

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích
Přírodovědecká fakulta



Bakalářská práce

Rychlost dekompozice organické hmoty v půdách smrkových lesů na Šumavě

Petra Šlajsová

Vedoucí práce: prof. Ing. Hana Šantrůčková, CSc.

České Budějovice

2009

ŠLAJSOVÁ, P. (2009): Rychlost dekompozice organické hmoty v půdách smrkových lesů na Šumavě (Decomposition rate of organic matter in the soils of Norway spruce forests in the Bohemian Forest. Bc. Thesis, in Czech) – 41 p., Faculty of Sciences, University of South Bohemia, České Budějovice, Czech Republic.

Annotation:

Decomposition rate of soil organic matter was determined in the soils of Norway spruce forests in the Bohemian Forest. The aim of the study was the determination of the impact of environmental factors on the rate of decomposition in the soils in the watersheds of Čertovo and Plešné Lakes. The measurements of decomposition rates of organic matter were conducted using the litter bags method with cellulose as model substrate.

Anotace:

Rychlost dekompozice půdní organické hmoty byla stanovena v půdách smrkových lesů na Šumavě. Cílem této studie je určit vliv podmínek prostředí na rychlost dekompozice v lesních půdách povodí Čertova a Plešného jezera. Pro měření rychlosti dekompozice organické hmoty byla použita metoda opadových sáčků s modelovým substrátem celulózy.

Tato práce vznikla za podpory grantu GA ČR 206/07/1200.

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě – v úpravě vzniklé vypuštěním vyznačených částí archivovaných Přírodovědeckou fakultou - elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách.

Prohlašuji, že jsem svoji bakalářskou práci vypracovala samostatně pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu citované literatury. Údaje o ročních úhrnech srážek mi poskytl prof. Jiří Kopáček (Biolog.centrum AVČR, HBÚ). Teplotní údaje poskytl Mgr. Jan Turek (Biolog.centrum AVČR, HBÚ). V práci jsou použita data od roku 2002 do roku 2007. Data od roku 2002 až do poloviny roku 2006 jsem získala od

Mgr. Daniela Vaňka (Přf JU), zbývající data jsem naměřila v rámci své bakalářské práce.

V Českých Budějovicích dne 5.1. 2009

Poděkování:

Na tomto místě bych chtěla poděkovat především vedoucí bakalářské práce prof. Ing. Haně Šantrůčkové, CSc. za trpělivost, obětavost a cenné připomínky. Mé poděkování patří též prof. Ing. Jiřímu Kopáčkovi, Ph.D. a Mgr. Janu Turkovi za poskytnutí dat. Děkuji také rodině a přátelům za morální podporu.

OBSAH

1. Úvod	1
2. Literární přehled	3
2.1 Koloběh uhlíku	3
2.2 Půdní organická hmota	4
2.2.1 Rostlinné zbytky	5
2.2.2 Půdní organismy	5
2.3 Dekompozice půdní organické hmoty	6
2.3.1 Faktory ovlivňující rychlost dekompozice	7
2.4 Metody stanovení rychlosti dekompozice	10
3. Materiál a metody	12
3.1 Přiblížení studované oblasti	12
3.1.1 Charakteristika výzkumné plochy povodí Čertova jezera	13
3.1.2 Charakteristika výzkumné plochy povodí Plešného jezera	13
3.2 Měření rychlosti dekompozice organické hmoty	14
3.2.1 Použitá metoda	14
3.2.2 Uspořádání pokusu	14
3.2.3 Stanovení rychlosti dekompozice a množství rozložené celulózy	15
3.3 Měření klimatických faktorů prostředí	16
3.3.1 Množství srážek	16
3.3.2 Teplota půdy	16
3.3.3 Poměr srážek a výparu (P-E poměr)	16
3.4 Zpracování dat	17
4. Výsledky	18
4.1 Rychlost dekompozice celulózy	18
4.2 Vliv sezóny	21
4.3 Vliv teploty a množství srážek	23
4.4 Vliv P-E poměru (srážky/výpar)	27
5. Diskuze	28
5.1 Vliv klimatických podmínek	28
5.2 Vliv chemických vlastností opadové vrstvy	30
5.3 Význam výsledků pro hospodaření v lesních porostech	31
6. Závěr	33
7. Literatura	34
8. Přílohy	38

1. Úvod

Prudký rozvoj průmyslu po druhé světové válce měl za následek nárůst emisí sloučenin dusíku (N) a síry (S) do ovzduší. Následkem toho se na počátku 60. let 20. století stala hlavním celosvětovým problémem antropogenní acidifikace terestrických a sladkovodních ekosystémů. Antropogenní acidifikace je proces, při kterém dochází ke změnám chemismu dané složky prostředí v důsledku zvýšení atmosférické depozice sloučenin S a N (SO_4^{2-} , NO_3^- , NH_4^+). Spočívá zejména ve zvyšování koncentrace kationtů vodíku (H^+), následném vyplavování bazických kationtů (např. Ca^{2+} , K^+) a hliníku (Al) z půdy a jejich nahrazování ionty H^+ . Výsledkem tohoto procesu je snížení pH a narušení původní rovnováhy mezi zdroji živin a jejich spotřebou (biogeochemické cykly živin N, P, C, Ca, Mg, K) (VRBA et al. 2000).

Šumava a její horské lesní ekosystémy s chráněnými ledovcovými jezery, konkrétně povodí Čertova a Plešného jezera, se staly lokalitami umožňujícími studium dynamiky chemických a biologických procesů změněných acidifikací. Tyto ekosystémy byly vystaveny v průběhu 60. – 90. let 20. století atmosférické depozici a následnému nedostatku živin. Proces acidifikace je v námi zkoumaných povodích jezer umocněn tím, že je zde horninové podloží tvořeno kyselými horninami. V geologickém podloží povodí Čertova jezera převládají svory a v povodí jezera Plešného žuly. Jejich zvětrávání výrazně ovlivňuje množství a vzájemné poměry bazických kationtů v půdách a následně i ve vodách. K okyselení půd v povodích navíc přispělo zavádění smrkových monokultur. Antropogenní acidifikace vyvrcholila v 80. letech, kdy emise a depozice S a N dosáhly maximální úrovně a z povodí původně limitovaných dusíkem se stala povodí saturovaná dusíkem, což bylo provázeno vysokým odnosem dusíku a živin (KOPÁČEK et al. 2001). Po prudkém poklesu emisí S a N ve střední Evropě v důsledku politických a ekonomických změn po roce 1989 se jezerní ekosystémy počaly z acidifikace zotavovat. Ale stále pokračující vysoké odnosy dusičnanů z půd jsou hlavní příčinou vysokých koncentrací Al ve většině šumavských jezer. Pro další snižování koncentrací Al v jezerech budou mít klíčový význam procesy řídicí transport dusičnanů z půd (KOPÁČEK et al. 2001).

Smrkové porosty byly vystaveny vlivu atmosférické depozice a následnému nedostatku živin, což se projevilo na jejich fyziologickém stavu (CUDLÍN et al. 2005). Oslabený lesní porost snadno podléhá působení extrémních teplotních a srážkových

výkyvů, silnému větru a útokům škůdců. V současné době dochází v důsledku napadení porostu lýkožroutem smrkovým (*Ips typographus*) k odumírání stromového patra. S tím je spojena také zvýšená mineralizace N v půdě a je pravděpodobné, že budou ovlivněny i další procesy transformace organické hmoty v půdě. Průběh změn v chemismu povodí Plešného a Čertova jezera bude ovlivňován především vývojem půdně-vegetačního krytu a změnami klimatických podmínek. Dojde-li k prosvětlení povodí obou jezer v důsledku odumírání stromového patra, zvýší se zde teplota, a proto se dá předpokládat zvýšení mineralizace půdní organické hmoty. To může být ještě podpořeno zvyšováním globální teploty (AGREN and WETTERSTEDT 2007). Např. průměrná teplota vzduchu mezi roky 1980 a 2004 vzrostla o 1,6 °C (KETTLE et. al. 2003). **Lze tedy očekávat** na základě prostudované literatury zvýšení rychlosti dekompozice organické hmoty v půdách Plešného a Čertova jezera v závislosti na vývoji mikroklimatu prostředí a na změně skladby vegetačního krytu.

Cílem bakalářské práce je stanovit rychlost dekompozice organické hmoty v půdách Plešného a Čertova jezera a zjistit, zda souvisí s biotickými faktory (půdní teplota, vlhkostní režim). Pro studium rychlosti dekompozice organické hmoty v terénních podmínkách byla zvolena metoda opadových sáčků s modelovým substrátem celulózy (litter bag test) (SINGH and GUPTA 1977).

2. Literární přehled

2.1 Koloběh uhlíku

Uhlík (C) je základní složkou veškeré organické hmoty. Pro představu, zemská kůra obsahuje 0,09 % uhlíku, lidské tělo 20 % uhlíku (SCHLESINGER 1997). Celkový reservoár uhlíku je ohromný (více než 10^{16} t), ale pouze jen jeho malá část je zapojena do aktivního koloběhu C (KILLHAM 1994). Aktivním přeměnám podléhá C, který je vázaný v živých organismech, organické hmotě, uhlík v atmosféře a rozpuštěný ve vodě (ŠANTRŮČKOVÁ 2001). Většina je ho však vázána v sedimentech, oceánech, horninách a fosíliích. Zásoba organického uhlíku v půdě je přibližně 5 krát větší než zásoba uhlíku v atmosféře a v živých organismech (KILLHAM 1994). Nejčastější odhad celkové světové zásoby organické hmoty v půdách se pohybuje kolem hodnoty 1 500 Gt C (= $1,5 \cdot 10^{18}$ g C). Celkový roční vstup uhlíku do půdy je odhadován na $37,5 \times 10^9$ g C (SCHLESINGER 1984). Hlavním vstupem organického uhlíku do půdy je primární produkce. Velikost zásobníku uhlíku v půdě závisí tedy na primární produkci a dekompozici organických materiálů v půdě, oba procesy jsou závislé na klimatu. Rychlost dekompozice se zvyšuje s teplotou více, než je tomu u čisté primární produkce (SCHIMEL et al. 1994; KIRSCHBAUM 2000). Další vstupy jsou spojeny s antropogenní činností a jsou např. ve formě aromatických uhlovodíků nebo pesticidů. Hlavními procesy podílejícími se na koloběhu uhlíku jsou dekompozice a respirace, při kterých dochází k navrácení části uhlíku do atmosféry ve formě oxidu uhličitého (CO_2). Dále je to fotosyntéza, při které dochází k fixaci atmosférického CO_2 a převedení C do komplexních organických forem. V půdě jsou tyto přeměny zprostředkovány zejména půdními mikroorganismy. Tyto procesy závisí na podmínkách prostředí, ve kterém probíhají např. na pH, teplotě, vlhkosti, vegetačním krytu a způsobu obhospodařování.

Koloběh uhlíku je vzájemně propojen s koloběhy ostatních živin. Pokud z nějakého důvodu dojde k ovlivnění koloběhu jednoho prvku např. kácením lesů, intenzivním obhospodařováním nebo globálním oteplováním, je třeba předpokládat i změny v koloběhu všech ostatních živin (ŠANTRŮČKOVÁ 2001).

2.2 Půdní organická hmota

Půdní organická hmota představuje největší světový terestrický zásobník uhlíku a zdroj energie. Světové půdy obsahují dvojnásobné množství uhlíku oproti množství, které nalezneme ve světové vegetaci (BRADY and WEIL 2002). Obsah organické hmoty v jednotlivých ekosystémech závisí především na rovnováze mezi čistou primární produkcí a rychlostí dekompozice (PAUL and CLARK 1996). Její obsah ovlivňuje i působení abiotických faktorů, z nichž nejdůležitější jsou teplota a vlhkost. Organický podíl, jako pevná složka půdy, tvoří v průměru 6 % hmotnosti půdy, ale obsah organické hmoty se v půdě pohybuje v širokém rozmezí, a to od 1 % v chudých písčitéch nebo intenzivně zemědělsky obhospodařovaných půdách až po přibližně 80 % v rašelinných půdách. Organický podíl v sobě zahrnuje neživou organickou hmotu v různém stupni rozkladu a živé organismy. Mrtvá organická hmota tvoří přibližně 85 % veškeré půdní organické hmoty, zbylých 15 % tvoří živé organismy a kořeny rostlin (9 % kořeny, 4 % mikroorganismy a 2 % živočichové). Přes svůj malý podíl jsou půdní organismy tou částí půdního ekosystému, která zajišťuje veškerý rozklad a přeměnu organické hmoty vstupující do půdy (ŠANTRŮČKOVÁ 2001). Organická hmota vstupuje do dekompozičního řetězce ve formě rostlinných, živočišných zbytků a kořenových výměšků (exudátů) a je v půdě využívána půdními organismy jako zdroj uhlíku a energie, ale i jako zdroj živin (ŠANTRŮČKOVÁ 2001).

Půdní organická hmota ovlivňuje mnoho fyzikálních, chemických a biologických vlastností půdy (BRADY and WEIL 2002). Hlavní složky půdní organické hmoty jsou velkou měrou odpovědné za tvorbu a stabilizaci půdních agregátů. Agregáty přispívají ke zvyšování pórovitosti půdy a vytvářejí půdní strukturu (ŠANTRŮČKOVÁ 2001). Na obsahu půdní organické hmoty také závisí pevnost vazby vody v půdě. Dále ovlivňuje rozvoj kořenů a odolnost proti erozi. Je také zásobárnou hlavních živin, jako je např. dusík, síra, fosfor a dalších minoritních prvků. Vytváří zabarvení půdy a poskytuje kationtovou výměnnou kapacitu (PAUL and CLARK 1996). Kvantita a kvalita půdní organické hmoty je důležitým faktorem pro určování kvality půdy (BRADY and WEIL 2002).

2.2.1 Rostlinné zbytky

Sacharidy (jednoduché cukry, škrob, celulóza) a lignin jsou hlavní složkou rostlinné biomasy (BRADY and WEIL 2002). Rostlinné zbytky jsou převážně tvořeny z 50 % celulózou, 30 % hemicelulózou, 15 % ligninem, ale obsahují také další látky jako jsou aminokyseliny, proteiny, minerální látky, pigmenty a vosky (ŠANTRŮČKOVÁ 2001). Celulóza je nejvíce zastoupenou složkou rostlinných zbytků, často bývá spojovaná s hemicelulózou a ligninem. Základními stavebními jednotkami jsou molekuly D-glukózy spojené v poloze 1-4 (KILLHAM 1994). Je tvořena z 44,5 % uhlíku, 49,3 % kyslíku a 6,2 % vodíku (PAUL and CLARK 1996).

Jak již bylo v předešlé kapitole řečeno, primární produkce je hlavním vstupem organického uhlíku do půdy. Čistá primární produkce je tvořena nadzemní produkcí (nadzemní části rostlin) a podzemní produkcí (kořeny a kořenové výměšky). V podstatě celá podzemní produkce a část nadzemní produkce (cca 60 % nadzemní biomasy v době maximálního rozvoje) vstupuje do detritových potravních řetězců. Slouží jako zdroj živin a energie pro půdní organismy a stává se součástí půdní organické hmoty (ŠANTRŮČKOVÁ 2001).

Přidání téměř každé energeticky bohaté organické látky do půdy, včetně sloučenin vylučovaných kořeny rostlin, stimuluje mikrobiální růst a aktivitu mikroorganismů. Bakterie mají sklon reagovat nejrychleji na přídavek jednoduchých sloučenin jako je škrob a cukr, naopak houby a aktinomycety (kmen gram pozitivních bakterií) reagují aktivně, i když v přidaném organickém materiálu převládají rozkladu odolnější sloučeniny jako je celulóza (BRADY and WEIL 2002).

2.2.2 Půdní organismy

Kořeny rostlin, půdní živočichové a především mikroorganismy tvoří živou složku půdní organické hmoty. Většina půdních organismů obývá svrchní horizonty půdního profilu, kde je nahromaděn největší podíl organické hmoty. Ve svrchních 20 cm půdy se vyskytuje více než 80 % všech půdních organismů (ŠANTRŮČKOVÁ 2001) a jejich počet klesá se zvyšující se hloubkou půdy (ÚLEHLOVÁ 1988).

Význam půdních organismů je zejména v jejich účasti při dekompozici půdní organické hmoty a přeměně látek v půdě. Podílí se zde široké spektrum organismů zahrnující složité společenství půdní bioty, do které patří především mikroorganismy a půdní fauna (především saprofágové). Půdní fauna se na dekompozici podílí tím, že ovlivňuje biodegradaci a humifikaci organických zbytků v půdě několika způsoby: (1) rozměňováním organických zbytků a zvětšováním povrchové plochy pro činnost mikroorganismů; (2) produkcí enzymů, které rozloží komplexní látky do jednodušších sloučenin a polymerizují sloučeniny pro tvorbu humusu; (3) zlepšením životních podmínek pro mikrobiální růst a interakce (TIAN et al. 1997), (4) promícháváním organické hmoty ve svrchních vrstvách půdy (STEUBING 1970).

Převážnou část půdních organismů tvoří mikroorganismy. Získávají energii a uhlík díky dekompozici půdní organické hmoty (PIERZYNSKI et al. 2002). Půdní mikroorganismy zahrnují především bakterie (včetně aktinomycet), houby, řasy a prvoky. Bakterie jsou nejpočetnější skupinou půdních mikroorganismů. Jsou důležité při transformaci látek a dekompozici především organického materiálu. Aktinomycety jsou významným kmenem grampozitivních bakterií. Patří k nejběžnějším zástupcům mikrobiálního života v půdě. Hrají důležitou roli při rozkladu některých rezistentních sloučenin (celulóza, chitin) rostlinných a živočišných tkání. Houby se podílejí především při procesech tvorby humusu a při stabilizaci půdních agregátů (BRADY and WEIL 2002). Mají ve srovnání s bakteriemi obecně vyšší toleranci k aciditě, proto se účastní hlavně při dekompozice organické hmoty v kyselějších půdách (KILLHAM 1994).

2.3 Dekompozice půdní organické hmoty

Dekompozice označuje rozklad odumřelých rostlinných i živočišných materiálů za přítomnosti půdních organismů. Rychlost rozkladu je určována především (1) podmínkami prostředí, (2) vegetačním krytem, (3) schopností přítomných organismů rozkládat organické látky a (4) interakcemi mezi organismy (ŠANTRŮČKOVÁ 2001).

Aerobní dekompozice je postupný rozklad organických zbytků mikroorganismy až na oxid uhličitý (TAN 2000). Nejprve jsou rozkládány snadno rozložitelné cukry a aminokyseliny. Po několika dnech, kdy jsou tyto látky rozloženy, se rozklad zpomalí a

postupně dochází k přeměně strukturních látek, které jsou hůře rozložitelné. Nejdříve se rozkládá celulóza a hemicelulóza, poté lignin a fenolické látky (ŠANTRŮČKOVÁ 2001). Během přeměny a dekompozice organické hmoty mikroorganismy je část uhlíku uvolněna ve formě CO₂ a další část je použita na produkci nové mikrobiální biomasy a metabolitů, zatímco zbytek se stává základem humusu (TESAŘOVÁ 1988). Konečnými produkty aerobní dekompozice jsou oxid uhličitý a voda. Oxidace organických sloučenin v půdě může být vyjádřena následující souhrnnou reakcí:

$$R-(C, 4H) + 2 O_2 \rightarrow CO_2 + 2 H_2O + \text{energie (478 kJ} \cdot \text{mol}^{-1} \text{ C)} \text{ (BRADY and WEIL 2002).}$$

2.3.1 Faktory ovlivňující rychlost dekompozice

Rychlost rozkladu a obrát půdní organické hmoty (čas potřebný k rozkladu organické hmoty vstupující do půdy) je určován především vlhkostí, teplotou, aerací, pH, obsahem a složením organické hmoty. Obecně lze říci, že pokud opad přibývá v ekosystému rychleji, než se rozloží, množství půdní organické hmoty narůstá. Jestliže je naopak rozklad opadu rychlejší než jeho akumulace, zásob půdní organické hmoty ubývá (ÚLEHLOVÁ 1989).

Chemické složení rostlinných zbytků, především poměr C/N, obsah ligninu a polyfenolických látek, je jedním z primárních faktorů určujících rychlost dekompozice (TIAN et al. 1997). Např. jehličnany mají obtížně rozložitelný opad obsahující malé množství živin a vysoký podíl fenolických látek, které inhibují činnost mikroorganismů a tím zpomalují rychlost dekompozice (HOFMEISTER 2005). Tvorbou vysoce rezistentních komplexů s proteiny během dekompozice rostlinných zbytků, mohou tyto fenolické látky výrazně zpomalit i rychlost mineralizace dusíku a uhlíku (BRADY and WEIL 2002). Nejhojněji zastoupenou strukturní látkou v rostlinných zbytcích je celulóza. Tato polymerní látka musí být před vstupem do mikrobiálních buněk nejprve rozštěpána extracelulárními enzymy do menších podjednotek (WAGNER and WOLF 1998). Dekompozice celulózy je katalyzována exoenzymatickým systémem celuláz. Celulázová aktivita zahrnuje ztrátu krystalické struktury celulózy a následnou depolymerizaci. Po depolymerizaci jsou krátké řetězce glukózových jednotek (dvě jednotky – celobiósa, tři jednotky – celotriósa) hydrolyzovány endoenzymy celobiázou a celotriázou do jednoduchých glukózových jednotek, které mohou být transportovány

do mikrobiálních buněk, kde podléhají katabolismu (KILLHAM 1994). Dekompozice celulózy je zprostředkována díky specializovaným dekompozitorům. Celulolytické mikroorganismy můžeme rozdělit do dvou skupin s ohledem na jejich fyziologické vlastnosti. První skupina zahrnuje tzv. polyfágní organismy (houby, bakterie, aktinomycety), kteří jsou schopni využívat několik dalších zdrojů uhlíku, kromě celulózy. Pokud jsou přítomny tyto zdroje uhlíku spolu s celulórou, využívají mikroby pro syntézu celuláz zdroj, který je pro ně snadněji dostupný. Druhou skupinu tvoří tzv. monofágní organismy, které využívají jako zdroj uhlíku a energie pouze celulózu a produkty její hydrolýzy (SZEGLI 1988).

Teplota a vlhkost půdy jsou nejdůležitějšími abiotickými faktory kontrolujícími rychlost dekompozice. Obecně lze říci, že teplejší klima zvyšuje rozklad organické hmoty v půdě, zatímco chladnější klima rozklad zpomaluje. Není možné si ale představit, že v zimě při nízkých teplotách se rozklad organické hmoty úplně zastaví. Jenom se zpomalí a probíhá, dokud půda nezamrzne (ŠANTRŮČKOVÁ 2001). Teplota může také ovlivňovat sorpci a transport vody a iontů živin. Teplota půdy je ovlivněna pokryvem půdy (BRADY and WEIL 2002). V půdách temperátních oblastí je teplota nejnižší v noci a ráno. Zvyšuje se během dne a maxima dosahuje v 15 hodin. Tyto fluktuace půdní teploty, jsou však redukovány vlivem stromů a dalšího vegetačního krytu (TAN 2000). K největším změnám teploty dochází na povrchu půdy a směrem do hloubky se kolísání teploty snižuje. Denní kolísání teploty vzduchu ovlivňuje teplotu půdy do hloubky nejvýše 30 cm (FROUZ, osobní komunikace). V hloubce větší než 1 m se teplota mění málo. Rozdíly mezi teplotou v zimě a v létě se obvykle pohybují v rozmezí několika stupňů. **Mikrobiální aktivita** je přímou funkcí teploty. To znamená, že začíná při určité minimální teplotě, poté se zvyšuje a dosahuje vrcholu při optimální teplotě. Při dosažení teplot, které se většinou pohybují nad 35 až 40 °C (teplotní maximum) dochází k poškození fyziologických funkcí buněk a k prudkému poklesu aktivity mikroorganismů (ŠANTRŮČKOVÁ 2001). Vysoká respirace mikroorganismů při vyšších teplotách půdy může způsobit odčerpání kyslíku a zpomalení dekompozice. Půdní živočichové jsou citliví na přehřátí (dochází k snadnému poškození respiračních enzymů), ale jejich citlivost k nízkým teplotám není tak velká. Jejich teplotní optimum je převážně nižší než 20 °C. Nepříznivému vlivu teploty se živočichové částečně brání migrací v půdním profilu a přizpůsobením životního cyklu. Přestože jsou tolerantní ke snížení teploty, při působení mrazu je jejich množství redukováno více, než je tomu u mikroorganismů. Půdní mikroorganismy se podobně jako půdní živočichové liší svou

termotolerancí (ŠANTRŮČKOVÁ 2001). Podle vztahu k teplotě je možné mikroorganismy rozdělit na psychrofilní, mezofilní, termofilní a psychrotrofní (PAUL and CLARK 1996). Většina mikroorganismů je mezofilních a jejich aktivita je nejvyšší v rozmezí 25 až 35 °C. Dekompozitoři celulózy jsou schopni metabolizovat substrát obsahující celulózu a lignin v teplotním rozmezí 5 až 65 °C (SZEGI 1988). Půdní mikroorganismy mohou růst i při teplotách nižších než 0 °C díky tomu, že bod mrznutí půdního roztoku je v průměru okolo -5 °C (to je způsobeno koncentrací solí v půdním roztoku a vazbou vody na povrchu částic) a díky schopnosti adaptace lipidických složek membrán (membrány si uchovávají propustnost i při nízkých teplotách). Schopnost žít při vysokých teplotách nad 40 °C je dána tím, že membrány organismů přizpůsobených životu ve vysokých teplotách (termofilů) obsahují lipidy s vysokým bodem tání. Zdá se, že změny ve složení buněčných membrán jsou hlavní strategií bakterií k udržení růstové schopnosti v podmínkách kolísání teploty. Obecně lze říci, že při každém zvýšení teploty o 10 °C v rozmezí teplot od 0 do 30 °C dojde ke zdvojnásobení až ztrojnásobení mikrobiální aktivity (ŠANTRŮČKOVÁ 2001).

Voda je hlavní složkou všech organismů a zároveň prostředím, ve kterém probíhají všechny životní pochody. Množství a dostupnost vody je tedy jeden z nejdůležitějších faktorů, který určuje růst rostlin i biologickou aktivitu v půdě. Bakterie, aktinomycey a prvoci mohou přežívat pouze ve vodě. Půdní roztok je pro ně prostředím, ve kterém žijí a současně z něj čerpají rozpuštěné organické a minerální látky, které jsou jejich potravou. Kořeny rostlin, houby a mikrofauna nepotřebují sice vodu jako své životní prostředí, ale potřebují ji pro svůj metabolismus a opět mohou přijímat jen ty minerální látky, které jsou ve vodě rozpuštěné. Voda v půdě nemusí být pro organismy a kořeny rostlin vždy tak snadno dostupná. Půdní živočichové se chrání před vysušením migrací do spodních vrstev půdního profilu a mnoho z nich je před vysycháním chráněno pevnou schránkou. Z mikroorganismů jsou k vodnímu deficitu tolerantnější více aktinomycey a houby než bakterie. Rozklad je výrazně zpomalen nebo dokonce zastaven také při nízkých vlhkostech půdy. Nejrychleji se organická hmota rozkládá a mineralizuje při vlhkosti, kdy je přibližně 50 % pórů zaplněno vzduchem. V těchto podmínkách je v půdách dostatek vody a současně jsou dobře provzdušněny (ŠANTRŮČKOVÁ 2001). Optimální vlhkost pro vyšší rostliny (vlhkostní potenciál v rozmezí od -10 do -70 kPa) je obvykle nejlepší také pro většinu aerobních mikroorganismů. Vysoký obsah vody (vysoká vlhkost) bude limitovat

dostupnost kyslíku (BRADY and WEIL 2002). Kombinovaný účinek teploty a vlhkosti je významnější než účinek samotné teploty (SINGH and GUPTA 1977).

Pro numerickou klasifikaci klimatických podmínek na dané lokalitě na základě teplotních a srážkových údajů lze použít tzv. P-E poměr (poměr srážek a výparu) (GLICKMAN 2000). Tato souhrnná charakteristika určuje vlhkostní podmínky daného prostředí (JENNY 1994). Stanoviště, pro které je hodnota P-E poměru menší než 1, je limitováno vodou.

Vegetace ovlivňuje rozklad organické hmoty tím, že určuje množství organických látek, které vstupují do půdy, kvalitu a složení těchto látek, a nakonec i časové a prostorové rozložení vstupu organických látek do půdy. Vegetace ale také ovlivňuje mikroklimatické podmínky prostředí (především teplotu a vlhkost), odčerpává živiny a vodu z půdy nebo naopak vylučuje do půdy organické látky a tím nepřímo reguluje rozkladnou aktivitu půdních organismů (ŠANTRŮČKOVÁ 2001).

2.4 Metody stanovení rychlosti dekompozice

Rychlost dekompozice je možné měřit v terénních nebo laboratorních podmínkách. Metody používané ke stanovení rychlosti rozkladu rostlinných materiálů můžeme rozdělit na přímé a nepřímé. Do přímých metod patří expozice smíšeného opadu v síťkách v půdě nebo na jejím povrchu. Rychlost rozkladu se určuje z úbytku hmotnosti opadu za dobu expozice (ÚLEHLOVÁ 1989). Jde například o metodu opadových sáčků (tzv. litter bag test), techniku připoutaného listu, použití drátěných kontejnerů s opadem, nebo stopovou metodu s využitím radioizotopů nebo stabilních izotopů. K metodám nepřímým patří odhad rychlosti dekompozice ze sklizňových dat, metoda párových parcel a výpočet dekompoziční konstanty (SINGH and GUPTA 1977). Metoda opadových sáčků byla použita ke srovnání rychlostí rozkladu v terénních podmínkách. Tato metoda je vhodná ke studiu dekompozice půdní organické hmoty v přírodních podmínkách v odlišných typech stanovišť. Umožňuje porozumění úlohy odlišných skupin půdních bezobratlých při dekompozici. Kromě toho tato metoda minimalizuje ztrátu opadu během fragmentace, ale na druhou stranu může podhodnotit rychlost dekompozice, protože opadové sáčky omezují vstup velkých bezobratlých a detritivorů (SINGH and GUPTA 1977). Ke srovnávacím studiím nebo

také ke stanovení dynamiky rozkladných procesů v závislosti na některých stanovištních faktorech je výhodnější používat místo nestandardního opadu, který má lehce a těžce rozpustné frakce, standardní materiál. K takovým účelům se používá celulóza ve formě vaty, šňůry, plátna, filtračního papíru, celofánu nebo celulózového filmu. Tyto modelové substráty se pak po určité době exponují na stanovišti a po expozici se buď váží nebo měří plošně jejich úbytek (ÚLEHLOVÁ 1989).

3. Materiál a metody

3.1 Přiblížení studované oblasti

Šumava byla vyhlášena národním parkem v roce 1991 a svou rozlohou 69 030 ha je největším národním parkem nejen v České republice, ale i v celé střední Evropě. Na jeho území se nachází celkem pět jezer ledovcového původu – Černé, Čertovo, Laka, Plešné a Prášílské (RUDA 2003). Výzkum dekompozice organické hmoty probíhal v půdách povodí Čertova (CT) a Plešného jezera (PL). Každé povodí mělo dvě výzkumné plochy, jednu v dolní a druhou v horní části povodí.

Geomorfologický vývoj území Šumavy se dá sledovat od konce druhohor. Svou dnešní podobu nabyla v poměrně nedávné geologické minulosti - v mladším terciéru a kvartéru. Během terciéru se i v původně klidné šumavské oblasti postupně projevuje tektonický neklid podmíněný horotvornými pochody vedoucími k vyvrásnění nedalekých Alp (LOŽEK 2001). Na detailní modelaci terénu se zde podílely především glaciální jevy probíhající v nejmladším geologickém období (především mladší polovina čtvrtohor), díky nimž vznikly ledovcové kary s jezery a většina skalních útvarů včetně sutí. Z regionálně geologického hlediska náleží Šumava k moldanubiku (blok českého masívu zhruba mezi Vltavou a Dunajem) (KOČÁREK 2003). Uplatňují se zde převážně pararuly, migmatity, kyselé hlubinné vyvřeliny – granitoidy, svory a svorové ruly (LOŽEK 2001).

Území NP a CHKO Šumava náleží do regionu horských podzolů se subregionem, ve kterém mezi doprovodnými složkami převažují hydromorfní půdy. Velkou část pokrývají organozemě (PETRUŠ a NEUHÄUSLOVÁ 2001).

Šumava se nachází v oblasti přechodného středoevropského klimatu a podle klimatického členění ČR patří hlavní část pohoří do chladné klimatické oblasti. Zdejší podnebí má přechodný ráz, uplatňují se zde vlivy oceánského i kontinentálního klimatu. V průběhu roku jsou zde poměrně malé teplotní výkyvy a poměrně vysoké srážky. Průměrná teplota ve výšce 750 m n.m. je cca 6 °C, v polohách kolem 1300 m n.m. 3 °C. Nejchladnějším měsícem bývá leden, výjimečně únor, nejteplejším červenec (SORFON et al. 2001). Specifické klimatické poměry vyšších poloh Šumavy podmínily vznik a existenci horské chladnomilné květeny a vegetace (SORFON 2001).

3.1.1 Charakteristika výzkumné plochy povodí Čertova jezera

Čertovo jezero je plochou 10,33 ha a maximální hloubkou 36,7 m druhé největší šumavské jezero (příloha 1,2). Leží na jihovýchodním svahu Jezerní hory (1343 m n.m.) ve výšce 1030 m n.m. (RUDA 2003). Výškový rozdíl dolní a horní výzkumné plochy činí 300 m. Povodí Čertova jezera zaujímá plochu 87,5 ha včetně plochy samotného jezera. Skalní podloží je tvořeno převážně ze svoru (muskovitická rula) s intruzí křemence (VESELÝ 1994). V okolní vegetaci převažuje 90 – 150 let starý porost smrku ztepilého (*Picea abies*) s rozptýleným výskytem jedle (*Abies alba*) a buku lesního (*Fagus sylvatica*). Nacházejí se zde tři dominantní typy půd: přibližně 0,5 m hluboká vrstva podzolu (21 %) a rezivé půdy (58 %) a 0,2 m nevyvinuté organicky bohaté půdy (17 %) (KOPÁČEK et al. 2002a). Hodnoty pH půdního roztoku jsou nízké, s nejnižšími hodnotami v humusovém horizontu (2,5 – 3,3) a nejvyššími v horizontu minerálním (3,6 – 4,5) (KOPÁČEK et al. 2002a).

3.1.2 Charakteristika výzkumné plochy povodí Plešného jezera

Plešné jezero se nachází pod 220 m vysokou žulovou stěnou na severovýchodním svahu hory Plechý (1378 m n.m.) ve výšce 1090 m n. m (příloha 4,5). Výškový rozdíl dolní a horní výzkumné plochy činí 220 m. Jezero dosahuje maximální hloubky 18,3 m a rozlohy 7,48 ha. Povodí Plešného jezera zaujímá plochu 66,6 ha včetně plochy samotného jezera (ŠVAMBERA 1939, in KOPÁČEK et. al. 2002b). Skalní podloží je tvořeno z granitu (VESELÝ 1994). Povodí jezera bylo téměř z 90 % pokryto 160 let starým porostem smrku ztepilého (*Picea abies*) s menším podílem jeřábu ptačího (*Sorbus aucuparia*) a buku lesního (*Fagus sylvatica*). V současné době však v důsledku napadení tohoto porostu lýkožroutem smrkovým (*Ips typographus*) v kombinaci s dalšími faktory dochází k odumírání stromového patra (příloha 3). Nacházejí se zde tři dominantní typy půd: přibližně 0,45 m hluboká vrstva podzolu (29 %) a rezivé půdy (27 %) a 0,2 m nevyvinuté organicky bohaté půdy (38 %) (KOPÁČEK et al. 2002b). Hodnoty pH půdního roztoku jsou nízké, s nejnižšími hodnotami v humusovém horizontu (2,5 – 3,1) a nejvyššími v horizontu minerálním (3,2 – 4,4) (KOPÁČEK et al. 2002b).

3.2 Měření rychlosti dekompozice organické hmoty

3.2.1 Použitá metoda

Pro studium rychlosti dekompozice organické hmoty v opadové vrstvě půdy v terénních podmínkách byla zvolena metoda opadových sáčků tzv. „litter bag test“ s filtračním papírem jako standardním modelovým substrátem pro dekompozici (ÚLEHLOVÁ 1989).

3.2.2 Uspořádání pokusu

Filtrační papír o rozměrech 8,5 x 17 cm byl zvážen, poté umístěn spolu s hliníkovou fólií, označenou příslušným číslem modelové celulózy, do opadového sáčku ze silonové síťky s velikostí ok od 1 do 1,5 mm. Hmotnost vkládaného filtračního papíru byla v průměru 1,1 g. Připravené opadové sáčky byly exponovány na výzkumných plochách do opadové vrstvy půdy do hloubky cca 3 - 5 cm (příloha 7) ve vzdálenosti cca 5 m. Na každou pokusnou plochu připadalo 10 opakování (10 horní a 10 dolní plocha). Doba expozice byla ve vegetační sezóně 1 - 2 měsíce (cca 4 opakování ročně), během chladného období až 6 měsíců (příloha 6). Při zakládání nových opadových sáčků, bylo zvoleno nové místo uložení z toho důvodu, aby se zamezilo rozkladu dekompozitory, kteří již rozkládali předešlý modelový substrát celulózy.

Po expozici byly opadové sáčky vyjmuty z půdy a následně usušeny při laboratorní teplotě. Nerozložené zbytky celulózy byly vyjmuty z opadových sáčků, ulpělé zbytky půdy odstraněny pomocí pinzety a štětce. Očištěná celulóza byla umístěna do předem zváženého žihacího kelímku, následovalo zvážení žihacího kelímku spolu s obsahem a spálení v muflové peci po dobu 5 hodin při teplotě 550 °C. Po vychladnutí byl žihací kelímek spolu se zbylým obsahem opět zvážen.

3.2.3 Stanovení rychlosti dekompozice a množství rozložené celulózy

Množství rozložené celulózy a rychlost jejího rozkladu byla určena pomocí následujících vztahů.

Množství rozložené celulózy M_c :

$$M_c = m_f - (m_1 - m_2) \quad [\text{g}]$$

m_f hmotnost filtračního papíru před inkubací v půdě [g]

m_1 hmotnost vysušeného kelímku s obsahem před žiháním [g]

m_2 hmotnost vysušeného kelímku s obsahem po žihání [g]

Rychlost rozkladu celulózy :

$$v = M_c \cdot 0,445 / t \quad [\mu\text{g C} \cdot \text{den}^{-1}]$$

M_c množství rozložené celulózy [μg]

0,445 přepočítávací koeficient na uhlík za předpokladu, že celulóza obsahuje 44,5 % C

t doba expozice celulózy v půdě [den]

3.3 Měření klimatických faktorů prostředí

3.3.1 Množství srážek

Na výzkumných plochách povodí Plešného a Čertova jezera byly pomocí srážkoměrů měřeny tzv. podkorunové srážky (throughfall). Odebírány byly zhruba ve čtrnáctidenních intervalech. Z naměřených hodnot jsem spočítala vždy průměrnou hodnotu pro období, které odpovídalo době expozice celulóz na dané výzkumné ploše.

3.3.2 Teplota půdy

Teplota půdy byla měřena kontinuálně v hloubce 5 cm pomocí datalogerů umístěných na výzkumných plochách povodí Plešného a Čertova jezera. Teploty byly měřeny v jednodenních intervalech. Z naměřených hodnot jsem spočítala vždy průměrnou hodnotu pro období, které odpovídalo době expozice celulóz. Pro hodnocení vlivu teploty na rychlost dekompozice jsem si stanovila dvě sezóny, období s průměrnou teplotou půdy vyšší jak 10 °C jako sezónu letní (vegetační) a s průměrnou teplotou půdy nižší jak 10 °C jako sezónu zimní (ŠANTRŮČKOVÁ, ústní sdělení).

3.3.3 Poměr srážek a výparu (P-E poměr)

Jako měřítko dostupnosti vody v ekosystému jsem použila souhrnnou charakteristiku určující vlhkostní podmínky dané lokality na základě poměru srážek a výparu (P-E poměr). Hodnoty této charakteristiky byly získány pomocí následujícího vztahu (GLICKMAN 2000):

$$\text{P-E ratio (precipitation/evaporation)} = 11,5 \cdot (P / (T - 10))^{10/9}$$

P množství srážek [inch]

T teplota [°F]

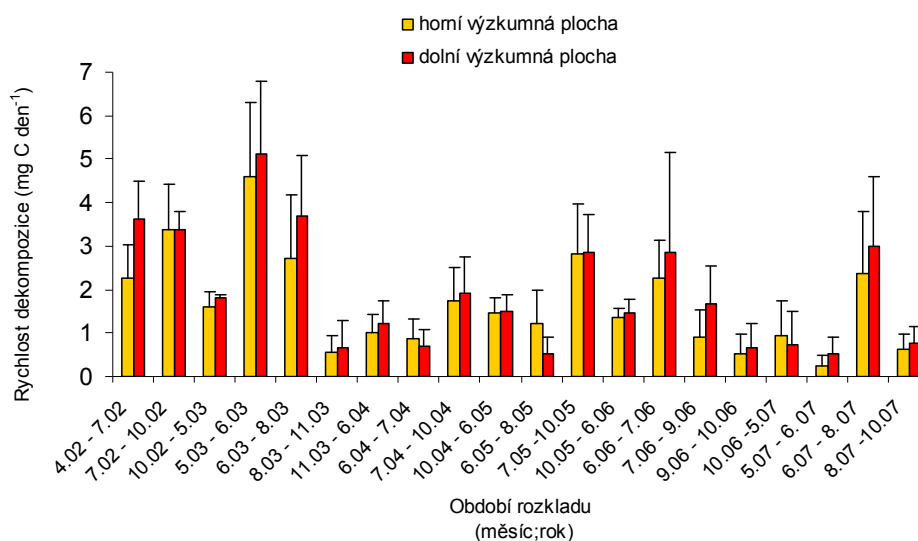
3.4 Zpracování dat

Zpracování dat jsem provedla v programu Microsoft Excel (grafické výstupy, průměry a směrodatné odchylky). Ke statistickému zhodnocení dat o dekompozici celulózy jsem použila Faktoriální Anovu (faktory plocha a jezero) a Jednocestnou Anovu (v rámci jednoho jezera, faktor plocha). Pro ověření vztahu mezi rychlostí dekompozice, teplotou a vlhkostí půdy jsem použila Lineární regresi. Homogenitu variancí jsem otestovala Cochran C – Hartley – Bartlettovým testem. Data jsem hodnotila v programu Statistica 8 pro Windows.

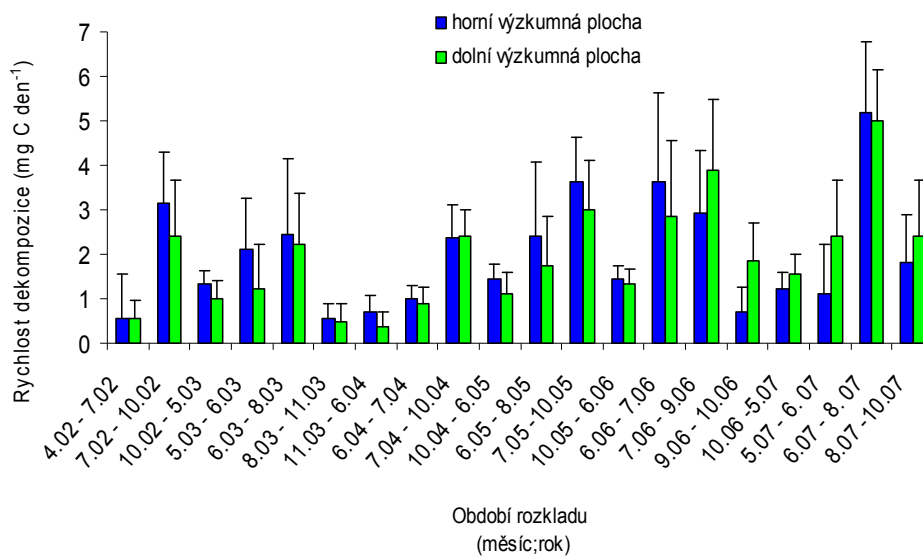
4. Výsledky

4.1 Rychlost dekompozice celulózy

Rychlost dekompozice celulózy v opadových vrstvách **půd horní a dolní plochy povodí Čertova jezera** během sledovaného období (2002 – 2007) znázorňuje Obr. 1. V rámci jednotlivých odběrů nebyly zjištěny statisticky významné rozdíly v rychlosti dekompozice mezi jednotlivými plochami. Rozdíly v rychlosti dekompozice celulózy v **půdách povodí Plešného jezera** jsou také statisticky neprůkazné (Obr. 2).

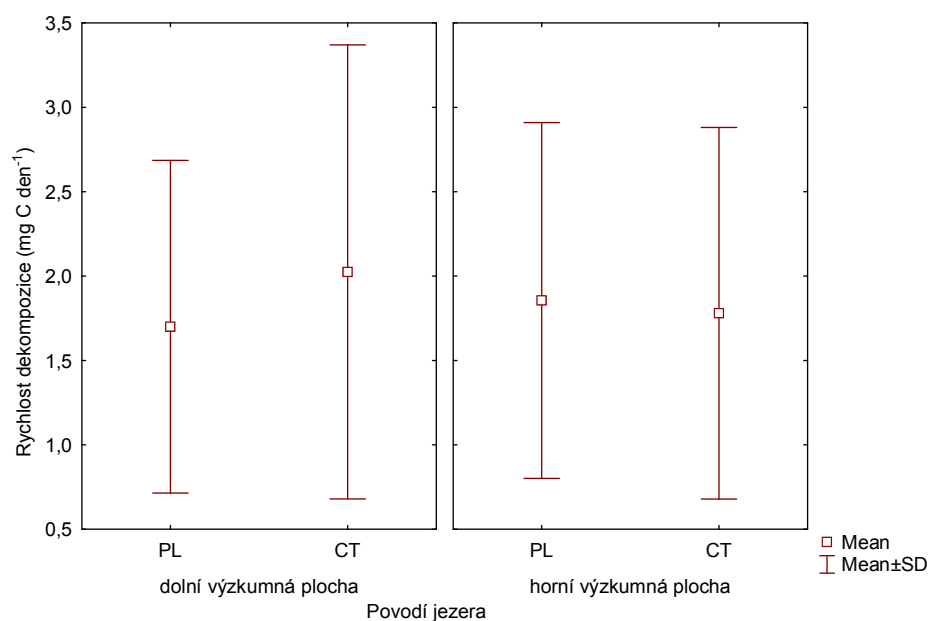


Obr. 1. Rychlost dekompozice celulózy v opadové vrstvě půdy horní a dolní výzkumné plochy povodí Čertova jezera během sledovaného období (2002-2007). Znázorněny jsou průměrné hodnoty a směrodatné odchylky ($n = 10$).

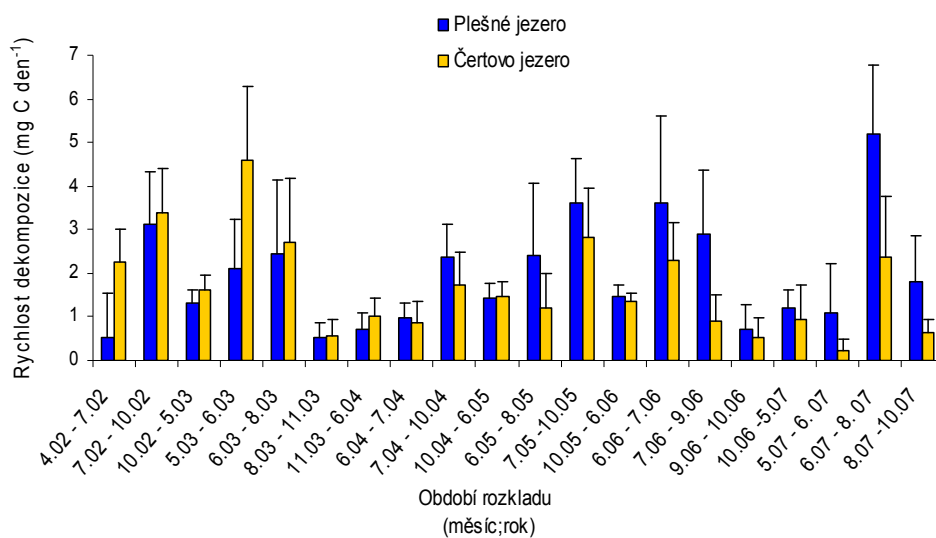


Obr. 2. Rychlost dekompozice celulózy v opadové vrstvě půdy horní a dolní výzkumné plochy povodí Plešného jezera během sledovaného období (2002-2007). Znázorněny jsou průměrné hodnoty a směrodatné odchylky ($n=10$).

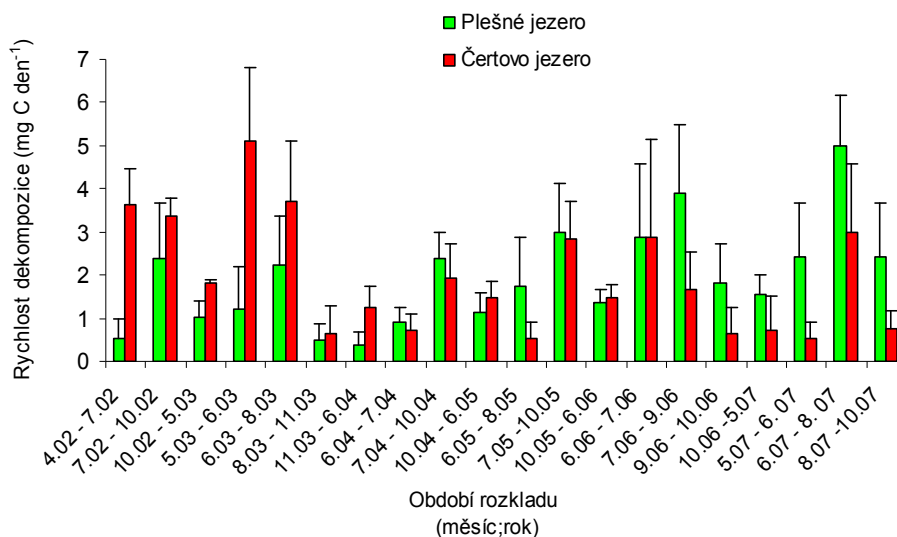
Po většinu sledovaného období nebyly zjištěny v rámci jednotlivých odběrů statisticky významné rozdíly v rychlosti rozkladu celulózy **mezi půdami horních ploch povodí Plešného a Čertova jezera** ($F = 0,03$; $p = 0,87$) (Obr. 3). Nicméně, od počátku výzkumu až do poloviny roku 2004 probíhala dekompozice rychleji v půdách horní plochy povodí Čertova jezera než povodí Plešného. Od poloviny roku 2004 byla rychlost dekompozice vyšší v půdách horní plochy povodí Plešného jezera (Obr. 4). Statisticky průkazné rozdíly nebyly nalezeny ani v rychlosti dekompozice **v půdách dolních ploch povodí obou jezer** ($F = 0,03$; $p = 0,87$) (Obr. 3). Stejně jako v případě horních ploch povodí obou jezer, v půdách dolní plochy povodí Čertova jezera probíhala až do poloviny roku 2004 dekompozice rychleji než v půdách dolní plochy povodí Plešného jezera (Obr. 5).



Obr. 3. Rychlost dekompozice celulózy v půdě horní a dolní výzkumné plochy povodí Plešného (PL) a Čertova jezera (CT) během sledovaného období (2002-2007). Znáznorněny jsou průměrné hodnoty a směrodatné odchylky ($n=17$).



Obr. 4. Rychlost dekompozice celulózy v opadové vrstvě půdy horní výzkumné plochy povodí Plešného a Čertova jezera během sledovaného období (2002-2007). Znáznorněny jsou průměrné hodnoty a směrodatné odchylky ($n = 10$).



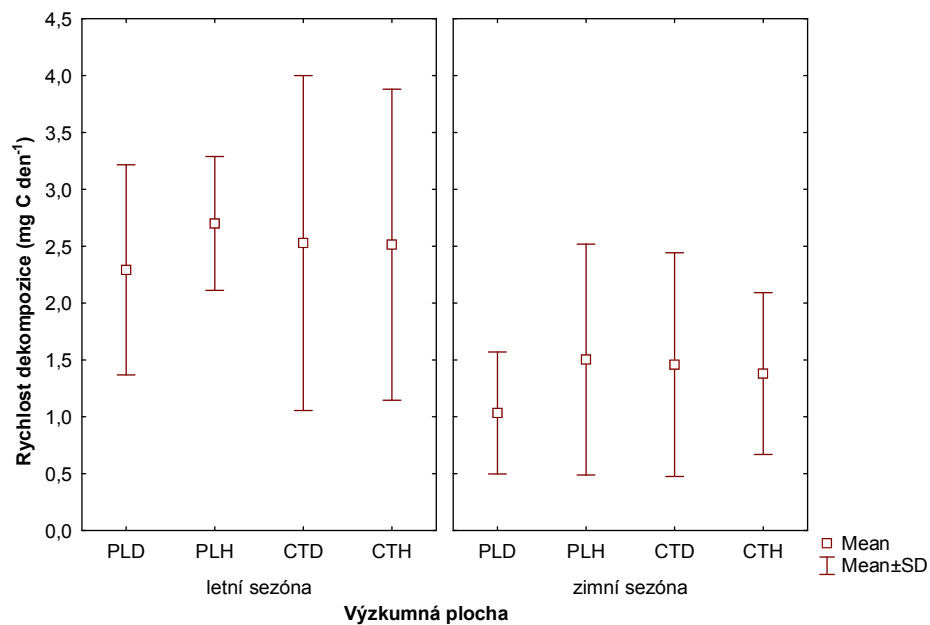
Obr. 5. Rychlost dekompozice celulózy v opadové vrstvě půdy dolní výzkumné plochy povodí Plešného a Čertova jezera během sledovaného období (2002-2007). Znárodně jsou průměrné hodnoty a směrodatné odchylky ($n = 10$).

4.2. Vliv sezóny

V letních sezónách probíhala dekompozice v půdách všech výzkumných ploch statisticky průkazně rychleji než v sezónách zimních ($F = 21,38$; $p < 0,001$) (Tab. 1, Obr. 6). Rozdíly mezi horními a spodními plochami nebyly statisticky průkazné.

Výzkumná plocha	Rychlost dekompozice (mg C den ⁻¹)	
	Letní sezóna	Zimní sezóna
PLD	2,29	1,03
PLH	2,7	1,50
CTD	2,53	1,46
CTH	2,51	1,38

Tab. 1. Průměrná rychlost dekompozice celulózy (mg C den⁻¹) v půdě horní (H) a dolní (D) výzkumné plochy povodí Plešného (PL) a Čertova jezera (CT) během letní ($t > 10$ °C) a zimní sezóny během sledovaného období 2002-2007 ($n=17$).

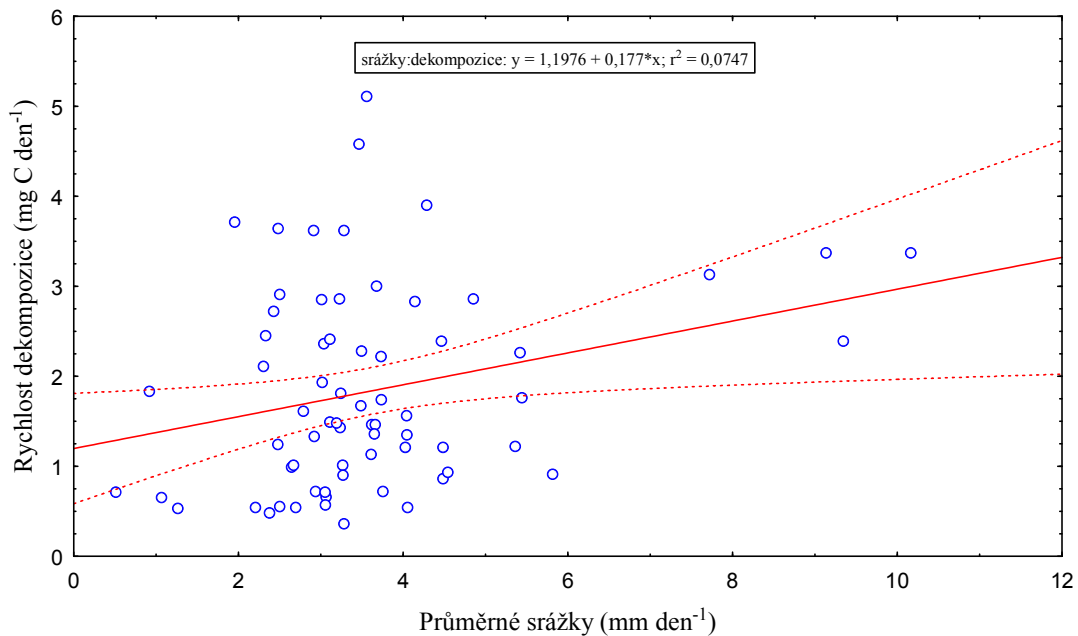


Obr. 6. Rychlost dekompozice celulózy v půdě horní (H) a dolní (D) výzkumné plochy povodí Plešného (PL) a Čertova jezera (CT) během letní ($t > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$) a zimní sezóny během sledovaného období (2002-2007). V grafu jsou uvedeny průměrné hodnoty a jejich směrodatné odchytky ($n=17$).

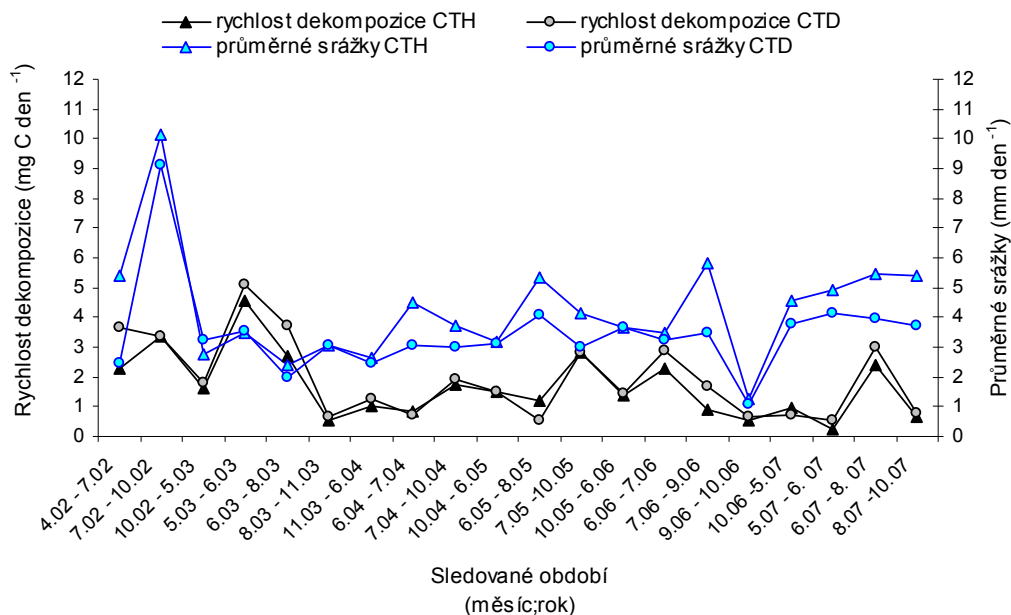
4.3 Vliv teploty a množství srážek

Rychlost dekompozice v půdách jednotlivých ploch povodí obou jezer nekoreluje s průměrným množstvím srážek (Obr. 7). Přesto můžeme pozorovat výrazné zpomalení dekompozice v období s extrémně nízkým srážkovým úhrnem např. podzim 2006 (Obr. 8 a 9).

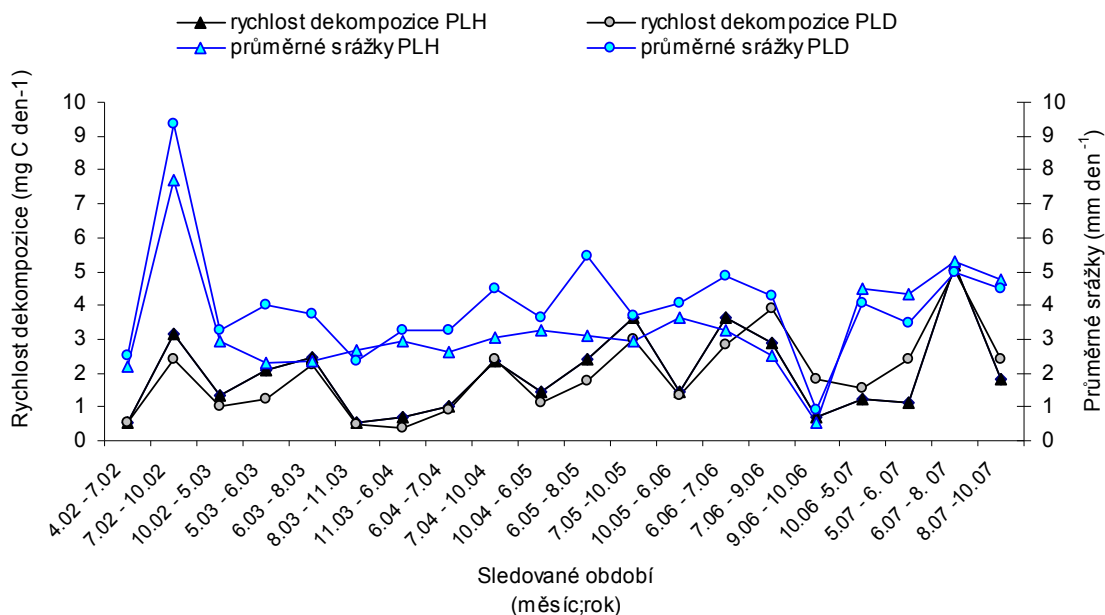
Rychlost dekompozice v půdách jednotlivých ploch povodí obou jezer velmi slabě koreluje s průměrnou teplotou půdy (Obr. 10). Spolu se zvyšující se teplotou probíhala v půdách povodí obou jezer dekompozice rychleji (Obr. 11 a 12). Pokud teplota půdy přesáhla hodnotu 10 °C, byla rychlost dekompozice nejvyšší. Při teplotách půdy blízkých 0 °C byla rychlost dekompozice jen velmi pomalá.



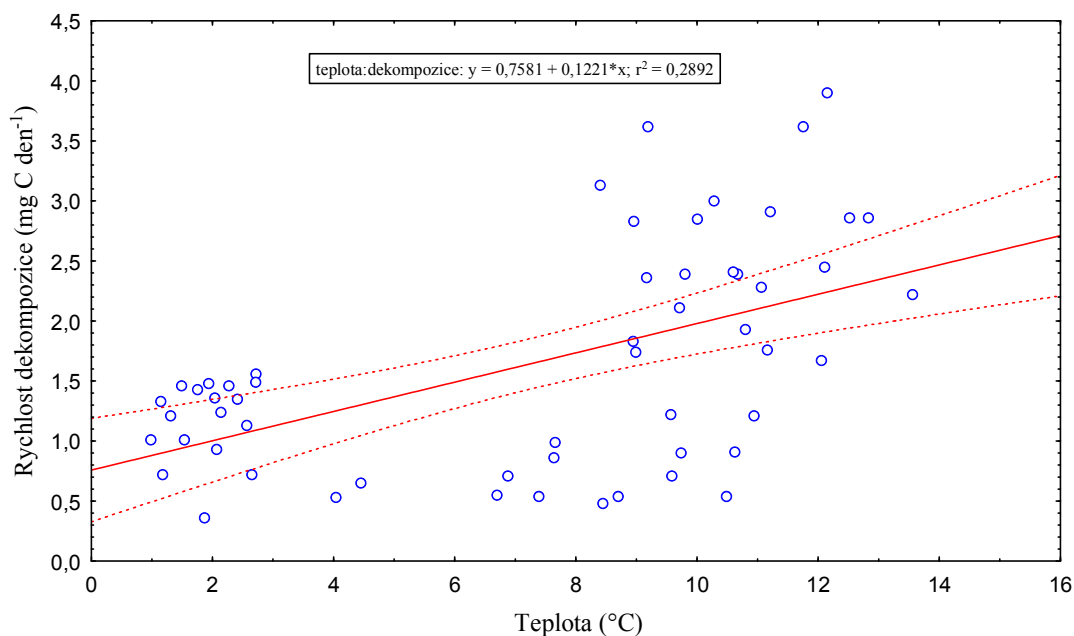
Obr. 7. Vztah mezi průměrným množstvím srážek a rychlostí dekompozice v půdách výzkumných ploch povodí Čertova a Plešného jezera během sledovaného období (2002 - 2007).



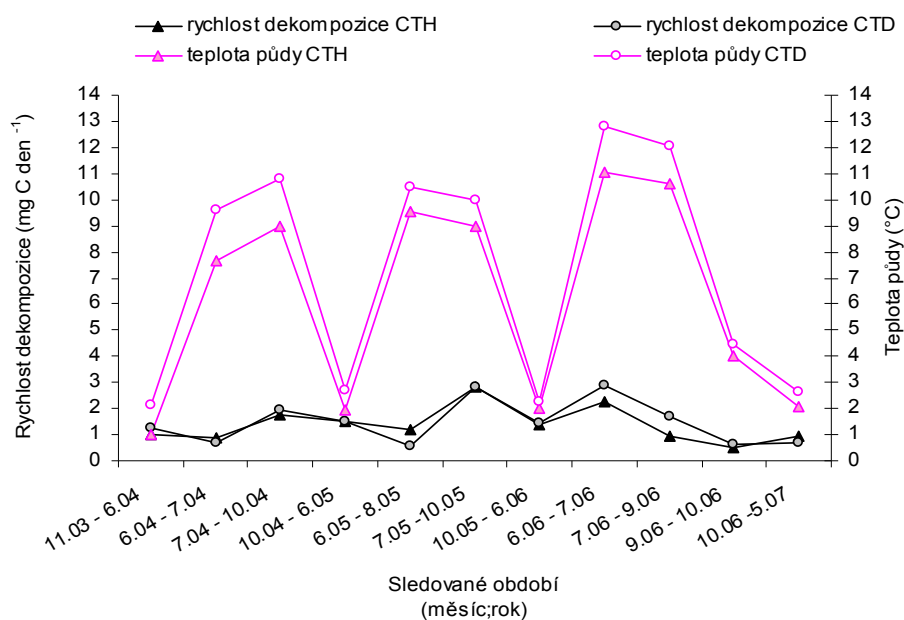
Obr. 8. Množství srážek a rychlost dekompozice celulózy v půdě horní (CTH) a dolní (CTD) výzkumné plochy povodí Čertova jezera během sledovaného období (2002-2007).



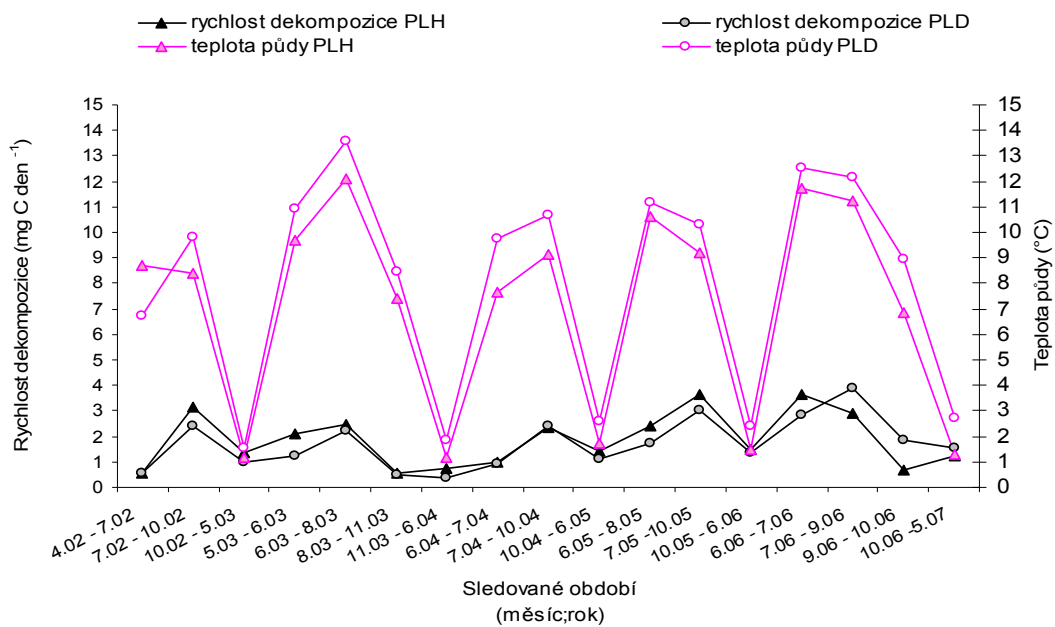
Obr. 9. Množství srážek a rychlost dekompozice celulózy v půdě horní (PLH) a dolní (PLD) výzkumné plochy povodí Plešného jezera během sledovaného období (2002-2007).



Obr. 10. Vztah mezi průměrnou teplotou půdy měřenou v 5 cm hloubce a rychlostí dekompozice v půdách výzkumných ploch povodí Čertova a Plešného jezera během sledovaného období (2002 – 2007).



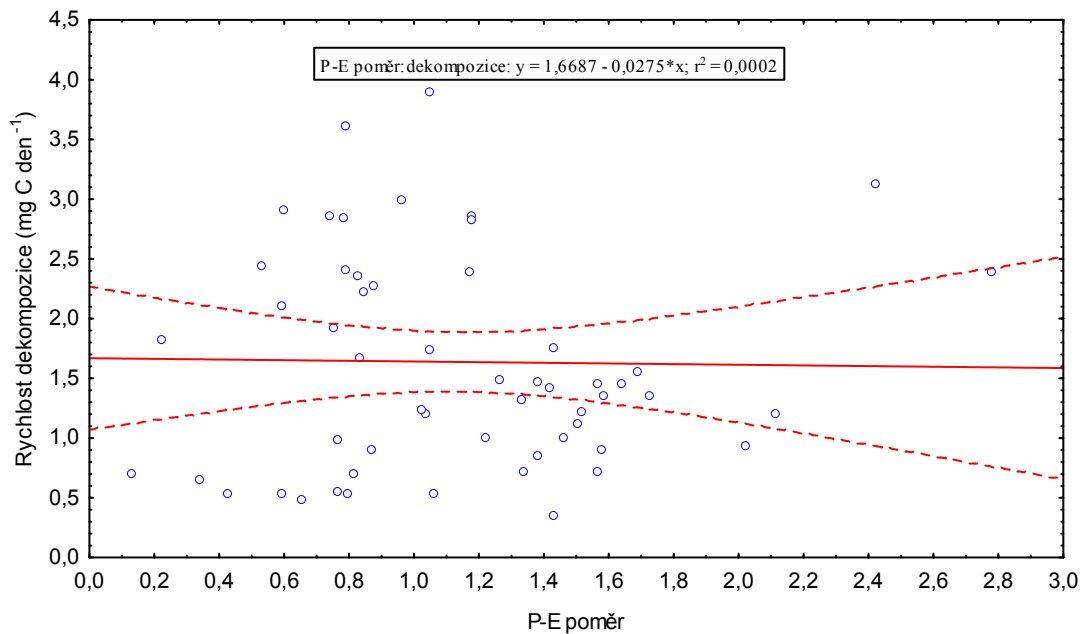
Obr. 11. Teplota půdy měřená v 5 cm hloubce a rychlost dekompozice celulózy v půdě horní (CTH) a dolní (CTD) výzkumné plochy povodí Čertova jezera (CT) během sledovaného období (2003-2007). Teplota půdy byla v povodí CT měřena až od konce roku 2003, proto se sledované období u tohoto obrázku liší od ostatních.



Obr. 12. Teplota půdy měřená v 5 cm hloubce a rychlost dekompozice celulózy v půdě horní (PLH) a dolní (PLD) výzkumné plochy povodí Plešného jezera během sledovaného období (2002-2007).

4.4 Vliv P-E poměru (srážky/výpar)

Rychlost dekompozice v půdách výzkumných ploch povodí obou jezer nekoreluje s hodnotami P-E poměru (Obr. 13).



Obr. 13. Vztah mezi P-E poměrem a rychlostí dekompozice v půdách výzkumných ploch povodí Čertova a Plešného jezera během sledovaného období (2002 – 2007).

5. Diskuze

Cílem výzkumu bylo stanovení rychlosti dekompozice půdní organické hmoty. Pro tyto účely byl namísto nestandardního opadu, který má lehce a těžce rozpustné frakce, použit standardní materiál modelového substrátu celulózy.

5.1 Vliv klimatických podmínek

Vztah mezi rychlostí dekompozice organické hmoty a klimatickými podmínkami je všeobecně znám (BREYMEYER et al. 1997). Průběh dekompozice závisí především na teplotních a vlhkostních poměrech prostředí (LEIRÓS et al. 1999; AGREN et al. 2007). Fischer et al. (2006) porovnávala rychlost dekompozice organické hmoty pomocí celulózových disků na třech typech stanovišť (step, poušť, hory) v oblasti Kavkazu. Průměrná roční rychlost dekompozice byla nejvyšší v půdách horských stanovišť ($1664 \text{ mg}\cdot\text{g}^{-1}$ celulózy), téměř dvakrát vyšší než ve stepích ($934 \text{ mg}\cdot\text{g}^{-1}$ celulózy) a skoro třikrát vyšší než v pouštích ($637 \text{ mg}\cdot\text{g}^{-1}$ celulózy).

Teplota je jedním z nejdůležitějších abiotických faktorů kontrolujících rychlost dekompozice půdní organické hmoty v přírodních podmínkách. Teplotní závislost dekompozice úzce souvisí s ročním klimatickým cyklem. Během vegetační sezóny probíhá dekompozice podstatně rychleji, než je tomu v chladných obdobích roku, kdy může být mikrobiální aktivita omezena nízkými zimními teplotami, při kterých se však dekompozice nezastaví, jenom se zpomalí (ŠANTRŮČKOVÁ 2001). Tento trend byl patrný během celého dosavadního výzkumu dekompozice organické hmoty v půdách výzkumných ploch povodí Plešného a Čertova jezera, kdy se rychlost dekompozice během zimy výrazně snížila, ale nezastavila a během teplých měsíců probíhala nejrychleji. Lze tedy říci, že množství půdní organické hmoty rozložené během roku souvisí s průměrnou roční teplotou daného prostředí. Tato závislost je výraznější ve vyšších zeměpisných šířkách, kde je rychlost dekompozice limitována hlavně nízkými teplotami (COUTEAUX et al. 1995). Teplotní závislost dekompozice organické hmoty také souvisí s nadmořskou výškou. Se zvyšující se nadmořskou výškou, a s tím souvisejícím poklesem teplot, se rychlost dekompozice snižuje (DREWNIK 2006). Tento trend je vidět i v povodí Čertova jezera, kde po celé sledované období probíhala dekompozice organické hmoty rychleji v půdě dolní výzkumné plochy, i když rozdíly

nebyly statisticky průkazně díky vysoké variabilitě výsledků. Tento model však nelze použít pro povodí Plešného jezera, kde od počátku výzkumu až do poloviny roku 2006 probíhala rychleji dekompozice v půdě horní výzkumné plochy.

Vedle teploty také **půdní vlhkost** do jisté míry ovlivňuje během sezóny rozklad půdní organické hmoty. Nejvlhčí měsíce (květen až říjen) jsou zároveň nejteplejší a dochází během nich ke zvýšení intenzity odpařování. Podle Wagnera a Wolfa (1998) je půdní organická hmota rozkládána rychleji také na konci léta s půdní vlhkostí, která je pro tohle vegetační období postačující. Murphy et al. (1997) zjistil, že dekompozice probíhá podstatně rychleji na stanovištích ve vyšších nadmořských výškách, kde je nízká teplota a vysoká vlhkost. Na základě toho přepokládal, že rychlost dekompozice je v těchto ekosystémech limitována teplotou. Nejrychleji se organická hmota rozkládá a mineralizuje při vlhkosti, kdy je přibližně 50 % pórů zaplněno vzduchem. Rozklad je výrazně zpomalen nebo dokonce zastaven při nízkých vlhkostech půdy (ŠANTRŮČKOVÁ 2001). V našem výzkumu jsme vlhkostní podmínky charakterizovali na základě množství srážek. Nebyla ale nalezena závislost mezi srážkami a rozkladem celulózy, což naznačuje, že použité srážkové úhrny nejsou vhodným parametrem pro charakterizování vlhkosti půdy, protože nepostihují skutečné mikroklimatické podmínky v povrchových vrstvách půdy.

Za povšimnutí stojí extrémně suché léto a podzim 2003 a především podzim 2006, kdy minimální množství srážek výrazně zpomalilo rychlost dekompozice v půdách povodí obou jezer. Naproti tomu extrémní srážkový úhrn při srpnových povodních 2002 rychlost dekompozice půdní organické hmoty výrazně neovlivnil. Celkový úhrn srážek naměřený za celé sledované období na horní výzkumné ploše povodí Čertova jezera byl téměř o 1200 mm vyšší oproti množství srážek naměřených na ploše v dolní části povodí. I přes tento výrazný srážkový rozdíl probíhala po většinu sledovaného období dekompozice půdní organické hmoty rychleji v půdě dolní výzkumné plochy, kde bylo srážek méně. Z toho lze usuzovat, že vlhkost není limitujícím faktorem na těchto plochách.

Vztah mezi rychlostí dekompozice, množstvím srážek a teplotou byl posuzován na základě souhrnné vlhkosti charakteristiky tzv. P-E poměru (poměr srážek a výparu). Nebyla však nalezena závislost mezi hodnotami P-E poměru a průběhem dekompozice. Je to dáno tím, že ve sledované lokalitě výpar dlouhodobě nepřevyšoval srážky a dostupnost vody se dlouhodobě nesnižovala. To potvrzuje, že na sledovaných lokalitách není dostupnost vody hlavním faktorem limitujícím rozklad organické hmoty.

Podle Nehera et al. (2003) je možné, že klimatické faktory nehrají v rychlosti dekompozice tak významnou roli, a že je dekompozice nepřímo řízena vegetací. Rostlinný kryt a obzvláště pak převládající druhy dřevin mohou výrazně ovlivnit chemické a biologické vlastnosti půdy (VANHALA et al. 2008). To může platit pro náš výzkum, kdy na základě dosavadních výsledků nebyla nalezena významná vazba mezi rychlostí rozkladu a srážkami, což může naznačovat že vlhkost na studovaných plochách nebyla limitujícím faktorem.

5.2 Vliv chemických vlastností opadové vrstvy

Drewnik (2006) při studiu dekompozice celulózy zjistil, že rychlost dekompozice závisí také na vlastnostech půdního horizontu a na vegetaci, v místě kde dekompozice probíhá. To zřejmě hrálo významnou roli v rozdílných rychlostech dekompozice půdní organické hmoty na našich studovaných plochách.

Stav lesního porostu je vždy výsledkem působení celé řady přírodních a antropogenních faktorů. Smrkové monokulturální lesy pokrývající povodí obou jezer byly od poloviny minulého století vystaveny vysokým atmosférickým depozicím sloučenin dusíku a síry. Je odhadováno, že až 35 % evropských lesů bylo negativně ovlivněno kyselými depozicemi (PIERZYNSKI et al. 2002). Na studovaných lokalitách ke špatnému zdravotnímu stavu lesního porostu ještě navíc přispívá lýkožrout smrkový (*Ips typographus*), kterému se v oslabených smrkových monokulturách daří úspěšně šířit. Právě tyto negativní faktory zde významně ovlivnily vývoj vegetace.

V polovině roku 2004 byl zaznamenán na horní výzkumné ploše povodí Plešného jezera velký opad jehličí. Právě chemické složení opadu je důležitým faktorem ovlivňujícím průběh dekompozice. Vyšší obsah strukturních látek, jako jsou lignin a fenolické látky, inhibuje činnost mikroorganismů a tím zpomaluje rychlost dekompozice. Mimo obsahu strukturních látek mohou být rozdílné rychlosti dekompozice způsobeny sníženým obsahem bazických kationtů (Ca^{2+} , Mg^{2+}). Větší ztráty bazických kationtů (Ca^{2+} , Mg^{2+}) vytvářejí nepříznivé půdní podmínky nejenom pro půdní mikroorganismy, ale i pro průběh dekompozice (PIERZYNSKI et al. 2002). Minerální horizonty půd výzkumných ploch jsou významně ochuzeny o bazické ionty v důsledku antropogenní acidifikace, která je ještě umocněna tím, že je zde geologické podloží tvořeno kyselými horninami. Předpokládám ale, že rychlost rozkladu byla

v našem případě ovlivněna především složením rostlinného opadu a méně chemismem minerálních horizontů, protože jsme rychlost rozkladu sledovali v opadové vrstvě, jejíž chemismus je ovlivněn především složením rostlinného opadu

Rozdílná rychlost dekompozice organické hmoty v půdách jednotlivých výzkumných ploch povodí obou jezer mohla být způsobena právě odumíráním stromového patra a změnami chemických vlastností opadové vrstvy půdy. Tyto negativní faktory zřejmě znesnadňovaly dekompozici organické hmoty v půdě povodí Plešného jezera, což se projevilo především v posledních měřeních. V půdě horní výzkumné plochy probíhala dekompozice organické hmoty rychleji až do poloviny roku 2006, kdy se situace obrátila a vyšší rychlost dekompozice byla zaznamenána v půdě dolní výzkumné plochy. V půdách povodí Čertova jezera nedošlo k tak výrazným změnám ve složení vegetačního krytu, které by významně ovlivnily rozdíly v rychlosti dekompozice mezi jednotlivými plochami.

5.3 Význam výsledků pro hospodaření v lesních porostech

Významnou roli v dekompozičních procesech a nejenom v nich, mohou do budoucna sehrát změny klimatu a zejména pak změny teploty a s tím související změny ve složení vegetace. Mnoho autorů předpokládá, že se v průběhu století zvýší průměrná globální teplota v rozmezí 1,4 – 4 °C, v závislosti na zeměpisném pásmu (TRABALKA 1985; MOORE and ROULET 1995). Podle Leiróse et al. (1999) zvýšení teploty v důsledku globálního oteplování sníží obsah půdní organické hmoty a výsledkem bude zvýšení emisí skleníkových plynů. Předpokládá se, že oteplování klimatu bude nejvýraznější v severních kontinentálních oblastech, především mezi 40tou a 70tou rovnoběžkou (IPPC 1996). Dnes již máme dostupné údaje o zvýšení průměrné roční teploty vzduchu mezi roky 1980 až 2004 přibližně o 1,6 °C (KETTLE et. al. 2003). V souvislosti se zvyšující se teplotou vzduchu dojde ke zvýšení teploty půdy. Lze očekávat zvýšení biologické aktivity mikroorganismů a urychlení rozkladu půdní organické hmoty. Podle Kirschbauma (2000) může dojít právě v důsledku globálního oteplování ke zvýšení rychlosti dekompozice půdní organické hmoty. Podpoření dekompozičních procesů bude znamenat rychlejší zpřístupňování dusíku a dalších minerálních živin do koloběhů. Na živných stanovištích to může vést k akceleraci růstu, na stanovištích s organickou hmotou chudou na dusík to může vést k prohloubení jeho

deficitu v důsledku zvýšené imobilizace mikroorganismy (KULHAVÝ 2002). V souvislosti s klimatickými změnami lze předpokládat také změny v množství srážek. Průběh těchto změn je však oproti předpokládanému průběhu teplot prozatím nejistý (KLIMO et. al. 2002). Někteří autoři navrhují, že se množství srážek nebude znatelně měnit v mírném podnebném pásu (SOMBROEK 1991), zatímco další autoři předpokládají zvýšené množství srážek a půdní vlhkosti, nebo naopak snížení množství srážek a zvýšení půdní aridity (TINKER and INESON 1990; RAICH and SCHLESINGER 1992).

Změny v klimatu v celosvětovém měřítku budou postupné a především významné budou regionální změny. Pro povodí Plešného a Čertova jezera bude hrát důležitou roli vývoj vegetace. Dnes již většinu povodí Plešného jezera pokrývá mrtvý les. Odumírání vegetačního krytu může mít za následek snížení akumulace vody díky zvýšené evaporaci, zvýšení teploty a s tím souvisejícím snížení půdní vlhkosti, zvýšení množství těžko rozložitelného opadu a ztrátu živin. Naskytá se otázka, zda stávající porost nahradit porostem se zvýšeným podílem listnatých stromů, které jsou odolnější vůči napadení lýkožroutem smrkovým (*Ips typographus*) a mají snadněji rozložitelný opad nebo zda ponechat území samovolné obnově. Musíme brát v úvahu fakt, že jsou v současnosti půdy povodí obou jezer limitovány především živinami a nelze opomenout složení geologického podloží.

6. Závěr

V rámci jednotlivých odběrů nebyly zjištěny statisticky významné rozdíly v rychlosti dekompozice organické hmoty v půdách horních a dolních výzkumných ploch povodí Čertova a Plešného jezera. Byl prokázán vliv sezóny na rychlost dekompozice půdní organické hmoty. V zimních sezónách probíhala dekompozice v půdách povodí obou jezer podstatně pomaleji oproti sezónám letním. Na základě tohoto zjištění byla potvrzena vazba mezi teplotou a rychlostí dekompozice půdní organické hmoty a potvrzena domněnka, že se s rostoucí teplotou zvyšuje i rychlost dekompozice. Nebyla nalezena závislost mezi srážkami a rozkladem celulózy. Závislost mezi rychlostí dekompozice, množstvím srážek a teplotou posuzovaná na základě poměru srážek a výparu (P-E poměr) nebyla statisticky potvrzena.

V průběhu výzkumu došlo ke zaznamenané změně v rychlosti dekompozice organické hmoty v půdě horní výzkumné plochy povodí Plešného jezera, která nebyla významně ovlivněna klimatickými faktory. Vzhledem k tomu, že v období výzkumu došlo v dané lokalitě k velkému opadu jehličí, se lze domnívat, že právě chemické složení opadu má vliv na rychlost dekompozice.

7. Literatura

- AGREN, G. I., WETTERSTEDT, J. A. M. (2007): What determines the temperature response of soil organic matter decomposition? *Soil Biology and Biochemistry* 39:1794-1798.
- BRADY, N. C., WEIL, R. R. (2002): *The Nature and Properties of Soils*: Prentice Hall, New Jersey, pp. 483-505.
- BREYMEYER, A., DEGORSKI, M., REED, D. (1997): Decomposition of pine litter organic matter and chemical properties of upper soil layers: transect studies. *Environ. Pollut.* 98: 361-367.
- COUTEAUX, M. M., BOTTNER, P., BERG, B. (1995): Litter decomposition, climate and litter quality. *Trends in Ecology and Evolution* 10: 63-66.
- CUDLÍN, P., MORAVEC, I., HAVLÍČEK, F. (2005) : Retrospective response of the montane spruce ecosystems to multiple stress. *The Bohemian Forest, Acid Rain*, pp. 25-26.
- DREWNIK, M. (2006): The effect of environmental conditions on the decomposition rate of cellulose in mountain soils. *Geoderma* 132: 116-130.
- FISHER, Z., NIEWINNA, M., YASULBUTAEVA, I. (2006): Intensity of organic matter decomposition in various landscapes of Caucasus (Daghestan). *Polish journal of ecology* 54: 105 – 116.
- GLICKMAN, T. S. (2000): *Glossary of Meteorology, Second Edition*. American Meteorological Society. Boston, MA, <http://amsglossary.allenpress.com/search?id=precipitation-evaporation-ratio1> [accessed 29.4. 2008].
- HOFMEISTER, J. (2005): Vliv sloučenin dusíku na lesní ekosystémy, pp. 25-26 In: CIENCIALA, E., HRUŠKA, J. (eds.): *Dlouhodobá acidifikace a nutriční degradace lesních půd – limitující faktor současného lesnictví*. Česká geologické služba.
- IPCC, (1996): *Climate change 1995. Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyse*. Cambridge University Press, Cambridge.
- JENNY, H. (1994): *Factors of soil formation. A system of quantitative pedology*. New York, pp. 77 – 81.
- KETTLE, H., KOPÁČEK, J., HEJZLAR, J. (2003): Modelling Air Temperature at Čertovo Lake back to 1781. *Silva Gabreta* 9: 15-32.
- KILLHAM, K. (1994): *Soil ecology*. Cambridge University Press, pp. 89-106, 242.

- KIRSCHBAUM, M. U. F. (2000): Will changes in soil organic matter act as a positive or negative feedback on global warming? *Biogeochemistry* 48: 21-51.
- KLIMO, E., MATERNA, J., VOKOUN, J. (2002): Globální změny klimatu a potenciální změny lesních půd. <http://lesprace.silvarium.cz/content/view/838/70/> [accessed 19.4. 2008].
- KOČÁREK, E. st., (2003): Geomorfologie Šumavy: Šumava, Baset, p. 119.
- KOPÁČEK, J., HEJZLAR, J., KAŇA, J., PORCAL, P. (2001): Faktory ovlivňující chemismus šumavských jezer. Sborník z konf. Aktuality šumavského výzkumu, Srní 2. - 4.4. 2001: 63-66.
- KOPÁČEK, J., KAŇA, J., ŠANTRŮČKOVÁ, H., PORCAL, P., HEJZLAR, J., PICEK, T., VESELÝ, J. (2002): Physical, chemical, and biochemical characteristics of soils in watersheds of the Bohemian Forest lakes: I. Plešné Lake. *Silva Gabreta* 8: 43–66.
- KOPÁČEK, J., KAŇA, J., ŠANTRŮČKOVÁ, H., PORCAL, P., HEJZLAR, J., PICEK, T., ŠIMEK, M., VESELÝ, J. (2002): Physical, chemical, and biochemical characteristics of soils in watersheds of the Bohemian Forest lakes: II. Čertovo and Černé Lakes. *Silva Gabreta* 8: 67–94
- KULHAVÝ, J. (2002): Hodnocení změn v lesních půdách v důsledku očekávané klimatické změny. <http://lesprace.silvarium.cz/content/view/821/71/> [accessed 19.4. 2008].
- LEIRÓS, M. C., TRASAR-CEPEDA, C., SEOANE, S., GIL-SOTRES, F. (1999): Dependence of mineralization of soil organic matter on temperature and moisture. *Soil Biology and Biochemistry* 31: 327-335.
- LOŽEK, V. (2001): Geomorfologie Národního parku Šumava. *Silva Gabreta, Supplementum 1*: 19 – 20.
- LOŽEK, V. (2001): Geologie Národního parku Šumava. *Silva Gabreta, Supplementum 1*: 18 - 19.
- MOORE, T.R., ROULET, N. T. (1995): Methane emissions from Canadian peatlands. In: LAL, R., KIMBLE, J., LEVINE, E., STEWART, B. A. (Eds.). *Soils and Global Change*. CRC Lewis Publisher, Boca Raton, pp. 153-164.
- MURPHY, A. H., KATZ, R. W. (1997): *Economic Value of Weather and Climate Forecasts*. Cambridge University Press, 222 pp.
- NEHER, D. A., BARBERCHECK, M. E., EL-ALLAF, S. M., ANAS, O. (2003): Effect of disturbance and ecosystem on decomposition. *App. Soil. Ecol.* 23: 165-179.
- PAUL, E. A., CLARK, F. E. (1996): *Soil Microbiology and Biochemistry*. Academic Press, San Diego, pp. 93, 320.

- PETRUŠ, J., NEUHÄUSLOVÁ, Z. (2001): Pedologie Národního parku Šumava. *Silva Gabreta, Supplementum 1*: 21 – 22.
- PIERZYNSKI, G. M., SIMS, J. T., VANCE, G. F. (2000): Soils and environmental quality. Second edition. CRC Press LLC, Boca Raton, London, New York, Washington, D.C., pp. 341-362.
- RAICH, J. W., SCHLESINGER, W. H. (1992): The global karbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellur 44 B*: 81-99.
- RUDA, P. (2003): Vodstvo Šumavy: Šumava, Baset, pp. 112 – 113.
- SCHIMEL, D. S., BRASWELL, B.H., HOLLAND, E. A., MCKEOWN, R., OJIMA, D.S., PAINTER, T. H., PARTON, W. J., TOWNSEND, A. R. (1994): Climatic, edaphic and biotic controls over storage and turnover of carbon in soils. *Global Biogeochemical Cycles 8*: 279-293.
- SCHLESINGER, W. H. (1997): Biogeochemistry: An analysis of global change. 2nd ed. Academic Press, New York, 588 pp.
- SCHLESINGER, W.H. (1984): Soil organic matter: A source of atmospheric CO₂. pp. 111-127. In: G.M. Woodwell (ed.). *The Role of Terrestrial Vegetation in the Global Carbon Cycle: Measurement by Remote Sensing*. John Wiley and Sons, New York.
- SINGH, J., GUPTA, S. R. (1977). Plant decomposition and soil respiration in terrestrial ecosystems. *The botanical review 43*: 449 - 528.
- SOMBROEK, W.G. (1991): Soils on a warmer Earth: the tropical regions. In: SCHARPENSEL, H.W., SCHOMAKER, M., AYOUB, A. (Eds.), *Soils on a Warmer Earth*. Elsevier, Amsterdam, pp. 157 - 164.
- SORFON, J., NEUHÄUSLOVÁ, Z., WILD, J. (2001): Podnebí Národního parku Šumava. *Silva Gabreta, Supplementum 1*: 22 - 24.
- SORFON, J. (2001): Nástin fyto geografie Šumavy se zaměřením na národní park. *Silva Gabreta, Supplementum 1*: 26.
- STEUBING, L. (1970): Soil flora: Studie of the number and activity of microorganisms in woodland soils, pp. 131-146. In: REICHLER, D. E. (eds.): *Analysis of temperate forest ecosystems*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York.
- SZEGI, J. (1988): Cellulose decomposition and soil fertility. *Académiai Kiado, Budapest*.
- ŠANTRŮČKOVÁ, H. (2001): Ekologie. BF JU a ÚPB AV ČR v Českých Budějovicích, pp. 6 - 27.

- TAN, H. K. (2000): Environmental soil science. Second edition, revised and expanded. New York, Basel, p. 452.
- TESAŘOVÁ, M. (1988): Microorganisms and carbon cycle in terrestrial ecosystem, pp. 339-405. In: VANČURA, V., KUNC, F. (eds.): Soil microbial associations. Academia, Praha.
- TIAN, G., BRUSSAARD, L., KANG, B. T., SWIFT, M. J. (1997): Soil fauna-mediated decomposition of plant residues under constrained environmental and residue quality conditions, pp. 125-134. In: CADISCH, G., GILLER, K.E. (eds.): Driven by nature: Plant litter quality and decomposition. CAB International, Wallingford.
- TINKER, P. B., INESON, P. (1990): Soil organic matter and biology in relation to climate change. In: SCHARPENSEL, H.W., SCHOMAKER, M., AYOUB, A. (Eds.), Soils on a Warmer Earth. Elsevier, Amsterdam, pp. 71-89.
- TRABALKA, J. R. (1985): Atmospheric Carbon Dioxide and the Global Carbon Cycle. US Department of Energy, Washington.
- ÚLEHLOVÁ, B. (1988): Residuum of organisms, pp. 29-56. In: VANČURA, V., KUNC, F. (eds.): Soil microbial associations. Academia, Praha.
- ÚLEHLOVÁ, B. (1989): Rozklad biomasy. In: DYKÝJOVÁ, D. (eds.): Metody studia ekosystémů. Academia, Praha, pp. 523 - 554.
- VANHALA, P. (2002): Seasonal variation in the soil respiration rate in coniferous forest soils. Soil Biology and Biochemistry 34: 1375-1379.
- VESELÝ, J. (1994): Investigation of the nature of the Šumava lakes: a review. Časopis Národního Muzea 163: 103 - 120.
- VRBA, J., KOPÁČEK, J., FOTT, J., ŠANTRŮČKOVÁ, H., VESELÝ, J., VICENA, I. (2000): Dlouhodobý výzkum šumavských jezer - výstupy pro lesnickou praxi. Monitoring, výzkum a management ekosystémů Národního parku Šumava, pp. 44 – 48.
- WAGNER, G. H., WOLF, D. C. (1998): Carbon transformations and soil organic matter formation, pp. 218-258. In: SILVIA, D. M., FUHRMANN, J. J., HARTEL, P. G., ZUBERER, D. A. (eds.): Principal and applications of soil microbiology. Prentice Hall Upper Saddle River, New Persey.

8. Přílohy



Příloha 1. Horní výzkumná plocha povodí Čertova jezera.



Příloha 2. Čertovo jezero.



Příloha 3. Horní část povodí Plešného jezera.



Příloha 4. Horní výzkumná plocha povodí Plešného jezera.



Příloha 5. Pohled na Plešné jezero.



Příloha 6. Opadové sáčky s modelovým substrátem celulózy. Vlevo částečně rozložená celulóza, vpravo opadový sáček s celulózou před vložením do půdy.



Příloha 7. Umístění opadového sáčku do opadové vrstvy půdy.