jílových částic, které ve vlhkém stavu nabobtnávají a naopak při vysychání se smršťují a zmenšují tak svůj objem. Při zamrznání a rozmrznání vlhké půdy a vlivem půdních organismů, především kořenové soustavy a živočichů žijících v půdě, nastává změna objemové hmotnosti (Hraško a Bedrna, 1988). Objemová hmotnost půdy je jedna z nejdůležitějších vlastností půdy, která charakterizuje celý komplex fyzikálních podmínek v půdě a obecně je považována za faktor úrodnosti půdy. Rostlinám škodí jak příliš kyprá tak i příliš ulehlá půda (Fulajtár, 2006). Příliš kyprá půda se vyznačuje nízkou objemovou hmotností (<1 g·cm⁻³). Příliš ulehlá půda se vyznačuje vysokou objemovou hmotností (>1,6 g·cm⁻³), (Ržonca a kol., 2005).

Objemová hmotnost redukovaná (po vysušení) je hmotnost objemové jednotky půdy v neporušeném stavu po vysušení do konstantní hmotnosti, bez vody v pórech (Ledvina a kol., 2000). Objemová hmotnost je dílčí hustotou tuhé fáze v systému půdního vzorku. Vystihuje stav nakypření či zhutnění půdy a obvykle stoupá směrem od ornice do méně kypré spodiny. Kritická hodnota je u středně těžké hlinité půdy 1,45g·cm⁻³ (Jandák, 2014).

Redukovaná objemová hmotnost se používá jako jedna z kritérií zhutnění půdy, protože do značné míry indikuje ulehlost nebo kyprost půdy. Je potřebná při výpočtu pórovitosti, a je také používána při přepočtu obsahu různých látek v půdě z hmotnostního vyjádření na vyjádření objemové (Ledvina a kol., 2000).

3.3.1.1.5 Pórovitost

Pórovitostí se v podstatě rozumí prostory v půdě, které nejsou vyplněny pevnými částicemi, ale pouze vzduchem a vodou. Velikost pórů závisí na uspořádání a rozměrech částic zeminy. Rozlišujeme póry kapilární a nekapilární. Kapilární neboli vláskovité mají velikost pod 0,2 mm a nekapilární póry jsou větší než 2,00 mm (Špička, 1964).

Pórovitost se stanovíme jako rozdíl měrné a objemové hmotnosti podělený měrnou hmotností a to celé vynásobené stem. (Pauk a kol., 1962).

Zvýšený obsah koloidních částic působí na množství kapilárních pórů. Celková pórovitost našich půd se pohybuje v průměru mezi 30- 62 %, asi polovina je pevná hmota a polovina jsou póry. U ulehle půdy bývá pórovitost menší, u humózní větší. O pórovitosti rozhoduje nejenom zrnitost, ale i struktura půdy. Jíly mají větší pórovitost, ale póry jsou menší. To zvyšuje jejich vodní jímavost, ale snižuje propustnost pro vzduch a vodu. V písčích je naproti tomu převaha větších pórů, které zvyšují propustnost pro vodu, ale snižují jímavost pro vodu. Zvýšeným množstvím kapilárních pórů se zvyšuje vzlínavost vody, což je zase závislé na zrnitosti půdy (Špička, 1964).

3.3.1.2 Hydro-fyzikální vlastnosti půd

Voda v produkčním procesu má jedinečnou funkci jako nenahraditelné všeobecné medium transportu a přeměny látek a energie. Pedogeneticky je půdní voda hybnou silou různých pochodů chemických, fyzikálních, fyzikálně-chemických, biologických a biochemických, které probíhají v povrchové soustavě zemské kůry (Ledvina a kol., 2000).

Veškerá životní činnost mikroorganismů se děje ve vodním prostředí, a proto je přítomnost dostatečného množství vláhy nezbytnou podmínkou pro jejich úspěšný rozvoj v půdě. Klesne-li vlhkost půdy až na maximální hygroskopičnost, zastavuje se životní činnost aktinomycet a plísň sice ještě pokračuje, ale probíhá velice pomalu (Federov, 1957).

3.3.1.2.1 Vlhkost půdy

Veškerou obsaženou vodu v půdě ve skupenství plynném, kapalném i pevném označujeme pojmem půdní voda. Nejúčinnější a nejvýznamnější je z těchto skupenství půdní voda kapalná, která působí svými rozpouštěcími, hydrolytickými, dispergačními a translokačními účinky (Ledvina a kol., 2000). Mimo hydrologických, klimatických a pedologických faktorů ovlivňuje vlhkost půdy na stanovišti i typ vegetace a jeho vlastnosti (věk, druhové složení a stav kořenového systému), (Rožnovský a Litschmann, 2005).

Vlhkost půdy udává momentální obsah vody v půdě v objemových nebo hmotnostních procentech k půdě vysušené při 105°C (Hraško a Bedrna, 1988). Aktuální zásoba vody v půdě závisí hlavně na srážkách a výšce hladiny podzemní vody především je však důležitá vlastnost půdy zadržovat vodu, jež závisí hlavně na struktuře a textuře. K popisu této charakteristiky používáme půdní hydro limity jako:

- Maximální kapilární kapacita
 - Patří mezi hydro-fyzikální vlastnosti půdy. Stanovuje hodnotu maximálního nasycení. Schopnost půdy zadržovat vodu pro potřeby rostlin
- Retenční vodní kapacita
 - Je maximální množství vody, které je půda schopna trvaleji zadržet vlastními silami po 24 hodinách v téměř rovnovážném stavu po nadměrném zavlažení
- Plná vodní kapacita (nasáklivost)
 - Je taková vlhkost půdy, kdy jsou všechny póry zaplněny vodou (Jandák, 2014).

Hygroskopická voda je silně vázána na povrchu půdních částic, kde se vytváří molekulárními silami. Poté kdy je půdní vzduch nasycen a vlhkost dosahuje až do stavu maximální hygroskopičnosti, je přítomna na půdních částicích jako tenká spojitá blanka. Pokud není půdní vzduch nasycen, může hygroskopická voda přejít v páru. Tento stav charakterizujeme jako neúplnou hygroskopičnost půdy.

Podpovrchovou vodu rozdělujeme podle výskytu na vodu v zóně aerace, jež právě tvoří vlhkost půdy, dále na vodu v zóně nasycení, toto je voda podzemní a dále se dělí na vodu freatickou (voda má volnou hladinu), artézskou (voda je pod účinkem hydrostatického tlaku), puklinovou (voda vyplňující rozpukané horniny) a vodu krasovou (vyplňující krasové dutiny, kaverny), (Pokorná, a Zábranská 2008).

Nejmenší obsah vody, při kterém se mohou ještě slabě rozvíjet houby a aktinomycety, odpovídá přibližně 80-85% maximální hygroskopičnosti. Při vzrůstu půdní vlhkosti nad maximální hygroskopičnost přecházejí různé skupiny půdních bakterií ze stavu klidu do stavu aktivního a začínají vytvářet bakteriální povlak typu mikro kolonií. Při dalším zvýšení vlhkosti až do 60% plné vodní kapacity půdy vzrůstá aktivita mikrobiálních pochodů stále více, pokud nedosáhne maxima. Při dalším zvyšování vlhkosti se opět začínají mnohé mikrobiální pochody postupně inaktivovat, což souvisí s nedostatkem kyslíku. Vzduch a voda v půdě jsou antagonisty a nadbytečný obsah vody jde ruku v ruce s nedostatkem kyslíku (Federov, 1957).

3.3.1.2.2 Vodní kapacita půdy

Je to schopnost půdy vodu přijímat a v sobě udržovat. Maximální vodní kapacita je největší množství vody, které může půda přijímat. Absolutní vodní kapacita je zjištěné množství vody v půdě, která se v ní udržela po dobu 24 hodin po úplném nasycení vodou. Závisí především na zrnitosti, struktuře, na obsahu humusu a také na obsahu koloidů. Největší absolutní vodní kapacitu mají jílové půdy, a nejmenší pak půdy písčité. Půdy s malou

soudržností a s velkými meziprostory, snáze vodu přijímají, ale špatně ji zadržují. U půd s menšími meziprostory je tomu přesně naopak. Vodní kapacitu je možné v každé půdě zvyšovat hnojením kompostem, chlévským hnojem, organickými látkami a zeleným hnojením (Špička, 1964).

3.3.1.2.3 Maximální hydroskopicita půdy

Maximální hydroskopicita půdy je největší množství vody, které je půda schopna poutat v pórech z ovzduší při relativní vlhkosti blízké se k 100 %. Její hodnota se využívá pro stanovení hranice fyziologicky nepřístupné vody (bodu vadnutí), (Demo a kol., 2000).

Tato hodnota je poměrně stálá a pro různé půdy charakteristická. Její hodnota závisí na zrnitostním složení půd (nejvíce pro jílové půdy, nejméně pro písky), na charakteru jílových minerálů, na množství a kvalitě organické hmoty v půdě (čím vyšší obsah humusu, tím je maximální hydroskopicita vyšší), (Hraško a Bedrna, 1988).

3.3.1.2.4 Propustnost půdy pro vodu

Při velké propustnosti uniká voda rychle za hranice půdního profilu a stává se nedostupnou pro rostliny. Je vyjádřena koeficientem propustnosti, představuje množství vody (1000 mm^3), které prochází přes 10 mm sloupec zeminy na ploše 100 mm^2 při tlakovém rozdílu 10 mm vodního sloupce.

Při velké propustnosti uniká voda rychle za hranice půdního profilu a stává se pro rostliny nedostupnou. Při propustnosti nízké stojí voda na povrchu půdy (Hraško a Bedrna, 1988).

Vlivem ztuhnutí půdy dochází ke snížení propustnosti pro vodu (Špička, 1964). Propustnost vody je ovlivňována i dalšími fyzikálními a chemickými vlastnostmi (struktura, zrnitost, atd.). Jílovitohlinité a hlinité půdy mají nejvyšší vsakovací schopnost (100–200 mm za hodinu). Menší vsakovací schopnost je u půd písčitých a hlinitopísčitých, tuhých, nestruturních půd bez porostu (30–100 mm za hodinu), (Bedrna, 1984).

3.3.1.2.5 Vzlínavost půdy

Schopnost půdy vést vodu ze spodních vrstev do vrstev vrchních se nazývá vzlínavost. Vzlínavostí se dostává voda až ke kořínkům porostu, v případě není-li dostatek srážkové vláhy. Pohyb v půdě podléhá gravitaci při pohybu dolů nebo kapilárním silám při pohybu nahoru. Kapilární pohyb jde různými směry v půdě, ale není přímočarý. Schopnost propouštět vodu z vrchních vrstev do vrstev spodních je vlastně už zmiňovaná propustnost půdy pro vodu, pro

vzduch je to pak provzdušenost. Při vyšším podílu jemných půdních částic je zhoršena, naopak při větším množství písčitéch, větších částic je vzlínavost zvýšena. Propustnost těžkých půd můžeme zlepšit zmenšením jejich drobením, soudržnosti, vápněním, organickými látkami kypřením. Vzlinavost se podporuje především agrotechnickými úkony zhutňovacími, zejména válením (Špička, 1964).

3.3.1.3 Aerační vlastnosti půdy

Plynnou fázi v půdě tvoří půdní vzduch. Půdní vzduch má význam pro dýchání organismů, výměnu plynů mezi půdou a atmosférou a pro průběh reakcí v půdě (Prax a kol., 1995).

Půdní vzduch obsahuje oxid uhličitý, kyslík a dusík. Kyslíkem, dusíkem a oxidem uhličitým ovšem není obsah plynů vyčerpán. Objevují se v něm v malém množství metan, vodík, oxid dusný a tak dále. Vzduch v půdě se vyskytuje volně pohyblivý nebo vázaný na pevnou či kapalnou fázi (fyzikální vazby na povrchu pevné fáze, rozpuštěné plyny v kapalně fázi, uzavřené bublinky v kapilárních pórech). Složení půdního vzduchu je proměnlivé, v porovnání s atmosférickým vzduchem má méně kyslíku, více oxidu uhličitého. Kyslík z atmosféry závisí na aeraci půdy. Oxid uhličitý pochází z dýchání organismů. Nevyšší složení oxidu uhličitého je v málo v provzdušněné půdě, a to při vyšší vlhkosti a teplotě (Federov, 1957).

Vzdušná kapacita půdy určuje obsah vzduchu v půdě. Množství vzduchu, které může být v půdě vysušené na vzduchu je vyjádřené v objemových procentech. Obsah se přibližuje k celkové pórovitosti, ale vždy je nižší, protože v části pórů se nachází hydroskopická voda (Demo a kol., 2000).

Rozeznáváme vzdušnou kapacitu kapilární a nekapilární. Výměna vzduchu v půdě je důležitá, proto je nutné ji podporovat pro dobrý vývoj kořenů a mikroorganismů. Snížená výměna vzduchu způsobuje hromadění oxidu uhličitého v půdě, a tím ovlivňuje škodlivě mikrobiální činnost a rostliny. V půdách s drobtovitou strukturou je výměna vzduchu dobrá. Nejpriznivější jsou hlinité strukturní půdy. V těžkých půdách je zhoršena (Špička, 1964).

Provzdušenost je udána obsahem vzduchu v půdě, odpovídající momentálnímu obsahu vzduchu při dané půdní vlhkosti neboli objem póru vyplněný vzduchem (Prax a kol., 1995).

3.3.1.3.1 Tepelné vlastnosti půdy

Tepelné poměry se neustále mění v prostoru i čase. Teplota půdy má význam pro průběh chemických reakcí, biologických procesů, rychlost a směr fyzikálních procesů a výměnu hmoty a energie mezi půdou a atmosférou. Teplota, díky zvláštnostem půdy, se udržuje v půdě na poměrně příznivé úrovni. Půda pohlcuje značné množství tepelné energie slunečního záření, tím se nápadně zahřívá, neboť má menší tepelnou jímavost než voda. Půda pokrytá rostlinami je vždy o něco chladnější v létě a o něco teplejší v zimě než půda holá (Federov, 1957).

Vnitřní faktory, které ovlivňují teplotní poměry v půdě, mohou mít specifické vlastnosti půd (Ledvina a kol., 2000).

3.3.1.3.2 Tepelná kapacita půdy

Vyjadřuje schopnost půdy zadržovat a přijímat teplo. Měrná teplota půdy, představuje množství tepla (J) potřebného na zahřátí 1g půdy (anebo 1000mm³ půdy) o 1 °C (Demo a kol., 2000). Tepelná kapacita půdy je podmíněna především obsahem půdní vláhly s podstatně vyšším měrným teplem (Ledvina a kol., 2000).

3.3.1.3.3 Tepelná vodivost půdy

Tepelná vodivost půdy neboli přenos tepla v půdě. Závisí na struktuře, zrnitosti, vlhkosti, obsahu humusu a na mineralogickém složení. Určuje hloubku, do jaké pronikne změna teploty na povrchu půdy. Teplotní vodivost půdy je dána poměrem tepelné kapacity a tepelné vodivosti (Hraško a Bedrna, 1988).

3.3.1.4 Fyzikálně- mechanické vlastnosti půdy

Mezi fyzikálně- mechanické vlastnosti půdy patří:

- Soudržnost (vaznost, pevnost)
 - Tyto vlastnosti jsou způsobeny vzájemným stmelováním půdních částic, kterým půdy získávají schopnost odolávat vnějším silám, snažícím se oddělit od sebe jednotlivé půdní částice (koheze). Závisí na obsahu koloidních částic a jejich kvalitě (Špička, 1964).
- Lepivost
 - Úzce souvisí se soudržností. Je-li soudržnost (koheze) výsledkem vzájemné přilnavosti půdních částic, je lepivost (adheze) výsledkem přilnavosti půdních

částic k povrchu jakéhokoliv jiného tělesa. Závislost velikosti lepidlosti na vlastnostech půdy se uplatňuje kvalita povrchu, k němuž je posuzována (Špička, 1964).

- Plasticita
 - Mez plasticity odpovídá obsahu vody, při kterém zemina ztrácí schopnost vytvářet určité formy, začíná se rozpadávat (Hraško a Bedrna, 1988).
- Konzistence
 - Je spjatá především s vlhkostí, zrnitostí, mineralogickým a chemickým složením. Vyjadřuje se stupněm soudržnosti lepkavosti a odporu proti deformaci při určité vlhkosti (Prax a kol., 1995).
- Uléhavost půdy
 - Je jednou z hlavních půdně-fyzikálních charakteristik, kterou zpravidla vyjadřujeme v hodnotách objemové hmotnosti redukované. V podstatě je funkcí obsahu humusu v půdě, jejího mechanického složení a struktury. S ulehlostí půdy velmi úzce souvisí základní režimy půdy (vodní, vzdušný, teplotní, živinný), (Štranc P., Štranc J., Štranc D., Ledvina, 2008).

3.3.1.5 Chemické vlastnosti půd

V průběhu půdotvorného procesu dochází ke změnám v chemickém složení půdy a dynamika změn je charakteristická pro každý půdní typ. Dochází ke změnám vazby prvků v organických a minerálních sloučeninách, ke změnám v sorpci prvků a ve výměnných vlastnostech půdy. Ustanovení dynamické rovnováhy je odrazem složitých vzájemných reakcí, které ovlivňují půdní úrodnost (Sotáková, 1982).

3.3.1.5.1 Půdní reakce

Půdní reakce je jednou z nejdůležitějších chemických charakteristik půdy. Je to mu tak proto, že mnoho biologických a chemických procesů v půdě závisí na koncentraci vodíkových kationů a hydroxylových aniontů. Jestli bude půda kyselá, neutrální nebo alkalická závisí na rozpustnosti různých sloučenin, na aktivitě mikroorganismů a na síle vazby výměnných iontů (Šimek 2007).

Půdní reakce je určována koncentrací vodíkových iontů, které ve vodních roztocích vytváří kationty H_3O^+ . V půdě se vodíkové ionty nacházejí buď v půdním roztoku a pak uvádějí aktivní reakci pH (H_2O), anebo jsou výměně sorbovány půdními koloidy a tvoří potenciální

reakci. Potenciální reakce se dělí na reakci výměnnou pH (KCl) a hydrolytickou (mol H⁺/0,1 kg půdy), (Jandák, 2014).

Aktivní reakce je působena volnými vodíkovými ionty v půdním roztoku. Stanoví se pomocí vodního filtrátu nebo v suspenzi jemnozeme s převařenou destilovanou vodou v poměru = 1:2,5 (Kutílek, 1978). Vyjadřuje se jako hodnota pH/H₂O. Hodnoty v půdách se nejčastěji pohybují od pH 5 do pH 7 (Ledvina a kol., 2000).

Výměnná reakce je působena volnými vodíkovými ionty a vodíkovými ionty, které jsou vytěsnitelné z organo-minerálního půdního komplexu roztokem neutrální soli - KCl. Zjišťuje se potenciometricky a označuje pH/KCl (Hraško a Bedrna, 1988). Ve srovnání s aktivní reakcí dosahuje výměnná reakce nižších hodnot pH, neboť spolu s volnými ionty H⁺ z půdního roztoku se stanoví i H⁺ vázané sorpčním komplexem (Ledvina a kol., 2000).

3.3.1.5.2 Půdní organická hmota

Představuje soubor organických látek nahromaděných na půdě a v půdě, pocházejících z odumřelých zbytků živočichů, rostlin a mikroorganismů v různém stupni přeměn a v různém stupni smíšení s minerálním podílem. Neživá půdní organická hmota představuje dynamický systém složený z čerstvých, nerozložených zbytků, částečně rozložených zbytků, produktů mikrobiálního rozpadu a humusu (Jandák, 2014).

3.3.1.5.3 Specifické humusové látky

Relativně stabilní část půdního organického uhlíku s vysokou rezistencí vůči mikrobiálnímu rozkladu. Patří sem fulvokyseliny, huminové kyseliny, hmatomelanové kyseliny, huminy a humusové uhlí.

Fulvokyseliny jsou charakteristické dobrou rozpustností ve vodě, loužích, minerálních kyselinách i v roztocích hydrolyticky zásaditých solí. Jejich vodné roztoky jsou silně kyselé, ve vodě dobře rozpustné a velmi agresivní na minerální podíl, který ochuzují o živiny a koloidy. Díky jejich nižší relativní molekulové hmotnosti jsou velmi pohyblivé a lehce se přemísťují v půdním profilu. Mají žlutou až hnědou barvu, dále se liší zejména obsahem polysacharidových stavebních prvků, zatímco aromatických je málo (Jandák, 2014).

Huminové kyseliny jsou nejkvalitnější produkt humifikace, heterogenní skupina vysoce molekulárních, organických a dusíkatých látek s cyklickou stavbou. Heterogenost huminových kyselin předurčuje jejich rozdělení do frakcí a na skupiny. Huminové kyseliny mají barvu tmavou (tmavě hnědá, černá, šedá), (Jandák, 2014).

Hymatomelanovými kyselinami označujeme látky, které se dají izolovat z nově vytvořených huminových kyselin alkoholovou extrakcí. Představují složitou směs látek, které mohou vznikat z huminových kyselin nebo při syntéze lehce rozložitelných organických zbytků (Orlov, 1985).

Huminy představují tu část humusu, která je nejméně prozkoumána. Jedná se o silně karbonizovanou hmotu, která je pevně vázána na minerální podíl a nelze ji extrahovat ani opakovanou alkalickou extrakcí z dekalcinované půdy. Definovány jsou také jako nerozpustné formy huminových kyselin (Jandák, 2014).

Humusové uhlí představuje nejstarší vývojově kulminující složku procesu humifikace. Jedná se o silně karbonizovanou, na uhlík a dusík bohatou hmotu, která nepeptizuje, nehydrolyzuje, nerozpouští se v acetylchloridu, ztratila funkci prvního humusu (Stevenson, 1982).

3.3.1.5.4 Nespecifické humusové látky

Takzvané nespecifické humusové látky tvoří jednodušší cukry a organické sloučeniny, pryskyřice, tuky, vosky, třísloviny, celulóza, hemicelulóza, lignin, organické dusíkaté látky a popeloviny.

Jednodušší cukry a organické kyseliny jsou rozpustné ve vodě a snadno mikroby rozkládány v aerobním prostředí na CO_2 a H_2O . V anaerobním prostředí dochází ke kvašení a tvorbě organických kyselin, alkoholům, CO_2 a H_2O .

Pryskyřice, vosky, tuky a třísloviny jsou rozpustné v organických rozpouštědlech, jsou těžko rozložitelné, zejména v anaerobních podmínkách.

Celulóza a hemicelulóza je dominující složka rostlin a hlavní zdroj energie pro edafon, celulóza se rozkládá v silných loužích a kyselinách, mikrobiální cestou je rozkládána poměrně snadno (celulázy).

Lignin je hlavní součást dřevní hmoty, velmi odolný vůči rozkladu. Produkty kometabolického rozkladu reagují s dusíkatými látkami za vzniku humusových látek.

Jedna třetina až jedna polovina organické dusíkaté látky je tvořena bílkovinami, zbytek jsou nukleoproteidy a nukleové kyseliny, obsahují 15-19% dusíku a 0,5-1 % síry. Při rozkladu se uvolňuje dusík a po přeměně na minerální formu je zpřístupněn rostlinám. Popeloviny jsou minerální látky. Podle obtížnosti rozkladu (nejjednodušší až nejsložitější rozklad) lze organické látky v půdě seřadit následovně:

cukry a proteiny – bílkoviny – hemicelulózy- celulóza – tuky – lignin (Jandák, 2014).

3.3.1.5.5 Salinita

Salinita (elektrická vodivost) neboli zasolení půdy je způsobeno nahromaděním lehce rozpustných solí, pocházejících z podzemní i závlahové vody, ale i z mořské vody. Také pochází i z činnosti člověka, při používání průmyslových hnojiv na půdu. Charakterizuje nám míru zatížení půd solemi, které se vztahují k půdně ekologickým podmínkám stanovišť a ke stupnici vyhnojení. Zjišťuje se potenciometricky. Ve vodě rozpustné elektrolyty jsou extrahovány v poměru půda a voda 1:5 a stanoveny na základě zvýšení specifické elektrické vodivosti extraktu výluhu po filtraci (Zbiral a kol., 1997).

3.3.1.5.6 Půdní uhličitany

Uhličitany jsou významnou složkou minerálního půdního podílu. Jejich přítomnost silně ovlivňuje další půdní vlastnosti. Mají výraznou tlumící schopnost a výrazný vliv při nasycování sorpčního komplexu. Při tvorbě půdní struktury se výrazně uplatňují vápenaté humáty (Jandák, 2003).

V půdě se uhličitany vyskytují jako uhličitan vápenatý, méně často jako uhličitan hořečnatý. Ostatní uhličitany se ve větším množství nacházejí v alkalických a zasolených půdách (Na_2CO_3 a NaHCO_3). Vyluhování uhličitanů Mg^{2+} a Ca^{2+} z půdního profilu je projevem degradace půd.

Uhličitany v půdě mohou být primárního původu (půdotvorný substrát, mateční hornina) nebo sekundárního původu (Ca-hnojiva). V prvním případě obsah uhličitanů v půdním profilu klesá od povrchu nebo jsou jen ve spodní části profilu. V případě výskytu sekundárního jsou obsaženy jen v povrchové (orniční) vrstvě (Jandák, 2003).

3.4 Metody měření půdní respirace

Způsoby a možnosti měření respirace popsal Pavelka (2007). K systémům jejího měření patří metody absorpční (dynamické a statické) a gazometrické (uzavřené a otevřené). U metod statických jsou plyny jímány v rámci uzavřeného inkubačního systému (v půdě) nebo v inkubační komoře, která je umístěna na povrchu půdy. U systémů dynamických umožňuje CO₂ volnou cirkulaci vzduchu v inkubačním systému a analyzovat složení plynů na výstupu. K metodám stanovení mikrobiální respirace patří:

- Bazální respirace půdní biomasy (BR),
- Stanovení substrátem potenciální respirace (PR).

Nejčastěji je respirace měřena bez přídavku substrátu (BR – bazální respirace) nebo s přídavkem lehce dostupného substrátu – glukózy (PR-potenciální respirace). Respirace může být měřena i s přídavky dalších substrátů. Rozlišení potenciální a bazální respirace je určující i z hlediska úrovně mineralizace. Respirace je kvalifikována pomocí měření produkce CO₂. Půdní respirace je v ekologickém pojetí hodnotícím kritériem pro různé použité aspekty (Heinemeyer a kol., 1989), např. pro stanovení mikrobiální biomasy (Anderson a Domsch, 1978), k ověření biologické rozložitelnosti chemikálií a jejich vlivu na půdní organismy. Kromě toho slouží bazální respirace a substrátem indukovaná respirace k ekotoxikologickému hodnocení půdy. Metody měření respirace lze rozdělit v polních podmínkách nebo v laboratoři (Foukalová, 2011).

1. Měření oxidu uhličitého v uzavřeném systému

Principem této metody je, že CO₂ z půdy je akumulován v uzavřených kontejnerech. Dále může být CO₂ absorbován v alkalických roztocích a vyčíslen analyticky nebo určen na začátku a konci inkubační doby pomocí plynového chromatografu. Při této metodě lze CO₂ převést do hodinové produkce.

2. Měření oxidu uhličitého průběžným provzdušňováním:

Při této metodě je půda v tomto případě průběžně provzdušňována vzduchem bez oxidu uhličitého a vzniklý CO₂ je určen v pevných časových intervalech. Pokud je použit okolní vzduch s oxidem uhličitým musí se tento obsah odečíst.

3. Kontinuální měření příjmu kyslíku:

Principem této metody je, že příjem kyslíku v půdě je výsledkem poklesu tlaku. Jedná se o řízenou dodávku kyslíku, která je poté zaznamenána.

Respirace určená měřením příjmu kyslíku vyžaduje více laboratorního vybavení než měření oxidu uhličitého. Půdy alkalické a bohaté na humus, které uvolňují velké množství abiotického oxidu uhličitého je doporučena metoda příjmu kyslíku. Vývoj abiotického oxidu uhličitého je známý z bez-vápenatých půd, kde oxid uhličitý abioticky tvořen chemickou dekarboxylací organické hmoty. Půdní respirace může být měřena v terénu nebo v laboratorních podmínkách. Také není možné dělat rozdíly mezi mikrobiologickou respirací a respirací vegetační. Pro laboratorní účely se využívá půda homogenizována vyséváním za standartních podmínek (Luo a Zhou, 2006).

3.4.1 Metoda uzavřené dynamické komory (CDC)

Tato metoda je založena na principu uzavřené komory, která zakrývá povrchu půdy za současného umožnění vzduchu cirkulovat ve smyčce mezi komorou a senzorem detekujícím CO₂ v průběhu měření. Ve chvíli, kdy uzavřená komora zakryje povrch půdy, koncentrace CO₂ se v komoře zvyšuje kvůli uvolnění CO₂ pod povrchem půdy. Míra CO₂ je přímo úměrná k půdní CO₂. Při této metodě měření půdní respirace se obvykle využívá infračervený analyzátor plynů (IRGA) pro měření zvýšení koncentrace CO₂ v průběhu času. S dvěma naměřenými hodnotami koncentrace CO₂, které byly změřeny v počátečním a koncovém bodě lze určit přírůstek CO₂ pomocí kterého se určí míra půdního vyloučení CO₂ (Luo a Zhou, 2006).

3.4.2 Metoda otevřené dynamické komory (ODC)

Metoda otevřené dynamické komory používá odlišný režim pro stanovení vyloučeného CO₂ než metoda uzavřené dynamické komory. Při ODC měření, okolní vzduch proudí od vstupu, skrze komoru po výstup. Vzduch opouštějící komoru je obohacen o CO₂, které je uvolněno díky půdní respiraci. Za předpokladu, že rychlost dýchání a proudícího vzduchu je konstantní, lze půdní respiraci (2) stanovit následovně:

$$R = \frac{u_o c_o - u_e c_e}{A} \quad (2)$$

Kde c_o je koncentrací CO₂ ve vzduchu opouštějícím komoru, c_e je koncentrací CO₂ ve vzduchu vstupujícím do komory, u_e je velikost proudění vzduchu při vstupu do komory, u_o je velikost proudění vzduchu opouštějící komoru, a vyjadřuje povrch půdy zakryté komorou. (Luo a Zhou, 2006).

3.4.3 Metoda uzavřené statické komory (CSC)

Metoda uzavřené statické komory zakrývá oblast povrchu půdy pomocí komory, která obsahuje chemické absorbenty pro zachycení molekul CO₂ v daném čase. Chemické absorbenty zachycující CO₂ obsahují alkalický roztok (NaOH nebo KOH) a sodnovápenatý roztok, který se skládá z NaOH a Ca (OH)₂. Metoda měření alkalickým roztokem je pravděpodobně nejstarším způsobem měření dýchání půdy, zatímco metoda sodnovápenatého roztoku je pravděpodobně nejčastěji používanou statickou metodou kvůli svojí jednoduchosti a nízkým potřebným nákladům (Luo a Zhou, 2006).

3.4.4 Plynový chromatograf

Kromě samotného měření pomocí infračerveného analyzátoru plynu (IRGA) na poli, lze také odebrat vzorky plynů injekčními stříkačkami a vzít je do laboratoře pro analýzu pomocí plynové chromatografie (GC) nebo IRGA. Variantou této metody je umístit IRGA jako LiCor-7500 do uzavřené komory bez cirkulace vzduchu. Procedura odebrání vzorků je podobná k metodě CSC. Komory mají instalovaná odnímatelná víka, která jsou opatřena gumovým těsněním pro odběr vzorků stříkačkou. Vzorky plynu se obvykle odebírají 10ml skleněnou stříkačkou, kde je plyn utěsněn až do analýzy. Odebrané vzorky plynu jsou analyzovány na koncentraci CO₂, O₂ nebo jiné stopové prvky pomocí plynového chromatografu. Plynový

chromatograf je zařízení sloužící k oddělení složek ve vzorku plynu a stanovení jejich množství (Luo a Zhou, 2006).

3.4.5 Metoda gas-well (GW)

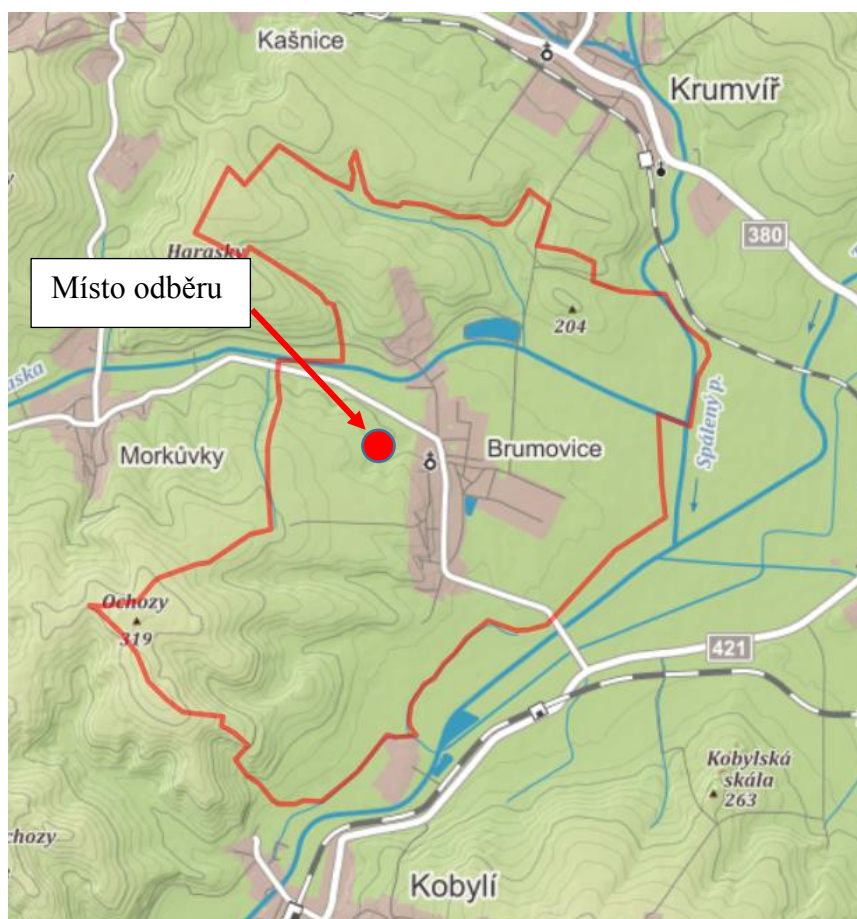
Metoda gas-well slouží k určení koncentrace CO₂ nebo O₂ ve dvou nebo více hloubkách vertikálního profilu půdy. Metoda obvykle vyžaduje permanentní instalaci odběrových zkumavek CO₂ (například nerezové trubky) uprostřed každého horizontu, organické látky a minerální vrstvy půdy. Konce trubek mají několik otvorů pro umožnění proudění vzduchu a jeho shromažďování v injekčních stříkačkách. Tyto vzorky vzduchu jsou potom analyzovány v laboratoři pomocí IRGA nebo GC pro zjištění koncentrace CO₂. Automatizovaný systém odběru vzorků byl vyvinut Hirschem pro měření koncentrace CO₂ v několika hloubkách půdy. V každé hloubce je vzduch stažen z půdních pórů pomocí membránového čerpadla přes mikroporézní teflon. Po vstupu vzorků do systému se vzduch suší, filtruje a přepravuje do IRGA pro měření koncentrace CO₂. Vzduch z odlišných kanálů je vzorkován v intervalu dvou minut po dobu jedné hodiny. Změřená koncentrace CO₂ je vyhodnocena formou gradientu koncentrace skrze půdní profil (Luo a Zhou, 2006).

4 MATERIÁL A METODY

Na zemědělsky obhospodařeném území Jižní Moravy byly v terénu odebrány porušené a neporušené půdní vzorky o objemu 100 cm^3 a 713 cm^3 v pěti bodech výškového transektu a vzorek půdotvorného substrátu (spraš). Na porušených vzorcích půdy byly stanoveny základní půdní charakteristiky: aktivní a výměnná reakce, zrnitostní složení, oxidovatelný uhlík, karbonáty, salinita a specifická hmotnost půdy. Na neporušených vzorcích půdy o objemu 100 cm^3 byla laboratorně stanovena objemová hmotnost a pórovitost

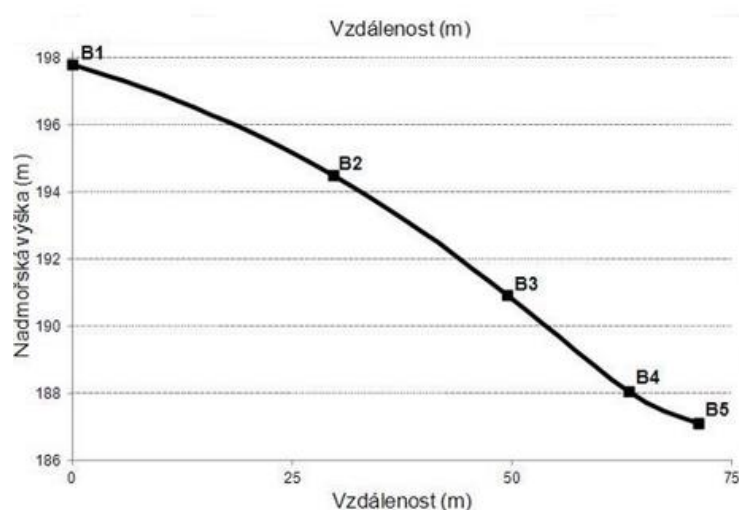
4.1 Popis oblasti a místa odběru vzorků

Jako oblast bylo vybráno území na Jižní Moravě. Zemědělsky obdělávané území, kde byly půdní vzorky odebrané, se nachází v blízkosti obce Brumovice (obr. 5).



Obrázek 5 Mapa zájmového území s umístěním odběrové lokality

Průměrný úhrn srážek se v této oblasti pohybuje mezi 500-600 mm, průměrná roční teplota je v rozmezí 9-10 °C (ČHMÚ). Odběrové stanoviště bylo zvoleno v nadmořské výšce mezi 198- 186 m. Oblast je nepřetržitě zemědělsky využívána od poloviny holocénu. Původními dominantními půdními jednotkami v širším okolí jsou černozemě. Postupně se transformovaly do různých půdních jednotek podle intenzity eroze půdy. Ve sledované oblasti se nacházejí erodované černozemě, regozemě (na nejstrmějších a silně erodovaných částech území) a koluvizemě (v místech sedimentace erodovaného materiálu), (obr. 6), (Zádorová, 2011; 2013).



Obrázek 6 Lokalizace odběrového místa v transektu B ve studovaném území.

4.2 Odběr vzorků

Transekt B byl vytyčen ve spodní části svahu s vyšším sklonem. Na strmé části transektu B byla půda silně erodována a došlo k významnému snížení mocnosti orničního horizontu (danou hloubku orby) a obsahu organické hmoty (dochází k navýšení půdotvorného substrátu do svrchní vrstvy). Ve spodní části transektu pak dochází k akumulaci ochuzeného půdního materiálu. Půdní vzorky byly odebrány v červenci 2014 po sklizni ozimé pšenice. V terénu byly vzorky odebrány v pěti bodech výškového transektu (v místě s minimálním sklonem, v místě s největším konkávním zakřivením, v místě s největším sklonem, v úpatí svahu a poslední v rovinné části) k pokrytí odlišných fází rozkladu, tj. variabilní půdní obsah organického uhlíku, půdní struktury nebo půdních textur a také z výchozího materiálu (spraše).

Pro stanovení základních půdní charakteristiky (organického uhlíku, aktivní reakce, výměnné reakce, uhličitanů, salinity a specifické hmotnosti) byly použity porušené půdní vzorky. Ve stejných místech byly odebrány i neporušené půdní vzorky z holé půdy pro další účely. Kopeckého válečky o objemu 100 cm³ neporušených půdních vzorků byly použity pro stanovení objemové hmotnosti ρ_d a pórovitosti (P). Dále byly odebrány neporušené půdní vzorky o objemu 713 cm³, které byly použity pro měření půdní respirace. Límce měly průměr 11 cm a výšku 7,5 cm. Límce byly naplněny, tak aby byl ponechán prostor pro zamezení deformace vzorku.

4.3 Analýza vzorků

4.3.1 Příprava vzorků

Vzorky byly usušeny na vzduchu při laboratorní teplotě. Poté byly přesáty přes síto o průměru ok 2 mm. Takto připravená jemnozem byla použita pro chemické analýzy.

4.3.2 Základní půdní charakteristiky

Základní fyzikální a chemické vlastnosti půdních vzorků byly stanoveny pomocí standardizovaných laboratorních technik. Aktivní půdní reakce pH (H₂O) byla měřena podle normy ISO 10390: 1994 pomocí inoLab Level 1 pH-metru. Měření se provádí pomocí skleněné elektrody v suspenzi půdy ve vodě. Pro hodnocení výsledků byla použita kritéria v tabulce 2. Potencionální půdní reakce pH (KCl) byla měřena také podle normy ISO 10390: 1994. Měření bylo provedeno v roztoku chloridu draselného o koncentraci 1 mol.l⁻¹. Výsledky byly zhodnoceny podle tabulky 3. Oba typy půdní reakce byly měřeny potenciometricky.

Tabulka 2 Hodnotící stupnice pro pH (H₂O), (Zbiral, J. 2002)

pH (H ₂ O)	Hodnocení
< 4,9	silně kyselá
4,9 - 5,9	kyselá
5,9 - 6,9	slabě kyselá
6,9 - 7,1	neutrální
7,1 - 8,0	slabě alkalická
8,0 - 9,4	alkalická
> 9,4	silně alkalická

Tabulka 3 Hodnotící stupnice pro pH(KCl), (Zbiral, J. 2002)

pH (KCl)	Hodnocení
< 4,5	silně kyselá
4,5 - 5,5	kyselá
5,5 - 6,5	slabě kyselá
6,5 - 7,2	neutrální
> 7,2	alkalická

Organický uhlík byl stanoven modifikovanou Tjurinovou metodou. Uhlík organické hmoty je zoxidován kyslíkem dvojchromanu draselného v kyselinosírovém prostředí, množství spotřebovaného oxidans se zjistí titrací Mohrovou solí. Z připravené navážky byl poměr zeminy k množství chromsírové směsi 0,2 g: 10 ml. Takto připravená směs byla vložena na 45 minut do sušárny vyhřáté na 125 °C. Poté byly do vzorku ponořeny Pt elektrody a vzorek byl titrován Mohrovou solí až do trvalé výchylky ručičky na galvanometru. Výsledky byly zhodnoceny pomocí stupnice, kterou znázorňuje tabulka 4. Ze získaných údajů o množství organického uhlíku byl vypočítán obsah humusu podle vztahu: % humusu = $C_{ox} \cdot 1,724$, (Zbiral, J. 2002).

Tabulka 4 Hodnotící stupnice pro stanovení množství organického uhlíku a množství humusu (Zbírál, J. 2002)

C_{ox} (%)	Humus (%)	Označení obsahu
< 0,6	< 1	velmi nízký
0,6 – 1,1	1,0 – 2,0	nízký
1,1 – 1,7	2,0 – 3,0	střední
1,7 – 2,9	3,0 – 5,0	vysoký
> 2,9	> 5	velmi vysoký

Půdní uhličitany byly stanoveny pomocí Jankova vápnoměru. Uhličitany se v půdě rozkládají zředěnou kyselinou chlorovodíkovou, množství CO₂ uvolněného rozkladem se stanoví volumetricky. Příprava Jankova vápnoměru spočívá v tom, že se nejprve nastavil trojcestný kohout tak, aby eudiometrická trubice byla propojena s ovzduším. Zvednutím zásobní lahve s destilovanou vodou a povolením tlačky se naplnily obě trubice až k nule. Utažením tlačky se zamezilo poklesu kapaliny. Do vyvíjecí nádoby se navážilo 2–20 g vzorku jemnozeme I. Do zásobníku se přidalo 15 ml zředěné HCl (10 %) a trojcestný kohout se otočil o 180°, aby došlo k propojení vyvíjecí nádoby s ovzduším. Zátka se zásobníkem HCl se pak zasunula do hrdla vyvíjecí nádoby a trojcestný kohout se nastavil tak, aby přímé vrtání propojovalo vyvíjecí nádobu s eudiometrickou trubicí. Obsah HCl se zvolna promíchal se zemínou a sledoval se vývoj plynu až po jeho ukončení. Poté se povolila tlačka a hladiny obou trubic Jankova vápnoměru se vyrovnala. Ze stupnice se pak přímo odečetl obsah uhličitany vápenatého a vyhodnotil podle tabulky 5 (Zbírál, J. 2002).

Tabulka 5 Hodnotící tabulka půdních uhličitánů (Zbírál, J. 2002)

Uhličitany (CaCO₃)	Označení zeminy
<0,3	bezkarbonátová
0,3 – 3,0	slabě vápenitá
3,1 – 25,0	vápenitá
25,1 – 60,0	slín (silně vápenitá)
> 60,0	vápencovitá

Salinita (elektrická vodivost) půdy byla stanovena v alkoholovém extraktu. Vpravilo se 15 g jemnozeme do PVC lahve a přidalo se 75 cm³ 50% etylalkoholu. Suspenze se protřepávala 2 hodiny a zfiltrovala se přes hustý filtr. Ve filtrátu se změřila elektrická vodivost, která u běžných nezasolených půd vychází v $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (tab. 6), (Zbiral, J. 2002).

Tabulka 6 Hodnotící tabulka pro stanovení salinity (Zbiral, J. 2002)

Salinita ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)	Půdy
do 30 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$	minimální zasolení
30 – 60 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$	Půda bez negativních účinků solí
60 – 120 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$	zvýšené zatížení solemi
nad 120 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$	vysoké zatížení solemi

Ke stanovení specifické hmotnosti ρ_z , slouží suchá zemina z válečku po rozmělnění. Specifická hmotnost půdy byla stanovena tak, že se navážka 10 g sušiny přelila v malé porcelánové misce destilovanou vodou a 5' povařila, aby se vypudil vzduch. Pyknometr naplněný destilovanou vodou se temperoval na 20 °C a zvažil se. Voda se vylila a do pyknometru se kvantitativně vpravila vychladlá suspenze. Po vytemperování se pyknometr zvažil znovu (ρ_z). Průměrná hodnota ρ_z je 2,65 g.cm⁻³. Tuto hodnotu snižuje větší obsah humusu, naopak zvyšuje obsah těžkých minerálů (Zbiral, J. 2002).

Objemová hmotnost ρ_d , je charakterizována jako hmotnost zeminy v přirozeném uložení, vysušené při 105 °C (G_h) k objemu vzorku V_s , tedy:

$$\rho_d = G_h/V_s \quad (3)$$

Hmotnost objemové jednotky vysušené půdy v neporušeném stavu se pohybuje v rozmezí 1,2 – 1,8 g.cm⁻³, čím vyšší je hodnota ρ_d (3), tím méně je pórů a půda je utuženější.

Pórovitost půdy P (4) se vypočítala pomocí objemové a specifické hmotnosti.

$$P = \frac{\rho_z - \rho_d}{\rho_z} * 100 [\%] \quad (4)$$

Vyjadřuje se bezrozměrně (0 – 1) popřípadě v procentech objemu půdy (0 – 100 %). Nejčastější hodnoty se pohybují okolo 40 – 50 %. Čím je hodnota pórovitosti nižší, tím je půda více ulehlá (Zbiral, J. 2002).

4.3.3 Půdní respirace

Půdní respirace byla měřena ve skleníku z důvodu, aby bylo zamezeno okolním vlivům. Neporušené půdní vzorky byly vysušeny při teplotě 105 °C a následně vloženy do jílového tanku. Vzorky byly ovlhčovány pomocí kapilárního vztlínání až do úplného nasycení. Během ovlhčování vzorků byla naměřena emise CO₂ z půdy a vodní páry pomocí LCi-SD portable photosynthesis systému s komorou pro měření půdní respirace (Obr. 7).



Obrázek 7 Systém LCi-SD portable photosynthesis s komorou pro měření půdní respirace

Zmiňovaný jílový tank byl sestaven ze skleněné nádoby se sintrovým diskem, který měl 4 cm vysokou vrstvu jílu (kaolínu) a polopropustnou textilní membránou na povrchu. Nádrž s kaolínem byla připojena pomocí plastové hadice s 50 ml byretou. Vzorky půdy byly ovlhčovány pomocí kapilárního vztlínání až do úplného nasycení, přitom byla zaznamenávána půdní respirace (NCER) a výpar vody (Wflux) po dobu 4 - 5ti dní v minutovém intervalu. V průběhu experimentu byla tlaková výška vody v byretě stále na 0 cm a množství vody infiltrované do vzorku bylo zapsáno. Vzorky půdy byly před a po testu zváženy, aby bylo možné vyjádřit hmotnost a objem. Současně se pozorovala rychlost výměny oxidu uhličitého a množství vody pomocí LCi-SD portable photosynthesis systém s komorou pro měření půdní respirace. Byly zaznamenány dvě hlavní vlastnosti respirace půdy: čistý výpar CO₂ (NCER) výpar H₂O (Wflux).

Půdní respirace C (5) je čistý molární průtok CO_2 do nebo z půdy ($\text{p}\cdot\text{mol}\cdot\text{s}^{-1}$) a je charakterizována jako:

$$C = u \cdot (-\Delta c) \quad (5)$$

Kde u je molární průtok ($\text{mol}\cdot\text{s}^{-1}$), Δc (6) je rozdíl v koncentraci CO_2 skrze půdní komoru ($\mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$)

$$\Delta c = C_{\text{ref}} - C_{\text{an}} \quad (6)$$

Kde C_{ref} je CO_2 proudící do půdní komory ($\mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$). C_{an} je CO_2 proudící z půdní komory ($\mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$).

Čistá výměna CO_2 (C_e na jednotku plochy), symbol NCER (7), ($\mu\text{mol}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$) je popsán jako:

$$NCER = us(-\Delta c) \quad (7)$$

Kde us je molární tok vzduchu na metr čtvereční půdy ($\text{mol}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$), Δc je rozdíl koncentrací CO_2 skrze měřící komoru ($\mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$).

Čistá výměna H_2O (water flux) Wflux (8), ($\text{m}\cdot\text{mol}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$) je popsána jako:

$$Wflux = \Delta e us p^{-1} \quad (8)$$

Kde us je molární tok vzduchu na metr čtvereční půdy ($\text{mol}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$), Δe je rozdíl koncentrace vodní páry (mBar), p je atmosférický tlak (mBar), (ADC BioScientific, 2011).

Po ukončení experimentu byla v každém vzorku zjištěna maximální půdní respirace (maxNCER) a maximální vodní výpar (maxWflux). Dále bylo provedeno statistické šetření ze zmíněných půdních vlastností a půdní respirace.

5 VÝSLEDKY

5.1 Základní chemické vlastnosti

Při stanovení aktivní půdní reakce, výměnné půdní reakce, obsahu organického uhlíku (%), obsahu humusu (%), půdních uhličitánů a salinity byly stanoveny tyto hodnoty:

Tabulka 7 Stanovené hodnoty základních chemických vlastností

Vzorek	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	C _{ox} (%)	Humus (%)	Uhličitany (CaCO ₃)	Salinita (μS.cm ⁻¹)
B1	7,96	7,36	1,267	2,18	1,73	112,5
B2	8,21	7,51	0,916	1,58	9,93	103,9
B3	8,19	7,55	0,736	1,27	8,07	110,0
B4	8,19	7,51	0,782	1,35	9,24	110,4
B5	8,04	7,51	1,031	1,78	8,53	128,0
spraš	8,54	7,68	0,178	0,31	12,40	87,6

Tabulka 2 nám uvádí hodnocení aktivní půdní reakce, a pokud podle ní budeme klasifikovat výsledky aktivního pH z tabulky 7, vyplyne z toho skutečnost, že v oblasti, kde byly půdní vzorky odebrány, se nachází půdy alkalické. Výsledek je daný tím, že se na povrch dostává půdotvorný substrát (spraš), ten má za následek toto hodnocení. Tabulka 3 nám uvádí hodnocení výměnné půdní reakce, stejně jako u aktivní výměnné reakce jsme podle ní klasifikovali hodnoty výměnného pH z tabulky 7, a znovu bylo stanoveno, že půdy jsou alkalické, opět je to dáno půdotvorným substrátem, který se dostává na povrch.

Na transektu B byla půda silně erodována a došlo k snížení obsahu organické hmoty. Ve spodní části transektu pak dochází k akumulaci ochuzeného půdního materiálu. Tabulka 7 ukazuje stanovené hodnoty. Vrchní transekt B1 a spodní transekt B5 má nejvyšší obsah organického uhlíku a humusu. To je dané tím, že tyto části transektu nejsou ovlivněny erozí půdy. Nejnižší hodnoty byly nalezeny u vzorku B3. Vzorek B3 byl odebrán v nejstrmější části výškového transektu, což způsobilo nejnižší obsah organické hmoty. Spraš by měla obsahovat nejnižší hodnoty organického uhlíku a humusu, výsledky to potvrdily.

Tabulka 7 ukazuje stanovené hodnoty půdních uhličitánů. Na vzorku B1 byly stanoveny nejnižší hodnoty. U narušených částí transektu (B2 – B5) byl nalezen vyšší obsah uhličitánů

v důsledku sprašové expozice. Spraš měla nejvyšší obsah uhličitánů. Součástí spraší je uhličitán vápenatý, což vysvětluje vysoký obsah uhličitánů.

U transektu (B1-B5) a spraše byly naměřeny podobné hodnoty, které jsou uvedeny v tabulce 7. Půdy mají zvýšené zatížení solemi. Zasolení je způsobeno nahromaděním lehce rozpustných solí, nebo také z činnosti člověka používáním průmyslových hnojiv.

5.2 Základní fyzikální vlastnosti půd

Při stanovení specifické hmotnosti ρ_z ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$), objemové hmotnosti ρ_d ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) a pórovitosti (%) byly naměřeny tyto hodnoty:

Tabulka 8 Stanovené hodnoty základních fyzikálních vlastností půd

Vzorek	specifická hmotnost ρ_z ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	Objemová hmotnost ρ_d ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	Pórovitost (%)
B1	2,60	1,24	53
B2	2,64	1,29	51
B3	2,61	1,35	49
B4	2,60	1,32	50
B5	2,55	1,52	43
spraš	2,64	1,42	46

Průměrná hodnota ρ_z je $2,65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Naměřené hodnoty vzorků, které ukazuje tabulka 8, se pohybují okolo průměrné hodnoty. Označení podle odhadu zastoupení organického podílu v půdě podle specifické hmotnosti ukazuje na hlinité horizonty s cca 1% humusu. Vzorek B5 má hodnotu nižší, což může být způsobeno větším obsahem humusu, protože ten hodnotu specifické hmotnosti snižuje. Vzorek B5 je označen jako povrchový humózní horizont.

Objemová hmotnost pohybuje se v rozmezí $1,2 - 1,8 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Tabulka 8 ukazuje, že stanovené hodnoty objemové hmotnosti odpovídají obvyklým hodnotám. Nejnižší objemovou hmotnost má vzorek B1. Čím vyšší je hodnota ρ_d , tím je půda utuženější. To znamená, že vzorek B1 má více pórů a je kypřejší než ostatní vzorky.

Tabulka 8 ukazuje výsledky pórovitosti. Nejvyšší pórovitost má vzorek B1 a postupně v dalších vzorcích pórovitost klesá. Půdy jsou utuženější v důsledku degradace půdy (eroze).

5.2.1 Statistické šetření základních půdních vlastností

Byla provedeno statistické šetření základních půdních vlastností (tab. 9).

Tabulka 9 Statistická korelace mezi základními půdními vlastnostmi

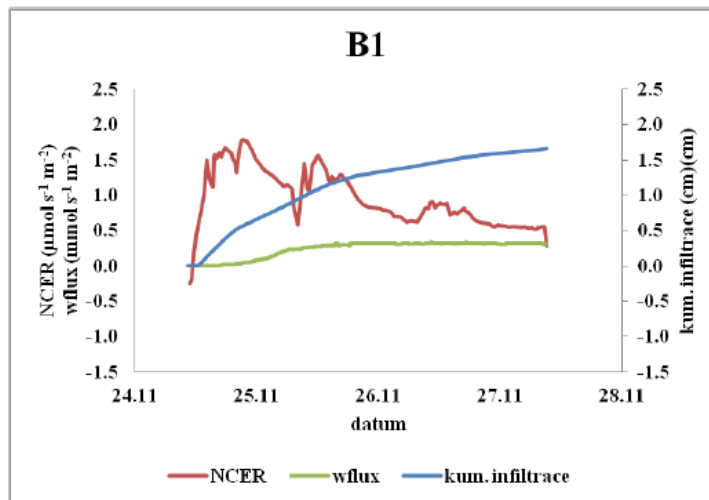
	C_{ox}	salinita	pH(H₂O)	pH(KCl)	CaCO₃	ρ_z	ρ_d	P
C_{ox}		0,775	-0,980	-0,959	-0,821	-0,612	-0,340	0,340
salinita	0,775		-0,856	-0,615	-0,485	-0,938	0,249	-0,249
pH(H₂O)	-0,980	-0,856		0,930	0,831	0,723	0,240	-0,240
pH(KCl)	-0,959	-0,615	0,930		0,911	0,464	0,543	-0,543
CaCO₃	-0,821	-0,485	0,831	0,911		0,417	0,517	-0,517
ρ_z	-0,612	-0,938	0,723	0,464	0,417		-0,457	0,457
ρ_d	-0,340	0,249	0,240	0,543	0,517	-0,457		-1,000
P	0,340	-0,249	-0,240	-0,543	-0,517	0,457	-1,000	

Statisticky průkazné přímé korelaci byla stanovena mezní hranice korelačního koeficientu $<0,8 - 1 >$. Nejsilnější přímá korelace z tabulky 9 je mezi reakcí výměnou a aktivní. Dále je přímá korelace mezi uhličitany a aktivní reakcí a mezi uhličitany a reakcí výměnou.

Pro statisticky průkaznou nepřímou korelaci se stanovila hranice korelačního koeficientu $<-0,8 - (-1) >$. Z tabulky 9 nejvíce nepřímo koreluje organický uhlík a aktivní reakce. Dále je nepřímá korelace mezi organickým uhlíkem a výměnou reakcí, specifickou hmotností a salinitou, aktivní reakcí a salinitou a mezi uhličitany a organickým uhlíkem. U ostatních není korelace významná. Korelace pórovitosti a objemové hmotnosti je způsobená tím, že pórovitost se počítá z objemové hmotnosti.

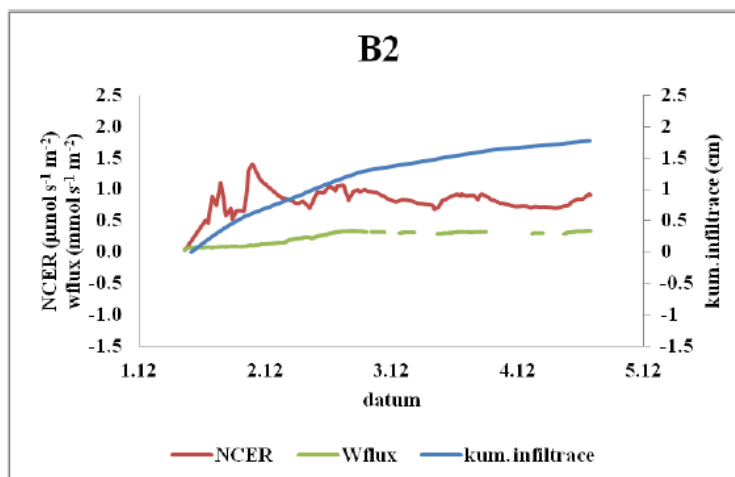
5.3 Půdní respirace

Měření půdní respirace a vlivu aktuální půdní vlhkosti na vzorku B1 (obr. 8) bylo vyhodnoceno takto:



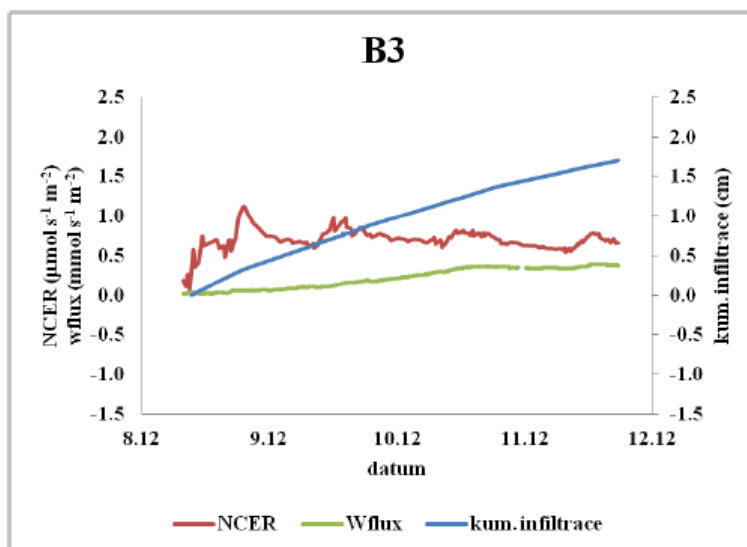
Obrázek 8 Graf čistého výparu CO₂ (NCER), výparu vody (Wflux) a kumulativní infiltrace transektu B1

Měření půdní respirace a vlivu aktuální půdní vlhkosti na vzorku B2 (obr. 9) bylo vyhodnoceno takto:



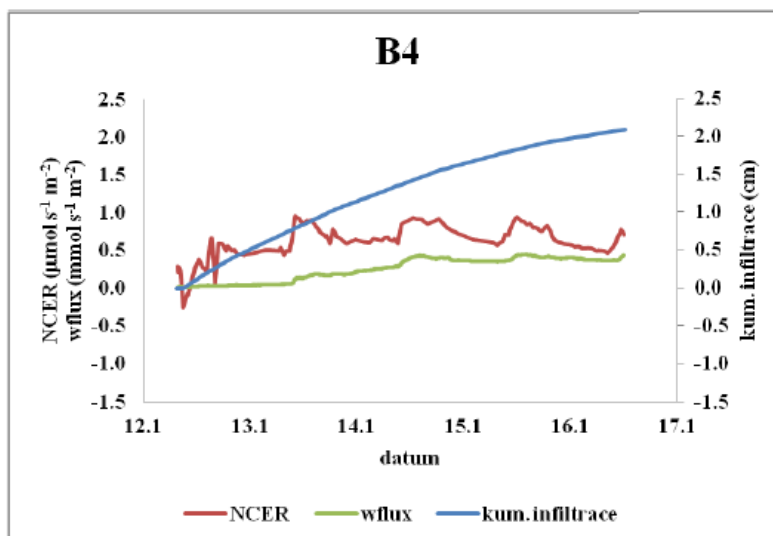
Obrázek 9 Graf čistého výparu CO₂ (NCER), výparu vody (Wflux) a kumulativní infiltrace transektu B2

Měření půdní respirace a vlivu aktuální půdní vlhkosti na vzorku B3 (obr. 10) bylo vyhodnoceno takto:



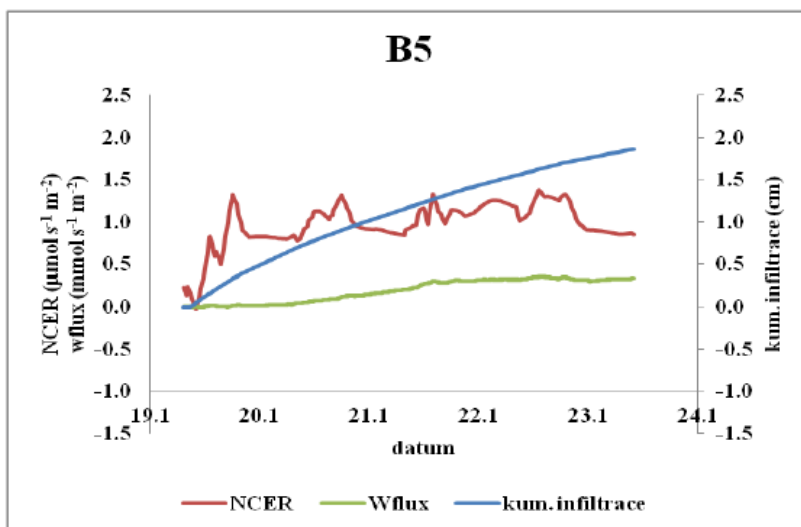
Obrázek 10 Graf čistého výparu CO_2 (NCER), výparu vody (Wflux) a kumulativní infiltrace transektu B3

Měření půdní respirace a vlivu aktuální půdní vlhkosti na vzorku B4 (obr. 11) bylo vyhodnoceno takto:



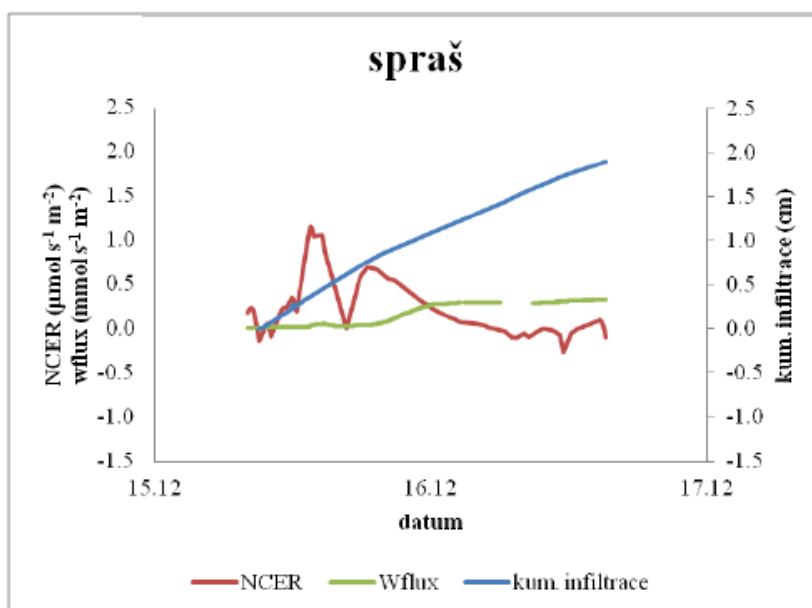
Obrázek 11 Graf čistého výparu CO_2 (NCER), výparu vody (Wflux) a kumulativní infiltrace transektu B4

Měření půdní respirace a vlivu aktuální půdní vlhkosti na vzorku B5 (obr. 12) bylo vyhodnoceno takto:



Obrázek 12 Graf čistého výparu CO₂ (NCER), výparu vody (Wflux) a kumulativní infiltrace transektu B5

Měření půdní respirace a vlivu aktuální půdní vlhkosti na vzorku spraše (obr. 13) bylo vyhodnoceno takto:



Obrázek 13 Graf čistého výparu CO₂ (NCER), výparu vody (Wflux) a kumulativní infiltrace spraše

Bylo provedeno měření čistého výparu CO₂ (NCER), rychlost výparu H₂O (Wflux) a kumulativní infiltrace (CI), a to na všech šesti vzorcích, které jsou uvedeny na obrázcích 8-13. U všech vzorků je vidět, že na začátku ovlhčování se respirace půdy rychle zvýší. V případě vzorků s nejlépe rozvinutou půdní strukturou (B1) a u spraše je nárůst výměny čistého CO₂ z počátku velmi rapidní a postupně klesá s množstvím vody infiltrovaného do vzorku půdy. Čistý výpar CO₂ měřený na půdních vzorcích z transektu (B2) a nejstrmější části výškového transektu (B3) ukázal trend klesající výrazně pomaleji. Dva vzorky s nejhorší půdní strukturou (B4 a B5) ukázaly poměrně rovnoměrný trend výměny čistého CO₂ se zvyšujícím se obsahem vody. V každém měření se periodicky objevily relativně nízké hodnoty NCER během noci. Na druhou stranu se části křivek s proměnnými hodnotami NCER objevili i během dne. Tyto poruchy byly způsobeny vyšší aktivitou půdních mikroorganismů v denní době. Maximální hodnoty půdní respirace (max NCER) byly zaznamenány pro každý vzorek půdy (B1 - B5 a spraše) v rozmezí od 0,94 $\mu\text{mol}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (B4) do 1,78 $\mu\text{mol}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (B1).

5.3.1 Statistické šetření respirace půdy s vlastnostmi půd

Byla provedeno statistické šetření respirace půdy s vlastnostmi půd (tab. 10 a tab. 11). První bylo provedeno se všemi vzorky (B1 – B5 a spraše) a druhé bylo provedeno pouze se vzorky B1 – B5 bez spraše.

Tabulka 10 Statistické šetření respirace půdy s vlastnostmi půd se vzorky B1 – B5 a spraší

	C _{ox}	salinita	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	CaCO ₃	ρ_z	ρ_d	P
maxNCER	0,679	0,272	-0,603	-0,702	-0,750	-0,242	-0,305	0,305
maxWflux	0,024	0,267	-0,118	-0,052	0,071	-0,204	-0,087	0,087

Tabulka 11 Statistické šetření respirace půdy s vlastnostmi půd se vzorky B1 – B5 bez spraše

	C _{ox}	salinita	pH(H ₂ O)	pH (KCl)	CaCO ₃	ρ_z	ρ_d	P
maxNCER	0,940	0,139	-0,811	-0,838	-0,766	-0,138	-0,250	0,250
maxWflux	-0,667	-0,087	0,495	0,442	0,389	0,015	0,042	-0,042

Statisticky průkazné přímé korelaci byla stanovena mezní hranice korelačního koeficientu <0,8 – 1 >. Nejsilnější a zároveň jediná dobrá přímá korelace je mezi maximálním čistým výparem a organickým uhlíkem v tabulce 11. Pro statisticky průkaznou nepřímou korelaci se stanovila hranice korelačního koeficientu <-0,9 – (-1) >. V tabulce 10 a 11 nebyla nalezena statisticky průkazná nepřímá korelace. U ostatních není korelace významná.

6 DISKUZE

Měření produkce oxidu uhličitého v půdě ukázalo množství předvídatelných i překvapivých trendů. Při hodnocení respirace půdy je třeba brát v úvahu, že jde o parametr komplexní, který v sobě zahrnuje řadu faktorů jako je aktivní a výměnná reakce, zrnitostní složení, oxidovatelný uhlík, karbonáty, specifická hmotnost půdy a salinita. Respirace půdy je také značně závislá fyziologických podmínkách mikroorganismů (Foukalová, 2011). Jak už bylo, zmíněno ve sledované oblasti se nachází erodované černozemě, regozemě (na nejstrmějších a silně erodovaných částech území) a koluvizemě (v místech sedimentace erodovaného materiálu).

Výsledky měřených vlastností odpovídají změnám půdních vlastností vzhledem k erozi. Jak se dalo očekávat nejvyšší hodnoty oxidovaného obsahu uhlí (C_{ox}), byly nalezeny v půdě vzorku B1 (horní část transektu, který není ovlivněn erozí půdy) a ve vzorku půdy B5 (spodní část výškového transektu). Nejnížší hodnoty C_{ox} na ornici byly nalezeny ve vzorku zeminy B3 (nejstrmější část výškového transektu, která byla silně erodována). Nejnížší množství C_{ox} bylo nalezeno ve spraši, která je prakticky bez organického uhlíku.

Opačný trend byl nalezen u obsahu uhličitánů ($CaCO_3$) v důsledku silně erodované sprašové expozice v částech transektu. Nejnížší hodnoty uhličitánů byly stanoveny ve vzorku půdy B1. Akumulace půdních materiálů z půdotvorného substrátu všech transektů a výškové polohy výskytu sprašových materiálů měla za následek vyšší hodnoty $CaCO_3$ ve spodní části výškového transektu jak dokumentuje Jakšík a kol. (2015).

V každém měření se periodicky objevily relativně nízké hodnoty NCER během noci. Na druhou stranu se části křivek s proměnnými hodnotami NCER objevili i během dne. Tyto poruchy byly způsobeny vyšší aktivitou půdních mikroorganismů v denní době. Podobný trend průběhu dne a noci bylo také zjištěno měřením Fér a kol. (2014).

Výsledky NCER jasně ukázaly variabilitu ve výměně čistého CO_2 měřeného v různých polohách elevace transektu. Wei a kol. (2014) prováděli měření v různých polohách výškového transektu, výsledky také vykazovaly vysokou variabilitu půdní respirace. Variace mezi zaznamenanými vzorky B1 - B5 by mohla být způsobena erozí a měnicími se půdními vlastnostmi (jak je popsáno výše) v důsledku odtékání a akumulace půdních látek v elevačním transektu. Maximální hodnoty půdní respirace ($maxNCER$) zjištěné v průběhu kontinuálního měření mají pozitivní korelaci s obsahem organického uhlíku v půdě. Maximální respirace půdy změřená na vzorku spraše může být ovlivněna rozkladem uhličitánů během ovhčování. Richter

a Tesařová (2006) uvádějí, že zvýšení respirace bylo provázeno nárůstem počtu půdních mikroorganismů.

Destilovaná voda použitá při experimentu měla nižší hodnotu pH než vzorek půdy z mateřských materiálů (sprašových) což mohlo mít za následek zvýšení půdní respirace během ovhčování. Lardner a kol. (2015) popisuje, že snížení pH půdy vedlo ke zvýšení výparu CO_2 , ale stupeň změny v emisí CO_2 závisí na úrovni vlhkosti půdy. Maximální výpar CO_2 se vyskytl při nejnižším pH (pH = 6,6) a při mírném vodním potenciálu. Nejnižší hodnota výparu CO_2 byla naměřena, pokud hodnota pH nebyla upravena (pH = 7,6). Účinek rozkladu uhlíku na zvýšení půdní respirace může být také popsáno izotropickým podpisem uhličitánů a oxidu uhličitého (Ramnarine a kol., 2012). Výsledky maximálního NCER jsou v souladu s výsledky, které byly naměřeny Férem a kol., 2014, kdy byly vzorky odebrány na stejném místě.

Škoda (1995) dosáhl nejvyšší aktivity půdní respirace při vlhkosti 15-20 %. Variabilita v produkci CO_2 je až z 70% během roku podle Ondráška (1994) způsobená změnami v půdní vlhkosti a teplotě. Fialová (2009) uvádí ve výsledcích, že vlhkost má velký vliv na respiraci, a to i mimo laboratorní podmínky.

Jia a kol. (2006) se zabývali vlivem vlhkosti a teploty půdy na sezónní změny půdní respirace na pastvinách. Během vegetační sezóny byla nejvyšší půdní respirace od června do konce července a pak se následně snižovala. Tato sezónní změna půdní respirace byla ovlivněna především vlhkostí a teplotou. Vlhkost se projevila jako nejlepší prediktor půdní respirace v suchých a polovyprahlých pastvinách.

V roce 2001 bylo publikováno, že se půdním respirací každoročně uvolňuje do atmosféry 4 až 5 % ze zásob uhlíku v půdních organických hmotách. Rychlost rozkladu organických látek je ovlivněna jednak způsobem kultivace, jednak vlastnostmi půdy. Výsledky výzkumů o rozkladu organických látek na jednom typu půdy nelze mechanicky přenášet na jiný typ půdy, i když jde o totožný způsob kultivace ve stejném klimatickém pásmu. Vodní eroze půdy se na ztrátě uhlíku v organických látkách podílí jen malým procentem, ale významný vliv má odvodnění rašelinišť a zamokřených minerálních půd, které přispívá k snížení zásob půdního uhlíku i k uvolnění CO_2 do atmosféry. Na obdělávaných půdách jsou nejvyšší ztráty CO_2 do ovzduší bezprostředně po orbě. Tato tendence bývá narušena vývojem počasí, hlavně výskytem srážek. U půd s degradovanou strukturou se však po silné srážce vytváří na povrchu škraloup, který difuzi CO_2 brzdí. Závlaha v polosuchých oblastech má přibližně stejný vliv na půdní respiraci jako orba. Značné rozdíly ve ztrátách CO_2 v různých pedologických regionech, v meteorologických situacích i ve způsobu zemědělského užití půdního fondu způsobují potíže v globálním bilancování (Vesmír, 2001/3).

Přestože teorie respiračních testů byla široce rozpracována již v 60. letech (Novák, 1965) a v literatuře existuje množství údajů o respiraci půd, nelze na základě stávajících znalostí stanovit rozsah hodnot, v jakých by se respirace určitého druhu půdy s určitým obsahem organické hmoty a v určitých klimatických podmínkách měla pohybovat. Množství CO₂ vydýchaného půdou je u každé půdy jiné, záleží na mnoha faktorech (například jak už bylo zmíněno na vlhkosti půdy, množství dostupných organických látek pro mikroorganismy, půdním druhu, atd.), což lze pozorovat při porovnání pokusu s výsledky Popelářové (2005). Problematické je zejména porovnání výsledků, pokud autoři používají rozdílné jednotky, na které měřenou respiraci vztahují.

Srovnání respirace různých druhů půd je možné pouze u těch půdních vzorků, které byly odebrány za srovnatelných teplotních a vlhkostních podmínek. Jako nejvýhodnější se ukázaly odběry jarní a podzimní. Respiraci půdy je nutné hodnotit v kontextu s fyzikálními, chemickými a dalšími biologickými parametry půd (Foukalová, 2011).

Oxid uhličitý vzhledem ke své roli v uvolňování uhlíku z ekosystému dostává větší pozornost, a počet studií respirace půdy stoupá (Ryan, 2005).

7 ZÁVĚR

Úkolem této práce bylo popsat vliv půdních vlastností a půdní vlhkosti na respiraci půdy. Pro tuto práci bylo vybráno zemědělsky obhospodařované území na Jižní Moravě.

Ve všech případech bylo prokázáno, že na začátku ovlhčování se respirace půdy rychle zvýší. U vzorků s dobře vyvinutou půdní strukturou a u spraše docházelo po rychlém nárůstu půdní respirace k postupnému snižování půdní respirace s přibývajícím vodou v pórovém systému. Naopak u vzorků s horší půdní strukturou tento trend nebyl zřejmý a půdní respirace se při zvyšující se vlhkosti vzorků zásadně neměnila.

Pro další prokázání vlivu půdní vlhkosti na půdní respiraci by bylo potřeba provést delší řadu měření na různě vybraných lokalitách. Při experimentech podobného charakteru by bylo vhodné použít program HYDRUS – 1D, jedná se totiž o velice výkonný nástroj při simulaci transportu vody a plynu pórovým systémem půdních vzorků.

8 SEZNAM LITERATURY

- ADC BioScientific, (2011): User manual LCi-SD Leaf Chamber/Soil Respiration Analysis System. Hertfortshire
- Anderson, J.P.E. (1982): Methods of Soil Analysis. Part 2. Chemical and Microbiological Properties, Agronomy Monograph 9.2, Madison, Wisconsin.
- Anderson, J. P. E., Domsch, K. H. (1978): A physiological method for quantitative measurement of microbial biomass in soil. *Soil Biol. Biochem.* 10: 215 – 221
- Balogh, J., Pintér, K., Fóti, Sz., Cserhalmi, D., Papp, M., Nagy, Z. (2011). Dependence of soil respiration on soil moisture, clay content, soil organic matter and CO₂ uptake in dry grasslands. *Soil Biology and Biochemistry.* 43: 1006-1013.
- Bedrna, Z. (1984) : Půda. Příroda, Bratislava.
- Buchmann, N. (2000): Biotic and abiotic factors controlling soil respiration rates in *Picea abies* stands. *Soil Biology and Biochemistry.* 32: 1625-1635.
- Davidson, E.A., Belk, E., Boone, R. (1998): Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Global Change Biology.* 4: 217-227.
- Davidson, E.A., Janssens, I. (2006): Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 440: 165-173.
- Deetwicheh , C. C. (1967): Energy relationships in soil biochemistry. In: McLaren A. D., Peterson G. H. (Eds.) : *Soil Biochemistry*, Marcel Deker Inc., New York, 1 – 21p.
- Demo, M., Bielek, P. (2000): Regulačné technológie v produkčnom procese poľnohospodárskych plodín. Bratislava: Výskumný ústav pôdoznanectva a ochrany pôdy. ISBN 80-7137-732-5
- Drobníková, V., Drobník J. (1965): Soil respiration. *Zbl. Bakt.* 2:714 -729.
- Federov, M. V. (1957): Půdní mikrobiologie. Praha: Československá akademie zemědělských věd ve Státním zemědělském nakladatelství.
- Fér, M., Kodešová, R., Klement, A. (2014): CO₂ emission from erosion affected soils. 14th International Multidisciplinary Scientific Geoconference and EXPO, SGEM 2014; Albena; Bulgaria; 17 June 2014 through 26 June 2014, Volume 2, Issue 3, Pages 37-44.
- Fialová, Z. (2009) : Vliv vybraných fyzikálních faktorů na respirační aktivitu půdních mikroorganismů. Diplomová práce, MZLU Brno, 63 s.

- Foti, S., Balogh, J., Nagy, Z., Herbst, M., Pintér, K., Pél, E., Koncz, P., Bartha, S. (2014): Soil moisture induced changes on fine-scale pattern of soil respiration in semi-arid sandy grassland. *Geoderma*. 213: 245-254.
- Foukalová, J. (2011): Sledování vybraných respiračních charakteristik černozemí na Moravě: Monitoring of selected respiration characteristics of chernozems in Moravia: monografie. Brno: Mendelova univerzita v Brně. *Folia Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendelianae Brunensis*. ISBN 9788073753177.
- Freytag, H. E. (1977): Analyse von Bodenatmungskurven. *Zentralbl Bakt Abt II* 132:452– 460
- Fulajtár, E. (2006): Fyzikálne vlastnosti pôdy. [1. vyd.]. Bratislava: Výskumný ústav pôdoznalectva a ochrany pôdy. ISBN 80-89128-20-3.
- Hashimoto, H. et al. (2006): Structures and functions of carotenoids bound to reaction centers from purple photosynthetic bacteria. *Pure and Applied Chemistry*, 78 (8) pp. 1505-1518. ISSN 0033-4545
- Heinemeyer, O., Insam, H., Kaiser, E. A., Walenzik, G. (1989): Soil microbial biomass and respiration measurements: An automated technique based on Infra-Red Gas Analysis- *Plant And Soil* 116, p. 191-195.
- Hlušíčková, J., Lhotský, J. (1994): Ochrana půdní struktury před technogenní degradací. Ústav zemědělských a potravinářských informací, Praha, 40 stran, ISSN 0231-8470.
- Hraško, J., Bedrna, Z. (1988): Aplikované půdoznalectvo. *Příroda*, Bratislava, 474 stran.
- International Organization of Standardization, Standard of Soil quality – Determination of pH (ISO 10390:1994) 2011
- Jakšík, O., Kodešová, R., Kubiš, A., Stehlíková, I., Drábek, O., Kapička, A. (2015): Soil aggregate stability within morphologically diverse areas. *Catena*. 127: 287-299.
- Jandák J., (2003): Cvičení z půdoznalství. 1. vyd. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 92 s. ISBN 80-7157-733-2.
- Jandák, J. (2005): Sledování změn půdní struktury a její odolnosti v průběhu vegetace In Horáček, J., Váchalová, R., Ochrana a využití půdy v podhorských oblastech. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, České Budějovice, 208 stran, ISBN 20-7040-818-9.
- Jandák, J. (2014): Vliv půdních pomocných látek na fyzikální a chemické vlastnosti půdy: Influence of soil conditioners on soil physical and chemical properties : původní

vědecká práce. Brno: Mendelova univerzita v Brně. Folia Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendelianae Brunensis. ISBN 9788073759865.

- Janeček, M. (2002): Ochrana zemědělské půdy před erozí. Praha: ISV. Přírodní vědy (ISV). ISBN 80-85866-86-2.
- Jassal, R., Black, A., Novak, M., Morgenstern, K., Nesic, Z., Gaumont-Guay, D. (2005): Agricultural and Forest Meteorology, 130, 176 – 192. Elsevier.
- Jia, B., Zhou, G., Wang, F., Wang, X. (2006): Effects of temperature and soil water-content on soil respiration of grazed and ungrazed *Leymus chinensis* steppes, Inner Mongolia. In.: Journal of Arid Environments 67: 60–76.
- Kubát, M. Cerhanová, D., Mikanová, O., Hanzlíková, A., Filip, Z., (1996): Vliv dlouhodobého hnojení a antropogenní zátěže na aktivitu půdní mikroflóry. Rostlinná výroba, 42: (9) 399 – 404
- Kutílek, M. (1978): Vodohospodářská pedologie. SNTL - Nakladatelství technické literatury, Praha, 296 stran.
- Kuzyakov, Y. (2006): Source of CO₂ efflux from soil and review of partitioning methods. Soil Biology and Biochemistry, Volume 38, Issue 3, Pages 425-448.
- Lardner, T., George, S., Tibbett, M. (2015): Interacting controls on innate sources of CO₂ efflux from calcareous arid zone soil under experimental acidification and wetting. Journal of Arid Environments. 122: 117-123.
- Ledvina, R.; Horáček, J.; Šindelářová, M. (2000): Geologie a půdoznalství. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, České Budějovice 2000, 200 stran.
- Liebig, J. (1977): Die organische Chemie in ihrer Anwendung auf Agrikultur und Physiologie. Hildesheim: Gerstenberg. ISBN 9783806707212.
- Luo, Yiqi. a Xuhui. Zhou (2006): Soil respiration and the environment. Boston: Elsevier Academic Press. ISBN 978-0-12-088782-8.
- McGroddy, M. – Silver, W. L. (2000): Variations in Belowground Carbon Storage and Soil CO₂ Flux Rates along a Wet Tropical Climate Gradient. — Biotropica, 32 (4a), 614 – 624.
- Němeček, J. (2011): Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. 2. uprav. vyd. Praha: Česká zemědělská univerzita, ISBN 9788021321557.
- Ondrášek L. (1994): Produkcia CO₂ a obsah mikrobiálnej biomasy v pôde trvalého, obnoveného a prisievaneého trávneho porastu. Rostlinná výroba, 1067-1076 s.

- Orlov, D.S., V. Kothekar (Translator, Kim H. Tan EDITOR a V.S. Kothekar), (1985): General editor. Humus acids of soils. Rothedam: A.A. Balkema, ISBN 9061914531.
- Pauk, F. (1962): Mineralogie, pedologie a zpracování půdy. 1. vyd. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 262 s., příl.
- Pavelka, M. (2007): Cyklus uhlíku, Respirační procesy v ekosystémech. Ústav systémové biologie a ekologie AV ČR.
- Petránek, J., Březina J., Břízová, E., CHáb, J., Loun, J., Zelenka, P. (2016): Encyklopedie geologie. Praha: Česká geologická služba. ISBN 978-80-7075-901-1.
- Pokorná, D., Zábranská, J., (2008): Hydrologie a hydropedologie. Vyd. 1. Praha: Vydavatelství VŠCHT, 218 s. ISBN 978-80-7080-707
- Pokorný, E., Šarapatka, B., Hejátková, K. (2007): Hodnocení kvality půdy v ekologicky hospodařícím podniku: metodická pomůcka. Náměšť nad Oslavou: ZERA - Zemědělská a ekologická regionální agentura. ISBN 8090354858.
- Popelářová, E. (2005) : Mineralizační aktivita orných půd, Disertační práce, ČZU Praha , 24 – 28 s.
- Prax, A. Jandák, J. , Pokorný, E. (1995): Půdoznalství. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Brno, 156 stran, ISBN 80-7157-145-8.
- Ranmarine, R., Wagner-Riddle, C., Dunfield, K.E., Voroney, R.P. (2012): Contributions of carbonates to soil CO2 emissions. Canadian Journal of Soil Science. 92: 599-607.
- Richter, R. (1997): Půdní úrodnost. Vyd. 2. Praha: Institut výchovy a vzdělávání Ministerstva zemědělství ČR. Rostlinná výroba (Institut výchovy a vzdělávání Ministerstva zemědělství ČR). ISBN 8071051454.
- Richter, R., Tesařová, M. (2006) : Působení hnojiva KRWF Gmünd na rozklad slámy. Závěrečná práce, MZLU Brno, 9 s.
- Rožnovský, J., Litschmann, T. (2005): Bioklimatologie současnosti a budoucnosti“, ISBN 80-86 690–31-08
- Ryan, M.G., Law, B.E. (2005): Interpreting, measuring, and modeling soil respiration. Biogeochemistry. 73: 3-27.
- Ržonca, J.Svozilová, M.; Mičová, P.; Pozdíšek, J.; Štybnarová, M.; Krhovjáčková, J. (2005): Fyzikální vlastnosti půdy v LFA oblastech u TTP s různou intenzitou využívání. In: Ochrana a využití půdy v podhorských oblastech: Sborníkvědeckých prací, Nové

Hrady. Eds. Horáček, J., Váchalová, R. ZF JU v Č. Budějovicích, s. 91-94. ISBN 80-7040-818-9

- Schinner, F. (1995): *Methods in soil biology*. New York: Springer. ISBN 3540590552.
- Smolíková, L., (1988) :*Pedologie I*. Univerzita Karlova v Praze, Praha, 129 stran.
- Sotáková, S. (1982): *Organická hmota a úrodnost půdy*. Bratislava: Příroda. Rostlinná výroba (Příroda), 234 s.
- Stevenson, F. J. (1994): *Humus chemistry: genesis, composition, reactions*. 2nd ed. New York: Wiley. ISBN 9780471594741.
- Šantrůčková, H. (1993) : *Respirace půdy jako ukazatel její biologické aktivity*. Rostlinná výroba, 39:(9) 769 – 778
- Šimek, M. (2003): *Základy nauky o půdě*. České Budějovice: Jihočeská univerzita. ISBN 80-7040-629-1.
- Škoda, M., (2015): *Mikrobiální biomasa a její aktivita v různě antropogenně zatížených a kontaminovaných půdách*. Diplomová práce. MU Brno, 94 strana.
- Špička, A. (1964): *Vlastnosti půdy a její zpracování*. Praha: Státní zemědělské nakladatelství. Rostlinná výroba.
- Štranc, P. (2008): *Zpracování půdy ve chmelnicích*. Praha [i.e. České Budějovice]: Kurent. ISBN 978-80-87111-11-6.
- Tesařová, M., Glosr, J. (1976): *Total CO₂ output from alluvial soil with two types of grassland communities*. *Pedobiologica*, 16:364 – 372
- Vesmír, (2001/3) : *Přírodovědecký časopis Vesmír*, Vesmír, spol. s r. o. ISSN 1214-4029 .Praha, 05. 03. 2001, 153 – 154 s.
- Vopravil, J. (2011): *Půda a její hodnocení v ČR*. Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy. ISBN 978-80-87361-02-3.
- Vráblíková, J., Vráblík, P. (2006): *Základy pedologie*. Ústí nad Labem: Univerzita Jana Evangelisty Purkyně v Ústí nad Labem, Fakulta životního prostředí, 2006. ISBN 80-7044-805-9.
- Wei, S., Zhang, X, McLaughin, N. B., Liang, A., Jia, S., Chen, X., Chen, X. (2014): *Effect of soil temperature and soil moisture on CO₂ flux from eroded landscape positions on black soil in Northeast China*. *Soil and Tillage Research*. 144: 119-125.
- Wood, T. E., Detto, M., Silver, W. L. (2013): *Sensitivity of Soil Respiration to Variability in Soil Moisture and Temperature in a Humid Tropical Forest* PLoS ONE 8(12): e80965. doi:10.1371/journal.pone.0080965PLOSone

- Zádorová T., Penížek V., Šefrna L., Drábek O., Mihaljevič M., Volf Š., Chuman T. (2013): Identification of Neolithic to modern erosion – sedimentation phases using geochemical approach in a loess covered sub-catchment of South Moravia, Czech Republic. *Geoderma*, 195–196: 56–69.
- Zádorová, T., Jakšík, O., Kodešová, R., and Penížek, V. (2011). Influence of terrain attributes and soil properties soil aggregates stability. *Soil and Water Research*, 6(3), 111–119.
- Zbírál, J. (2002): *Analýzy půd I – Jednotné pracovní postupy*. ÚKZÚZ, Laboratorní odbor, Brno
- Zbírál, J., Honsa, I., Malý, S. (1997): *Analýza půd III. Jednotné pracovní postupy*. ÚKZUZ, 1. Vydání, Brno, 150 s.
- Zhong, Y., Yan, W., Zong, Y., Shangguan, Z. (2016): Biotic and abiotic controls on the diel and seasonal variations in soil respiration and its components in a wheat field under.

9 SEZNAM OBRÁZKŮ

Obrázek 1 Hlavní typy půd v ČR (Petránek a kol. 2006).....	4
Obrázek 2 Propojení cyklu uhlíku v půdě s atmosférou prostřednictvím CO ₂ (Šimek 2003)...	6
Obrázek 3 Denní záznam (a) koncentrace CO ₂ v půdě, (b) produkce CO ₂ v půdě, (c) půdní teplota, (d) obsah půdní vody, měření proběhlo ve smíšeném lese, oblast, Vancouver Island (Jassal, 2005)	7
Obrázek 4 Diagram pro určení zrnitostních tříd dle Taxonomického klasifikačního systému půd ČR (NRSC USDA, 2010)	11
Obrázek 5 Mapa zájmového území s umístěním odběrové lokality 27	
Obrázek 6 Lokalizace odběrového místa v transektu B ve studovaném území.....	28
Obrázek 7 Systém LCi-SD portable photosynthesis s komorou pro měření půdní respirace...	33
Obrázek 8 Graf čistého výparu CO ₂ (NCER), výparu vody (Wflux) a kumulativní infiltrace transektu B1	38
Obrázek 9 Graf čistého výparu CO ₂ (NCER), výparu vody (Wflux) a kumulativní infiltrace transektu B2	38
Obrázek 10 Graf čistého výparu CO ₂ (NCER), výparu vody (Wflux) a kumulativní infiltrace transektu B3	39
Obrázek 11 Graf čistého výparu CO ₂ (NCER), výparu vody (Wflux) a kumulativní infiltrace transektu B4	39
Obrázek 12 Graf čistého výparu CO ₂ (NCER), výparu vody (Wflux) a kumulativní infiltrace transektu B5	40
Obrázek 13 Graf čistého výparu CO ₂ (NCER), výparu vody (Wflux) a kumulativní infiltrace spraše	40

10 SEZNAM TABULEK

Tabulka 1 Klasifikační stupnice zemin podle Nováka (Jandák a kol., 2010).....	12
Tabulka 2 Hodnotící stupnice pro pH (H ₂ O), (Zbíral, J. 2002)	30
Tabulka 3 Hodnotící stupnice pro pH(KCl), (Zbíral, J. 2002)	30
Tabulka 4 Hodnotící stupnice pro stanovení množství organického uhlíku a množství humusu (Zbíral, J. 2002)	31
Tabulka 5 Hodnotící tabulka půdních uhličitánů (Zbíral, J. 2002).....	31
Tabulka 6 Hodnotící tabulka pro stanovení salinity (Zbíral, J. 2002).....	32
Tabulka 7 Stanovené hodnoty základních chemických vlastností.....	35
Tabulka 8 Stanovené hodnoty základních fyzikálních vlastností půd.....	36
Tabulka 9 Statistická korelace mezi základními půdními vlastnostmi.....	37
Tabulka 10 Statistické šetření respirace půdy s vlastnostmi půd se vzorky B1 – B5 a spraší..	41
Tabulka 11 Statistické šetření respirace půdy s vlastnostmi půd se vzorky B1 – B5 bez spraše	41