

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích
Přírodovědecká fakulta



Bakalářská práce

Vliv revitalizace vodního režimu degradovaného rašeliniště na aktivitu metanogenů, metanotrofů a na celkové emise metanu

Jana Baxová

Vedoucí práce: Ing. Tomáš Pícek, Ph.D.

České Budějovice 2011

Baxová, J., 2011, Vliv revitalizace vodního režimu degradovaného rašeliniště na aktivitu metanogenů, metanotrofů a na celkové emise metanu

[Effect of water regime restoration of degraded peatland on the activity of methanogens, methanotrofs and on the total methane emissions, Bc. Thesis, in Czech.], 23 p., Faculty of Science, The University of South Bohemia, České Budějovice, Czech Republic.

Annotation:

This work represents the grant application for project dealing with effect of water regime restoration of degraded peatland on the activity of methanogens, methanotrofs and on the total methane emissions. The project is focused on monitoring of methane emissions from peatlands. The obtained results will be also used for calculation of the overall carbon balance for restored peatlands.

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

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

V Českých Budějovicích dne 3.1.2011

Jana Baxová

Název projektu:

Vliv revitalizace vodního režimu degradovaného rašeliniště na aktivitu metanogenů, metanotrofů a na celkové emise metanu.

Shrnutí projektu

Rašeliniště jsou trvale nebo částečně zaplavená území, která jsou biotopem pro mnohé vzácné a ohrožené rostlinné a živočišné druhy. Jsou významným celosvětovým zásobníkem uhlíku a ovlivňují globální i místní klima a také kvalitu vody z nich odtékající. Během 19. století se začala rašeliniště vysoušet a následně těžit. Koncem 20. století dochází ke snahám o obnovu těchto unikátních ekosystémů a rašeliniště se začínají revitalizovat přehrazováním odvodňovacích rýh, čímž se hladina vody vrací do původní výšky před odvodněním - výška vodní hladiny je totiž klíčovým faktorem pro obnovení původních procesů a biodiverzity. Po revitalizaci vodního režimu těchto degradovaných rašelinišť dochází také k nárůstu emisí metanu. Emise metanu ovlivňují globální klima, protože metan je účinný skleníkový plyn, přičemž mokřady jsou jedním z jeho nejdůležitějších celosvětových zdrojů. Emise metanu závisí na aktivitě mikroorganismů produkujících metan a mikroorganismů, které metan oxidují až na oxid uhličitý. Tyto procesy jsou ovlivňovány mnoha biotickými a abiotickými faktory (vodní hladina, teplota, vegetace aj.). Přestože je studiu těchto procesů věnována v posledních letech čím dál větší pozornost, stále je nedostatek dat a poznatků, na základě kterých bychom dokázali odhadnout, jak se budou vyvíjet procesy produkce a oxidace metanu (ve výsledku emise metanu) po revitalizaci odvodněných rašelinišť. Není tedy zřejmé, zda se tyto ekosystémy stanou opět významným zdrojem metanu jako je tomu u přirozených rašelinišť, zda budou emise metanu významně vyšší nebo naopak nižší než u přirozených rašelinišť.

Poděkování:

Ráda bych poděkovala svému školiteli Ing. Tomáši Pickovi, Ph.D. za odborné i stylistické vedení při psaní mé bakalářské práce a velkou trpělivost, kterou se mnou měl. Dále bych chtěla poděkovat Mgr. Zuzaně Urbanové za další užitečné rady. Velké poděkování patří také mé rodině za psychickou podporu, kterou mi poskytli při psaní mé bakalářské práce.

Obsah

1. Nynější stav poznání.....	1
1.1 Co je to rašeliniště?	1
1.2 Koloběh uhlíku v rašeliništích.....	1
1.2.1 Rozklad organických látek v anaerobním prostředí.....	1
1.3. Metanogeneze a metanotrofie	2
1.3.1. Metanogeneze	2
1.3.2. Metanotrofie	2
1.4. Vznik metanu v půdě a způsoby jeho uvolňování do atmosféry.....	3
1.5. Faktory ovlivňující celkové emise metanu	4
a) Půdní vlhkost.....	4
b) Dostupnost kyslíku a redoxní potenciál půdy	5
c) Složení půdní organické hmoty	5
d) pH.....	5
e) Teplota.....	6
f) Úloha vegetace v mokřadech	6
1.6. Vliv revitalizace rašelinišť na celkové emise metanu.....	7
1.7. Metodické přístupy měření produkce a spotřeby metanu v půdě a emisí metanu z půd	8
1.8. Shrnutí vstupních podmínek v souvislosti s plánovaným projektem	10
2. Cíl projektu	10
3. Hypotéza.....	10
4.4. Časový plán projektu pro roky 2012-2014.....	14
4.5. Finanční náklady na projekt	15
5. Závěr.....	15
6. Literatura	16

1. Nynější stav poznání

1.1 Co je to rašeliniště?

Rašeliniště jsou ekosystémy, které jsou stále či periodicky zaplavované. Primární produkce rostlin převažuje nad rozkladem a tudíž se zde akumuluje mrtvá organická hmota, která se v anaerobním prostředí postupně přeměňuje v rašelinu.

Podle vodního režimu a zásobení živinami se dělí rašeliniště na:

1. Slatiniště - sycená minerální podzemní vodou či povrchovými prameny, které jsou obohaceny živinami. Pokrývají velké plochy hlavně na březích řek a jezer.
2. Přečlová rašeliniště - sycená srážkami a částečně i podzemními prameny. Jsou častá ve střední Evropě a jejich rostlinstvo tvoří směs travin a mechorostů. Dochází zde k větší produkci metanu, jelikož je zde dobře dostupná organická hmota a vyšší pH než na vrchovištích.
3. Vrchoviště - zásobovaná výhradně vodou z dešťových srážek. K přeměně slatiniště ve vrchoviště dojde tam, kde vrstva rašeliny naroste do takové výšky, že živé rostliny na povrchu ztratí spojení se spodní vodou obsahující živiny. Jsou rozšířena zejména ve vyšších polohách, kde je hodně srážek, a v severských zemích, kde při vysoké vlhkosti ovzduší a nízké teplotě je nízký výpar (Bufková and Spitzer, 2008).

1.2 Koloběh uhlíku v rašeliništích

Koloběh uhlíku je biogeochemický proces, při kterém dochází k toku uhlíku z atmosféry, přes rostliny do půdy, z níž se uhlík respirací živočichů, rostlin a mikroorganismů dostává zpět do atmosféry. V půdě se vyskytuje uhlík vázaný v organické i v anorganické formě a je obsažen i v půdním vzduchu.

1.2.1 Rozklad organických látek v anaerobním prostředí

Metan vzniká činností striktně anaerobních mikroorganismů, které vyžadují jako substrát jednoduché monomerní organické látky nebo oxid uhličitý a vodík. Tyto sloučeniny vznikají rozkladem složitějších polymerů, což se děje činností různých mikroorganismů.

Například celulóza je pomocí extracelulárních enzymů štěpena na glukózu, která se rozkládá na pyruvát a ten je v anoxickém prostředí metabolizován na různé fermentační produkty (alkoholy, organické kyseliny, H_2 aj.). Teprve CO_2 , H_2 , kyselina octová a další jednoduché sloučeniny mohou být metanogenními bakteriemi v anoxických podmínkách metabolizovány na metan.

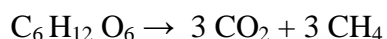
Během rozkladu organických látek vytvářejí sloučeniny také určité redoxní páry s určitou hodnotou redoxního potenciálu a výtěžkem energie z reakcí redoxních párů. Podle termodynamických zákonů probíhají nejdříve energeticky výhodnější reakce. Největší výtěžek energie přináší oxidace organických látek kyslíkem. Po vyčerpání kyslíku nastává anaerobní respirace, kdy mikroorganismy využívají jako akceptory elektronů při anaerobní respiraci anorganické sloučeniny. Jsou to postupně podle zisku energie NO_3^- , Mn^{4+} , Fe^{3+} , SO_4^{2-} a CO_2 (Reddy and Delaune, 2008). Výše popsané děje však v přírodě neprobíhají v tomto ideálním pořadí, poněvadž půdní prostředí je velmi heterogenní. Proto mohou současně ve velmi malém prostoru (například v jednom půdním agregátu o průměru několika mm) probíhat různé redoxní reakce (Gaunt, 1995).

1.3. Metanogeneze a metanotrofie

1.3.1. Metanogeneze

Metanogeneze je produkce metanu metanogeními mikroorganismy. Metanogeni patří do říše Euryarcheota. Tvoří čtyři třídy a šest řádů skupiny Archeobakterií. Nejčastěji nalézány skupinami archeí jsou Methanosarcinales, Methanomicrobiales a také Methanobacteriales (Yrjälä et. al., 2010).

V anaerobním prostředí s nízkou koncentrací sulfátů a nitrátů nastává kompletní rozklad organické hmoty metanogenezí. Při ní vzniká CH₄ a CO₂ podle reakce:



Metanogeni mohou žít v mokřadních půdách s hodnotami E_h menšími než -200mV (Reddy and Delaune, 2008). Mikrobiální proces metanogeneze je poté převážně řízen nepřítomností kyslíku a množstvím snadno rozložitelné hmoty (Segers, 1998). Metanogeni nejsou schopni využívat vysokomolekulární polymery, a proto jsou závislí alespoň na třech skupinách mikroorganismů zahrnujících hydrolytické, fermentativní a acetogenní bakterie produkující vodík. Vodík je získáván například rozkladem organických kyselin (Reddy and Delaune, 2008).

V závislosti na použitém substrátu rozdělujeme metanogeny do 3 skupin:

1. Využívající jako substrát acetát.
2. Využívající substrát typu CO₂ (CO, CO₂ a HCOOH-formiát).
3. Využívající methylové substráty: methanol(CH₃OH), methylmercaptan (CH₃SH) methylamine (CH₃NH₃⁺), dimethylamine((CH₃)₂NH₂⁺), trimethylamine (CH₃)₃NH⁺.

Metanogeni jsou obligátní anaerobní autotrofní organismy (využívají CO₂ jako zdroj C a jako elektronový akceptor) a heterotrofní organismy (používají jako zdroj energie organický substrát a jako elektronový akceptor vodík či organické látky). Například autotrofní metanogeni používají CO₂ jako elektronový akceptor a vodík jako donor elektronů. Heterotrofní metanogeni používají acetát přímo pro biosyntézu a jako zdroj energie. Během tohoto procesu metanogeni přeměňují acetát na CO₂ a metan a využívají při tom jiné biochemické cesty než autotrofní metanogeni. Jak pro autotrofní, tak i pro heterotrofní skupiny také platí, že elektrony a vodíkové kationty jsou přenášeny pomocí přenašečů a tím vzniká protonový gradient přes mikrobiální membránu, která řídí syntézu ATP. V konečné fázi je metanogeneze často dominantní konečný katabolický proces zapojený v rozštěpení organické hmoty ve sladkovodních mokřadech (Reddy and Delaune, 2008).

1.3.2. Metanotrofie

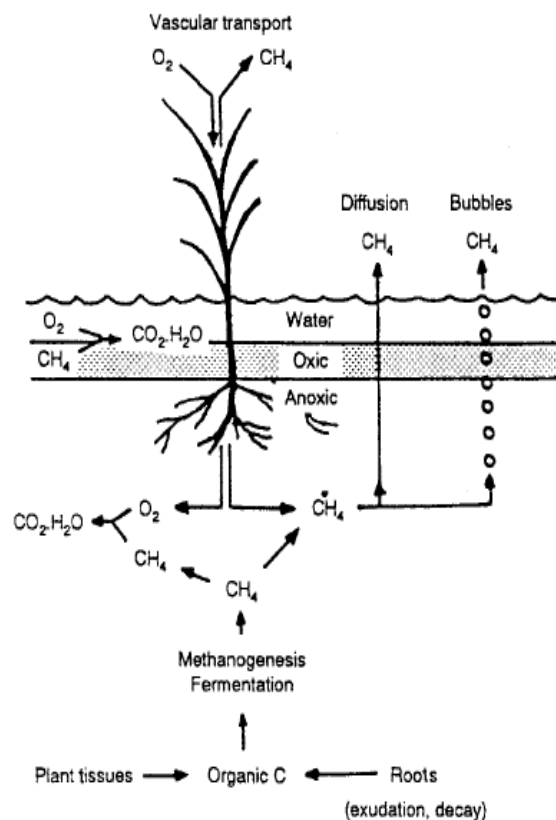
Metanotrofní bakterie jsou aerobní organismy oxidující metan, kdy oxidací metanu vzniká CO₂ a H₂O. Patří do podskupiny eubakterií známých jako metanotrofové, kteří využívají jednoduché uhlíkaté sloučeniny pro získání energie a používají formaldehyd (CH₂O) jako zdroj uhlíku pro svůj růst (Lai, 2009). Metanotrofové jsou klasifikováni na základě své membránové struktury, tvaru buněk, klidových stádií, cest asimilace uhlíku a schopnosti fixovat dusík. Jsou to například skupiny *Methylobionas*, *Methylococcus* a *Methylosinus* (Lai, 2009).

Podle Segers (1998) jsou hlavními faktory řídícími metanotrofii množství kyslíku v půdě a půdní koncentrace metanu. Obohacením půdy o kyslík dochází činností metanotrofních bakterií ke snižování koncentrace metanu a tudíž i ke snížení emisí metanu.

Nejvyšší metanotrofní aktivita na rašeliništích je obvykle omezena na oblasti blízko průměrné výšky vodní hladiny. To odpovídá hranici mezi aerobní a anaerobní zónou, kde je poměr substrátu (CH_4) ke kyslíku optimální (Lai, 2009). Metanotrofové se vyskytují i v okolí kořenů, kam se dostává kyslík aerenchymatickým pletivem přes rostliny. Rovněž byli nedávno nalezeni uvnitř rašeliníku, kde poskytují rostlinám CO_2 oxidací metanu (Yrjälä et al., 2010).

1.4. Vznik metanu v půdě a způsoby jeho uvolňování do atmosféry

Metan je produkován v anaerobní zóně zaplavených půd metanogenními archei a je oxidován na CO_2 metanotrofními bakteriemi v aerobní zóně mokřadních půd. K emisím metanu z půdy do atmosféry dochází většinou přes aerenchym mokřadních rostlin. Je to ventilační systém uvnitř stébel vodící vzduch, který poskytuje vzduch zaplaveným orgánům v anoxickém prostředí pod vodní hladinou a zároveň umožňuje transport metanu a jiných plynů z půdy do kořenů a dále do atmosféry. K emisím metanu dochází také difúzí přes půdu a vyubláváním (ebulicí) (Lai, 2009) (Obr.1).



Obr.1: Schéma cyklu metanu ukazující produkci, spotřebu a mechanismy jeho přenosu (Bubier and Moore, 1994).

K ebulicí dochází tehdy, když parciální tlak všech rozpuštěných plynů v roztoku je větší než hydrostatický tlak v půdě a tím se vytvářejí bubliny plynu. Bubliny nevstupují do atmosféry okamžitě, ale spíše jsou navázané na stěny pórů v rašelině pomocí adhesivních sil a

zde se mohou zvětšovat až na velikost půdních pórů. Tato akumulace bublin vede k vytvoření přetlakovaných zón v rašelině a k náhlému uvolnění bublin, když tlak dosáhne své mezní hodnoty. Ebulice metanu může být zapříčiněna poklesem atmosférického tlaku, redukcí hydrostatického tlaku či zvýšením teploty. Podle Lai (2009) se v severských rašeliništích může uvolnit vybubláváním až 50-64% metanu a to významně přispívá k celkovému toku metanu na rašeliništích.

Přenos plynu difúzí probíhá ve směru koncentračního spádu. Kyslík tudíž difunduje z atmosféry, kde je ho více, do kořenů, kde je nižší koncentrace kyslíku. Zároveň probíhá vzestupná difúze metanu z rhizosféry do atmosféry ve směru koncentračního spádu (Lai, 2009).

Přestože je obvykle více než 60% metanu vzniklého v anaerobních zónách půdy mokřadů znovu oxidováno v aerobních zónách půdy, jsou mokřady hlavním zdrojem metanu. Spotřeba metanu v půdách může mít široký rozsah hodnot. Největší rozdíl mezi spotřebou a produkcí metanu je pozorován v půdách, kde byla vysoká metanogenní aktivita a kde byla koncentrace metanu mnohem větší než v atmosféře. Emise metanu z obdělávaných či přírodních mokřadů se vyjadřují v $\text{mg CH}_4 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ se střední hodnotou nižší než $10 \text{ mg CH}_4 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ (Le Mer and Rorer, 2001).

Dynamická rovnováha mezi produkcí a oxidací metanu v půdním profilu a transportní rychlost z rašeliny do atmosféry určuje toky metanu z mokřadů. Toky vykazují vysokou prostorovou a časovou variabilitu, která může do určité míry souviset se změnami abiotických faktorů, jako jsou teplota a výška hladiny vody. Jelikož vztahy mezi abiotickými faktory a toky metanu jsou složité, všechny změny v tocích metanu nemohou být zachyceny korelací s každým jednotlivým environmentálním faktorem. Poměr metanogeneze a metanotrofie závisí na dostupnosti substrátu, přítomnosti alternativních elektronových akceptorů, teplotě půdy, dostupnosti kyslíku a aktivitě metanogenních a metanotrofních mikroorganismů (Kettunen et. al., 1999).

1.5. Faktory ovlivňující celkové emise metanu

a) Půdní vlhkost

Výška vodní hladiny je klíčovým faktorem řídícím emise metanu z rašelinišť. Le Mer and Roger (2001) zjistili, že v mokřadech na severu USA variabilita v emisích CH_4 závisela na výšce hladiny podzemní vody a na množství kořenících rostlin s aerenchymem, kde oba faktory byly korelované.

Podle Kettunen et. al. (1999) se změnou výšky hladiny podzemní vody může souviset i množství substrátu pro metanogeny. Po snížení vodní hladiny se zvýší aerobní degradace v nesaturovaných vrstvách rašeliny a spotřebovávají se organické sloučeniny, které by v anoxických podmínkách podporovaly produkci metanu. Proto pokud dochází k vysychání půdy, dochází také ke snižování koncentrace metanu v půdě. Naproti tomu může dočasné zvýšení vodní hladiny následované jejím poklesem uvolnit metan z hlubokých vrstev rašeliny, takže oxidace metanu může být znovu aktivována v důsledku dočasného zvýšení dostupnosti substrátu.

b) Dostupnost kyslíku a redoxní potenciál půdy

Mezi hlavní faktory limitující metanotrofii patří dostupnost kyslíku (Le Mer and Roger, 2001). Metanotrofové potřebují kyslík, ale jsou schopni přežít i v anoxických podmínkách. Není proto překvapující, že oxidace metanu je méně ovlivňována výkyvy vodní hladiny než produkce metanu. Podobně jako metanotrofové jsou na tom i metanogeni. I když jsou metanogeni obligátní anaerobové a nejsou pravděpodobně schopni růst v aerobních vrstvách rašeliny, zdají se být schopni přežít období, kdy půda není zaplavená vodou (Kettunen et. al., 1999).

Podle Paul and Clark (1996) mohou metanotrofové využívat při aerobní respiraci místo kyslíku také dusičnany a dusitany (NO_3^- a NO_2^-), ale jejich činnost je inhibována vysokou koncentrací NH_4^+ . Inhibici způsobuje také nízká půdní vlhkost. Enzym zodpovědný za první krok v oxidaci metanu je mono-oxygenáza. Ta produkuje methanol, který je dále oxidován na formiát a na CO_2 . Metan mohou oxidovat také nitrifikátoři.

c) Složení půdní organické hmoty

Celkový obsah organické hmoty v rašelinných půdách může být velmi vysoký. Rašelina je tvořena částečně rozloženými zbytky rostlin s obsahem organické hmoty přes 65% a méně než 20-35% tvoří minerální podíl (Charman, 2002). Na rašeliništích povaha organické hmoty určuje jak produkci metanu, tak jeho spotřebu. Ve vlhkých rašelinných půdách je významná produkce metanu pouze z podílu organické hmoty s velkou agregací částic, kdy podíl částic větší než 2 mm přispívá 90% z celkové produkce metanu. Produkce metanu se silně snižuje s hloubkou, kdy vrstva 0-0,5 cm pod povrchem přispívá 70% z celkové produkce metanu, což indikuje, že rostlinné zbytky v půdě jsou hlavním zdrojem substrátu pro metanogeny (Le Mer and Roger, 2001). Podle Lai (2009) také přidání glukózy, etanolu a acetátu, jež jsou hlavními živinami pro metanogeny, do vzorků ze slatinišť, vedlo ke zvýšení produkce metanu během několika hodin, což dokazuje, že dostupnost těchto látek je limitujícím faktorem pro metanogenezi.

Substrátem pro metanogeny mohou být také kořenové exudáty rostlin uvolňované do rhizosféry. Jsou jimi nízkomolekulární organické kyseliny, které jsou snadno dostupným uhlíkatým zdrojem pro metanogeny. Nízkomolekulárními látkami je myšlen hlavně acetát, formiát a oxalát. Tyto nízkomolekulární látky mohou být vylučovány buď přímo kořeny rostlin, nebo jsou výsledkem fermentace složitějších kyselin a sacharidů z kořenových exudátů. Častější je však druhý jmenovaný způsob (Koelbener et. al., 2010).

d) pH

Kyselost rašeliny může limitovat aktivitu metanogenů i metanotrofů. Většina metanogenních archeí roste jen v rozsahu pH 6-8, ačkoli studie metanogeneze *in vivo* ukázaly, že se vyskytují i v kyselých prostředích jakými jsou třeba vrchoviště. Například *Methanobacterium espanolae*, mírně acidofilní metanogen, roste optimálně v pH 5,6-6,2, ale není již schopný růst a produkovat metan při pH 4,7 (Garcia et.al., 2000). Metanotrofie a metanogeneze v rašelinných půdách v mírných a subpolárních oblastech měla optimum v pH 5,5 až 7 pro metanogenezi a 5 až 6,5 pro metanotrofii. Metanotrofové jsou tolerantnější k výkyvům pH než metanogeni (Le Mer and Roger, 2001).

e) Teplota

Optimální teplota pro metanogenezi je mezi 30 a 40°C. Nízká teplota půdy redukuje produkci metanu snížením aktivity metanogenů, ale také dalších mikroorganismů zahrnutých v metanogenní fermentaci. Například laboratorní studie půdy z mokřadů s vysokou (dřevinnou) vegetací z rašelinišť v Kanadě ukázaly, že emise metanu se zvyšují 6,6 krát, když se inkubační teplota zvýšila z 10°C na 23°C. V mírných a chladných regionech byly také pozorovány sezónní výkyvy pozitivně korelované s teplotou půdy (Le Mer and Roger, 2001).

Z hlediska tolerance k výkyvům teploty se metanotrofové zdají být méně citliví než metanogeni (Tuitilla et.al., 2000), protože produkce a spotřeba metanu v rašeliništích v mírném a subpolárním pásmu byla optimální mezi 20 a 30°C pro obě aktivity, ale se širší tolerancí pro metanotrofii než pro metanogenezi (Le Mer and Roger, 2001).

f) Úloha vegetace v mokřadech

Typ vegetace je dalším klíčovým faktorem ovlivňujícím emise metanu z rašelinišť. Například aerenchymatická rašeliništní vegetace pomáhá růstu kořenového systému směrem do hloubky. Kořeny tak pronikají i do anoxické vrstvy rašeliny, tím se zvyšuje produkce metanu v důsledku uvolňování kořenových exudátů do půdy a zrychluje se transport metanu z půdy do atmosféry aerenchymem rostlin (Lai, 2009). Pokud totiž metan prochází ze spodních vrstev rašeliny půdou k povrchu difúzí, může ho být více jak polovina spotřebována metanotrofy v provzdušněné vrstvě půdy. Například na aljašských vlhkých loukách a v travnatých tundrových společenstvech bylo spotřebováno v aerobních vrstvách půdy až 55% metanu (Verville et. al., 1998), ale na rýžovištích to bylo až 80% metanu (Le Mer and Roger, 2001).

Aerenchym rostlin umožňuje také přenos kyslíku z atmosféry do půdy. V důsledku přenosu kyslíku do půdy dochází k okysličování rhizosféry a tím se zvyšuje aktivita metanotrofů kolem kořenů. Spotřebovává se více metanu a dochází ke snížení jeho emisí. Dokazuje to i zjištění autorů Sorrell and Boon (1992), že v mokřadech bez vegetace byly emise metanu vyšší než v půdě s kořenícími rostlinami. V přítomnosti kořenících rostlin bylo množství metanu v půdním vzduchu menší (42-45%), než v půdě bez rostlin (60%), což potvrzuje důležitou roli rhizosféry při oxidaci metanu.

Lze tedy říci, že aerenchymatická vegetace nejenže přispívá k emisím metanu vedením metanu přímo z půdy do atmosféry, ale také je může částečně redukovat, jelikož vede aerenchymem kyslík z atmosféry do půdy a tím přispívá k aktivitě metanotrofů. Konečné emise metanu jsou pak výsledkem těchto protichůdných procesů.

Také druhové složení rostlin je velmi důležité, jelikož má velký vliv na emise metanu z ekosystému. Například odstranění ostřic na vlhkých loukách významně snižovalo emise metanu, zatímco odstranění mechů mělo za následek zvyšování emisí metanu (Verville et. al., 1998). Je tedy zřejmé, že rostliny s aerenchymem přispívají více k emisím metanu než mokřadní mechy. Také podle pokusu autorů Koelbener et.al. (2010) šest z osmi druhů rostlin zvyšovalo až 5krát emise metanu ve srovnání s kontrolním vzorkem půdy bez vegetace. Mezi zkoumanými rostlinami byly mokřadní druhy jako mochna bahenní (*Potentilla palustris*), ostřice zobánkatá (*Carex rostrata*), suchopýr širokolistý (*Eriophorum latifolium*) apod. Emise metanu neovlivňovaly pouze dva druhy – chrastice rákosovitá (*Phalaris arundinacea*) a rákos obecný (*Phragmites australis*), což však mohlo být dáno odlišnostmi experimentálních podmínek od podmínek *in situ*, například velikostí rostlin, hloubkou zakořenění a věkem.

g) Časoprostorová heterogenita emisí metanu

Mikela et. al. (1995) sledovali rozdíly v toku metanu během dne a noci na kyselých rašeliništích s převahou rašelíníku v severním Švédsku. V relativně suchých rostlinných společenstvech (například bulty) byl v hloubce půdy 5-10 cm zjištěn pozitivní vztah mezi teplotou půdy a emisemi metanu. V bultech s vysokou denní variabilitou teploty a slunečního záření, byly průměrné noční emise metanu 2krát až 3krát vyšší než denní emise. Důvodem, proč byly noční emise vyšší než denní, bylo pravděpodobně zpoždění v produkci metanu podporované přísunem substrátu z exudátů kořenů rostlin. Exudáty byly vylučované během vyšší denní teploty vzduchu a vyšší denní intenzity světla. Vyšší noční emise byly pravděpodobně způsobeny také inhibicí oxidace metanu, kvůli nižším nočním teplotám.

Na vlhčích místech nebyl pozorován významný rozdíl mezi denními a nočními průměrnými emisemi.

Tuittila et. al. (2000) zjistili, že sezónní dynamika metanu na rašeliništích se suchopýrem pochvatým (*Eriophorum vaginatum*) korelovala se sezónní dynamikou vstupu CO₂ do půdy (hrubá primární produkce) až do poloviny srpna, ale v pozdním podzimu se emise metanu zvyšovaly, zatímco tok CO₂ do půdy se snižoval. Emise CO₂ se snižovaly kvůli odumírajícím rostlinám na podzim a emise metanu byly vyšší pravděpodobně z důvodu nahromadění substrátu pro metanogenezi během vegetační sezóny a v důsledku využívání tohoto substrátu i na podzim, kdy už se příjem CO₂ rostlinami snižoval.

1.6. Vliv revitalizace rašelinišť na celkové emise metanu

Glatzel et. al. (2004) porovnávali potenciální produkci metanu na přírodních, těžných, opuštěných a revitalizovaných rašeliništích v Kanadě. Revitalizovaná rašeliniště byla dvou typů. Prvním byly plochy těžené a po čtyřech letech revitalizované zvýšením vodní hladiny a přidáním diaspor rašelíníku a mulče. Druhý typ revitalizovaných ploch byl po těžbě na 30 let opuštěn a ponechán přírodní sukcesi. Byly zjišťovány rozdíly v emisích metanu v závislosti na vztazích mezi produkcí, spotřebou a transportem metanu uvnitř půdního profilu. Bylo zjištěno, že na odvodněných a těžných plochách byla malá potenciální produkce metanu. Se zvyšující se vodní hladinou a přidáním rostlinného materiálu obsahujícího diasporu rašelíníku se zvyšovala potenciální produkce metanu vedoucí k větším emisím metanu. Závěrem lze tedy říci, že i přes změny v substrátu a v mikrobiálním společenstvu rašeliniště se revitalizací rašelinišť zvyšují celkové emise metanu.

Podobně Kettunen et. al. (1999) studovali aktivitu metanogenů a metanotrofů na přechodových rašeliništích a vrchovištích ve vztahu k výkyvům vodní hladiny. Zjistili, že při snížení vodní hladiny se aktivita metanogenů posouvá do hlubších vrstev půdy a po jejím opětovném zvýšení se i aktivita metanogenů posouvá k povrchu půdy.

Tuittila et. al. (2000) zjišťovali vliv revitalizace vodního režimu rašeliniště se suchopýrem pochvatým na sezónní emise metanu. Zjistili, že i když se emise metanu po zaplavení původně odvodněného rašeliniště zvyšovaly, zůstávaly nižší, než emise z přirozených rašelinišť. Podobně nízké emise byly zjištěny i na přirozených vrchovištích, které byly po dlouhém období sucha opět zavodněny a stejné výsledky vyšly i v laboratorním pokusu, kde byla půda nejdříve vysušena a pak opět zavodněna.

Jedním z faktorů způsobujících takto nízké emise může být zmenšení metanogení populace v důsledku vysušení, jak uvádějí například Shannon a White (1994). Ve své tříleté studii zjistili, že je potřeba minimálně jednoho roku pro obnovení toků metanu na přirozených rašeliništích, pokud byly předtím poměrně dlouhou dobu odvodněné. Jelikož však byla některá těžná rašeliniště odvodněna po desetiletí, je možné, že obnova a růst metanogení populace bude trvat déle, než na přirozených rašeliništích po kratší době vysušení.

Zajímavé také je, jak suché podmínky a následné zavodnění ovlivňují redoxní a respirační procesy na slatiništích. Knorr and Blodau (2009) se zabývali těmito procesy na minerotrofních slatiništích v Bavorsku (Německo). Koncentrace dusičnanů, síranů a železa se zvýšily během suššího období a následkem toho by měla být potlačena metanogeneze. Avšak spotřeba uvedených sloučenin a metanogeneze probíhala současně. Po provzdušnění a následném zavodnění půdy se metanogeneze aktivovala lokálně velmi rychle, ale zvýšení koncentrace metanu nastalo až po vyčerpání ostatních elektronových akceptorů. Lze tedy říci, že heterogenita půdy umožňuje rozdílné redoxní procesy v rašeliništi.

Vliv revitalizace vodního režimu degradovaného rašeliniště na výsledné emise metanu můžeme odhadnout sledováním složení vegetace v částečně zavodněných odvodňovacích rýhách na odvodněných rašeliništích. V odvodňovacích rýhách jsou totiž emise metanu vyšší a je zde i jiná vegetace, než na okolních sušších stanovištích. Minkkinen and Laine (2006) sledovali v centrálním Finsku rašeliniště odvodněná pro lesnické účely. Zjišťovali hodnoty emisí metanu z odlišných rostlinných společenstev i ploch bez vegetace, včetně odvodňovacích rýh. Tyto hodnoty byly zjišťovány vzhledem k typu rašeliniště, výšce vodní hladiny a teploty půdy. Na stanovištích bohatých na živiny se emise metanu lišily jen minimálně. Na vrchovištích chudých na živiny však byly rozdíly mezi emisemi metanu z rostlinných společenstev výraznější. Největší emise metanu byly naměřeny ve společenstvech suchopýru pochvatého (*Eriophorum vaginatum*, 29,7 mg CH₄ .m⁻².d⁻¹), nižší v rašeliníku (*Spagnum*, 10 mg CH₄ .m⁻². d⁻¹) a nejnižší hodnoty pro ostatní společenstva mechů (2,6 mg CH₄ .m⁻². d⁻¹). Emise metanu z různých druhů odvodňovacích rýh byly vysoce variabilní. Velice vysoké emise byly naměřeny ze stále zaplavených rýh na odvodněných rašeliništích (letní průměry 182-600 mg CH₄ .m⁻².d⁻¹).

Variabilita v emisích metanu byla způsobena rozdíly v původu a pohybu vody v rýhách, stejně tak jako i zde žijícími rostlinnými společenstvy. Odvodnění většinou výrazně snižuje emise metanu z rašelinišť. Přesto vysoká prostorová variabilita emisí metanu na odvodněných rašeliništích v důsledku částečně zavodněných rýh přispívala ke zvýšení emisí metanu. To může mít v některých případech velký dopad na celkové emise metanu z odvodněných rašelinišť. Nicméně, normálně jsou v dobře vytvořených odvodňovacích systémech dna rýh zaplavena pouze po dešti. Z toho důvodu jsou emise metanu z rýh málo významné oproti revitalizovaným či přirozeným rašeliništím (Minkkinen and Laine, 2006).

1.7. Metodické přístupy měření produkce a spotřeby metanu v půdě a emisí metanu z půd

Lai (2009) uvádí dvě hlavní terénní metody měření toku metanu z rašelinišť do atmosféry: mikrometeorologické metody a měření pomocí komor.

Mikrometeorologická metoda (Eddy Covariance, EC) měří turbulentní pohyby vzduchu a přesně určí průměrný tok a koncentraci metanu jako kovarianci mezi směšovací koeficientem metanu a výkyvy ve vertikální rychlosti větru. EC má tu výhodu, že poskytuje kontinuální měření na plochu integrovaného toku v rámci ekosystému. Navíc je metoda schopná měřit toky plynů *in situ* s minimálním narušením ekosystému prostřednictvím zvukového anemometru a analyzátoru plynu instalovaného v EC věži. Nicméně, nevýhodou měření toku metanu pomocí EC jsou zejména vysoké náklady na instalaci a základní údržbu EC systému pro měření metanu. Vhodnější je EC používat pro rozsáhlé monotónní ekosystémy, jakými jsou velká rašeliniště v severských oblastech.

Druhou často používanou metodou pro měření emisí metanu jsou uzavřené komory (tzv. static chamber method). Ty jsou přenosné a jejich používání není tak nákladné jako Eddy Covariance. Toky metanu jsou stanovené měřením změn koncentrací metanu při zakrytí půdy komorou během určitého časového intervalu. Komory zaujímají stanovený prostor

(0,1-10m²), a proto mohou vysvětlit lépe než EC aktuální proces výměny plynu. Měření pomocí komor lépe určí změny v emisích metanu vzhledem k měnícím se podmínkám prostředí z důvodu odlišných rostlinných společenstev. Měření touto metodou používali například Minkkinen and Laine, 2006; Bubier, Moore and Roulet, 1993 atd.

K nevýhodám měření pomocí komor patří například narušení mikroprostředí komorami či malá četnost měření. Při nízké vzorkovací frekvenci pak může uniknout řada přechodných výkyvů v tocích metanu, která probíhá v řádech několika hodin (Lai, 2009).

Laboratorní metody, mezi něž patří inkubace vzorků půdy či celých monolitů, mohou poskytnout informace o potenciální produkci či oxidaci metanu. V laboratorních podmínkách se měření rychlosti produkce metanu provádí v uzavřených nádobách v anaerobních podmínkách. V těchto nádobách se v časových intervalech stanovuje koncentrace metanu, většinou pomocí plynového chromatografu. Poté se vypočítá rychlost produkce metanu jako rozdíl koncentrací mezi měřeními vydělená časem. Výhodou této metody je stanovení potenciální rychlosti produkce metanu v půdě. Mezi nevýhody patří, že tato potenciální rychlost produkce metanu nemusí odpovídat skutečné rychlosti produkce metanu *in situ* a že se nám v laboratorních podmínkách nikdy nepodaří nasimulovat zcela stejné podmínky jako *in situ*.

Novou metodou měření je využívání přenosného přístroje pro měření koncentrace metanu přímo v terénu. Měří se pomocí uzavřených instalovaných komor a MCDA (Methane and Carbon Dioxide Analyzer). Výhodou této metody je, že není potřeba převážet vzorky do laboratoří a zde je analyzovat. Měření vzorků metanu je prováděno přímo v terénu přístrojem na principu laserové spektroskopie (Baird et. al., 2010). Pro analýzu vzorků emisí metanu z terénu se obvykle používá plynový chromatograf s plamenoionizačním detektorem (GC-FID). Klasické plynové chromatografy se však nedají přenášet, jelikož jsou velmi citlivé na různé poškození a jejich transport by byl tudíž riskantní. Tato nová metoda měří tok metanu pomocí komor, kdy je komora přímo spojená s analyzátozem plynu na stanovišti. Tyto přístroje mohou být zanechány na jedné lokalitě spojené s více komorami či mohou být přenášeny od komory ke komoře. Jejich nevýhodou je však vysoká objemnost (>50 l) a hmotnost zařízení (>20 kg) a potřeba opatrného transportu mezi komorami, které jsou většinou rozmístěny poměrně daleko od sebe. Na druhou stranu posíláním vzorků do laboratoře se zvyšuje riziko chyby analýzy. Kromě toho skladování zvyšuje náklady na analýzy (Baird et. al., 2010).

Pro studium diverzity a počtu metanogenů a metanotrofů se dají využít molekulárně-biologické metody. Výhodou těchto metod je stanovení čeledí, rodů nebo i druhů metanogenů. Těmito metodami však nemůžeme stanovit například rychlost produkce či oxidace metanu.

Yrjälä et. al. (2010) studovali metanogenní a metanotrofní společenstva pomocí molekulárních metod. Metanogeni byly zkoumány pomocí *mcrA* a fylogenetické 16rRNA markerů genů a metanotrofové pomocí *pmoA* markeru na přírodních a odvodněných rašeliništích. Analýzy provedli na čtyřech lokalitách s různými vlhkostními poměry (mokré, z části mokré, z části suché a suché). Výsledky ukázaly, že i menší snížení vodní hladiny ovlivňuje dynamiku produkce a oxidace metanu. V důsledku změny výšky vodní hladiny se mění složení rostlinného společenstva, což má silný vliv na mikrobiální společenstvo rašeliniště, které je základem pro procesy v půdě související s emisemi metanu. Se snižující se vlhkostí klesá diverzita metanogenních společenstev. Například skupiny *Methanosarcinaceae* a *Methanocellales* byly nalezeny na vlhčích stanovištích, zatímco na sušších místech byly nalezeny skupiny jiné. Jak se předpokládalo, výška vodní hladiny byla hlavním faktorem ovlivňujícím metanogenní a metanotrofní společenstva. Metanotrofní společenstva tvořily výhradně bakterie skupiny *Methylocystis*, ale geneticky se lišily podle toho, zda se vyskytovaly v sušších či vlhčích vrstvách rašeliny.

1.8. Shrnutí vstupních podmínek v souvislosti s plánovaným projektem

Jak vyplývá z literární rešerše, nejdůležitějšími faktory ovlivňujícími celkové emise metanu jsou výška hladiny vody a typ vegetace. Emise metanu jsou ovlivňovány výškou vodní hladiny z důvodu vytvoření anaerobních podmínek v půdě a tím i vhodného prostředí pro aktivitu metanogenních archeí. Z vegetace je důležitá aerenchymatická rašeliništní vegetace, která svým aerenchymatickým pletivem vede plyny z půdy do atmosféry a naopak. Do atmosféry je transportován metan a opačným směrem kyslík, který je využíván metanotrofy k oxidaci metanu. Významné jsou také kořenové exudáty rostlin, které jsou snadno dostupným uhlíkatým substrátem pro metanogeny. Dalšími faktory ovlivňujícími emise metanu je teplota půdy, dostupnost substrátu pro metanogeny a metanotrofy a pH půdy.

Revitalizací rašelinišť se zvyšuje výška vodní hladiny a tím dochází ke změnám vegetace a k narůstání emisí metanu. Rašeliniště opět začínají fungovat jako úložiště uhlíku, ale současně i jako zdroj metanu. Zatím však není známo, za jak dlouho se obnoví původní funkce rašelinišť, protože dosavadní monitoring revitalizovaných rašelinišť neprokázal zvýšení hodnot emisí metanu po revitalizaci na hodnoty běžné pro nenarušené rašeliniště během několika let. Emise metanu byly na revitalizovaných lokalitách vždy nižší než na původních neovlivněných lokalitách (Tuittila et. al., 2000). Proto je nutné emise metanu z rašelinišť nadále sledovat. Nejlepší dostupnou terénní metodou sledování emisí metanu je měření pomocí instalovaných komor tzv. „static chamber method“.

V současné době se na revitalizovaných rašeliništích na Šumavě provádí monitoring obnovy rašelinišť, jehož součástí je i měření emisí metanu z revitalizovaných rašelinišť. V návrhu projektu se budu zabývat emisemi metanu na dvou lokalitách na Šumavě v oblasti Modravských slatí. Budu porovnávat emise metanu z revitalizovaného vrchoviště Schachtenfilz a z původního nenarušeného vrchoviště Blatenská slat'. Zároveň budu také stanovovat potenciální produkci metanu a potenciální oxidaci metanu v laboratorních podmínkách jako doplňující výzkum k terénním metodám. Metan je významný skleníkový plyn přispívající ke globálním změnám klimatu, proto je důležité sledovat jeho emise. Získané výsledky poslouží k budoucím odhadům emisí metanu z rašelinišť. Výsledky se mohou také stát podkladem pro jiné studie k vypočtení celkové bilance uhlíku revitalizovaných rašelinišť.

2. Cíl projektu

Zjistit, jaký vliv bude mít revitalizace vodního režimu degradovaného rašeliniště na emise metanu.

Porovnat emise metanu z revitalizovaného vrchoviště s emisemi metanu z původního neovlivněného vrchoviště na Šumavě.

3. Hypotéza

Emise metanu budou po revitalizaci degradovaného rašeliniště narůstat velmi pomalu a k hodnotám běžným na přirozených rašeliništích se přiblíží až během několika let. To je dáno změnou rostlinného pokryvu rašeliniště, kdy keříčkovitá vegetace, kosodřevina, smrk a nerašeliništní druhy trav, které převažují na odvodněných rašeliništích, budou odumírat a rašeliniště se bude vracet ke své původní vegetační struktuře s převahou rašelíníku, ostřic a suchopýru. V důsledku těchto změn se přepokládá zvýšení dostupnosti substrátu potřebného pro metanogenezi.

4. Návrh experimentu

4.1. Charakteristika lokalit

Schachtenfilz je vrchoviště revitalizované v roce 2008, které bylo předtím odvodněné pro lesnické účely. Blatenská slat' je původní vrchoviště. Obě lokality se nachází na centrální náhorní plošině Šumavy s průměrnou nadmořskou výškou 1150 m.n.m. Průměrné roční srážky jsou 1400mm a průměrná roční teplota je 3,2°C (Urbanová et.al., 2010).

Vegetační struktura odráží hydrologické podmínky lokalit. Na Blatenské slati je větší množství šlenků s vegetací svazu *Leuco-Scheuchzerion*, travnatá místa se suchopýrkem trsnatým (*Trichophorum caespitosum*) a bulty s kyhankou bažinnou (*Andromeda polifolia*). Křoviny se vyskytují pouze na okrajích rašeliniště a jsou obklopené rašelinnou smrčínou a kříženci mezi borovicí klečí a borovicí blatkou (*Pinus x pseudopumilio*). Na lokalitě Schachtenfilz se travnatá místa s převahou suchopýrku trsnatého nacházejí pouze v hydrologicky stabilnější centrální části vrchoviště mezi rýhami. Šlenky zde chybí. Rýhy jsou obklopeny křovinami s brusnicí borůvkou (*Vaccinium myrtillus*) a vlochyní bahenní (*Vaccinium uliginosum*). Všude zde expanduje smrk ztepilý (*Picea abies*) (Urbanová et.al., 2010).



Obr.2: Výskyt rašelinišť v Národním parku Šumava s vyznačením polohy studovaných vrchovišť Blatenská slat' a Schachtelfilz. Upraveno podle Bufková and Spitzer (2008).

4.2. Terénní měření

V terénu budeme měřit emise metanu pomocí instalovaných komor (tzv., „static chamber method“). Nejprve se na rašeliništi do hloubky 20ti cm zakopají plastové podstavce o velikosti 50 x 50 cm se žlábkem na jejich okraji. Rámy nezabraňují růstu vegetace. Tmavé

plastové komory o výšce 40 cm budou vždy přikládány do drážek v rámu. Ty se zalijí vodou pro zachování těsnosti mezi komorou a podstavcem. Přes septum se pak injekční stříkačkou odebere vzorek vzduchu, který bude uchován ve zkumavkách až do analýzy. Koncentraci metanu ve vzorcích odebraných z rašeliniště budeme měřit na plynovém chromatografu s plameno-ionizačním detektorem v laboratoři. Zvýšení koncentrace metanu během zakrytí místa komorou stanovíme z rozdílu koncentrace metanu ve vzduchu odebraném na počátku měření a koncentrace metanu ve vzduchu odebraném po 20ti minutách zakrytí komorou. Z tohoto nárůstu koncentrace metanu se vypočítá rychlost emisí metanu. Měření se uskuteční během tří vegetačních sezón od začátku května do konce září v letech 2012-2014. Bude prováděno manuálně každých 14 dní na obou lokalitách.

Na lokalitě Schachtenfilz budou rozmístěny tři komory podél rýhy a tři mezi rýhami. Na Blatenské slati bude rozmístěno také 6 komor. Tři u okraje rašeliniště a tři v centrální části. Emise metanu se pravděpodobně budou lišit v důsledku rozdílné vegetace a výšky vodní hladiny mezi okrajem a středem rašeliniště na Blatenské slati a mezi rýhami na lokalitě Schachtenfilz.

Na obou lokalitách budou do země zakopány také dvě plastové trubky (do hloubky 50 cm) pro měření výšky hladiny podzemní vody. Trubky budou děrované, aby jimi mohla voda volně protékat, a budou vždy v blízkosti každé skupiny tří komor. V trubkách budou umístěny datalogery s čidlem na měření výšky hladiny vody, které budou zaznamenávat výšku vodní hladiny každých šest hodin.

Ve stejných časových intervalech jako výška vodní hladiny, bude zaznamenávána i teplota půdy pomocí datalogeru s čidlem na měření teploty. Teplota bude měřena v 5-10ti cm a přibližně ve 20ti cm pod povrchem. Měření bude prováděno během celé vegetační sezóny.

Získané výsledky poslouží k modelování emisí metanu z rašeliniště na základě teploty půdy, výšky hladiny vody a složení vegetace. Vegetační snímky byly na daných lokalitách provedeny již před začátkem pokusu. Složení vegetace bude opět stanoveno během druhého a třetího roku pokusu, přibližně uprostřed vegetační sezóny, pomocí fytoecologických snímků. Na obou lokalitách bude šest snímků, které budou umístěny přímo v rámu podstavců pro komory. Z výsledků zjistíme, jaké by mohly být emise metanu během vegetační sezóny.

4.3. Laboratorní pokusy

Laboratorní pokusy budou doplněním terénních měření emisí metanu. Měly by nasimulovat, jak rychle se budou při zachování optimálních podmínek zvyšovat emise metanu. Z výsledků laboratorních pokusů zjistíme rychlost potenciální produkce a oxidace metanu. Pokud bude významně převládat rychlost metanotrofie nad metanogenezí, emise metanu budou pravděpodobně nízké, poněvadž lze předpokládat, že většina produkovaného metanu bude zoxidována metanotrofními bakteriemi.

Z obou lokalit bude odebráno 6 vzorků půdy pomocí půdní sondy poblíž instalovaných komor. Vzorky budou pocházet ze svrchní vrstvy půdního profilu (do hloubky 30ti cm), budou dány odděleně do plastových sáčků a odvezeny do laboratoře. Půda bude poté v laboratoři proseta přes síto o průměru ok 5 mm a uchována při 4°C do počátku analýz.

Měření rychlosti potenciální produkce metanu bude prováděno z homogenizovaných prosetých půdních vzorků z obou lokalit, které budou inkubované po dobu 120 dní při teplotě 15°C v anaerobních podmínkách. Do skleněných lahviček bude navážena půda a budou vzduchotěsně uzavřeny gumovou zátkou. Pro nasimulování zaplavení bude k anaerobním vzorkům přidána destilovaná voda a atmosféra bude vyměněna za helium. Koncentrace CH₄ bude měřena pravidelně každých 14 dní během celé doby inkubace na plynovém chromatografu. Rychlost produkce metanu bude vypočtena jako lineární závislost nárůstu

koncentrace metanu za jednotku času. Podrobněji je metoda popsána v článku Urbanová et.al. (2010).

Měření rychlosti potenciální oxidace metanu bude prováděno také ve vzorcích půdy z obou lokalit. Stanovení bude prováděno podle metody popsané autory Jaatinen et.al. (2005). Do skleněných lahvíček se naváží stejné množství půdy jako pro anaerobní inkubaci a také se vzduchotěsně uzavřou gumovou zátkou, přes kterou je možné odebírat vzorek vnitřní atmosféry. Do lahvíček bude přidán metan (100 $\mu\text{l/l}$) a okamžitě bude odebrán vzorek atmosféry pomocí injekční stříkačky pro určení počáteční hodnoty koncentrace metanu v lahvíčkách. Důležité je, aby koncentrace metanu byla dostačující, aby metanotrofie nebyla limitována nedostatkem metanu. Poté umístíme, stejně jako Sundh et.al. (1995), lahvíčky na rotační třepačku, aby bylo zajištěno, že se v lahvíčkách nevytvoří anaerobní prostředí. Pro zachování aerobního prostředí necháme lahvíčky třepat během celé doby pokusu při teplotě 15°C. Plyn z lahvíček bude odebírán pomocí injekční stříkačky přibližně každých 25-30 hodin po dobu 5 dnů a po každém odběru vzorku bude měřena koncentrace metanu na plynovém chromatografu. Rychlost oxidace metanu bude vypočítána jako úbytek metanu v průběhu času.

4.4. Časový plán projektu pro roky 2012-2014

Rok	2012				2013				2014			
Čtvrtletí	1.	2.	3.	4.	1.	2.	3.	4.	1.	2.	3.	4.
Příprava materiálu a instalace zařízení v terénu	■	■	■									
Terénní měření metanu		■	■	■		■	■	■		■	■	■
Laboratorní pokusy				■	■	■	■					
Vyhodnocování výsledků		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Sepsání článku											■	■

4.5. Finanční náklady na projekt

Rok	2012	2013	2014
Neinvestiční materiál	50 000	20 000	20 000
Služby	25 000	10 000	10 000
Cestovné	18 000	18 000	18 000
Platy	250 000	260 000	270 000
Režijní náklady	51 000	85 000	48 000
Celkem/ rok	394 000	393 000	366 000
Celkem za projekt	1 153 000 Kč		

Neinvestiční materiál: Lahvičky, zátky, stříkačky a kalibrační plyny pro laboratorní pokusy, dále sáčky na vzorky a další spotřební materiál.

Služby: Především výroba komor pro terénní měření a dále případné opravy používaného zařízení.

Cestovné: Náklady spojené s cestami na lokality a odběrem vzorků.

Platy: Plat pro dva pracovníky pracující na poloviční úvazek.

5. Závěr

Vliv revitalizace vodního režimu degradovaného rašeliniště na celkové emise metanu sledujeme především proto, že metan je skleníkový plyn, který je až 25krát účinnější než oxid uhličitý. Snažíme se zjistit, co se stane, pokud rozsáhlé plochy odvodněných rašelinišť opět zavodníme - zda se zde zvýší emise metanu a v jakém časovém horizontu. Získané výsledky nemusí být uplatněny pouze na rašeliništích v České republice, ale také na rašeliništích v severovýchodních oblastech, kde je rozloha odvodněných rašelinišť mnohem větší než v České republice, a tak případné zvýšení emisí metanu z těchto rozsáhlých ploch může mít dopad na globální změnu klimatu.

Dalším důvodem revitalizací rašelinišť je, aby se rašeliniště opět staly úložištěm uhlíku namísto zdroje uhlíku ve formě CO₂. Na odvodněných rašeliništích se v důsledku aerobních podmínek v půdě mnohem rychleji rozkládá organická hmota. Tím se uvolňuje více CO₂ do atmosféry, než se uvolňuje z původních neovlivněných rašelinišť, kde naopak převládají emise metanu nad emisemi oxidu uhličitého. Hodnoty emisí metanu potřebujeme také znát proto, abychom mohli vypočítat celkovou bilanci uhlíku na rašeliništích. Pro určení této bilance potřebujeme znát vstupy i výstupy uhlíku do půdy a z půdy. Ty zahrnují asimilaci CO₂ rostlinami, produkci CO₂ v půdě, emise CO₂, ale také emise metanu. Sledování emisí metanu z rašelinišť v souvislosti s určením celkové bilance uhlíku revitalizovaných rašelinišť je také součástí rozsáhlejších projektů.

Dále se mohou naše naměřená data využít pro modelování emisí metanu na stejných či podobných typech rašelinišť, jak jsem uvedla již v návrhu experimentu. Prostorově i časově jsou emise metanu velice variabilní a závislé na konkrétních podmínkách prostředí. Z toho důvodu dodnes není dostatek dat pro jejich odhad a modelování, a je proto nutné i nadále emise metanu intenzivně měřit v různých typech ekosystémů, aby bylo možné zdokonalit existující modely nebo sestavit nové pro spolehlivé odhady emisí metanu.

6. Literatura

- Baird A.J., Stamp I., Heppell C.M., Green S.M. 2010. CH₄ flux from peatlands: a new measurement method. *Ecology* 3 : 360-367
- Basiliko N., Yavitt J.B., Dees P.M., Merkel S.M. 2003. Methane biogeochemistry and methanogen communities in two northern peatland ecosystems, New York State. *Geomicrobiology* 20 : 563–577.
- Brady N. C., Weil R. R. 2002. *The nature and the properties of soils* . Upper Saddle River, New Jersey, 960 p.
- Bubier J.L., Moore T.R. 1994. An ecological perspective on methane emissions from northern wetlands. *Trends in Ecology and Evolution* 9(12) : 460-464.
- Bubier J.L., Moore T.R., Roulet N.T. 1993. Methane emissions from wetlands in the midboreal region of northern Ontario, Canada. *Ecology* 74 (8) : 2240-2254
- Garcia J.L., Patel B.K.C., Olliver B. 2000. Taxonomic, phylogenetic and ecological diversity of methanogenic Archaea. *Anaerobe* 6 (4) : 205-226
- Gaunt J.L., Neue H.-U., Cassman K.G., Olk D.C., Arah J.L.M., Witt C., Ottow J.C.G., Grant I.F. 1995. Microbial biomass and organic matter turnover in wetland rice soils. *Biology Fertile Soils* 19 : 333-342
- Glatzel S., Basiliko N. , Moore T. 2004. Carbon Dioxide and methane production potentials of peats from natural, harvested and restored sites, Eastern Quebec, Canada. *Wetland* 24 (2) : 261-267
- Charman D. 2002. *Peatlands and environmental change*. Chichester, 301p.
- Jaatinen K., Tuittila E.-S., Laine J., Yrjala K., Fritze H. 2005. Methane-oxidizing bacteria in a Finnish raised mire complex: effects of site fertility and drainage. *Microbial Ecology* 50 : 429–439
- Joabsson A., Christensen T.R., Wallen B. 1999. Vascular plant controls on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology & Evolution* 14 : 385–388
- Kettunen A., Kaitala V., Lehtinen A., Lohila A., Alm J., Silvola J., Martikainen P.J. 1999. Methane production and oxidation potentials in relation to water table fluctuations in two boreal mires. *Soil biology and Biochemistry* 31: 1741-1749
- Knorr K.-H., Blodau Ch. 2009. Impact of experimental drought and rewetting on redox transformations and methanogenesis in mesocosms of a northern fen soil. *Soil biology & Biochemistry* 41 : 1187-1198
- Koelbener A., Ström L., Edwards P.J., Venterink H.O. 2010. Plant species from mesotrophic wetlands cause relatively high methane emissions from peat soil. *Plant soil* 326 : 147-158

- Lai D.Y.F. 2009. Methane dynamics in northern peatlands: A review. *Pedosphere* 19 (4) : 409-421
- Le Mer J., Roger P. 2001. Production, oxidation, emission and consumption of methane by soils: A review. *European Journal of Soil Biology* 37 : 25-50
- Mikela C., Sundh I., Svensson B., Nilsson M. 1995. Diurnal variation in methane emission in relation to the water table, soil temperature, climate and vegetation cover in a Swedish acid mire. *Biogeochemistry* 28 : 93-114
- Minkkinen K., Laine J. 2006. Vegetation heterogeneity and ditches create spatial variability in methane fluxes from peatlands drained for forestry. *Plant soil* 285 : 289-304
- Paul E.A., Clark F.E. 1996. *Soil microbiology and biochemistry*. Vyd.2. Academic Press, San Diego, 340p.
- Reddy K.R., Delaune R.D. 2008. *Biogeochemistry of wetlands*. CRC/Taylor & Francis, Boca Raton, 774p.
- Segers R. 1998. Methane production and methane consumption: A review of processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry* 41(1) : 23-51
- Shannon R.D., White J.R. 1994. A three-year study of controls on methane emissions from two Michigan peatlands. *Biochemistry* 27 : 35-60
- Sorrell B.K., Boon P.I. 1992. Biochemistry of billabong sediments II., Seasonal variations in methane production. *Freshwater Biology* 27 : 435-445
- Spitzer K., Buřková I. 2008. *Šumavská rašeliniště*. Vyd.1. Správa Národního parku a Chráněné krajinné oblasti Šumava, Vimperk, 203s.
- Sundh I., Mikela C., Nilsson M., Svensson Bo H. 1995. Potential aerobic methane oxidation in a sphagnum-dominated peatland-controlling factors and relation to methane emission. *Soil biology & Biochemistry* 27 (6) : 829-837
- Tuittila E.-S., Komulainen V.-M., Vasander H., Nykänen H., Martikainen P.J., Laine J. 2000. Methane dynamics of a restored cut-away peatland. *Global Change biology* 6 : 569-581
- Urbanová Z., Píček T., Bárta J. 2010. Effect of peat re-wetting on carbon and nutrient fluxes, greenhouse gas production and diversity of methanogenic archaeal community. *Ecological Engineering* 1737
- Verville J.H., Hobbie S.E., Chapin III F.S., Hooper D.U. 1998. Response of tundra CH₄ and CO₂ flux to manipulation of temperature and vegetation. *Biogeochemistry* 41: 215-235
- Waddington J.M., Roulet N.T., Swanson R.V. 1996. Water table control of CH₄ emission enhancement by vascular plants in boreal peatlands. *Journal of Geophysical Research* 326 : 147-158

Yrjälä K., Tuomivirta T., Ijuottonen H., Putkinen A., Lappi K., Tuittila E-S., Pentilla T., Minkkinen K., Laine J., Peltoniemi K., Fritze H. 2010. CH₄ production and oxidation processes in a boreal fen ecosystem after long-term water table drawdown. *Global Change Biology*