Ústav geologie a pedologie

Lesnická pedologie
pro posluchače LDF Mendelu v Brně

Dušan Vavříček
Aleš Kučera

Mendelova univerzita v Brně

Lesnická a dřevařská fakulta

Tato skripta byla vytvořena v rámci projektu InoBio – Inovace biologických a lesnických disciplín pro vyšší konkurence schopnost, registrační číslo projektu CZ.1.07/2.2.00/28.0018. za přispění finančních prostředků EU a státního rozpočtu České republiky.

INVESTICE DO ROZVOJE VZDĚLÁVÁNÍ

Obsah

1 PŮDA V LESNICKÉM POJETÍ: ÚVOD DO PROBLEMATIKY LESNICKÉ PEDOLOGIE 8

1.1 ZÁKLADNÍ POJMY 8
1.2 FUNKCE PŮDY V LESNÍM PROSTŘEDÍ 9

2 VZNIK A VÝVOJ PŮDY 11

2.1 PŮDOTVORNÉ FAKTORY 11
2.1.1 MATEČNÁ HORNINA 11
2.1.2 KLIMA 12
2.1.3 TOPOGRAFIE 13
2.1.4 ORGANISMY 14
2.1.5 ČAS 15
2.2 ZÁKLADNÍ PROCESY FORMACE PŮDNÍHO TĚLESA 16
2.2.1 ZVĚTRÁVACÍ PŮDOTVORNÝ PROCES 16
2.3 PŮDNÍ SLOŽKY 17
2.3.1 ANORGANICKÁ SLOŽKA 18
2.3.2 ORGANICKÁ SLOŽKA 19
2.3.3 KAPALNÁ SLOŽKA LESNÍCH PŮD 19
2.3.4 PLYNNÁ SLOŽKA LESNÍCH PŮD 20

3 MINERÁLNÍ PODÍL PŮDY, KOLOIDNÍ SYSTÉM 22

3.1 PŮDA A MATEČNÁ HORNINA 22
3.2 ČLENĚNÍ MINERÁLNÍ PŮDNÍ SLOŽKY 24
3.2.1 SKELET V PŮDĚ 24
3.2.2 MINERALOGIE JEMNOZEMĚ 24
3.3 JÍLOVÉ MINERÁLY 25
3.3.1 STRUKTURA JÍLOVÝCH MINERÁLŮ 25
3.3.2 ČLENĚNÍ JÍLOVÝCH MINERÁLŮ 25
3.4 KOLOIDNÍ SYSTÉM PŮDY 26

4 VODA V PŮDĚ 29

4.1 ZDROJE A ZTRÁTY PŮDNÍ VODY 29
4.2 OBSAH A FORMY VODY V PŮDĚ 30
4.3 POTENCIÁL PŮDNÍ VODY 32
4.4 POHYB VODY V PŮDĚ, VODNÍ REŽIM 33
4.5 PŮDNÍ VODODRŽNOST, PŮDNÍ HYDROLIMITY 34
4.6 KAPILARITA PŮDY 39
4.7 VYBRANÉ ASPEKTY PROBLEMATIKY VODY V LESNÍCH PŮDÁCH 41

5 PŮDNÍ VZDUCH, TEPLOTA PŮDY 42

5.1 PŮDNÍ VZDUCH 42
5.1.1 OXIDAČNĚ-REDUKČNÍ PROCESY V PŮDĚ 43

5.1.2 FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ TEPLOTU PŮDY 44
5.1.3 TEPELNÝ REŽIM A JEHO DYNAMIKA 46

6 PŮDOTVORNÉ PROCESY, PŮDNÍ TAXONOMIE 48

6.1 PŮDOTVORNÉ PROCESY 48
6.1.1 PROCESY AKUMULACE SEDIMENTOVANÉHO MATERIÁLU 48
6.1.2 PROCESY ROZPADU A CHEMICKÉ PŘEMĚNY (CHEMICKÉHO ZVĚTRÁVÁNÍ) HORNIN 48
6.1.2.1 Procesy chemické přeměny hornin 49
6.1.2.2 Vývoj a změna jílových minerálů 49
6.1.3 MIGRACE PRVKŮ A SLOUČENIN 50
6.1.4 METAMORFICKÉ PŮDOTVORNÉ PROCESY 51
6.1.5 PŮDOTVORNÉ PROCESY V HYDRICKÝCH PODMÍNKÁCH 52
6.1.6 ZASOLOVÁNÍ A ODSOLOVÁNÍ PŮD 53
6.1.7 PROCESY MÍSENÍ PŮDNÍ HMOTY – PEDOTURBACE 54
6.1.8 ZÁKLADNÍ ASPEKTY PROBLEMATIKY PALEOSOLŮ 55
6.2 TAXONOMIE PŮD 57
6.2.1 MEZINÁRODNÍ SYSTÉMY 57
6.2.1.1 World Reference Base for Soil Classification (WRB) 58
6.2.1.2 Soil Taxonomy 59
6.2.2 TAXONOMICKÝ KLASIFIKAČNÍ SYSTÉM PŮD ČESKÉ REPUBLIKY 60

7 ORGANICKÁ HMOTA LESNÍCH PŮD 62

7.1 UHLÍK JAKO ZÁKLADNÍ SLOŽKA ORGANICKÉ HMOTY 62
7.2 VZNIK A ROZKLAD ORGANICKÉ HMOTY, HUMUS 63
7.2.1 AEROBNÍ PROCESY PŘEMĚNY ORGANICKÝCH LÁTEK 64
7.2.2 ANAEROBNÍ PROCESY PŘEMĚNY ORGANICKÝCH LÁTEK 67
7.3 LESNÍ HUMUS 68
7.3.1 ORGANICKÉ A HUMÓZNÍ PŮDNÍ HORIZONTY 68
7.3.1.1 Organické půdní horizonty 69
7.3.1.2 Humózní (organominerální) půdní horizonty 70
7.3.2 HUMUSOVÉ FORMY LESNÍCH PŮD 71
7.3.2.1 Anhydrogenní humusové formy 71
7.3.2.2 Hydrogenní humusové formy 76
7.3.2.3 Biologické aspekty problematiky humusových forem 77
7.3.2.4 Některé aspekty problematiky humusových forem z hlediska lesnické praxe 78

8 PŮDNÍ ORGANISMY A EKOLOGIE LESNÍCH PŮD 80

8.1 DIVERZITA PŮDNÍCH ORGANISMŮ 80
8.2 SKUPINY PŮDNÍCH ORGANISMŮ 81
8.3 PŮDNÍ ENZYMY 84

9 PŮDNÍ HORIZONTY, PŮDNÍ PROFIL 87

9.1 HORIZONTY LESNÍCH PŮD 87
9.1.1 ORGANICKÉ HORIZONTY LESNÍCH PŮD 88
9.1.2 ORGANOMINERÁLNÍ POVRCHOVÉ HORIZONTY 89

9.1.3 PODPOVRCHOVÉ HORIZONTY 89
9.1.3.1 Eluviální horizonty 89
9.1.3.2 Horizonty B 90
9.1.3.3 Hydrogenní (vodou ovlivněné) horizonty diagnostické 91
9.1.3.4 Substrátové horizonty 93
9.1.3.5 Přechodové horizonty 93
9.1.3.6 Vícenásobné horizonty 94
9.1.3.7 Fosilní horizonty 94
9.2 STRATIGRAFIE PŮDNÍHO PROFILU 94

10 FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI PŮD 96

10.1 BARVA PŮDY 96
10.1.1 BARVA JAKO INDIKÁTOR PŮDNÍCH VLASTNOSTÍ 96
10.1.2 KLASIFIKACE BARVY PŮDY 96
10.2 ZRNITOST PŮDY 97
10.3 PŮDNÍ STRUKTURA 99
10.4 MĚRNÁ HMOTNOST (ρ_s) 100
10.5 OBJEMOVÁ HMOTNOST (ρ_w), OBJEMOVÁ HMOTNOST REDUKOVANÁ (ρ_D) 100
10.6 PÓROVITOST (*P*) 101
10.7 OBJEMOVÁ VLHKOST, MOMENTÁLNÍ PROVZDUŠNĚNOST, MINIMÁLNÍ VZDUŠNÁ KAPACITA 102

11 FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÉ VLASTNOSTI PŮD 104

11.1 PŮDNÍ REAKCE 104
11.1.1 FORMY PŮDNÍ REAKCE 104
11.1.2 PŮDNÍ PUFROVITOST 106
11.2 PŮDNÍ SORPCE 107
11.2.1 MECHANICKÁ SORPCE 107
11.2.2 FYZIKÁLNÍ SORPCE 107
11.2.3 CHEMICKÁ SORPCE 107
11.2.4 FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÁ SORPCE 108
11.2.5 ORGANICKÁ SORPCE 110
11.2.6 BIOLOGICKÁ SORPCE 110
11.2.7 CHARAKTERISTIKY SORPČNÍHO KOMPLEXU 111

12 CHEMICKÉ VLASTNOSTI PŮD 112

12.1 ZÁKLADNÍ ASPEKTY KOLOBĚHU ŽIVIN V LESNÍCH EKOSYSTÉMECH 112
12.2 MAKROBIOELEMENTY LESNÍCH PŮD 113
12.2.1 KOLOBĚH A PŘEMĚNY UHLÍKU V PŮDĚ 113
12.2.2 CYKLUS DUSÍKU A JEHO PŘÍSTUPNOST V PŮDĚ 114
12.2.2.1 Zdroje dusíku v ekosystémech 115
12.2.2.2 Ztráty dusíku z ekosystémů 116
12.2.2.3 Vnitřní cykly dusíku (přeměny forem) 116
12.3 POMĚR UHLÍKU A DUSÍKU, C/N 117
12.4 CHARAKTERISTIKA DALŠÍCH MAKROŽIVIN (MG, P, S, CA, K) 118
12.5 MIKROBIOELEMENTY LESNÍCH PŮD 122

13 VÝŽIVA A HNOJENÍ ROSTLIN V LESNÍM HOSPODÁŘSTVÍ 123

13.1 METODY HNOJENÍ 123
13.1.1 ZÁKLADNÍ HNOJENÍ 123
13.1.2 OPERATIVNÍ HNOJENÍ, KARENCE 125
13.2 HODNOCENÍ ZÁSOBY ŽIVIN V PŮDĚ 127
13.2.1 NORMATIVY PRO OBSAH ŽIVIN V PŮDĚ 128
13.2.2 PLÁNOVÁNÍ HNOJENÍ 130
13.3 TYPY HNOJIV 132
13.3.1 PRŮMYSLOVÁ HNOJIVA A JEJICH POUŽITÍ 132
13.3.2 NOVÉ TYPY HNOJIV POUŽÍVANÝCH V LESNÍM HOSPODÁŘSTVÍ 137
13.3.3 RŮSTOVÉ REGULÁTORY POUŽÍVANÉ V LESNICTVÍ 139
13.3.3.1 Fyziologické účinky fytohormonů 139
13.3.3.2 Přípravky s fytostimulačním účinkem: účinky a způsob aplikace 140
13.4 KOMPOSTOVÁNÍ 141
13.4.1 FÁZE KOMPOSTOVÁNÍ 141
13.4.2 ZAKLÁDÁNÍ KOMPOSTŮ, ZÁSADY PRO KOMPOSTOVÁNÍ 142
13.4.3 HODNOCENÍ KVALITY A ZRALOSTI KOMPOSTU 143
13.4.4 DRUHY KOMPOSTŮ 144

14 LESNICKO-PEDOLOGICKÉ ASPEKTY MINERÁLNÍ VÝŽIVY LESNÍCH DŘEVIN 145

14.1 HLAVNÍ ASPEKTY VÝŽIVY ROSTLIN 145
14.2 PROBLEMATIKA PŘÍJMU ŽIVIN ROSTLINOU 145
14.2.1 KOŘENOVÁ VÝŽIVA 145
14.2.2 FOLIÁLNÍ VÝŽIVA 146
14.3 VÝŽIVA ROSTLIN A LIEBIGŮV ZÁKON 147
14.4 FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ PŘÍJEM ŽIVIN 147

15 DEGRADACE A OCHRANA PŮDY, ENVIRONMENTÁLNÍ POJETÍ PŮDY 149

15.1 CHEMICKÁ DEGRADACE PŮDY 149
15.1.1 ACIDIFIKACE 150
15.1.1.1 Příčiny acidifikace 150
15.1.1.2 Antropogenní acidifikace, imise – vliv základních polutantů S a N na lesní půdu 153
15.1.1.3 Opatření omezující acidifikaci 153
15.1.2 KARBONÁTY V PŮDĚ, VÁPNĚNÍ LESNÍCH PŮD 154
15.1.3 HLINÍK V PŮDĚ 156
15.1.4 TĚŽKÉ KOVY V PŮDĚ 156
15.1.5 ZASOLENÍ PŮD 161
15.2 FYZIKÁLNÍ DEGRADACE PŮDY 162
15.2.1 SPECIFIKA EXTRÉMNĚ LEHKÝCH A TĚŽKÝCH PŮD 162
15.2.2 DEGRADACE FYZIKÁLNÍCH VLASTNOSTÍ PŮD VLIVEM TĚŽEBNÍ ČINNOSTI 163
15.3 PŮDNÍ EROZE 166
15.3.1 VODNÍ EROZE 167
15.3.2 VĚTRNÁ EROZE 168
15.3.3 INTROSKELETOVÁ EROZE 169
15.4 LESNÍ PŮDY V KONTEXTU KLIMATICKÝCH ZMĚN 169
15.4.1 HYDRICKÝ REŽIM LESŮ A LESNÍCH PŮD 170
15.4.1.1 Hydrický režim horských lesů 170

15.4.1.2 Hydrický režim lužních lesů 171
15.4.2 KLIMATICKÉ ZMĚNY: ODEZVA LESNÍCH EKOSYSTÉMŮ 171
15.4.2.1 Lesní společenstva v ekosystémovém pojetí 171
15.4.2.2 Perturbace 172
15.4.2.3 Adaptační kapacita 174

1 PŮDA V LESNICKÉM POJETÍ: ÚVOD DO PROBLEMATIKY LESNICKÉ PEDOLOGIE

1.1 Základní pojmy

Na tomto místě jsou uvedeny základní pojmy, které tvoří nejširší tematický rámec tohoto učebního textu, a které jsou v různých textech často používány v odlišném pojetí. Z těchto důvodů autoři přikládají jejich definování zvláštní význam.

Půda je útvar, který je výsledkem rozpadu matečného materiálu a rozličných přeměn, probíhajících pod vlivem různě kombinovaných atmosférických, biologických a mechanických faktorů v průběhu času.

Pedologický slovník (Mathieu & Lozet 2011) půdu definuje jako produkt rozpadu, přeměny a uspořádání svrchních vrstev zemské kůry, který podléhá vlivu organismů, atmosféry a změn na daném místě.

Jde tedy o komplexní a dynamické prostředí, které vzniká pod vlivem externích faktorů (litosféra, hydrosféra, atmosféra, biosféra) a interních faktorů (vlastní půdotvorné procesy). Půdní vlastnosti podléhají progresivnímu vývoji pod vlivem kombinací několika faktorů. Účinkem klimatu a pionýrské vegetace dochází k rozkládání matečné horniny. Vznikající organická hmota se mísí s minerální složkou půdy a mění se v humus a ve výsledku v kyselinu uhličitou, vodu, amoniak a dusičnany. Minerální a organické látky mohou být přemístěny srážkovou a bočně prosakující (laterální) půdní vodou. Tím v půdním profilu dojde k vývoji jednotlivých vrstev (horizontů), které se od sebe liší texturou, strukturou, barvou a dalšími vlastnostmi.

Půdu lze také popsat jako soubor geneticky propojených horizontů v přírodním útvaru, který se vyvinul z povrchových zvětralin zemské kůry a z organických zbytků. Jednotlivé složky (minerální podíl, voda, půdní vzduch, organické látky – živé i mrtvé organismy) se vyskytují v různých poměrech, což podmiňuje pestré zastoupení půd a tím i jejich třídění.

Půda vzniká a vyvíjí se pod účinky půdotvorných činitelů během určitého času. Je jednou ze základních složek ekosystému jako součást tzv. geobiocenózy (Buček & Lacina 2002).

Autochtonní půdy jsou takové, které vznikly v místě zvětrávání horniny (v eluviu). **Alochtonní půdy** jsou takové, které se vyvinuly z tzv. půdních sedimentů – deponovaných na místě odlišném od místa jejich vzniku (fluviálním nebo koluviálním procesem). **Parautochtonní půdy** jsou takové, kde lze sice vyčlenit jednotlivé horizonty, avšak jejich původní průběh byl porušen různými deformacemi (kryoturbace, svahové pohyby, sesuvy apod.).

Polycyklické (harmonické) půdy jsou takové, při jejichž vývoji působí stejné činitele v několika po sobě následujících časových intervalech (především ve vazbě na klimatické cykly). Jejich tvorba je velmi pomalá, a proto jeden cyklus „nestačí“ na jejich vývoj.

Polygenetické půdy jsou takové, na jejichž vzniku se podílely dva nebo více různých půdotvorných pochodů.

Pedologie (půdoznalství) je věda, která studuje utváření, vlastnosti, vývoj a prostorovou organizaci půdy. Pedologie vnímá půdu jako komplexní a dynamické prostředí. V rámci pedologie se časem vyvinula řada dílčích oborů, jako např. půdní genetika (řeší vznik a vývoj půd), půdní systematika (řeší klasifikaci a taxonomii půd), půdní ekologie (řeší stanovištní podmínky ve vztahu k rostlinám a živočichům), půdní mikromorfologie (řeší půdní procesy a formaci půdy na mikroskopické úrovni), paleopedologie (řeší půdy, které se vyvíjely v minulých geologických érách, v podmínkách odlišných od těch současných) aj.

Pedogeneze je soubor fyzikálních, chemických a biologických procesů, které vedou k formaci půdy jako výsledku přeměny a následného vývoje půdotvorného materiálu.

Půdní horizont je horizontálně situovaná půdní vrstva na zemském povrchu, která je texturně, strukturně, barevně apod. jednotná a která vykazuje specifické vlastnosti oproti jiným vrstvám dané půdy.

Půdní profil (v jistém slova smyslu zvaný také *solum*) je vertikální řez půdou, vedený od půdního povrchu směrem k půdotvornému substrátu (pokud to podmínky umožňují). Zobrazuje vývoj diferenciačních (rozlišovacích) pedogenetických horizontů a umožňuje pozorovat morfologické detaily a provádět přesný odběr půdních vzorků za účelem laboratorních analýz. Půdní profil také představuje schéma, vyobrazující rozmístění půdních vlastností v rámci hloubky půdy podle textury, obsahu organické hmoty, hydromorfních znaků apod.

Půdotvorný substrát je původní materiál, na kterém se utvořila půda. Je součástí tzv. pedonu, tedy půdního individua, které je předmětem taxonomické klasifikace půd. Pedon představuje třírozměrný minimální objem půdního tělesa, v němž jsou v plné míře vyvinuty půdní horizonty (a související vlastnosti), jejich sledy a vztahy.

Matečná hornina je soudržná nebo nezpevněná nebo zvětráváním narušená hornina, na které probíhá pedogeneze a ze které vzniká půdní materiál. Termín s takto širokou definicí se tedy v podstatě kryje s termínem **půdotvorný substrát**. Může vznikat jako výsledek formace zemského povrchu ve smyslu transportu zvětralého materiálu (koluvia, aluvia a jiné nánosy) nebo může být výsledkem geologických procesů spojených s formací hlubší části zemské kůry (magmatismus, metamorfóza).

Tato specifikace matečné horniny může být nepřesně pochopena, neboť termín matečná hornina v širším slova smyslu často zahrnuje i geologické podloží v případě dvoj- a vícesubstrátů, kdy není tato nezvětralá část přímo spojena s půdním materiálem (např. nezvětralý granodiorit pod sprašovou hlínou, na které vznikl půdní typ luvizem). Tento terminologický konflikt lze vyřešit pojmem **podložní hornina** (v uvedeném případě granodiorit), nad kterou se nalézá půdotvorný substrát, resp. matečná hornina (v uvedeném případě sprašová hlína). (Pokud došlo v rámci svahoviny ke smísení rozpadu granodioritu se sprašovou hlínou, může na výsledném směsném půdotvorném substrátu vzniknout např. kambizem luvická.)

Za **lesní stanoviště** lze považovat výsek zemského povrchu s lesním porostem, který je charakteristický jistou homogenitou souboru fyzických (podložní hornina, klima, topografie) a biologických (porostní typ, skladba rostlinného společenstva) charakteristik.

1.2 Funkce půdy v lesním prostředí

V širším slova smyslu půda představuje faktor, podílející se tvorbě krajiny se všemi jejími součástmi (lesní, zemědělské, urbánní půdy). Tak jako na řadu dalších environmentálních složek, i na půdu lze nahlížet buď v holistickém, nebo antropocentrickém pojetí. V prvním případě půda představuje složku životního prostředí, kde probíhají půdotvorné procesy a která umožňuje růst vyšších rostlin. V antropocentrickém pojetí půda představuje účelový nástroj rostlinné produkce, a to jak ve smyslu lesnickém, tak také zemědělském nebo arboristickém. V posledních letech se antropocentrický náhled na půdu výrazně mění: ve smyslu nejen rostlinné produkce, ale také ve smyslu vědomí potřeby zachování trvalé kvality půdy a možnosti jejího dlouhodobého využívání a její ochrany.

V každém ekosystému, ať se jedná o sady, zahrady, zemědělské půdy, lesní porosty apod., půda hraje pět klíčových rolí (Brady & Weil 2002): (1) Půda ukotvuje kořeny rostlin a dodává živiny nezbytné pro jejich růst. Půdní vlastnosti určují charakter vegetace a nepřímo také počet a druhové složení živočichů (včetně člověka), které jsou rostliny schopné uživit. (2) Půdní vlastnosti jsou základním faktorem ovlivňujícím osud vody v hydrologických systémech. Koloběh vody, její využití, kontaminace a čištění jsou půdou významně ovlivněny. (3) Půda jako recyklační systém. V půdě je asimilováno velké množství různých produktů, částí rostlinných a živočišných těl a jejich základní stavební prvky jsou recyklovány a zpřístupněny následným živým organismům. (4) Půda představuje

životní prostředí pro nespočet živých organismů, počínaje drobnými obratlovci nebo členovci až po mikroskopické organismy s enormní druhovou pestrostí. (5) V antropogenně podmíněných ekosystémech hraje půda významnou roli jako „technický prostředek“ ve stavebnictví nebo dopravě.

Z pohledu lesních ekosystémů půda představuje substrát, který umožňuje zakořenění vyšších rostlin. Jako taková zaujímá klíčovou roli v existenci lesních porostů a tím zajištění života na Zemi ve formě, jak ji známe dnes. Tato funkce je podmíněna schopností půdy poskytovat substrát zajišťující trvalou (dlouhodobou) stabilitu rostlin a trvale (dlouhodobě) poskytovat dostatečné množství živin a vláhy. Faktor dlouhodobosti vymezuje lesní půdy (lesní ekosystémy) vůči jiným typům systémů. Zatímco např. v zemědělském pojetí je funkčnost půdy zajištěna a podmíněna agrotechnickými zásahy, které přizpůsobují půdní vlastnosti pěstovaným kulturám (úprava obsahu živin, textury, hydrofyzikálních vlastností apod.) a kalkulují s obmýtím zpravidla jeden až dva roky, lesní půdy jsou podmíněné existencí dlouhověkých porostů. V pojetí lesnické pedologie je tedy nutné respektovat ekologické nároky dřevin a usilovat o jejich pěstění v ekologicky optimálních podmínkách, neboť samotné technické zásahy do půdy jsou z dlouhodobého hlediska nežádoucí ve srovnání s potřebou nalézt optimální dřevinnou skladbu, která odpovídá charakteru stanoviště.

2 VZNIK A VÝVOJ PŮDY

Půda vzniká jako průnik dílčích zemských sfér. Těmito sférami se budeme v různých formách a na různých úrovních zabývat s cílem poznat míru a efekt jejich účinku a význam pro vznik a vývoj půdy. Atmosféra jako plynný obal Země obsahující kyslík, oxid uhličitý, vodní páry a další složky, který zasahuje do půdního prostředí v podobě půdního vzduchu, je zmíněna zejména v kapitolách 2.3.4 a 5.1. Litosféra jako zvětralinový obal, poskytující půdě základní matrici a v převážné většině půd tvořící objemově i hmotnostně nejvýznamnější podíl půdy, je zmíněna v kapitolách 2.1.1, 2.3.1 a 3. Hydrosférou – vodním obalem Země, který si představujeme zejména v podobě vodních ploch, srážek, sněhu a ledu, nicméně pro vznik a vývoj půd je zcela nepostradatelný, se v pedologickém pojetí budeme zabývat v kapitolách 2.3.3 a 4. Biosférou zahrnující živé organismy ve všech jejich formách, které zároveň výrazně ovlivňují své prostředí, s nímž jsou v těsné interakci, se zabýváme v kapitolách 2.1.4, 2.3.2 a 8. Antroposféře, kterou lze začlenit jako součást biosféry, nicméně která je svými účinky na půdní prostředí tak specifická, že je vhodné zabývat se tímto tématem samostatně, věnujeme kapitolu 2.1.4 a zejména celou kapitolu 15. Pedosféra tak vzniká za spoluúčinku dílčích sfér, které působí různou mírou, což vytváří specifické podmínky pro vznik a vývoj půd. Už proto jsou také půdy tak variabilní ve svých vlastnostech, znacích a probíhajících procesech.

2.1 Půdotvorné faktory

Půda je složitý přírodní útvar, který vzniká za spolupůsobení více faktorů. Těmi jsou matečná hornina, klima, organismy, reliéf terénu, čas a lidská činnost. Jakkoli i člověk je organismus, lze jej v antropocentrickém pojetí půdotvorných faktorů charakterizovat jako specifický faktor, neboť jeho působení se od ostatních organismů často vymyká intenzitou i specifickým rázem. Tím se také v rámci pojetí půdy dostáváme k otázce její ochrany, zejména před degradačními procesy vlivem lidské činnosti, kterým věnujeme samostatnou kapitolu (kapitola 15). Protože jednotlivé faktory působí vždy v různé intenzitě a různým způsobem, lze se setkat na každém místě a v každém čase se zcela ojedinělým půdním tělesem, se zcela ojedinělými půdními vlastnostmi a specifickým vývojem půdy. V každém případě však, aby se půda moha vyvíjet, musí být alespoň v minimální míře zastoupeno prvních pět vyjmenovaných faktorů. Vývoj půdy je ovšem podmíněn právě faktorem, který je nejméně zastoupen, neboť právě tento vytváří limitující podmínky pro pedogenezi.

Vývoj půdy však nemusí nutně znamenat zvyšování kvality půdních vlastností. Vývoj půdy může probíhat dvěma směry. **Progresivní** vývoj představuje soubor vývojových fází půdy vedoucí k rovnováze jednotlivých půdních procesů a k dlouhodobě neměnnému stavu půdy (ačkoli pojetí neměnnosti je z pohledu geologického věku Země v podstatě vždy zkreslující). Progresivní vývoj znamená vývoj jednotlivých půdních horizontů – horizontu organického, organo-minerálního, minerálních horizontů a popřípadě jejich přechody. **Regresivní** a **degradační** vývoj je často podmíněn náhlými změnami v ekosystému, jako například zhroucením klimaxového stadia, náhlým úbytkem vegetace, lidským zásahem do ekosystému, sesuvy půdy apod., které je možné nazývat *perturbace* (viz kapitolu 15.4.2.2). Jejich následkem bývá náhlý úbytek organické hmoty, odnos půdních částic nebo i destrukce svrchních částí půdy a návrat vývoje do některého z předcházejících vývojových stadií. Zde pak začíná nový vývoj, zpravidla odlišný od původního, neboť probíhá za pozměněných klimatických podmínek, za přítomnosti jiných rostlinných a živočišných společenstev nebo v jiných topografických podmínkách.

Půdotvorné faktory lze rozdělit na pasivní (matečná hornina, čas) a aktivní (klima, topografie, organismy).

2.1.1 Matečná hornina

Od charakteru matečné horniny (viz také kapitolu 2.3.1 a kapitolu 3.1) se odvíjejí celé pedogenetické řady, typické pro konkrétní chemické a fyzikální vlastnosti nebo způsob zvětrávání:

Na spraších se např. vyvíjejí půdy černozemního typu, ty mohou na odvápněných spraších (sprašových hlínách) přecházet v hnědozemě nebo luvizemě; na karbonátových horninách se vyvíjejí rendziny, na karbonáto-silikátových pararendziny, na kyselých horninách kambizemě, které přecházejí v podzolové půdy apod.

Matečná hornina také ovlivňuje chemismus půdy (půdním chemismem je míněn soubor chemických vlastností pevné, kapalné i plynné fáze půdy) a zásobu živin, vodní a vzdušný režim v půdě, zrnitost a skeletnatost půdy.

Z hlediska následného vývoje půd lze matečné horniny primárně rozdělit podle původu na (1) reziduální – půdy na nich vznikají *in situ*, tj. v místě zvětrávání matečné horniny, (2) transportované, na kterých vzniká půda coby na nepůvodním (přemístěném) materiálu – matečné horniny lakustrinní (jezerní sedimenty), fluviální (říční sedimenty), marinní (mořské sedimenty), koluviální (jako výsledek gravitační sedimentace), glaciální (ledovcové sedimenty) a eolické (naváté) a (3) organické – kde půda vzniká na základě hromadění biomasy. K těmto základním třem skupinám matečných hornin lze také přidat matečné horniny (4) antropické, vzniklé jako důsledek lidské činnosti. V tomto kontextu se následně jedná o půdy vzniklé z vrstvených stavebních, skrývkových, těžebních materiálů apod., o půdy s homogenizovaným půdním profilem a podobně. Problematika antropických půd však není předmětem lesnické pedologie a tento text se jimi nebude zvlášť zabývat.

V podmínkách střední Evropy se většina půd vyvíjí na materiálu, který již podstoupil nějaký transport, což plyne už z toho, že na zemském povrchu jsou usazené horniny nejrozšířenější – zaujímají 60 % (přeměněné tvoří 25 %, vyvřelé 15 %). V rámci České republiky jsou ve srovnání s Českým masívem sedimenty zastoupené zejména na území Vnějších Západních Karpat s tím, že převážná část půd se vyvíjí na svahovinách a materiálech půdotoků (*soliflukce*), jež jsou v České republice typické právě pro Karpaty.

2.1.2 Klima

Klima náleží k půdotvorným faktorům s velmi významným vlivem zejména proto, že na charakteru klimatu závisí charakter a intenzita zvětrávání hornin. Klima jako faktor se projevuje zejména prostřednictvím dvou činitelů: hydrického (vzdušná nebo půdní vlhkost apod.) a termického režimu.

V rámci klimatu se lze často setkat s půdami, které se vyvíjejí v těsné vazbě na zeměpisnou šířku, s omezeným významem charakteru matečné horniny, zato výrazně v závislosti na klimatu. Takto se formují tzv. *zonální půdy*, které jsou specifické pro celé zeměpisné pásy. Na severní polokouli, směrem od severu na jih, se tak lze setkat s pásem tundry, pásem podzolových půd, pásem šedozemí a degradovaných černozemí, černozemí a hnědozemí stepních oblastí.

Klima se podílí ve smyslu třech vlivů:

- **vliv na činnost živé složky půdy**. Živá složka půdy (edafon) hraje významnou roli v látkových tocích v ekosystému, ovlivňuje mineralizaci a humifikaci organické hmoty a tedy i vývoj humusu v půdě.
- **vliv na tepelný a vodní režim půdy**. Klima se mění jak se zeměpisnou šířkou, tak také s nadmořskou výškou. S rostoucí nadmořskou výškou klesá teplota podle tzv. vertikálních teplotních gradientů (Rožnovský & Havlíček 2000), kdy podle např. nasyceně adiabatického gradientu teplota klesne o 0,6 °C na 100 výškových metrů, a zvyšují se srážkové úhrny, které vzrostou přibližně o 60 mm na 100 výškových metrů.
- **vliv na rychlost chemických reakcí**. V chladnějším klimatu probíhají chemické procesy pomaleji a tím je pozvolnější i půdní geneze. Se vzrůstem teplot o 10 °C se rychlost biochemických reakcí více než zdvojnásobí.

Z hlediska potřeb lesnické pedologie můžeme vymezit několik klimatických typů. **Podnebí suché, aridní** vyjadřuje klimatické podmínky umožňující vysoký výpar, zatímco atmosférické srážky jsou neúměrně nižší. Hranice aridity neboli suchosti klimatu lze vyjádřit pomocí Langova dešťového faktoru, a to vzorcem $f = (R/t_r)$, kde R je průměrný roční srážkový úhrn v mm a t_r je průměrná roční teplota ve °C. Pro vymezení hranice sucha v ČR je použito hodnoty 70 podle Langova dešťového faktoru. Opakem aridního podnebí je **podnebí vlhké, humidní**, které je typické nadbytkem vody oproti výparu, případně výparu a infiltraci. V oblastech humidního klimatu se tvoří vodní toky a trvalé říční sítě. Charakter půdotvorných procesů je na klimatických typech těsně závislý. V humidním klimatu jsou chemické i biochemické reakce stejně jako zvětrávání či transport látek v profilu výrazně rychlejší. Humidní klima také favorizuje rozvoj vegetace stromovitého vzrůstu, zatímco v klimatu subhumidním nebo semiaridním se vyvíjí zejména travní vegetace nebo vegetace keřovitého vzrůstu. Dalším typem je **klima půdní**, které vyjadřuje dlouhodobý režim fyzikálních vlastností půdy. Závisí na obsahu půdního vzduchu, půdní vody, organických látek, fyzikálních vlastnostech půdní hmoty, ale i na vlivu přízemní vrstvy atmosféry nebo vegetace. Půdní klima je dáno hlavními klimatogenetickými procesy, a to radiační, energetickou a vodní bilancí. Půdní klima je řazené k tzv. **mikroklimatu**. Závislost půdní geneze na reliéfu (expozice, sklon, tvar terénu) vyjadřuje **mezoklima**, zatímco vývoj genetických půdních typů je dán **makroklimatem**.

Jedním z klíčových faktorů zvětrávání hornin je voda. S rostoucí hloubkou průniku vody do regolitu roste také zvětralá vrstva půdy (resp. matečné horniny). Voda, která má možnost perkolovat půdním profilem, se podílí nejen na zvětrávání hornin, ale také na transportu pohyblivých půdních složek zejména do větších hloubek půdy. Pokud by ostatní faktory jako tepelný režim, matečná hornina, topografie a čas byly neměnné, vyšší roční srážkové úhrny povedou k vyššímu obsahu jílu a organické hmoty v půdě, vyšší aciditě a nižšímu poměru Si/Al (jako projevu větší intenzity zvětrávání).

Obecně se lze s méně vyvinutými půdami setkat v suchém klimatu, kde se voda jako médium pro chemické reakce a faktor pro zvětrávání hornin nepodílí na půdní genezi či na spolutvorbě životního prostředí pro půdní organismy. Zároveň však neplatí absolutní přímá úměra mezi obsahem vody v půdě a intenzitou biochemických reakcí: od určité míry se voda stává naopak limitním faktorem pro biologickou aktivitu a dekompoziční procesy, které nabývají jiného charakteru než v půdách s vyrovnaným vodním režimem. Příkladem mohou být organozemě (rašelinné půdy) se zcela specifickým vodním režimem i vývojem půdy. Problematiku půdní vody je tak třeba posuzovat v kontextu jejího poměru k půdnímu vzduchu, což dohromady tvoří tzv. vodní/vzdušný režim půdy.

Druhým faktorem v rámci působení klimatu je teplota, která ovlivňuje vývoj půd dvojím způsobem:

- vlivem na rychlost a způsob zvětrávání hornin: rychlé je v teplém klimatu, pozvolné v chladném klimatu. Půdy tropických oblastí se tak vyskytují na velmi hlubokých zvětralinách (až několik desítek m mocných), půdy ve vyšších nadmořských výškách a vysokých zeměpisných šířkách bývají mělké, kamenité, často chudé na půdní materiál;
- vlivem na rychlost dekompozice (rozkladu) organické hmoty: v chladném klimatu dochází více k jejímu hromadění, zatímco v teplém klimatu se organická hmota rychle rozkládá.

2.1.3 Topografie

Topografie nebo také reliéf terénu či geomorfologie je faktorem představujícím specifika v rámci daného klimatu nebo dané matečné horniny. Reliéf terénu může spoluutvářet podmínky mezoklimatu, podílet se na mocnosti půdních horizontů, na dekompozičních procesech nebo na intenzitě zvětrávacích procesů. Vypovídá o tvarech a konfiguraci zemského povrchu, které popisuje ve smyslu přiklonění svahů ke světové straně (**expozice**), sklonů svahů (**inklinace**), **terénních tvarů** a **nadmořské výšky**. Expozice ovlivňuje tepelný a vlhkostní režim stanoviště, ale také skeletnatost půdy. Obecně jsou svahy se západní expozicí více skeletnaté než svahy s východní expozicí. Sklon

svahu ovlivňuje množství vody proudící půdním tělesem, kdy na prudších svazích se k srážkové vodě přidává také voda boční neboli laterální. Její množství v půdním profilu je minimální v rovinatém terénu a na vrcholech svahů, zatímco nejvíce jí proudí půdou nad bází svahu, kde se k srážkové vodě, která dopadne v daném místě, přidává také voda vsakující se do půdy v místech položených v rámci jednoho svahu výše. Tvar terénu může být plochý (plošina, rovina), konvexní (pahorek, kupa, vrch, hora, velehora, štít, hřeben a hřbet), konkávní (kotlina, brázda, brána, úval), přímý nebo zvlněný.

Tab. 2—1: Geomorfologická klasifikace zemského povrchu z pohledu nadmořské výšky.

Nadmořská výška [m n. m.]	Geomorfologická klasifikace
do 200	nížiny
200–500	pahorkatiny
500–1000	vrchoviny
1000–1400	hornatiny
nad 1400	velehory

Topografie terénu významně ovlivňuje charakter matečné horniny, ale také vegetaci. Rostliny náročnější na půdní vlhkost budou lépe prosperovat v terénních sníženinách, zatímco rostlinám náročnějším na dostatečný přísun světla budou více vyhovovat vrcholy svahů. V terénních depresích se také lze setkat s teplotní inverzí, slabším prouděním vzduchu, vyšší vzdušnou vlhkostí, ale i s akumulací organické hmoty nebo různých minerálních sedimentů.

2.1.4 Organismy

Půda je ovlivňována různou měrou a různým způsobem všemi organismy, a to přímo i nepřímo. Dřeviny zprostředkovávají koloběh látek v ekosystému zejména prostřednictvím opadu, který je navíc pro většinu dřevin specifický. Opad listnáčů je kvalitnější a během dekompozice se z něj uvolňuje více živin, zatímco opad většiny jehličnanů je kyselejší, chudší na živiny a pomaleji se rozkládá. Bylinná a travní vegetace se podílí na tvorbě humusu a na charakteru hydrotermálního režimu půdy. Kořeny rostlin půdu chrání proti erozi, ale zároveň také podporují zvětrávání – mechanickým narušováním hornin nebo působením kořenových exsudátů, urychlujících rozpouštění minerálů.

Od skladby vegetace se také odvíjí charakter dekompozice. Zatímco travní společenstva jsou typická akumulací stabilnějších organických látek ve svrchních vrstvách půdy, v lesních společenstvech jsou koloběhy látek intenzivnější, lesní humus je méně stabilní a kyselejší a organická hmota se vyskytuje více ve formě nerozloženého opadu na půdním povrchu.

Výsledky některých studií ukazují, že zejména rostliny stromovitého vzrůstu v přirozených lesních ekosystémech mají pro pedogenezi větší význam, než jaký jim dosavadní poznatky přisuzovaly. Zejména tzv. vývratová dynamika zapříčiňuje vlivem vyvracení kořenů a vyzvedávání spodních půdních horizontů promíchávání půdního profilu (pedoturbace, viz kapitolu 6.1.7), který je tak de facto v neustálém dlouhodobém procesu přeměny s délkou cyklu v řádu stovek až tisíců let (Šamonil 2014, Šamonil et al. 2014). Půdotvorný faktor času (viz kap. 2.1.5) neznamená nutně progresivní vývoj půd. Ty se navíc vyvíjejí za spoluúčinnosti ostatních faktorů různou rychlostí a často v cyklických proměnách, při kterých dochází k lokálnímu „resetování pedogenetických hodin“. Půdy tak mohou být např. při výrazné propustnosti matečné horniny značně vyvinuté (mít vyvinutý půdní profil s velkým množstvím půdních horizontů jako např. podzoly) navzdory relativně nízkému stáří ve smyslu absolutního počtu let, nebo mohou být hluboko a intenzivně zvětralé v podmínkách tropického klimatu, nebo naopak postižené tzv. kryoturbací v polárních oblastech.

Půdní živočichové ovlivňují půdu tzv. bioturbací: jednak formou evidentní, jako je hloubení nor a zemních cest nebo hromadění různého materiálu na půdním povrchu (liška, králík, myšice apod.), jednak formou méně patrnou promícháváním půdy a zapracováváním organické hmoty hlouběji do půdy (žížaly, mravenci a další drobní živočichové). Svým pohybem v půdě také ovlivňují vodní a

vzdušný režim půdy. Přestanou-li být využívané, zemní cesty se vyplní cizorodým materiálem (zpravidla karbonátovým nebo organickým) a vznikají tak specifické útvary, zvané krotoviny.

O co nenápadnější, o to významnější skupinou půdních organismů jsou mikroorganismy. Zejména v povrchové vrstvě půdy se vyskytují v enormních počtech (řádově ve stovkách až tisících druhů na gram půdy) a jsou zodpovědné za většinu biochemických reakcí, za enzymatickou aktivitu půdy i za látkové koloběhy.

Specifickým organismem ovlivňujícím nejrazantněji půdní prostředí je člověk, jehož vliv je buď přímý – kultivací půdy, odlesněním s erozními dopady, urbanizací krajiny – nebo nepřímý – skrz úpravu dřevinné skladby lesních porostů, imisní vlivy, eutrofizaci apod. Člověk představuje nejrazantnější faktor, který zejména za rozkvětu industriální éry, ale de facto již v neolitu s rozvojem zemědělství, výrazně ovlivnil půdní prostředí v lokálním i globálním měřítku. Problematika lidské činnosti v kontextu lesních půd bude probírána v kapitole 15.

2.1.5 Čas

Doba (délka) půdotvorného procesu při konstantnosti ostatních půdotvorných faktorů se může projevit na ochuzení nebo obohacení půdy o nejrůznější složky. Stáří půdy je tak faktor, který může zapříčinit, že za nezměněných ostatních podmínek se můžeme setkat s docela odlišnými půdními tělesy, a to jenom z důvodu delšího času, po který se půda vyvíjela. Například na jednom půdotvorném substrátu, kterým původně mohla být spraš, se z černozemě vyvine šedozem, z šedozemě hnědozem, z té luvizem a z ní pseudoglej. Nebo na kyselých magmatických horninách se z litozemí vyvíjejí rankery, z těch kambizemě rankerové, dále kambizemě modální, kambizemě dystrické, kryptopodzoly a ve výsledku podzoly. Tyto pedogenetické řady (samozřejmě zde uvedené ve velmi zjednodušeném schématu) jsou závislé zejména na čase jako faktoru, za jehož „působení“ dochází k vývoji půdního profilu, opět za spoluúčasti ostatních faktorů, bez jejichž změn by k pedogenetickým sériím těžko docházelo (např. změny vegetace, klimatu apod.).

Výše uvedené pedogenetické řady jsou dokladem tzv. lineární pedogeneze (lineárního vývoje půd), která však nepředstavuje jediný modus operandi vývoje půdního tělesa. Naopak nelineární vývoj půd předpokládá vstup a účast takových faktorů na půdotvorném procesu, které mohou odklonit pedogenetické řady od předpokládaného závěrečného stádia, kterým může být např. zmíněný podzol, nebo mohou vývojovou řadu „vrátit“ o několik stádií zpět např. vlivem vývratů a v krajinném kontextu vlivem systému vývratové dynamiky (viz také kapitolu 2.1.4).

S časem se půdy stávají hlubšími, také půdní horizonty se stávají mocnějšími a jejich počet se zvyšuje. Na jedné straně vývojové řady tak stojí *iniciální*, nevyvinuté půdy s jediným horizontem opadu, pod nímž začíná přímo matečná hornina, a na druhé straně se lze setkat s komplikovanými půdními profily i o šesti a více půdních horizontech.

Z časového hlediska se půdy dělí na recentní, které vznikly a vyvíjejí se v současných klimatických podmínkách holocénu (posledních 10 až 12 tisíc let), a tzv. paleosoly, které vznikly zpravidla v geologicky starších obdobích (viz kapitolu 6.1.8) a které se dále dělí na reliktní (nepřekryté mladšími sedimenty) a fosilní (pohřbené, překryté mladšími sedimenty). Kritériem pro zařazení půdy mezi reliktní však není věk v kvantitativním (chronologickém) pojetí. Reliktní půdy mohou být i relativně mladé, vždy však vznikly za jiných vývojových podmínek než současných, např. v podmínkách aridního klimatu, kdy probíhaly odlišné půdotvorné procesy než za klimatu humidního. Obvykle tak prošly silnějším pedogenetickým procesem, než jaký v nich probíhá v současnosti, a původní znaky pedogeneze nebyly dosud zcela překryty (např. terrae calcis).

Vývoj paleosolů sahá do období s odlišným průběhem klimatu (mediteránní, tropické, aridní, semiaridní aj.), během kterého probíhají odlišné půdotvorné procesy typické pro jiné klimatické pásy než pro ten, ve kterém se v současnosti půda nachází (Kučera et al. 2014, Němeček a kol. 1990, Šamonil 2005); viz také kapitolu 6.1.8.

2.2 Základní procesy formace půdního tělesa

V kapitolách 2.1.1 až 2.1.5 jsme si popsali *izolovaně* vliv jednotlivých půdotvorných faktorů, díky kterým půda nabývá svých specifických vlastností. Podstatné však je, že tyto faktory působí současně, v různé intenzitě a v různé formě. Tyto faktory lze doplnit ještě o specifické vlastnosti prostředí, jako je hladina podzemní vody, způsob využívání krajiny aj.

I když se na vzniku půdy podílí kterýkoli z výše uvedených půdotvorných faktorů v různé míře, v každém případě je vývoj půdy podmíněn čtyřmi základními půdotvornými procesy. Tyto procesy odlišují půdu od vrstev zvětralin nebo sedimentů, které vznikají a formují se na základě geologických pochodů. Níže uvedené skupiny půdotvorných procesů v půdě probíhají v různé formě a intenzitě, nicméně probíhají *vždy* a *současně*. Protože však půdotvorné faktory působí vždy specificky, specifické jsou i probíhající půdotvorné procesy. V prostředí lesních ekosystémů, na půdách více méně přirozeně se vyvíjejících, se tak lze setkat s výraznou půdní heterogenitou, podmíněnou jedinečnou kombinací pedogenetických faktorů. Z ní plyne, že prakticky nelze nalézt dvě totožná půdní tělesa.

- **Přeměna:** zahrnuje zvětrávání primárních minerálů, rozklad a přeměnu jílových minerálů a seskvioxidů (oxidů kovů), rozklad organické hmoty, syntézu organických kyselin a humusu.
- **Transport:** zahrnuje pohyb organických a anorganických půdních částic s pohybem půdní vody v rámci půdního profilu, a to buď vertikálně – sestupným nebo vzestupným směrem, nebo laterálně – horizontálním směrem.
- **Obohacení:** představuje přínos látek do půdy (půdního profilu) z externího zdroje. Příkladem pro lesní půdy může být opad lesních dřevin a přísun organické hmoty na půdní povrch, nebo sedimentace eolického materiálu nebo říčních sedimentů v lužních oblastech, ale také obohacení půdy o soli rozpuštěné v podzemní vodě a kapilárním vztlakem vynesené mnohdy až na půdní povrch.
- **Ztráta:** k odnosu materiálu dochází např. vymýváním půdní vodou, vodní a větrnou erozí, výparem, transpirací rostlin. Tak může dojít ke ztrátám vody, živin, organické hmoty, jílu, prachu apod. Ztráty v lesních půdách jsou zapříčiněné také těžbou a odvozem dřevní hmoty, pálením těžebních zbytků a odvozem štěpky.

2.2.1 Zvětrávací půdotvorný proces

Půda tvoří svrchní část litosféry, která podléhá intenzivním zvětrávacím procesům. Zvětrávání znamená pochody, které vedou k rozpadu horniny přírodními faktory nebo činností člověka. Hlavními činiteli zvětrávání jsou teplota, sluneční záření, činnost vody a vegetace (organismů obecně), působení chemických látek (rozpouštění nebo obohacování o minerály). Podle hlavního zvětrávacího faktoru se zvětrávání dělí na několik typů:

- **Fyzikální (mechanické) zvětrávání** představuje mechanický rozpad hornin na menší části vlivem teplotních změn, roztažných účinků ledu nebo rostoucích kořenů. Při fyzikálním zvětrávání se nemění chemická podstata horniny. Dochází ke změnám napětí ve vnitřních a vnějších vrstvách horniny, a když toto napětí překročí pevnost horniny, dojde k tvorbě puklin a následnému rozpadu. Při **zmrznutí vody** např. dochází k objemovým změnám až o 9 %, což má za následek zvyšování všesměrného tlaku. Zároveň se zvyšujícím se tlakem okolní horniny na vodu se snižuje teplotní hranice, při níž se voda mění v led. Voda tak začíná zamrzat nejprve na povrchu horniny, kterou tím účinně roztahuje, a dosud nezmrzlá voda se dostává pod všesměrný tlak. Jak pokračuje mrznutí vody do hloubky horniny, v trhlině se stále zvyšuje tlak zamrzající vody a je třeba stále nižší teploty pro zamrznutí zbylé vody. Tímto způsobem vznikají ve značné hloubce horniny velké síly působící roztahování jednotlivých horninových bloků. Trhací účinek vody je důležitým faktorem zejména v humidním klimatu v horských oblastech, kdy denní teploty oscilují kolem bodu mrazu. Vedle krystalů vody působí roztažným účinkem také další minerály, např. **soli krystalizující v trhlinách**, v pórech atd., když vodou nasycené horniny vysychají. Účinnou solí je např. vodnatý síran vápenatý

(sádrovec). Mechanický rozpad působí také **teplotní změny**, zejména na půdním povrchu s největšími teplotními výkyvy. Horniny jsou špatným tepelným vodičem a jsou-li např. horniny během dne zahřáty, vyvíjí se výrazný teplotní gradient, především u větších horninových bloků. Důsledkem je vznik horninového napětí a tvorba puklin, často zasahujících hluboko do horniny. Tento účinek je zesílen u polyminerálních hornin, kde jednotlivé součástky (minerály) mají různou tepelnou roztažnost. Tento typ zvětrávání probíhá zejména v pouštích a polopouštích, kde jsou velké rozdíly v teplotách mezi dnem a nocí.

- **Chemické zvětrávání** (podrobněji viz kapitolu 6.1.2) neznamená rozpad v pravém slova smyslu, ale spíše látkovou změnu, neboť při chemickém zvětrávání dochází k přeměně primárních minerálů na sekundární. V problematice pedologie je významné povrchové chemické zvětrávání, které závisí na klimatu, době působení roztoků, hloubce podzemní vody a chemické odolnosti horniny. Při povrchovém chemickém zvětrávání jsou hlavními faktory kyslík, srážková voda, oxid uhličitý a organické a další kyseliny. Hloubka chemického zvětrávání závisí také na dlouhodobosti podmínek a jejich intenzitě. V podmínkách mírného klimatu tato hloubka zpravidla nepřesahuje jednotky metrů, zatímco např. v aridním klimatu, jakkoli je chemické zvětrávání málo intenzivní, jsou zvětraliny značně hluboké, neboť proces zvětrávání zde nebyl přerušen dobou ledovou. V tropickém klimatu jsou zase zvětraliny hluboké jednak z důvodu dlouhodobosti zvětrávacího procesu, jednak z důvodu značné intenzity zvětrávacích účinků.
- Dále lze samostatně vymezit **biologické zvětrávání**, které působí zpravidla buď mechanicky (např. pronikání kořenů do mezer v hornině), nebo chemicky (působení kořenových exsudátů nebo extracelulárních enzymů půdních organismů). Účast různých organismů (vyšších rostlin, sinic, hub, aktinobakterií atd.) na zvětrávání hornin je výrazně podmíněna klimatickými poměry. Ve vlhkém tropickém klimatu se vegetace uplatňuje na zvětrávání hojně, zatímco v aridních oblastech, chudých na vegetaci, je biologické zvětrávání nevýznamné. Vyšší rostliny podporují mechanické rozrušování hornin tlakem kořenů; organické kyseliny a další exsudáty působí chemické narušení skalního podkladu atd.

Zvětrávacími procesy dochází k uvolňování makroelementů a mikroelementů do půdy (zejména P, K, Ca, Mg, S, Fe, B, Mo, Mn, Cu a Zn). Jejich množství a vzájemný poměr závisí na mineralogickém složení matečné horniny, na její odolnosti vůči zvětrávání i na daných zvětrávacích podmínkách (zejména klimatických).

2.3 Půdní složky

Půda je trojfázový systém, který sestává z pevné, kapalné a plynné složky. Tyto fáze jsou v půdě zastoupeny v různých poměrech, na kterých do značné míry závisí vývoj půdy a probíhající půdotvorné procesy.

Pevná fáze (cca 45–55 %) sestává z minerálního a organického podílu půdy. Minerální podíl představuje minerální částice různé velikosti, různé formy i různého uspořádání. Dělí se na jíl, prach, písek a skelet – částice o velikosti zpravidla nad 2 mm (hrubý písek, štěrk, kameny, balvany). Organický podíl je složen z živých organismů (rostlin, živočichů, hub, mikroorganismů, nebuněčných organismů atd.) a dále z odumřelých organických zbytků a přeměněné (dekomponované a resyntetizované) organické hmoty zvané humusové látky.

Kapalná fáze (cca 20–30 %) představuje půdní roztok obsahující ionty, organické molekuly, soli a další chemické sloučeniny. Kapalná fáze je do značné míry fixována na pevnou půdní fázi, v rámci jejíhož uspořádání vyplňuje póry a podílí se tak na tvorbě souvislejší půdní hmoty.

Plynná fáze (cca 20–30 %) je složena z plynů (kyslík, dusík, oxid uhličitý apod.) a vodní páry. Zabírá půdní mezery, které nejsou vyplněné vodou. Mezi půdním vzduchem a přízemní vrstvou troposféry probíhá nepřetržitá látková výměna, nicméně složením se půdní vzduch od nadzemního liší.

Půdní součásti lze také členit na anorganickou složku (kameny, štěrk, písek, prach, jílové částice apod.), organickou složku (humus, surovou organickou hmotu, edafon), půdní vodu a půdní vzduch.

2.3.1 Anorganická složka

Anorganická složka je podstatnou částí půdní hmoty, neboť tvoří podíl 93–99 %. Minerální podíl představuje polydisperzní systém skládající se z velkého souboru částic různé velikosti, různého petrografického a mineralogického složení. Z minerálů jsou to především hlavní horninotvorné minerály – silikáty (živce, slídy, pyroxeny, amfiboly, jílové minerály atd.), oxidy křemíku (zejména křemen), oxidy železa, karbonáty. Půda se formuje z různých hornin nacházejících se v povrchových vrstvách zemské kůry. Horniny se skládají z nerostů a mohou mít buď fádní (monominerální horniny), nebo pestré složení, které má bezprostřední vliv na chemické vlastnosti půd i na jejich další vlastnosti odvozené od charakteru zvětrávání (vodní a vzdušný režim, sléhavost, zrnitost apod.). Zemská kůra se vyznačuje nevyváženým složením co do zastoupení jednotlivých prvků. Z 92 přirozeně se vyskytujících prvků je jich pouze 8 tzv. makroelementů, s podílem vyšším jak 1 % (Tab. 2—2).

Tab. 2—2: Procentické zastoupení hlavních horninotvorných prvků v zemské kůře.

Prvek	**O**	**Si**	**Al**	**Fe**	**Ca**	**Na**	**K**	**Mg**	**Ostatní**
%	46,6	27,7	8,1	5,0	3,7	2,8	2,6	2,1	< 2

První čtyři prvky (O, Si, Al a Fe) tvoří tzv. kostru půdy. Při porovnání přehledu z Tab. 2—2 s potřebou prvků pro suchozemskou vegetaci (Tab. 2—3) jsou však patrné výrazné odlišnosti.

Tab. 2—3: Škálování potřeby 16 nezbytných makro- a mikroelementů suchozemskou vegetací (platí pro většinu rostlinných druhů).

C > O > H > N > P > K > Ca > Mg > S > Fe > B > Mo > Cl > Mn > Cu > Zn

První tři prvky (C, O, H) rostliny přijímají z atmosféry prostřednictvím vody a CO_2, zatímco ze zbývajících 13 prvků jsou pouze 4 zastoupené v množství větším jak 1 %. Z toho plyne, že téměř 90 % zemské kůry je tvořeno prvky, které z fyziologického hlediska nejsou prvořadé. Z makrobioelementů, které se uvolňují z hornin (resp. nerostů), jsou nejvýznamnější Ca, Mg, K a P.

Podle obsahu živin v půdě lze horniny rozdělit do skupin podle tzv. minerální síly (viz také kapitolu 3.1). Ta znamená jednak obsah jednotlivých prvků, ale také jejich vzájemný poměr, neboť pro pěstování rostlin není příznivější ta půda, která má vysoký obsah některého z uvedených prvků (např. Ca nebo Mg) a nedostatek jiných (např. K nebo P), ale ta, která má množství prvků vyvážené (více viz také v kapitole 13 a 14).

Na tvorbě minerální složky půd se u nás více než z 80 % podílejí usazené horniny, které v Českém masívu ponejvíce vyplňují sníženiny (nejvýraznější jsou Česká křídová pánev, permokarbonské a třetihorní pánve aj.) a budují prakticky celou karpatskou část republiky. Přeměněné horniny se podílejí z cca 13 % a vyvřelé z cca 7 %; obojí se vyskytují zpravidla ve vyšších polohách – budují např. okrajová pohoří Českého masívu. Protože nejvíce vyvřelin je na území ČR zastoupeno granitoidními horninami a nejvíce přeměněných hornin rulami, matečné horniny na nich utvořených půd jsou zpravidla kyselé až neutrální. Ve vyvřelých horninách jsou dominantní složkou silikáty (zastoupené z cca 80 %), méně křemen; oproti tomu v sedimentech (mechanických) je křemen hlavním minerálem (jako tvrdý, chemicky odolný a obtížně zvětratelný), zatímco podíl silikátů je nižší. O dělení hornin viz kapitolu 3.1.

2.3.2 Organická složka

Organická složka představuje důležitou komponentu půdního tělesa a spolu s anorganickou složkou tvoří pevnou půdní hmotu. Zahrnuje jednak (1) živou složku (půdní organismy – edafon), která se rozděluje do říší rostlin, živočichů a hub, jednak (2) neživou složku (půdní organická hmota), zastoupenou odumřelými organismy nebo jejich částmi (humusotvorný materiál) a produkty nebo meziprodukty transformace organických zbytků (humus). Ač je v půdě hmotnostně i objemově velmi nevýznamně zastoupená, významně ovlivňuje složení půdy, půdní vlastnosti a půdní úrodnost.

Tab. 2—4: Orientační hodnoty bilance organických zbytků (obsah organické hmoty v nejsvrchnější části půdy včetně „opadu") ve vybraných suchozemských ekosystémech (pro celkovou hodnotu je ještě třeba přičíst také odumřelý zooedafon a fytoedafon).

Typ suchozemského ekosystému	$t \cdot ha^{-1}$
Obecně půdní povrch	3–5
Lužní les	6
Smrkový les	5–7
Okopaniny	1
Obiloviny	3,5
Travní porosty	15

Výčet sloučenin, které se vyskytují v organických zbytcích, je rozmanitý a značný. Nejdůležitějšími a nejrozšířenějšími sloučeninami jsou cukry, jednoduché organické kyseliny, pryskyřice, tuky, vosky, třísloviny, celulóza, hemicelulózy, lignin, organické dusíkaté látky, popeloviny.

Cukry a jednoduché organické kyseliny lze charakterizovat jako látky rozpustné ve vodě s rychlým rozkladem (mikrobiálním, chemickým a fyzikálním). Za aerobních podmínek se rozkládají na CO_2, H_2O, v anaerobních podmínkách dochází ke kvašení, rozkladu na organické kyseliny, alkoholy, CO_2 a H_2O.

Pryskyřice, tuky, vosky, třísloviny jsou rozpustné v organických rozpouštědlech; jsou těžko rozložitelné chemickou i mikrobiální cestou. Tuky jsou oxidovány a probíhá hydrolytický proces rozkladu (enzymy lipázy).

Celulóza a hemicelulózy jsou dominující složkou a jsou zdrojem energie pro edafon. Snadný je jejich mikrobiální rozklad za přítomnosti příslušných enzymů – celuláz (za aerobních podmínek se rozkládají na CO_2 a H_2O, za anaerobních podmínek při rozkladu vznikají organické kyseliny, alkoholy, H_2, CH_4).

Lignin je hlavní součástí dřevní hmoty, odolává rozkladné činnosti mikroorganismů, tvoří komplexy s celulózou, za optimální teploty z něj při rozkladu vznikají látky humusové povahy.

Organické dusíkaté látky jsou tvořeny z 1/3 bílkovinami, ze 2/3 nukleoproteiny a nukleovými kyselinami. Rozkladem se mění na dusíkaté látky přístupné rostlinám (amonizace); amoniak je využíván mikroflórou na biosyntézu.

Popeloviny tvoří minerální látky, vyskytují se do 10 % sušiny v rostlinách.

Organické látky se liší podle rozložitelnosti, a to v pořadí: cukry > jednoduché proteiny > bílkoviny > hemicelulózy > celulóza > tuky > vosky > lignin.

2.3.3 Kapalná složka lesních půd

Voda do půdy vstupuje primárně jako atmosférické srážky a dále ve formě podzemní vody nebo vody laterální (mající původ v bočním vsaku). Voda je v půdě jako (1) sorpční – vázaná s koloidy, kdy ztrácí vlastnosti rozpouštědla; (2) kapilární, která nepodléhá vlivu zemské tíže a může se půdou pohybovat všemi směry; a (3) gravitační, která zaujímá největší póry a protéká volně půdním profilem ve směru působení gravitace (více o této problematice viz v kapitole 4).

Voda v půdě představuje velmi pohyblivou a aktivní složku, která působí, není-li vázána na povrchy koloidů, jako velmi účinné rozpouštědlo. Účastní se na koloběhu látek, výživě rostlin, biochemických, chemických a fyzikálně-chemických reakcích.

V půdě je voda přítomna ve formě půdního roztoku. Ve vodě jsou rozpuštěné jednak plyny (O_2, CO_2, NH_3, oxidy N a S apod.), jednak minerály. Rozpuštěné minerální látky pocházejí jednak ze zvětrávacích procesů, kdy se z hornin uvolňují do půdního roztoku, jednak z nadzemní části lesních porostů, a to emisí nebo prostupem přes koruny stromů. Tzv. „pročesáváním mlhy" do půdy vstoupí až 50–250 kg minerálních látek na hektar za rok. Tím dochází k výraznému obohacení půdního povrchu nejen s rostlinným opadem, ale i se srážkovou vodou – např. o prvky Ca, Mg, K, P, N. Tyto prvky v půdě reagují s pevnou fází, dále se rozpouštějí nebo srážejí, zatímco voda může přecházet do dalších fyzikálních stavů. Složení vody závisí na rozpouštění minerálů a organických sloučenin, na výměně iontů mezi sorpčním komplexem a půdním roztokem a na reakci půdního roztoku, kořenového vlášení a půdních mikroorganismů. Ve vodě jsou rozpuštěny látky minerální (kyseliny, zásady, soli) a organické (koloidy rozpouštěných sloučenin, cukry, fulvokyseliny, aminokyseliny).

Koncentrace solí dosahuje v kyselých půdách 0,2 % (2 $g \cdot l^{-1}$), v neutrálních až mírně alkalických půdách do 0,6 % (6 $g \cdot l^{-1}$), v zasolených půdách > 0,6 %.

Významnou roli při vstupu vody do půdy hraje nadložní humus. Ten výrazně ovlivňuje vodní režim i chemismus půdního roztoku. Při pH 3,5–5 (podzoly, pseudogleje, luvizemě) je koncentrace organických látek 1–2 $g \cdot l^{-1}$, při pH 5,5–8 (černozemě, rendziny) je koncentrace organických látek 2–4 $g \cdot l^{-1}$.

Se srážkami se také do půdy dostávají imisní sloučeniny, transportované často na značné vzdálenosti (až stovky km), které se vsakem vody do půdy vstupují do chemických reakcí a ovlivňují půdní chemismus. Mezi lety 1955 a 1972 tak v řadě oblastí, zejména okrajových pohoří, pH pokleslo i o více než 1 (z 5,7 na 4,5) s tím, že normální pH srážek je přibližně 5,6 (viz také kapitolu 15.1.1).

2.3.4 Plynná složka lesních půd

Půdní plyny (viz také kapitolu 5) představují v podstatě atmosférický vzduch, který je pozměněný oproti původnímu složení. Mezi půdou a atmosférou probíhá výměna plynů, přesto se obě prostředí složením vzduchu liší. Půdní vzduch obsahuje méně O_2 a více CO_2, což plyne z intenzivní biologické aktivity (zejména dýchání) a pomalejšího pohybu vzduchu v půdním prostředí. Z půdního vzduchu je nejaktivnější plyn kyslík O_2. Povrchové vrstvy obsahují cca 18–20 % O_2, avšak obsah kyslíku se liší v závislosti na konkrétních půdních typech. Výměna vzduchu mezi půdou a ovzduším je zhoršená zejména v zamokřených a podmáčených půdách, kde obsah kyslíku může klesnout až na 1 %. O nedostatku kyslíku v půdě hovoříme při jeho obsahu 8–10, zejména pak pod 5 %. S hloubkou půdy obsah O_2 klesá, pomaleji stoupá koncentrace CO_2 a zároveň je obtížnější (pomalejší) výměna plynů s ovzduším.

Při nedostatečném provzdušnění dochází k redukci Fe a Mn sloučenin a k anaerobnímu rozkladu organických látek, který doprovázejí hnilobné procesy.

Kyslík je v půdě spotřebováván (a) při dýchání kořenů; (b) při dýchání mikrobů; (c) při biochemických a chemických reakcích; (d) oxidací minerálních a organických sloučenin. Množství O_2 3–5 $mg \cdot l^{-1}$ představuje optimum pro kořeny většiny terestrických rostlin. 0,2–1 $mg \cdot l^{-1}$ O_2 představuje mírnou anaerobiózu a pod při koncentraci < 0,2 $mg \cdot l^{-1}$ O_2 nastává absolutní anaerobióza.

Oxid uhličitý (CO_2) je v půdním vzduchu obsažen cca v 10× vyšší koncentraci než v ovzduší (0,3 %). Je produkován při rozkladné činnosti organických látek, kde CO_2 je jedním z konečných výstupů, při dýchání kořenů, při dýchání mikroorganismů. CO_2 se podílí na změnách v půdní reakci a na zvětrávacích procesech v půdě. Nejvyšší koncentrace CO_2 je v půdě na jaře a na podzim (max. 17 %). Glejové půdy s rašelinným procesem mohou obsahovat až 5,7 % CO_2, vysoké koncentrace jsou také na ulehlých půdách a pod mulčovací kůrou. Koncentrace vyšší než 1 % je už pro řadu rostlin toxická. Při zvýšení koncentrace CO_2 dochází k produkci HCO_3 a tím k zakyselení. To vede k rozpouštění do té doby stabilních látek, je ovlivněna také sorpce živin, obsah O_2 i NH_3.

Dusík (N) je v půdním vzduchu zastoupen cca ze 78 %. Při denitrifikaci se jeho množství může navýšit až na 80–82 %, při nitrifikaci se naopak jeho koncentrace snižuje.

Podíl **vodních par** ve smyslu relativní vlhkosti půdního vzduchu se v půdě blíží 100 %.

Ostatní plyny, jako SO_2, metan nebo amoniak jsou v půdě v nepatrném zastoupení.

Největší množství vzduchu, které je půda schopná pojmout, odpovídá hodnotě půdní pórovitosti. Nejmenší naopak hodnotě minimální vzdušné kapacity, což znamená obsahu vzduchu v nekapilárních pórech za předpokladu, že voda je po většinu času pouze v kapilárách. Hranice fyziologické provzdušněnosti půdy je okolo 5 %.

Na provzdušnění půdy má vliv celá řada vnějších faktorů, jako je zhutňování půdního povrchu a tím znesnadňování výměny plynů a jejich vstupu do půdy (v rekreačních lesích, v půdách pastvin, po pojezdu lesní techniky – transportu a těžbě dřeva). Provzdušnění (výměnu plynů) zlepšují oxidační procesy v půdě, aktivita půdní mikroflóry a dýchání kořenů.

3 MINERÁLNÍ PODÍL PŮDY, KOLOIDNÍ SYSTÉM

Velikost a poměrové zastoupení fragmentů různé velikosti obsažených v půdě a jejich složení úzce souvisí s charakterem matečné horniny, jejím chemismem a charakterem zvětrávání. Minerální půdní složka se vyznačuje svým abiotickým, anorganickým původem a je výsledkem rozpadu matečné horniny – jejího zvětrávání nebo sedimentace v deponiu v případě alochtonních půdotvorných substrátů.

3.1 Půda a matečná hornina

Horniny se často vyznačují pestrým mineralogickým a tím také chemickým složením. To má bezprostřední vliv jednak na skladbu zemské kůry, jednak také na chemické složení půd. Minerální podíl se formuje z různých hornin nacházejících se v povrchových vrstvách zemské kůry.

Půda představuje polydisperzní systém. Její minerální složka se skládá z velkého souboru částic různé velikosti a různého petrografického a mineralogického složení. Z minerálů to jsou především živce, křemen, slídy, jílové minerály, amfiboly, pyroxeny a karbonáty. Mineralogické složení hornin a obsah živin udává tzv. **minerální sílu půd**. Pro minerální sílu a trofismus lesního stanoviště však není podstatný jen celkový obsah živin, ale také jejich harmonický poměr v zastoupení prvků.

V klimatických podmínkách mírného pásu (resp. střední Evropy, konkrétně na území České republiky) jsou půdy děleny dle minerální síly na minerálně velmi bohaté, bohaté, středně bohaté, slabé a chudé:

- **Minerálně velmi bohaté půdy –** jsou to půdy bohatě zásobené živinami, vyskytující se zejména na bazaltech, alkalických bazaltoidech (tefritech, bazanitech, foiditech apod.) a jejich pyroklastikách; na gabrech; na některých zelených břidlicích a amfibolitech; na slínovcích, jílovitých vápencích aj.
- **Minerálně bohaté –** jsou zastoupeny např. na gabrodioritech, bazaltandezitech („melafyrech"); na spraších, na jemných nivních uloženinách (vápnitých), na vápnitých pískovcích, písčitých slínovcích, vápnitých jílovcích, vápencích a dolomitech (včetně krystalických) apod.
- **Minerálně středně bohaté půdy –** vyskytují se obvykle na syenitech, dioritech, trachytech, fonolitech, andezitech; na některých fylitech, svorech, rulách (pararulách), migmatitech, erlánech; na některých pískovcích, jílovcích a jílovitých břidlicích; prachovcích, drobách, sprašových hlínách aj.
- **Minerálně slabé půdy –** vyskytují se zejména na granitech, granodioritech; ryolitech a jejich pyroklastikách; na kvarcitických rulách, svorech a fylitech, na granulitech; na pískovcích, arkózách, slepencích, štěrkopíscích, navátých píscích aj.
- **Minerálně chudé půdy –** vyskytují se např. na krystalických křemencích (kvarcitech); na silicitech (křemencích, buližnících, spongilitech apod.), křemenných štěrcích a slepencích, křemenných pískovcích, křemenných navátých píscích apod.

Specifické půdy se tvoří na ultrabazických metamorfitech s jednostranným chemismem (s vysokými koncentracemi zejména Mg, Fe, Cr, Co a Ni na úkor P, K a Ca), jako např. na serpentinitech nebo chloritových břidlicích.

Z hlediska geneze půdotvorného substrátu je vhodné horniny dělit dle jejich vzniku a mineralogického složení:

VYVŘELÉ HORNINY (MAGMATITY) se dle způsobu (resp. místa) vzniku dělí na hlubinné, výlevné + pyroklastické (vulkanity) a žilné, z hlediska chemismu se dělí na kyselé (obsah SiO_2 > 65 %, obsah křemene > 20 %), jako např. granit, pegmatit, aplit, ryolit; neutrální (obsah SiO_2 52–65 %, obsah křemene < 20 %), např. granodiorit, diorit, syenit, fonolit, trachyt, andezit; bazické (obsah SiO_2 44–52 %, více méně bezkřemenné), např. gabro, čedič, melafyr a ultrabazické (obsah SiO_2 < 44 %, neobsahují křemen), např. peridotit, pikrit.

USAZENÉ HORNINY (SEDIMENTY) se podle způsobu vzniku a složení dělí na:

1. Mechanické (úlomkovité, klastické), které vznikly mechanickým a chemickým rozkladem starších hornin (vyvřelých, přeměněných nebo sedimentárních); dělí se na (A) podle stupně

diageneze na zpevněné a nezpevněné; (B) podle velikosti úlomků na psefity (úlomky převážně > 2 mm; patří sem štěrky a sutě, jejichž zpevněním vznikají slepence a brekcie), psamity (úlomky převážně 0,05–2 mm; písky, zpevněním pískovce, arkózy a droby), aleurity (úlomky převážně 0,01–0,05 mm; spraše, zpevněním prachovce) a pelity (úlomky převážně < 0,01 mm; jíly až slíny, zpevněním jílovce až slínovce a jílovité břidlice);

2. Chemické, které vznikly sedimentací minerálních látek rozpuštěných ve vodách po jejich vysrážení. Hlavním činitelem je vyluhování vodorozpustných látek z hornin, jejich přemisťování a sedimentace – srážení a ztráta vody;
3. Biogenní (organogenní), na jejichž vzniku se podílejí zbytky živočichů a rostlin. Skládají se hlavně z biogenních a organických látek, s výrazným podílem biogenní složky. Zpravidla se zformovaly rovněž za účasti vody, např. rašelina;
4. Smíšené, které vznikly chemobiogenní cestou nebo promíšením sedimentárního materiálu různého původu.

Charakteristickým znakem sedimentů je velmi pestré mineralogické a chemické složení, různorodost ve velikosti a tvaru úlomků, u zpevněných pak vrstevnatost.

Z málo zastoupených *hrubozrnných sedimentů* lze zmínit **štěrky** (u nás především fluviálního, méně ledovcového původu) a **sutě** (vyskytují se častěji v horských oblastech). Jejich zpevněním vznikají **slepence** a **brekcie**.

Písčité sedimenty jsou u nás hojně zastoupeny nezpevněnými **písky** a zpevněnými **pískovci**. Na chudých (křemenných) fluviálních písících (vyskytujících se často společně s polohami štěrků), navátých písících, eluviálních písících a pískovcích se tvoří málo úrodné půdy typu arenických podzolů a regozemí.

Z *hlinitých sedimentů* jsou značně rozšířené **spraše**. Obsahují vysoký podíl prachových částic (45–60 %) a $CaCO_3$ – tedy karbonáty, které se mohou z půdy vyluhovat, popř. vysrážet v půdním profilu ve formě hlízovitých konkrecí (cicvárů), výkvětů a povlaků (pseudomycelií, lublinitu), nodulí apod. Mineralogicky spraše obsahují zejména křemen, živce a kalcit. Spraše ochuzené o $CaCO_3$ se nazývají **sprašové hlíny**, zpevněním spraší a sprašových hlín vznikají **prachovce**. Příznivé fyzikální a chemické vlastnosti spraší vytvářejí předpoklady pro vznik úrodných půd, jako jsou černozemě a hnědozemě.

V plochých terénech vznikají zvětráváním jemnozrnnějších pevných hornin nepřemístěné zvětraliny různých mocností zvané **eluviální hlíny** (častěji písčité hlíny). Jejich složení odpovídá charakteru původní horniny.

Deluviální (svahové) hlíny vznikly odnosem zvětralého materiálu po svahu. Hlinité (písčitohlinité) svahoviny mají různou zrnitost i mineralogické a chemické složení v závislosti na výchozím materiálu, délce transportu a vytřídění sedimentu v akumulační části terénu.

Fluviální hlíny se vytvořily v nivách říčních toků. Jejich složení je odvislé od gelogicko-petrografické stavby celého povodí nad místem sedimentace, a to i ve značné vzdálenosti zdroje sedimentovaného materiálu. Jsou rozšířené v údolních nivách vodních toků.

Obdobně jako *hlinité sedimenty* představují celý soubor hornin i *jílovité sedimenty*, pro které je charakteristický vysoký obsah jílových částic – více jak 50 %, tj. částic menších jak 0,01 mm. Rozlišujeme zejména **jíly** (při vyšším obsahu karbonátů slíny), jejichž zpevněním vznikají postupně **jílovce** a **jílovité břidlice** (zpevněním slínů pak slínovce). Hlavními součástmi jsou různé jílové křemičitany (případně i karbonáty), koloidní kyselina křemičitá a koloidní sloučeniny seskvioxidů, podle klimatických podmínek v době jejich vzniku.

Podle převládajících jílových minerálů mohou jílovité sedimenty být kaolinitické, montmorillonitické, nontronitické a illitické nebo s hojnějším obsahem minerálů chloritové skupiny (jako tomu je u diagenezí rekrystalizovaných, tj. jílovitých břidlic), viz kapitolu 3.3.2.

K *biogenním* (částečně i chemickým) *sedimentům* řadíme především **vápence**, vzniklé nahromaděním vápnitých skořápek nebo koster mořských živočichů a rostlin. Vyvíjejí se na nich především karbonátové půdy typu rendzin. Přechodové horniny s větším obsahem písku, prachu a

jílu, velmi rozšířené v České křídové pánvi, se nazývají **písčité slínovce** a **slínovce**, na nichž vznikají karbonáto-silikátové půdy typu pararendzin.

Hlavním představitelem sedimentů bohatých organickým uhlíkem jsou **rašeliny**.

Ložiska chemických, biogenních a smíšených sedimentů se podle využití třídí na uhličitanová, křemitá, fosforečná, solná a rašelinná.

PŘEMĚNĚNÉ HORNINY (METAMORFITY) se rámcově rozdělují podle druhu výchozí horniny na ortometamorfity, pochází-li metamorfit z vyvřelé horniny, a parametamorfity, pochází-li metamorfit z usazené horniny. Podrobně se člení např. podle stoupající intenzity metamorfózy. Od chemismu výchozí horniny se do značné míry odvíjí chemismus metamorfitu.

3.2 Členění minerální půdní složky

Minerální půdní složka se nejčastěji dělí na skelet s průměrem částic > 2 mm a jemnozem s velikostí částic < 2 mm.

3.2.1 Skelet v půdě

Skelet má v půdě značný význam a každý komplexní popis půdního tělesa by měl obsahovat informaci o skeletnatosti půdy z hlediska jak jeho velikosti, tak i zastoupení v objemových procentech (%obj), které by se mělo udávat pro jednotlivé frakce skeletu. Se zvyšujícím se podílem skeletu se snižuje vodní kapacita půdy, neboť se také snižuje podíl jemnozemě a organické hmoty. Obsah skeletu by měl být také zohledněn při vyjadřování zásob živin v půdě na plošnou jednotku nebo pro daný půdní horizont. V opačném případě dochází k nadhodnocování údajů o retenční kapacitě půdy nebo o obsahu živin v půdě a v důsledku toho k chybnému vyčíslení potřeby hnojení apod.

Naopak skelet je významný pro únosnost půdy, pro její propustnost pro vodu a pro drénování vody do spodních vrstev. Vedle hojnosti skeletu je pro pohyb vody půdním profilem významná jeho orientace. Skelet orientovaný s půdním povrchem vrstevnatě, rovnoběžně přispívá k pomalejšímu průchodu vody půdou, zatímco skelet orientovaný nepravidelně např. v důsledku svahových pohybů přispívá k vyšší propustnosti půdy.

Textura a skeletnatost patří ke stabilním půdním vlastnostem, které se v čase mění jen pozvolna. Vlivem zvětrávacích procesů se v případě normálně probíhající eroze podíl jemnozemě a jemnější frakce skeletu zvyšuje. V případě změny podmínek ve smyslu zvýšení intenzity eroze však může dojít v krátké době k výraznému poměrnému navýšení obsahu skeletu.

Tab. 3—1: Klasifikace půdního skeletu na základě jeho **(a)** velikosti; **(b)** hojnosti v půdním profilu, resp. v půdním horizontu (FAO, 2006).

(A) Klasifikace velikosti frakcí skeletu		(B) Klasifikace obsahu skeletu	
2 – 6 mm	hrubý písek	0 %	bez skeletu
6–20 mm	drobný štěrk	0–2 %	velmi nízký obsah skeletu
20–60 mm	střední štěrk	2–5 %	nízký obsah skeletu
60–200 mm	hrubý štěrk	5–15 %	střední obsah skeletu
200–600 mm	kameny	15–40 %	zvýšený obsah skeletu
> 600 mm	balvany	40–80 %	vysoký obsah skeletu
		> 80 %	velmi vysoký obsah skeletu

3.2.2 Mineralogie jemnozemě

Písčitá frakce převážně sestává z křemenných zrn odolných zvětrávání. Další složkou mohou být zrna živcová nebo karbonátová atd. Písek v půdě přispívá k provzdušněnosti půdy a její propustnosti pro vodu. Zároveň nemá prakticky žádnou schopnost sorpce pro živiny a má velmi nízkou vododržnost. Písčitá zrna také nemají tendenci se agregovat, takže písčité půdy jsou sypké s elementární strukturou (nestrukturní). Protože písčité částice jsou relativně velké, mají naopak malý specifický povrch. Na písčitých půdách se tvoří vysýchavé, vysoce provzdušněné půdy; zpravidla živinami chudé, oligotrofní.

Prachová frakce zahrnuje částice, které nejsou okem patrné. V prachové frakci dominují křemenná zrna. Jejich tvar je podobný jako v případě písčitých zrn, avšak na omak působí hladce a jemně. Prachová zrna by neměla být cítit při mnutí mezi prsty.

Prach se vyznačuje menšími póry mezi částicemi a jejich větším podílem. Má také vyšší vododržnost. Prach však příliš nepřispívá k tvorbě půdní struktury, nevytváří strukturní agregáty a nevyznačuje se výraznou plasticitou vlivem přijímání vody nebo stabilitou agregátů. Prachové půdy jsou tak náchylné k erozi. Je-li půdní povrch bez vegetace, je pro něj typická slévavost, tvorba škraloupů a kůr, které plynou z vysoké rozpadavosti půdních částic vlivem deště. Taková situace nastává např. v půdách spraší a sprašových hlín, obecně eolických materiálů s dominující prachovou frakcí.

Jílovité částice se vyznačují velkým specifickým povrchem, díky kterému mají velkou kapacitu absorbovat vodu, ionty a jiné substance. Jíl, resp. jílové minerály jako sekundární alumosilikáty se vyznačují specifickými vlastnostmi (viz následující kapitolu). Patří mezi koloidní částice půdy a mají také všechny vlastnosti typické po půdní koloidní systém.

3.3 Jílové minerály

3.3.1 Struktura jílových minerálů

Jílové minerály vznikají buď jako produkt zvětrávání primárních minerálů, jako jsou např. živce, slídy, amfiboly, pyroxeny atd. (obecně primárních silikátů), nebo „neoformací“ prostřednictvím hydrolýzy, transformací jiných jílových minerálů. Jílové minerály patří mezi tzv. fylosilikáty (vyznačují se zpravidla lístkovitou strukturou) a jsou složeny ze střídajících se vrstev krystalických struktur tetraedrů (čtyřstěnů) nebo oktaedrů (osmistěnů). Tetraedry, sestávající ze čtyř atomů kyslíku, které obklopují jeden atom křemíku, představují základní stavební prvek primárních silikátů. Zde tvoří řetězce organizované do vláknitých, dvojrozměrných nebo trojrozměrných struktur. Tetraedrické uspořádání krystalických struktur si sekundární silikáty (zejména jílové minerály) zachovávají.

Krystalické mřížky zpravidla nejsou v jílových minerálech rozmístěny chaoticky, nýbrž tvoří organizované struktury, které podmiňují vlastnosti jednotlivých typů minerálů a jsou také klíčem k jejich klasifikaci.

Tetraedrické struktury sestávají ze dvou vrstev kyslíků, které obklopují atomy křemíku (vždy na jeden atom křemíku připadají čtyři atomy kyslíku). Tyto tetraedrické struktury pyramidálního tvaru se vážou do dlouhých řetězců pomocí volných nábojů kyslíku a vytvářejí vrstevnaté sítě. Tato řetězcová struktura se vytváří díky tomu, že křemík má oxidační číslo Si^{4+} a kyslík O^{2-}. V takovém případě je v molekule tetraedru celkem osm volných elektronů e^-, které mohou obsadit pouze čtyři kladné náboje, jimiž disponuje křemík. Proto jsou zbylé volné záporné náboje kyslíku spotřebovány na vytvoření vazby se sousedním křemíkem.

Obdobně jsou budovány oktaedrické struktury sestávající z šesti vrcholů obklopujících atom hliníku, hořčíku nebo železa, čímž vznikají osmiboké útvary. Vrcholy jsou obsazeny buď atomy kyslíku, čímž vznikají místa pro navázání dalších centrálních kationtů hliníku, hořčíku nebo železa, nebo hydroxylovými anionty bez dalších vazeb.

3.3.2 Členění jílových minerálů

Jílové minerály, které vytvářejí výše popsané krystalické struktury, jsou systematizovány podle způsobu organizace vrstev tetraedrů a oktaedrů. Jílové minerály se tak dělí na dvě hlavní skupiny: na minerály typu 1:1, kdy se střídá vždy jedna vrstva tetraedrická s jednou vrstvou oktaedrickou, a na minerály typu 2:1, kdy je vždy oktaedrická vrstva umístěna mezi dvěma vrstvami tetraedrů. Tyto vrstvy (dvě v případě jílových minerálů typu 1:1 a tři v případě jílových minerálů 2:1) jsou neoddělitelně spojeny a jsou prokládány mezivrstvami, kam jsou sorbovány kationty nebo voda.

Následkem je potom bobtnání jílových minerálů při zvyšování jejich vlhkosti. Adsorpce kationtů se odehrává díky procesu zvanému izomorfní substituce, která je popsána v kapitole 11.2.4.

Výsledkem izomorfní substituce je, že jílové minerály disponují trvale záporným nábojem a mohou tak výměnně poutat (adsorbovat) na svůj vnitřní povrch kationty.

Jílové minerály typu 1:1 zahrnují *kaolinit*, halloysit, nakrit a dickit. Jedna vrstva kaolinitu obsahuje jednu vrstvu tetraedrů a jednu vrstvu oktaedrů, pak následuje adsorpční mezivrstva. V mezivrstvě kaolinitu jsou vytvořeny pevné vodíkové vazby, což má za následek výrazné snížení jeho vnitřního povrchu (pouze 5–30 $m^2 \cdot g^{-1}$). Jílové minerály kaolinitového typu nemohou vrstvy oddálit při přijímání vody. Důsledkem toho je jednak nízká nasáklivost kaolinitu, jednak prakticky nulová bobtnavost. Zároveň má nízká míra izomorfní substituce za následek nízký záporný náboj a tím nízkou míru výměnné sorpce.

Bobtnavé jílové minerály typu 2:1 jsou typické jednou vrstvou oktaedru mezi dvěma vrstvami tetraedrů. Mezi bobtnavé jílové minerály tohoto krystalického uspořádání patří minerály skupiny smektitu a skupiny vermikulitu. Skupina *smektitu* dále zahrnuje montmorillonit, nontronit, beidelit a saponit. Vyznačují se velikým specifickým povrchem (550–650 $m^2 \cdot g^{-1}$) a vysokým negativním nábojem plynoucím z izomorfní substituce (adsorpční kapacita je 20–40 × vyšší než u kaolinitu). Vysoká bobtnavost znamená na druhou stranu také velkou smrštitelnost při ztrátě vody. Tato vlastnost se projevuje zejména v půdách typu vertisolů, které jsou typické tvorbou hlubokých klínovitých trhlin, do kterých je během procesů střídání vysychání a bobtnání zapracovávána organická hmota za vzniku tirsového půdního horizontu. Skupina *vermikulitu* se vyznačuje větším vnitřním povrchem (600–700 $m^2 \cdot g^{-1}$), ale menší bobtnavostí.

Nebobtnavé silikáty typu 2:1 představují skupinu minerálů zahrnujících jemnozrnné slídy a chlority. Mezi *slídy* této skupiny minerálů se řadí illit a glaukonit. Vrstvy těchto minerálů jsou poutány velkými silami, a proto nejsou bobtnavé. Svou kapacitou pro jímání vody a adsorpcí kationtů se podobají kaolinitu. *Chlority* jsou jíly bez bobtnavosti a s nízkou sorpcí pro kationty.

Nekrystalické jílové minerály zahrnují alofán a imogolit. V jejich případě se netvoří výše popsané krystalické struktury. Makroskopicky se vyznačují masivními, hroznovitými agregáty, na mikroskopické úrovni jsou tvořeny zakřivenými vrstvami hliníkových oktaedrů a křemíkových tetraedrů v různých sekvencích.

3.4 Koloidní systém půdy

Tato kapitola je věnována koloidnímu systému půdy v obecném slova smyslu. Koloidy mohou být původu anorganického i organického, čímž nutně dojde k tematickému přesahu kapitoly 3 (viz také kapitolu 7). Nicméně z hlediska ucelenosti tohoto učebního textu je organická část koloidního systému také předmětem této kapitoly.

Koloidní frakce je reprezentována jílovými a humusovými částicemi půdy a dále nesilikátovými koloidy. Jejich společným znakem je jejich **malý rozměr**, a to < 0,001 mm (někteří autoři udávají 0,002 mm), který jim dává koloidní vlastnosti. Další vlastností koloidů je jejich enormní **vnitřní povrch**. Samotný vnější povrch koloidních částic je několikanásobně větší než např. u částic písku (až 1000×). Vnitřní povrch je však mnohonásobně větší. Pohybuje se mezi 10 a 800 $m^2 \cdot g^{-1}$ podle typu jílových minerálů, které mají lístkovitou strukturu, čímž se jejich vnitřní povrch ve srovnání s vnějším podstatně zvětšuje. Struktura jílových minerálů má spíše charakter knihy, kdy každá stránka představuje specifický vnitřní povrch, který se aktivně účastní na sorpci vody, iontů apod. Lze předpokládat, že celkový vnitřní povrch půdy na ploše 1 ha do hloubky 1,5 m při obsahu jílu 45 % (jemnozrnná půda) může být až 8 700 000 km^2 (Brady & Weil 2002).

Tab. 3—2: Rozměr vnitřního a vnějšího povrchu některých jílových minerálů (podle Morela, 1996).

Jílový minerál	Vnitřní povrch [$m^2 \cdot g^{-1}$]	Vnější povrch [$m^2 \cdot g^{-1}$]
kaolinit	0	10–30
illit	20–55	80–120
smektit	600–700	80
vermikulit	700	40–70
chlorit	–	100–175

Dalším znakem koloidů je, že více méně trvale disponují kladným, častěji ale záporným **elektrickým nábojem**. Velikost tohoto náboje je závislá na typech koloidů (jílové minerály, oxidy železa a hliníku, humusové látky) a také na vnějších podmínkách prostředí, jako např. pH.

V půdě jsou kationty obsaženy jednak jako výměnně vázané (adsorbované) na koloidech (na jejich vnitřních a vnějších površích) a jednak se vyskytují volně v půdním roztoku. Mezi koncentrací iontů v půdním roztoku a iontů vázaných na koloidech panuje rovnovážný stav. To znamená, že např. pokud je v půdním roztoku dominantně obsažen kationt vodíku H^+, tento je také dominantně vázán na koloidech. S přísunem iontů do půdy (např. vápněním nebo z produktů mineralizace) nebo s jejich odběrem z půdy (např. odběrem rostlinou nebo ztrátou vyplavením z půdního roztoku) se tak adekvátně vyrovnává koncentrace jednotlivých kationtů v půdním roztoku a na koloidech. Tento proces neustálého pohybu se nazývá kationtová výměna. Probíhá u každého koloidu a je to jeden z klíčových mechanismů, jakými je půda schopná si uchovat živiny přístupné rostlinám a snížit riziko jejich vyplavení s půdním roztokem při průsaku vody půdou.

Vedle kationtů koloidy také ve velkém množství poutají molekuly vody. Voda vytváří polární molekuly (viz kapitolu 4), jejichž kladně orientované póly jsou koloidy přitahovány. V případě, že se jedná o koloid jílového minerálu, má tato adsorpce za následek zvýšení plasticity a bobtnání materiálu. Adsorbovaná voda je rostlinám nepřístupná, protože je vázána silami, které nejsou schopné sací síly kořenů překonat (více v kapitole 4.5). Zároveň tato voda představuje významný biotop pro řadu půdních organismů, zejména bakterií.

Koloidní systém půdy je reprezentován jílovými minerály, oxidy železa a hliníku a humusovými látkami.

Jílové minerály představují významnou půdní složku s koloidními vlastnostmi. Micela jílového minerálu se navenek jeví jako záporně nabitá částice. Přitahuje kationty a ty jsou výměnným způsobem poutány (adsorbovány) na vnitřní povrch v mezivrstvách jílových minerálů, ale též na jejich vnější povrch a také tvoří „mrak“ kationtů neustále vířících v půdním roztoku kolem micely. Krystalické jílové minerály jsou dominantní složkou koloidního systému ve většině půd. Nekrystalické jílové minerály jsou nejčastěji vázané na vulkanické popele a jsou přítomné zejména v andozemích, ale také v kryptopodzolech a podzolech. Vyznačují se vysokou retencí pro vodu a vysokou adsorpční schopností pro fosforečnany (fosfáty) a další anionty, zejména v kyselém prostředí.

Oxidy a hydroxidy železa a hliníku jsou skupinou jednoduchých sloučenin železa nebo hliníku s kyslíkem nebo hydroxylovou skupinou a s různým poměrem krystalické vody. Krystalizující oxidy Fe a Al jsou reprezentovány zejména gibbsitem (hydroxid Al) a goethitem (hydroxid Fe). Minerály této skupiny mají nízkou plasticitu. Jejich náboj může být kladný i záporný. Je způsoben vytěsněním iontu vodíku z oxy-hydroxidové skupiny nebo obohacením této skupiny o vodíkový iont. Nevytvářejí tetraedrické struktury a neobsahují křemík. Na tyto typy koloidů se silně vážou anionty, jako jsou fosfáty nebo arsenáty. Z hydroxidů hliníku je nejčastější gibbsit [$Al(OH)_3$], z oxy-hydroxidů a oxidů železa goethit ($FeOOH$), limonit ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) – typické pro temperátní zónu a pigmentující půdy do hněda a okrovo-reziva, a hematit (Fe_2O_3), který se tvoří v aridních oblastech a pigmentuje půdy do červena.

Humus představuje nekrystalické organické substance skládající se z velkých organických molekul různého chemického složení. Zpravidla vždy však obsahují 40–60 % C, 30–50 % O, 3–7 % H a

1–5 % N. Samotná identifikace struktury humusových koloidů je velmi složitá. Sestávají z uhlíkových řetězců a aromatických kruhů s množstvím chemicky aktivních funkčních skupin (karboxylových, fenolických nebo alkoholových). Náboj humusových koloidů vzniká v závislosti na iontu H^+, který je buď uvolněn (a vzniká tak disponibilní záporný náboj), nebo je přijat (a vzniká tak disponibilní kladný náboj) aktivní –OH skupinou koloidu. Záporný náboj vždy převažuje nad kladným a je mnohonásobně větší než u jílových minerálů. Humusové látky tak jsou nejúčinnějšími koloidy pro fyzikálně-chemickou sorpci a také pro sorpci vody, čemuž přispívá obrovský vnitřní povrch a přítomnost hydrofilních skupin ve struktuře makromolekul. Vedle hydrofilních ale humus obsahuje také hydrofobní skupiny reprezentované nepolárními organickými složkami. Celkově je problematika humusových látek v půdě velmi složitá a je stále předmětem celé řady studií zaměřených na složení i vlastnosti humusu (viz také kapitolu 7).

4 VODA V PŮDĚ

Za půdní vodu označujeme veškerou vodu obsaženou v půdě v kapalném, plynném i pevném skupenství. V pedologickém slova smyslu se také používá termín *půdní vláha*. Z lesnického hlediska lze vodu považovat za hlavní produkční faktor, neboť voda je významná nejen pro výživu (médium pro živiny), ale také pro růst a vývoj porostů. Voda v kapaném skupenství v půdě působí svými dispergačními, rozpouštěcími, hydrolytickými a translokačními účinky. Půdní voda je nenahraditelná pro průběh různých fyzikálních, fyzikálně-chemických, biochemických i biologických procesů v půdě a de facto podmiňuje vznik půdy a vývoj pedosféry. Bezprostředně půdní voda podmiňuje existenci a životaschopnost půdních organismů a rostlin, neboť je médiem živin i prostředím, ve kterém probíhají biochemické a biologické procesy.

Voda (H_2O) nepůsobí na své okolí neutrálně. Molekula vody působí jako dipól, kdy na jedné straně molekuly je záporný náboj tvořený jedním atomem kyslíku a na druhé straně je kladný náboj tvořený dvěma atomy vodíku. Dochází tak k vytvoření vodíkové vazby mezi systémy kovalentní vazby (chemická vazba, kterou lze charakterizovat sdílením jednoho nebo více párů elektronů mezi dvěma prvky).

Molekula vody má přirozenou tendenci disociovat – rozpadat se na ionty hydroxylové (OH^-) a vodíkové (H^+). Tato ionizace je velmi slabá – v průměru se při tomto procesu autoprotolýzy rozpadá 1 molekula z 10^7 molekul.

4.1 Zdroje a ztráty půdní vody

Ve většině oblastí mírného klimatického pásu jsou nejvýznamnějším ZDROJEM VODY **vertikální srážky**. Roční úhrn srážek v ČR je v průměru 550–1800 mm (zdroj ČHMÚ) s tím, že větší část připadá na vegetační období. **Horizontální srážky** představují v mnoha oblastech významný zdroj vody (až 700 mm za rok), např. v mlžných lesích tropických oblastí, ale i v horských polohách, kde dochází často k „pročesávání mlhy“. Zejména v období přísušků je vydatným zdrojem vody **rosa**, obzvláště v hustých zapojených porostech s velkou kondenzační plochou. **Intercepce** představuje vodu zadrženou vegetací a opět odpařenou. Při nízkých srážkových úhrnech (0,5–1 mm) v zapojených porostech voda ani nepřijde do kontaktu s půdou. Intercepce klesá se stoupající intenzitou deště a nabývá nižších hodnot v zimě než v létě.

Zejména v písčitých půdách s vysokým podílem makropórů dochází k intenzivní **kondenzaci vodních par v půdních pórech**.

Je-li podzemní voda dostatečně blízko půdnímu povrchu, voda vstupuje do půdy díky **kapilárnímu zdvihu**. Ten představuje výšku vodního sloupce, o jakou voda vystoupá nad souvislou hladinu podzemní vody. Během roku kapilární zdvih kolísá v řádech dm až m. V blízkosti vodních toků, nádrží, rybníků apod. voda vstupuje do půdy horizontálním pohybem jako **boční přítok** (laterální voda).

Půdní voda v pravém slova smyslu představuje půdní roztok, ve kterém jsou rozpuštěné organické a minerální látky a který je životním prostředím většiny půdních organismů. Obsah vody v půdě (půdní vlhkost) i složení půdního roztoku závisí značně na topografii. Rozpuštěné látky mohou tvořit podíl i 300–800 mg · kg^{-1}, zejména na bázích svahů a v podsvahových deluviích, kde jsou půdy vlhčí a minerálně bohatší.

Porosty o stejné druhové skladbě a věku můžou na bázích svahů dosahovat i o 8–10 stupňů vyšší absolutní výškové bonity při porovnání s porosty na horních částech svahů.

KE ZTRÁTÁM VODY z půdy dochází zejména vsakem, povrchovým odtokem a evapotranspirací. Charakter povrchového odtoku závisí na mnoha faktorech, zejména na sklonu svahu, množství a intenzitě srážek, propustnosti půdy, hloubce promrznutí, vegetačním krytu. Přeschlý půdní povrch se vyznačuje špatnou smáčivostí, zatímco po nasátí vodou se humus chová jako propustný filtr s vysokou hydraulickou vodivostí. Humus se také vyznačuje nižší ztrátovostí vody (vyšší retencí) ve

srovnání s minerální půdou. Nadložní humus tak hraje z hlediska vodního režimu klíčovou a nenahraditelnou roli: jednak při vysokých srážkových úhrnech pojme několikanásobně více vody než níže ležící minerální horizonty, jednak omezuje ztráty vody z půdy.

V členitém území s prudkými svahy může odtéci až 80 % srážkové vody. Odtok je lesními porosty významně regulován, a to jak ve srážkově vydatnějším období (odtok je v porovnání s nelesní půdou nižší), tak v období sucha (odtok je v porovnání s nelesní půdou vyšší).

4.2 Obsah a formy vody v půdě

Voda je v půdě vázána silami různé povahy (chemické, fyzikálně-chemické, fyzikální a biologické). Voda je v půdě obsažena v pórech ve formě vodních par (půdní vzduch obsahující vodní páry), nebo v kapalné formě, kdy obsahuje rozpuštěné minerály nebo lehce rozpustné soli (osmotická voda). Mezi jednotlivými formami vody není ostrá hranice. Zpravidla se formy vazby vody v půdě překrývají a často jsou vázány i na specifické půdní horizonty. **Kohezně** je voda vázána jen ve vztahu k jejímu vnitřnímu napětí. **Sorpční** voda je vázána jako kapilární, obalová nebo hygroskopická. Dále je voda v půdě přítomna jako gravitační, která zaplňuje pouze dočasně velké póry, a podzemní.

Jak je patrné z výše uvedeného a jak i dále budeme moci poznat, na vodu v půdě působí celý soubor sil. Výslednice souhrnů sil, které vodu v půdě drží (sorpční, kapilární, pneumatické, gravitační síly), dohromady tvoří **potenciál půdní vody** (lze se také setkat s termínem **vodní potenciál**), což je síla, jakou je voda v půdě vázána (více v kapitole 4.3). Dá se říci, že je to energie (práce), kterou bychom museli vynaložit, abychom vodu z půdy „odsáli“ – proto se také „síla“ vazby vody v půdě původně nazývala **sací tlak**. A protože je to *sací* tlak, je vyjádřen jako převrácená (záporná) hodnota atmosférického tlaku. Je odvozen z tlaku vodního sloupce v cm.

Čím méně obsahuje půda vody, tím většími silami je tato voda v půdě vázána a tím těžší je tuto zbylou vodu z půdy odsát. Zároveň čím méně půda obsahuje vody, tím se zvyšuje potenciál půdní vody. Půda tak „chce“ při nízké vlhkosti přijímat vodu ze svého okolí silněji, neboť jsou „aktivovány“ větší sací síly. Tuto skutečnost vyjadřuje **sací napětí**.

Okamžitá vlhkost půdy znamená obsah vody v půdě v daném okamžiku. Je to dynamická veličina závislá na aktuálním chodu počasí a stavu půdy. Zpravidla se vyjadřuje jako **hmotnostní vlhkost** (**w**) v hmotnostních procentech, tedy vlhkost přirozeně vlhkého půdního vzorku ve vztahu k hmotnosti vysušené půdy (veličina používaná pro mechaniku zemin a půdní fyziku) nebo vlhké půdy (veličina používaná pro chemickou analytiku). Vysoušení půdních vzorků probíhá při teplotě 105 °C.

Okamžitou vlhkost lze zjistit také pomocí nepřímých metod. Jsou to metody, které neměří přímo obsah vody v půdě, ale vyjadřují jej prostřednictvím jiné veličiny, na které je půdní vlhkost závislá. K tomuto měření se využívá zejména reflektometrů (TDR), které měří čas navrácení vyslaného vysokofrekvenčního elektrického signálu. Také se používají snímače půdní vlhkosti jako elektromagnetického impulsu (měřeného ve voltech) nebo tenziometry (využívají se zejména pro měření potenciálu půdní vody.

Okamžitá vlhkost je odrazem nárůstu a ztráty vody v půdě. Vedle hmotnostních procent také lze použít objemová procenta, nebo také mm zásoby vody. Objemová vlhkost vyjadřuje úbytek vody ze známého objemu půdního vzorku, zpravidla fyzikálního válečku o objemu 100 cm^3. Zvlášť v humusových horizontech je významnější faktor objemová vlhkost než hmotnostní vlhkost, neboť humus se vyznačuje výrazným nepoměrem objemové hmotnosti a sací schopnosti.

Vyjádření v mm zásoby vody je praktické z hlediska sledování srážkových úhrnů (které se udávají ve stejných jednotkách) a tím schopnosti půdy absorbovat dané množství srážek.

Pro vyjádření obsahu vody v půdě v mm platí vztah, že **vlhkost půdy vyjádřená v objemových procentech (%obj) je rovna zásobě vody v mm pro 10 cm vrstvu půdy.** Např. je-li objemová vlhkost 21 %obj, ve vrstvě půdy 0–10 cm je zásoba vody 21 mm.

Okamžitou zásobu využitelné vody (OZVV) lze vyjádřit pomocí analýzy fyzikálního válečku s využitím vztahu

$$OZVV = (\Theta - BV) \cdot 2 \quad [mm], \quad (1)$$

kde

Θ je hodnota změřené objemové vlhkosti půdy v %obj ve vrstvě 0–10 cm;

BV je bod vadnutí v %obj,

přičemž násobením dvěmi získáme hodnoty pro klasifikovatelnou referenční hloubku 20 cm (Tab. 4—1).

Při monitoringu stavu vody v půdě je objemová vlhkost měřena kontinuálně pomocí terénních půdních vlhkoměrů a porovnává se s BV a Θ_{RVK24}, což jsou hydrolimity (stálé, potenciální hodnoty) stanovované při terénních průzkumech. Θ_{RVK24} pak představuje maximální množství vody (horní mez vodního režimu půdy), které je půda schopna držet vlastními silami v téměř rovnovážném stavu proti působení gravitační síly (klasifikace OZVV viz Tab. 4—1).

Hodnoty objemové vlhkosti jsou měřeny kontinuálně, optimálně v intervalu po 15 min, a v ideálním případě jsou odesílány z terénního měřícího zařízení přes satelitní spojení do klimatické databáze. Zjištěné hodnoty OZVV lze vyhodnotit pomocí Tab. 4—1.

Tab. 4—1: Kategorie půdní vlhkosti stanovené jako okamžité zásoby využitelné vody (OZVV) pro 20 cm půdy.

Kategorie půdní vlhkosti OZVV	Zjištěné hodnoty OZVV [mm]
velmi nízká	< 20
nízká	20–40
dostatečná	40–60
dobrá	60–80
vysoká	> 80

Objemová vlhkost půdy udává objemový podíl vody v daném objemu půdy – např. ve fyzikálním válečku. Při stanovení vycházíme ze skutečnosti, že hmotnost 1 ml (1 cm^3) vody je 1 g. Objemová vlhkost je potom vyjádřena vztahem

$$\Theta = O_V/O_P \cdot 100 [\%], \quad (2)$$

kde

O_V je obsah vody ve vzorku (rozdíl mezi hmotností čerstvého vzorku a vzorku vysušeného při 105 °C v gramech);

O_P je objem původního neporušeného vzorku v cm^3.

Relativní vlhkost půdy udává, do jaké míry jsou půdní póry vyplněny vodou. Na rozdíl od okamžité vlhkosti umožňuje porovnat vlhkosti různých druhů půd, neboť je veličinou relativní.

Podle pohyblivosti vody a její přístupnosti pro rostliny je vyvinuta řada klasifikací, kategorizujících míru vazby vody půdou. Síla, jakou je voda v půdě vázána, je ovlivněna řadou faktorů, jako půdní textura, obsah organické hmoty, objemová hmotnost půdy nebo samotná půdní vlhkost.

Relativní vlhkost půdy lze vyjádřit vztahem

$$V_r = \Theta/P \cdot 100 \quad [\%], \quad (3)$$

kde

P je pórovitost.

Zásobní vlhkost půdy (koresponduje s parametrem využitelné vodní kapacity) představuje zásobu vody v půdě vyjádřenou výškou vodního sloupce v hodnocené půdě. Veličina umožňuje porovnání půdní vlhkosti se srážkami a výparem a vyjádří se vztahem

$V_z = \Theta/100 \cdot h$ [mm], (4)

kde

h je mocnost půdní vrstvy v mm.

4.3 Potenciál půdní vody

Voda je v půdě vázána různě velkou silou. Zároveň ne vždy stejný procentický obsah vody v půdě znamená její stejnou dostupnost. Na vodu v půdě působí *matriční síly*, které jsou podmíněny zvláštnostmi vztahů mezi vodou a pevnou fází půdy. Představují různé adsorpční síly působící mezi pevným povrchem půdních částic a vodními molekulami (van der Waalsovy síly, vazba vodíkovými můstky na kyslíkové ionty pevného povrchu, vazba elektrostatickými silami povrchu, kapilární meniskové síly, síly vyplývající z difuze iontů v elektrické dvojvrstvě atd.). Významný vliv má také gravitace, obsah volných iontů v půdním roztoku, tlakové síly vyplývající z hydrostatického tlaku, atmosférický tlak i tlak uzavřený v půdních pórech. Jsou-li tyto síly vyrovnané, půdní voda je v klidu, avšak většinou se voda v půdě pohybuje ve směru převládajících sil. V tom případě hovoříme o **potenciálu půdní vody (Ψ)** (Lze se setkat také se starším termínem **vodní potenciál**.), neboli energii potřebné k přemístění vody z jednoho silového pole do druhého.

Potenciál půdní vody vyjadřuje energii, jakou je voda vázána v půdě, resp. energii, která je potřebná k jejímu přemístění. Potenciál půdní vody tedy představuje tlak a vyjadřujeme jej v pascalech s tím, že jednotkou je $J \cdot kg^{-1}$ nebo $J \cdot m^{-3}$. Druhou z uvedených jednotek můžeme vyjádřit také jako jednotku tlaku (J/m^3 = Pa). A protože se jedná o sací sílu půdy, nabývá potenciál půdní vody záporných hodnot (-Pa).

V praxi to znamená, že voda se v půdě pohybuje z míst s vyšší vlhkostí (vyššího potenciálu půdní vody) do míst s nižší vlhkostí (nižšího potenciálu půdní vody), která vodu do sebe „nasávají".

Ve vlhké půdě voda obaluje půdní částice (hygroskopická voda), ale také vyplňuje mikropóry a makropóry. Za takového stavu je voda půdou vázána slabě, má velkou volnost ve svém pohybu a v půdě je malý sací tlak (nízký potenciál půdní vody). Energie půdní vody v takovém stavu je blízká energii vody v nádobě. Jakmile ale půda prosychá, voda z makropórů a mikropórů je odebírána a zbývající voda je stále silněji vázána k půdním částicím. Voda má v takovém případě omezenou volnost pohybu.

BOX 4—1: Jednotkové vztahy mezi veličinami pro vyjádření potenciálu půdní vody.

Potenciál půdní vody se vyjadřuje v různých jednotkách: výška vodního sloupce v cm, jednotky tlaku (atmosféry, bary, pascaly). V soustavě SI se potenciál půdní vody vyjadřuje v pascalech (Pa, kPa, MPa). Platí vztah 0,1 MPa = 1 bar = 1020 cm vodního sloupce = 1 atm.

Zároveň platí, že hodnoty pF jsou vyjádřeny vztahem

$pF = \log \Psi$,

kde

Ψ je potenciál půdní vody v desítkách kPa nebo také v milibarech nebo také v cm vodního sloupce.

Výška vodního sloupce [cm]	Potenciál půdní vody [milibar]	Potenciál půdní vody [kPa]	Potenciál půdní vody [MPa]	Potenciál půdní vody [atm]	Potenciál půdní vody [bar]	pF
0	0	0	0	0	0	-
10,2	-10	-1	-0,001	-0,01	-0,01	1,0
102	-100	-10	-0,01	-0,1	-0,1	2,0
306	-300	-30	-0,03	-0,3	-0,3	2,5
1 020	-1 000	-100	-0,1	-1	-1	3,0
10 200	-10 000	-1 000	-1	-10	-10	4,0
15 300	-15 000	-1 500	-1,5	-15	-15	4,2
31 700	-31 000	-3 100	-3,1	-31	-31	4,5
102 000	-100 000	-10 000	-10	-100	-100	5,0

Potenciál půdní vody závisí na řadě půdních faktorů. Voda je v půdě silněji vázána se stoupajícím **osmotickým potenciálem**, který je dán množstvím a složením rozpuštěných látek v půdní vodě. Volná energie vody a tím také potenciál půdní vody se snižují s rostoucím množstvím

rozpuštěných látek, např. solí, což je významný faktor v zasolených půdách. **Gravitační potenciál** je významný z hlediska vodního režimu. Závisí na něm, jak vysoko nad souvislou hladinu podzemní vody stoupne půdní voda díky matričnímu potenciálu půdy (vzlínavost kapilárami apod.).

Potenciál půdní vody také závisí na textuře, na struktuře i na charakteru povrchu půdních částic. Jílovitá půda zadržuje při stejném vodním potenciálu více vody než písčitá, neboli stejné množství vody je v jílovité půdě poutáno silnějšími silami nežli v písčité, kde je voda pohyblivější. To se v praxi projevuje např. prosycháním stanovišť arenických půd na navátých píscích nebo zamokřeností těžkých jílovitých půd.

Vztah obsahu vody v půdě a potenciálu půdní vody vyjadřují pF křivky. pF křivky nebo také retenční křivky jsou vyjádřením potenciálu půdní vody pomocí záporného dekadického logaritmu. Některé hodnoty pF uvádí BOX 4—1.

4.4 Pohyb vody v půdě, vodní režim

Jak již bylo řečeno, voda je v půdě přítomna ve více formách, které lze klasifikovat podle toho, jaké půdní mikroprostředí vodu obsahuje a jaká je tedy energetická bilance.

Gravitační voda (viz také kapitolu 4.5) je v půdě nejslaběji vázána a vykazuje nejvyšší potenciál půdní vody (-33 až -10 kPa i více). Pohyb vody je nejčastěji vertikální, ve směru působení gravitace. Tato voda je přítomna pouze v hrubých gravitačních pórech, kterými voda prosakuje půdou. V půdě se vyskytuje pouze krátkodobě a s odezněním vstupu vody do půdy se její objem rychle snižuje. **Kapilární voda** je přítomna pouze v kapilárních pórech. Ty jsou typické vzlínáním vody po stěnách kapilár díky vodnímu menisku (vydutému nebo vypouklému povrchu v trubičkách kapilár). Kapilární voda není vázána na zemskou tíži a může se půdou pohybovat všesměrně. Se snižováním vlhkosti se voda souvisle obsazující kapilární a částečně i nekapilární póry stává nespojitou a méně pohyblivou. Potenciál kapilární půdní vody se pohybuje přibližně mezi -3 100 až -10 kPa. **Adsorpční** a **hygroskopická voda** je v půdě vázána adsorpčními a osmotickými silami (viz kapitolu 4.5). Zpravidla pouze obaluje půdní částice a hodnoty potenciálu půdní vody jsou zpravidla nižší než -3 100 kPa.

Pohyb vody v půdě je ovlivněn gradienty vlhkosti a teploty i mineralogickým složením půdy. Při vysoké vlhkosti se voda pohybuje ve směru gravitace. Tento směr perkolace vody je typický pro humidní oblasti (s převažujícími srážkami nad výparem), kde se tento pohyb podílí na eluviaci (vymývání) půdních částic a jejich sestupu do nižších vrstev půdy nebo úplném vyplavení. To je typické pro tropické oblasti nebo pro horské oblasti mírného pásu. V podmínkách aridního nebo semiaridního klimatu (výpar převládá nad srážkami) je pohyb vody vzestupný, ve směru působení sacího tlaku, který je na prosychajícím půdním povrchu nižší a voda tedy vzlíná půdním profilem. V aridních oblastech s sebou vynáší z podzemní vody rozpuštěné soli, které tvoří vnitropůdní nebo povrchové výkvěty a škraloupy.

Propustnost (permeabilita) půdy pro vodu je podmíněna řadou faktorů. Více propustné jsou hrubozrnné (písčité) půdy, u půd tvořených na smíšených substrátech různých zrnitostí je celková propustnost podmíněna nejméně propustnou vrstvou. Jak bylo naznačeno již v kapitole 4.1, při propustnosti také rozhoduje počáteční vlhkost a vzduch v půdě. Suché půdy se obtížně zvlhčují, je-li v nich sorbováno velké množství plynů. Půdní částice obalené vzduchem brání vnikání vody, neboť proti vnikání vody do půdy klade odpor i v půdě obsažený plyn, který voda musí vytlačit. Tato situace nastává např. u nadložního humusu, který se vyznačuje vysokou sorpční kapacitou – jak pro vodu nebo živiny, tak také pro vzduch. Silice, pryskyřice a vosky obsažené v asimilačním aparátu zejména jehličnatých dřevin jsou navíc vodoodpudivé, což dále snižuje smáčivost půdního povrchu. Vsakování se také zlepšuje se zvyšující se teplotou, neboť s tou se snižuje vnitřní tření a také viskozita vody.

Je-li obsah vody pod mezí hygroskopické vody, voda se půdou pohybuje pouze ve formě páry z míst vyššího tlaku do míst nižšího tlaku, tedy z míst teplejších do míst chladnějších. V praxi to

znamená, že v zimě se voda pohybuje směrem od povrchu do hlubších vrstev půdy a v zimě naopak z hloubky k povrchu.

Jestliže se obsah vody v půdě pohybuje v rozmezí hygroskopické vody a maximální kapilární kapacity (Θ_{MKK}), pohybuje se voda pod vlivem sorpčních i kapilárních sil. Tímto způsobem je pohyb vody zajištěn především u jílovitých půd, kde se uplatňuje při vyrovnávání vlhkosti v období sucha. Voda nejprve vstupuje do jemnějších kapilár, které mají větší sací tlak.

Je-li vlhkost vyšší než je Θ_{MKK}, pohyb vody probíhá pod vlivem kapilárního vzlínání nebo gravitačních sil. Nejrychleji se voda pohybuje gravitačními póry, nejpomaleji sorpčními silami v kapilárách střední velikosti.

Suchý vzduch přízemní části atmosféry má schopnost velmi silně odsávat vodu z půdy. Půdní vlhkost pak může klesat i pod číslo hygroskopicity (Vh)!

Ve svažitých polohách humidních oblastí se ke srážkové vodě přidává také tzv. **laterální voda**. Znamená to, že na svahu proudí níže položeným půdním profilem více vody nežli výše položeným, neboť k vsakující se srážkové vodě navíc proudí půdní voda z výše položených partií svahu. Tento jev může přispět i k diferenciaci půdních typů na krátkou vzdálenost.

Vodní režim vyjadřuje uspořádání vody z prostorového a časového hlediska. Zaujímá vstupy vody do půdy, zadržení vody v půdě a unikání vody z půdy. Vodní režim zveme také vodní bilancí, kdy kvantifikujeme na začátku měřícího období vstupy (srážky, závlahy, povrchovou vodu, sníh, vzlínání, laterální vodu atd.) a na konci měřícího období ztráty vody (výpar, transpirace vegetací, povrchový a podzemní odtok, zadržení vody v půdě). Vodní režim je podmíněn klimatem, vegetací, půdotvorným substrátem, polohou podzemní vody, reliéfem terénu a historií krajiny. Vodní režim je v obecné rovině vyjádřen vztahem teploty, potenciální evapotranspirace, srážek, aktuální evapotranspirace. Na základě výsledné bilance pak nastává vodní deficit nebo vodní přebytek a voda je buď využívána rostlinami, nebo zadržována v půdě.

Aridní režim (*aridus* = lat. suchý) znamená suché klima po více než polovinu po sobě jdoucích dní v roce, kdy je teplota v hloubce 50 cm vyšší než 5 °C. Zároveň je vlhkých méně než 90 po sobě jdoucích dní. Aridní režim je typický pro pouštní a polopouštní (aridní a semiaridní) oblasti. V půdách neprobíhá (nebo probíhá pouze minimálně) žádné vymývání a zpravidla dochází k akumulaci (srážení) solí v půdě a na jejím povrchu.

Udický režim (*udus* = lat. vlhký). Půda není suchá více než 90 po sobě jdoucích dní v normálním roce. Udický režim je typický pro půdy humidního klimatu s rovnoměrně rozprostřenými srážkami v roce, s dostatkem srážek během léta, takže srážky a zásoba vody v půdě jsou přibližně v rovnováze s evapotranspirací nebo zásobu mírně převyšují.

V případě, že srážky převažují ve všech měsících nad evapotranspirací a potenciál půdní vody stoupá nad -100 kPa, voda prakticky nepřetržitě perkoluje půdním profilem. Tento extrémně vlhký režim se nazývá **perudický**.

Ustický režim (*ustus* = lat. spálený) tvoří přechod mezi aridním a udickým režimem. Při ustickém režimu nenastává během roku období nadbytku vody, ale také nenastává dlouhodobý deficit. Je typický pro oblasti subhumidního nebo semiaridního klimatu, kdy deštivé období nastává obvykle na jaře a v létě nebo na jaře a na podzim, nikoli však v zimě.

Xerický režim (*xeros* = řecky suchý) je typický pro oblasti mediteránního klimatu, s vlhkou a chladnou zimou a suchým a teplým létem nebo jarem a podzimem. Srážky, které padají v období nízké potenciální evapotranspirace, se významně podílejí na promyvném režimu půdy.

4.5 Půdní vododržnost, půdní hydrolimity

Aktuální množství vody v půdě je dáno celkovou sumou zdrojů vody a jejími ztrátami. Zároveň je tato veličina dána **vododržností**, což je množství vody, které se v určité objemové jednotce půdy může zadržet. Vododržnost půdy bývá značná, např. hlinitá půda o mocnosti 1 m zadrží na ploše 1 ha

3–3,5 milionů litrů vody (300–350 mm vodního sloupce – srážek), z čehož je cca 2,5 mil. l přístupných pro rostliny. Vododržnost klesá se stoupajícím obsahem skeletu.

Se stoupající vododržností se také zvyšují **půdní hydrolimity**. Ty představují kvalitativní a kvantitativní změny ve vztazích půdy a vody, neboli jak silně je voda v půdě zadržována (v jakém objemu) při dané vlhkosti půdy. Půdní hydrolimity vyjadřují vztah vody a půdy podle pohyblivosti vody v půdě a podle její přístupnosti pro rostliny. Z těchto hledisek jsou vylišeny tyto půdní hydrolimity:

1. Krystalická voda
2. Adsorpční voda
3. Hygroskopická voda
4. Obalová voda
5. Bod vadnutí
6. Lentokapilární bod
7. Bod snížené dostupnosti
8. Retenční vodní kapacita
9. Maximální kapilární kapacita
10. Polní vodní kapacita
11. Plná vodní kapacita

Protože se pojmy půdní hydrolimity a půdní vododržnost tematicky překrývají a doplňují, budeme se jim v následujícím textu věnovat současně.

Krystalická voda nebo také **molekulární voda** je v půdě nejsilněji vázána. Je to hydrátová voda obsažená v krystalických strukturách minerálů jako je limonit ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$), opál ($SiO_2 \cdot nH_2O$), sádrovec ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) apod. Pro rostliny je nedostupná a lze ji z půdy vytěsnit např. žíháním vzorku při teplotě nad 550 °C.

Adsorpční vlhkost: pF = 4,85 – 5,20 (cca -11 až -7 MPa, -110 až -70 atm). Udává maximální množství vody, které půda může poutat adsorpčními silami, tedy pomocí fyzikálního procesu hromadění H_2O na povrchu částic ještě bez chemických reakcí. Při adsorpční vlhkosti je voda vázána pouze na hydratované ionty a nejmenší koloidní částice. Pod tuto kategorii spadá také monomolekulární vlhkost (kdy půdní částice jsou obaleny pouze jednou vrstvou molekul H_2O) při pF > 6,36 (< -1000 atm). Tato voda je prakticky nepohyblivá a nelze ji z půdy odstranit, např. sušením při 105 °C (viz dále). Přímo na povrchu půdních částic je sací tlak až -600 MPa (-6000 atm). Ten se se vzdáleností od půdních částic a se stoupající vlhkostí jak vzduchu, tak v návaznosti i půdy, snižuje.

Vyjádřeno v hmotnostních procentech (%hm), adsorpční vlhkost u lehkých až středně těžkých půd dosahuje hodnot cca 2–8 %hm, u jílovitých půd až 15 %hm.

S přibývající vlhkostí půda vstupuje do zóny **hygroskopické vlhkosti**. Přítomnost hygroskopické vody je podmíněna přitažlivými silami na površích částic, kdy atomy O_2 vážou dipóly H_2O (molekula je rozdělena na H^+ a OH^-), čímž může docházet k hydrataci výměnných kationtů (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+), které vytvářejí obaly půdních částic. Tyto síly působí na vzdálenosti několik μm.

Hygroskopická vlhkost je tedy stav, kdy půda obsahuje pouze poutanou (vázanou) vodu v podobě molekul vodní páry. Nastává tehdy, když je voda vázána sacími silami půdy: pF = 4,85 (-6 MPa, -60 atm). Při laboratorním stanovení půda (neporušený půdní vzorek – Kopeckého pedologický váleček nebo také fyzikální váleček) nasává vodu do meze hygroskopické vlhkosti při 95% vlhkosti vzduchu za přítomnosti 10% H_2SO_4 v exsikátoru, tedy při plném nasycení atmosféry vodní párou. Za přítomnosti pouze hygroskopické vody půda jímá atmosférickou vlhkost. Voda částice obaluje jen ve velmi tenké vrstvě 4 nebo 5 molekul a z této velmi silné vazby na půdní částice se může uvolnit opět pouze ve formě páry. Této vody se lze zbavit sušením vzorků při 105 °C (při 100 °C je přítomna v půdě ještě voda kondenzovaná na stěnách kapilár, která také patří do kategorie hygroskopické vody). Obsah hygroskopické vody udává **číslo hygroskopicity, Vh** (nebo také **maximální hygroskopicita**). Vh se zjistí výpočtem z tzv. **normální hygroskopicity** (**Vh_n**) podle vzorce 6 a 7.

$$Vh_n = w_{60} - w_{105} \quad [\%], \quad (6)$$

kde

w_{60} je hmotnost půdy vyschlé na vzduchu při vlhkosti vzduchu 60 %;

w_{105} je hmotnost půdy vyschlé do konstantní hmotnosti při 105 °C.

Normální hygroskopicita vyjadřuje, kolik půda váže vody při přirozené vlhkosti vzduchu, která je cca 60 %.

Půda vyschlá na vzduchu obsahuje vodu, která je v půdě přirozeně jímána z atmosféry. Pro vyjádření maximální hygroskopicity nebo také **čísla hygroskopicity**, tedy maximálního množství vody, které do půdy vstupuje ve formě vodní páry, slouží vzorec (7).

$$Vh = 1{,}8 \text{ až } 2{,}0 \times Vh_n \quad [\%] \quad (7)$$

Obsah hygroskopické vody je vyšší v případě jemnozrnných půd a půd s vysokým obsahem humusu než u půd písčitých a humusem chudých. Číslo hygroskopicity v případě hrubozrnných písků dosahuje hodnot 1–2 %hm, v případě jílů až 15 %hm.

Tab. 4—2: Hygroskopicita při normální vlhkosti vzduchu 60 % (Vh_n) a maximální hygroskopicita při vlhkosti vzduchu 95 % (Vh).

Typy půd dle textury nebo obsahu organické hmoty	Písčité	Hlinité	Jílovité	Zrašelinělé
Vh_n [%]	< 2	2–4	4–10	> 10
Vh [%]	< 4	4–8	8–20	> 20

Obalová voda je taková, která obaluje půdní částice již v silnější vrstvě. Tato voda je vázána menší silou: pF = 2,1–4,0 (-5,0 až -0,1 MPa, -50 až -1 atm; tlaková výška vodního sloupce 1 000 až 50 000 mm). Obalová voda se nepohybuje se směrem působení gravitace, ale pouze od větších částic k menším a od částic s větším vodním obalem k částicím s menším vodním obalem. Mezi obalovou a kapilární vodou je tenká hranice, kdy se malé póry kapilár mohou zaplnit obalovou vodou, jak se propojí jednotlivé obaly vody kolem půdních částic.

Voda nepřístupná pro rostliny je taková, kdy v půdě je obsažena voda hygroskopická a z velmi malé části také voda kapilární (potenciál půdní vody menší než -1,5 MPa). Hygroskopicita se nachází těsně pod **bodem vadnutí**, kdy rostliny již nejsou schopny překonat síly, jimiž je voda v půdě vázána. Bod vadnutí začíná při pF = 4,18 (-2 až -1 MPa, -20 až -10 atm; tlaková výška vodního sloupce 10 000 až 20 000 mm), mezinárodně přijatý úzus je -1,5 MPa (-15 bar, 15 300 cm vodního sloupce). Značí vlhkost půdy, při které jsou rostliny nedostatečně zásobeny vodou. V rostlinách klesá turgor (klesá tlak rozpínajícího se protoplastu v důsledku sníženého vstupu vody do vakuol na buněčnou stěnu), což se projevuje vadnutím.

Hodnota bodu vadnutí závisí také na vývojovém stadiu rostliny: např. bod vadnutí u mladé papriky je -0,6 až -0,3 MPa, zatímco u starší je to -1,5 až -1,2 MPa. Bod vadnutí dubu letního je udáván v hodnotách -0,5 až -0,7 MPa a stomata se začínají zavírat při -1,62 MPa (Čater et al. 1999). Bod vadnutí se mění také se změnami vlhkostních charakteristik, které mají značný vliv na produkci, zejména při změně vlhkosti v intervalu 40–100 % maximální vodní kapacity. Při změně půdní vlhkosti od 40 do 85 %obj se výrazně zvyšuje nárůst biomasy. Při vlhkosti nad 85 % tento nárůst naopak klesá v důsledku špatného provzdušnění půdy. Nedostatek vody také stimuluje růst kořenů, které naopak v půdách optimálně a nadoptimálně saturovaných vodou vytvářejí malé kořenové svazky a vysoké stromy tak mohou trpět vývraty vlivem zhoršeného kotvení v půdě. Optimální vývoj kořenů tak lze očekávat při sacím tlaku vody -0,1 MPa (ustává přibližně při -6 až -0,6 MPa).

Z hlediska dostupnosti vody je podstatné, že při odsávání vody kořeny dochází k jejímu pohybu z míst vlhčích do sušších (z míst s menším potenciálem do míst s vyšším potenciálem). Pro tento

pohyb vody mají velký význam hrubší kapiláry o průměru > 0,030 mm, neboť pohyb je v těchto pórech rychlý, ale voda ještě samovolně neodtéká.

S přibývající vlhkostí se obsah vody dostává do hranice zvané **lentokapilární bod (*LB*)**, který nastává při pF = 3,0–3,3 (-0,3 až -0,1 MPa, -3 až -1 atm; tlaková výška vodního sloupce 1 000 až 3 000 cm). Je to vlhkost půdy, která je v rozmezí mezi lehce a těžce pohyblivou kapilární vodou. Odpovídá stavu, kdy začíná náhlý pokles pohyblivosti tím, že dojde k přerušení kapilární vody. Voda zůstává jen na styku půdních částic v prstencích v kapilárních a nejjemnějších pórech. Lentokapilární bod představuje významný hydrolimit, neboť poklesem vlhkosti půdy pod tuto hodnotu rostliny vodu již obtížně využijí. Lentokapilární bod se vypočítá podle vzorce 16.

$$LB = BV + 0{,}33 \cdot (\Theta_{RVK24} - BV) \qquad [\%obj], \qquad (8)$$

kde
LB je lentokapilární bod;
BV je bod vadnutí;
Θ_{RVK24} je retenční vodní kapacita (zaplněné kapiláry po 24 h odsávání vody z fyzikálního válečku

Lentokapilární bod lze také vyjádřit vztahem

$$LB = 1{,}5 \text{ až } 2 \cdot Vh \qquad [\%obj] \qquad (9)$$

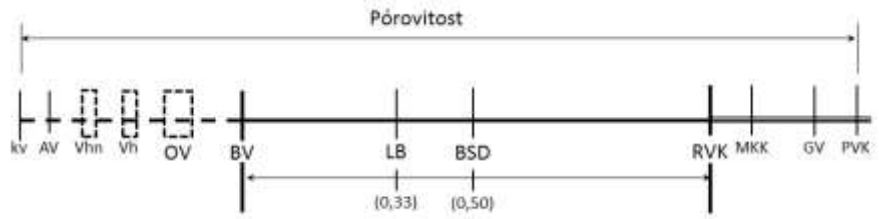
Lentokapilární bod je cca 60 % retenční vodní kapacity. Při snížení vlhkosti půdy na hranici lentokapilárního bodu se podstatně snižuje pohyblivost vody, souvislé vodní sloupce v půdních pórech jsou z většiny přerušené a snižuje se přítok vody ke kořenům.

Lentokapilární bod tak vyjadřuje obsah vody, která začíná být pro většinu rostlin nedostupná. Iniciální fáze zhoršené dostupnosti vody a její pohyblivosti půdou vyjadřuje **bod snížené dostupnosti (BSD)**.

$$BSD = BV + 0{,}5 \cdot (\Theta_{RVK24} - BV) \qquad [\%obj], \qquad (10)$$

kde
BSD je bod snížené dostupnosti;
BV je bod vadnutí;
Θ_{RVK24} je retenční vodní kapacita (obsah vody po 24 h odsávání z válečku, viz BOX 4—2).

Při bodu snížené dostupnosti voda ještě protéká souvisle půdou, ale pouze v nejtenčích pórech; v semikapilárních a nekapilárních pórech je vodní tok přerušen a voda již pouze obaluje půdní částice.



kv – krystalická voda	OV – obalová voda	RVK – retenční vodní kapacita
AV – adsorpční vlhkost	BV – bod vadnutí	MKK – maximální kapilární kapacita
Vhn – normální hygroskopicita	LB – lentokapilární bod	GV – gravitační voda
Vh – číslo hygroskopicity	BSD – bod snížené dostupnosti	PVK – plná vodní kapacita

Retenční vodní kapacita (Θ_{RVK24}): Zjištěním retenční vodní kapacity docílíme rozdělení půdních pórů na kapilární a semikapilární. Zjišťuje se stanovením z fyzikálního válečku (viz BOX 4—2).

Retenční vodní kapacita odpovídá pF křivkám v intervalu pF = 2,0–2,7 (-0,08 až -0,01 MPa, -0,8 až -0,1 atm; tlaková výška vodního sloupce 100–800 cm). Θ_{RVK24} vyjadřuje schopnost půdy zadržet určité množství vody po delší dobu (24 h). Θ_{RVK24} lze charakterizovat jako množství vody, které je půda schopna zadržet v systému kapilárních pórů a postupně ji pro potřeby rostlin uvolňovat. Aplikovaný metodický postup používá databázi bonitovaných půdně-ekologických jednotek (BPEJ) a jejich kategorizaci do hydrologických skupin. Výsledné hodnoty Θ_{RVK24} zohledňují průměrnou hloubku profilu a obsah vody; charakterizují tak skutečné množství vody, které je půda při srážkách schopna zadržet. Podobné zohlednění bylo provedeno také u silně skeletnatých půd, kde se zohledňuje zastoupení skeletu, který „nepřijímá vodu“, a tudíž se nepodílí na vodní retenci.

Tab. 4—3: Klasifikace retenční vodní kapacity půdy vyjádřené v množství srážek (mm nebo také $l \cdot m^{-2}$).

Θ_{RVK24}	$l \cdot m^{-2}$
nízká	< 100
nižší střední	100–160
střední	160–220
vyšší střední	220–320
vysoká	> 320

Objem kapilární (vlásečnicové) vody vyjadřuje **maximální kapilární kapacita (Θ_{MKK})**. Tento půdní hydrolimit udává objem kapilárních a části semikapilárních pórů. Sací síly se při této úrovni obsahu vody v půdě pohybují v rozmezí pF 1,6–2,0 (-0,01 až -0,007 MPa, -0,1 až -0,07 atm; tlaková výška vodního sloupce 70–100 cm). Udává maximální nasycení kapilárních a částečně semikapilárních pórů (< 0,01 mm) vodou. Bez vody jsou při tomto stupni nasycení pouze hrubé póry.

Tab. 4—4: Průměrné hodnoty retenční vodní kapacity půdy a maximální kapilární kapacity půdy pro různé půdní druhy.

Půdní druh	Θ_{RVK24} %obj (optimum)	Θ_{MKK} %obj (optimum)
písčitá	15	10–17
hlinitopísčitá	21	18–25
písčitohlinitá	31	25–30
hlinitá	36	30–35
jílovitohlinitá	40	35–40
jílovitá	44	40–45

Polní vodní kapacita představuje schopnost půdy zadržet na delší dobu (24 hod) maximální množství vody v přirozeném profilu (ve stanovištních podmínkách) proti působení zemské tíže, tedy bez dalšího aktivního odnímání vody. Tento hydrolimit, který je de facto kompatibilní s retenční vodní kapacitou, je rozšířen zejména v agronomickém půdoznalství, kde se také zjišťuje terénními metodami.

Gravitační voda (viz také kapitolu 4.4): V přirozených podmínkách je její přítomnost v půdě podmíněna zejména srážkami. Směr proudění gravitační vody je ve směru působení gravitace do spodních půdních vrstev. Pohybuje se nejrychleji (více než 12 $cm \cdot h^{-1}$) v hrubých nekapilárních a semikapilárních pórech (trhlinky, chodbičky). Sací a tlakové síly nejsou v případě gravitační vody jednoznačně hraniční (hranice není definována). Zemina plně nasycená vodou dosahuje hydrolimitu **plné vodní kapacity**, který odpovídá pórovitosti půdy.

Gravitační voda se pohybuje půdou buď jako svahová, nebo jako tzv. infiltrovaná. Pohyb vody v půdě je tak podmíněn dvěma procesy. Infiltrací, tedy vsakem, kdy se se vsakující vodou zaplňují dosud prázdné póry a probíhá tzv. **nenasycené proudění**. To se postupně zpomaluje, až jsou zaplněny vodou veškeré póry a voda půdou volně protéká nekapilárními póry. Půda je tedy vodou

plně nasycena a probíhá **nasycené proudění**. To není z hlediska vodního sloupce, který se postupně zvyšuje směrem od půdního povrchu do větších hloubek, rovnoměrné, ale probíhá spíše jazykovitě.

BOX 4—2: Analýza fyzikálního válečku pro stanovení půdních hydrolimitů (pozn.: Pro návaznost na zažitou provozně-pedologickou terminologii je v tomto učebním textu používán pojem „fyzikální váleček", jakkoli adekvátním termínem, používaným zejména v hydrogeologii je „pedologický váleček". Obecně hovoříme o analýze neporušeného vzorku půdy, odebraného standardní metodou pomocí ocelového kroužku o známém objemu za účelem zjišťování fyzikálních a hydrofyzikálních vlastností půdy.).

Fyzikální váleček (také nazýván neporušený půdní vzorek) je zpravidla o objemu 100 cm^3 (v lesnické pedologii) a používá se ke zjišťování charakteristik vodního a vzdušného režimu půdy. Stanovení půdních hydrolimitů spočívá ve vážení fyzikálních válečků za určitého obsahu vody. Tento obsah je dán nasáváním válečku vodou do plného nasycení a jeho zpětným odsáváním. V určitých intervalech odsávání jsou válečky váženy.

Θ_{PVK} (plná vodní kapacita)	Váleček plně nasátý vodou. Ukončení nasávání válečku je dáno buď lesknoucím se povrchem válečku (voda vystoupala válečkem až po jeho horní okraj), nebo časovou hranicí 24 h nasávání.
Θ_{30} (gravitační voda)	Váleček je umístěn na odsávací zařízení a je vážen po 30 minutách od ukončení nasávání.
Θ_{MKK} (maximální kapilární kapacita)	Váleček je vážen po 2 h od ukončení nasávání
Θ_{RVK24} (retenční vodní kapacita)	Váleček je vážen po 24 h od ukončení odsávání
Θ_{Vhn} (normální hygroskopicita)	Váleček je vysušen při 105 °C do konstantní hmotnosti a následně ponechán v exsikátoru při 60% vlhkosti vzduchu za přítomnosti 10% H_2SO_4 (viz vzorec č. 6).

Hodnoty jednotlivých hmotností válečku jsou vztaženy ke konstantní hmotnosti. Při objemu válečku 100 cm^3 platí, že **úbytek hmotnosti o 1 g = úbytek objemu vody o 1 ml = snížení vlhkosti o 1 % (hmotnostní i objemové), což také znamená snížení okamžité zásoby využitelné vody o 1 mm**.

4.6 Kapilarita půdy

Množství kapilární vody je ovlivňováno střídáním suchého a vlhkého počasí. Může se z půdy ztrácet výparem (evaporací) nebo desukcí kořeny a následnou transpirací přes listy. Tato voda může být do půdy navrácena jen srážkami.

Kapilární voda je vázána díky kapilární adhezi a povrchovému napětí menisků. **Kapilární zdvih** (H) je výška kapilárního sloupce, který stoupá nad souvislou hladinu podzemní vody.

$$H = 15/r \quad [mm], \qquad (11)$$

kde

r je poloměr kapilární trubice v mm.

Kapilární zdvih se přibližně shoduje s velikostí půdních částic (průměr pórů = 0,3–0,7násobek průměru půdních částic). V běžných podmínkách je kapilární zdvih maximálně 5–6 m.

Kapilární zdvih během roku kolísá v desítkách centimetrů až v metrech. Hodnocení kapilárního zdvihu udává Tab. 4—5.

Tab. 4—5: Klasifikace kapilárního zdvihu.

Rozkolísanost kapilárního zdvihu [cm]	Klasifikace kapilárního zdvihu
40	mělký – kámen
40–80	mělký kapilární zdvih
80–130	mírně vysoký kapilární zdvih
130–200	středně vysoký kapilární zdvih
200–300	vysoký kapilární zdvih
300–400	velmi vysoký kapilární zdvih

Tab. 4—6: Porovnání hodnot kapilárního zdvihu zjištěného početně a měřením při daném průměru půdních částic.

Rozměr frakce [mm]	Kapilární zdvih zjištěný [mm]	Kapilární zdvih vypočtený [mm]
0,02–0,05	2000	2100
0,05–0,1	1055	1000
0,1–0,2	428	500
0,2–0,5	246	210
0,5–1	131	100
0,1–2	65	50

Maximální výšku vzlínání udává **kapilární číslo**. Se zmenšující se velikostí částic se jeho hodnota zvyšuje a zároveň se snižuje rychlost vzlínání. Tato vlastnost byla empiricky zjištěna pro různé frakce křemenných zrn (Tab. 4—7).

Tab. 4—7: Hodnoty kapilárního zdvihu zjišťovaného pro různé frakce křemenných zrn v různých časech měření. Při zásobení kapilární vodou má největší význam prachová frakce (0,01–0,05 mm), která zajistí v nejkratším čase nejvyšší kapilární zdvih. Z tohoto pohledu je částečně příznivý i jemný písek (0,05–0,1 mm).

Průměr zrn v mm	Kapilární zdvih v mm					Kapilární číslo [mm]
	5 minut	60 minut	1 den	7 dní	60 dní	
> 2	0	0	0	0	0	0
0,5–1	50	50	51	51	51	52
0,05–0,1	108	346	900	1030	1100	1102
0,01–0,05	88	320	1200	1880	2375	2420
0,005–0,01	54	200	810	1910	2690	? (zdvih neustal)

V přírodním prostředí jsou v půdě zastoupené všechny frakce v určitém poměru, což činí podmínky pro kapilární zdvih specifickými. Každá vrstva (půdní horizont nebo geologická vrstva) se vyznačuje různou texturou (zrnitostí) a kapilární zdvih může být přerušen. V texturně homogenním prostředí lze kapilární zdvih vyjádřit dle Tab. 4—8.

Tab. 4—8: Kapilární zdvih pro různé půdní textury.

Textura půdy	Kapilární zdvih [mm]
písčitá	300
hlinitopísčitá	0–800
písčitohlinitá	800–1500
hlinitá	1500–3000
jílovitohlinitá	3000–4000
jílovitá	4000–6000

Při **kapilární pórovitosti** jsou vodou vyplněny pouze kapilární póry při vlhkosti hydrolimitu Θ_{RVK24}. Optimální zastoupení kapilárních pórů je cca 2/3 z celkové pórovitosti. Nadbytek kapilárních pórů znesnadňuje infiltraci (vsakování) vody, vede k provlhčení půdy do malé hloubky a vzrůstu povrchového odtoku, čímž se zvyšuje riziko eroze. Nedostatek kapilárních pórů předznamenává malou zásobu vody pro rostliny, nízkou vododržnost a nasákavost. Objem kapilárních pórů tedy vyjadřuje vztah

$$P_K = \Theta_{RVK24} \quad [\%], \qquad (12)$$

kde

$\mathbf{P_K}$ je objem kapilárních pórů;

$\mathbf{\Theta_{RVK24}}$ je retenční vodní kapacita (po 24 h odsávání z fyzikálního válečku plně nasyceného vodou).

Při **semikapilární pórovitosti** jsou zaplněny vodou póry, které nejsou svými vlastnostmi ani vyloženě kapilární, ani vyloženě nekapilární. K jejich vyjádření se používá hydrolimit 30 min odsávání z fyzikálního válečku plně nasyceného vodou (viz BOX 4—2) podle vztahu

$$P_S = \Theta_{30} - \Theta_{RVK24} \quad [\%], \qquad (13)$$

kde

$\mathbf{P_S}$ je objem semikapilárních pórů;

$\mathbf{\Theta_{30}}$ je objem vody ve fyzikálním válečku po 30 min odsávání válečku plně nasátého vodou;

$\mathbf{\Theta_{RVK24}}$ je retenční vodní kapacita (po 24 h odsávání z fyzikálního válečku plně nasyceného vodou).

Nekapilární pórovitost zaujímá póry s velmi malou vododržností, ve kterých se voda pohybuje působením gravitace. Také proto se pro vodu v nekapilárních pórech obsaženou používá termín gravitační voda. Při dominanci nekapilárních pórů je v půdě nízká zásoba vody díky jejímu rychlému průtoku do hloubek nepřístupných kořenům rostlin. Z nekapilárních pórů je voda z fyzikálního válečku odsána během 30 min odsávání z plného nasycení. Pro vyjádření objemu nekapilárních pórů platí vztah

$$P_N = P - \Theta_{30} \quad [\%], \qquad (14)$$

kde

$\mathbf{P_N}$ je objem nekapilárních pórů;

P je pórovitost;

$\mathbf{\Theta_{30}}$ je objem vody ve fyzikálním válečku po 30 min odsávání z válečku plně nasátého vodou.

4.7 Vybrané aspekty problematiky vody v lesních půdách

Voda v rostlinách převyšuje hmotnost sušiny 4–8× a její spotřeba je daleko větší než spotřeba jiných látek. Odběr vody kořenovým vlášením je nepřetržitý jednostranný pohyb vody směrem z půdy do rostlinných pletiv a dále ve směru kořen → list. Vody kořeny rostlin více čerpají, než kolik jí listy odpařují (vytranspirují). Zvýšená transpirace je dána silným osvětlením rostliny, vysušujícím větrem nebo omezenými zásobami vody v půdě.

Pokles evapotranspirace o 1 $l \cdot m^{-2}$ (700 Wh) za den představuje přibližně 40násobné zvýšení toku zjevného tepla oproti efektu skleníkových plynů. Pokles evapotranspirace za 1 den o 1 mm na území celé ČR (79 000 km^2) způsobí uvolnění množství zjevného tepla, které je srovnatelné s celoroční produkcí elektrické energie švýcarské jaderné elektrárny Beznau (6 000 GWh).

Rostliny vytvářejí biomasu s různou efektivitou ve smyslu spotřeby vody. Tento ukazatel se nazývá **transpirační koeficient** a udává se v kg množství vody na kg rostlinou vyprodukované sušiny.

Při průměrných hodnotách transpiračního koeficientu 300 l vody na 1 kg sušiny je tak zapotřebí pro vyprodukování 10 t sušiny 3 mil. litrů vody, což je 300 mm srážek.

Suma výparu vody z půdy a z listové plochy rostlin (transpirované) se nazývá **evapotranspirace**. Její hodnoty jsou pro lesní porosty v průměru 0–1,5 mm $\cdot$ den^{-1} na jaře a na podzim a 1,5–5 mm $\cdot$ den^{-1} v létě (až 7 mm $\cdot$ den^{-1}, což na ploše 1 ha činí 70 000 l).

5 PŮDNÍ VZDUCH, TEPLOTA PŮDY

5.1 Půdní vzduch

Přibližně polovina objemu půdy sestává z pórů vyplněných vodou nebo vzduchem. V půdě nejsou póry vodou vyplněny „odspodu nahoru“, podle pohybu hladiny podzemní vody, ale nepravidelně, v závislosti na velikosti pórů a tím na sacím tlaku, s jakým je voda zadržována v pórech dané velikosti. Stejně tak jsou póry vyplněné vzduchem v půdě rozmístěny více méně rovnoměrně.

Půdní vzduch se od atmosférického liší v několika ohledech. Jeho složení je v rámci půdního tělesa velmi variabilní a mění se na krátkou vzdálenost, v závislosti na přítomnosti kořenů, velikosti pórů, drenáže v daném místě půdy apod. Půdní vzduch obsahuje více vodních par. Pokud není půda suchá, vzdušná vlhkost se blíží hodnotě 100 %. Půdní vzduch také obsahuje CO_2 ve vyšších (až několika set násobně, v průměru 0,1–1,5 %) a O_2 v nižších (i pouze 5–10 %) koncentracích, nežli je obsaženo v troposféře (CO_2 cca 0,035 %, O_2 cca 20 %).

Je nezbytné, aby v půdě probíhal pohyb půdního vzduchu a výměna plynů s přízemní vrstvou troposféry. Výměna plynů pobíhá pomocí třech mechanismů:

1. O_2 je do půdy transportován jako rozpuštěný v perkolující (vsakující) vodě. Množství takto transportovaného kyslíku je díky malé rozpustnosti kyslíku ve vodě poměrně nízké (cca 0,028 ml · ml^{-1});
2. výměna vzdušných mas vlivem tlakových změn (0,1–0,2 kPa) způsobovaných prouděním vzduchu a turbulencemi přízemní části atmosféry;
3. difuze molekul plynů skrz půdní póry.

Při náhlém zamokření půdy dochází k rychlé výměně prostoru vyplněného vodou a vzduchem: např. při dešti se nejprve vodou zaplňují krátkodobě makropóry, kterými voda jednak proudí v sestupném směru a z kterých také vstupuje do menších pórů, kde je zadržena dlouhodoběji. Proto jsou těžké (jílovité, jílovitohlinité) půdy s velkým obsahem mikropórů význačné zhoršenou aerací a výměnou plynů mezi půdou a přízemní atmosférou. Výsledkem pak bývá vysoká koncentrace oxidu uhličitého a nízká koncentrace kyslíku, tedy nástup anoxických podmínek, které jsou pro většinu rostlin a živočichů nepříznivé. Oxidační (oxické, aerobní) podmínky jsou v takových případech nahrazeny redukčními (anoxickými, anaerobními), pro které jsou typické odlišné fyzikálně-chemické, chemické a biologické děje.

BOX 5—1: Aerobní versus anaerobní organismy.

Aerobní organismy

- Mají větší přínos pro půdu a rostliny;
- úspěšněji dekomponují uhlíkaté sloučeniny a tím více přispívají ke zvyšování produkce biomasy, humusu, podílu vody a CO_2;
- v průběhu dekompozičních procesů zajišťují mineralizaci základních živin (N, P, S) a tím jejich koloběh;
- specializované druhy autotrofů, jako jsou nitrifikační bakterie nebo bakterie oxidující sloučeniny síry, produkují NO_3^- a SO_4^{2-};
- některé druhy bakterií mohou produkovat růstové regulátory typu giberellinů, které stimulují růst rostlin.

Anaerobní organismy

- Tvoří méně početné skupiny (max. cca 10 % edafonu); některé aerobní organismy jsou řazeny mezi tzv. fakultativní anaeroby, kteří mohou růst v anaerobních podmínkách (např. kvasinky alkoholového kvašení, ale také většina bakterií);
- produkují méně metabolické energie na mol substrátu během anaerobní respirace, takže růst jejich buněk je pomalejší;
- mají rozmanitější produkty metabolismu vedle CO_2 a H_2O, zejména redukované sloučeniny (C_2H_5OH, CH_4, C_2H_4 aj.);
- využívají alternativní příjemce elektronů (NO_3^-, MnO_2, Fe(OH) a SO_4^{2-}) a produkují jejich redukované formy, z nichž je v půdě řada nežádoucích (metan, sirovodík, organické kyseliny, alkoholy aj.).

Provzdušněnost lesních půd a složení půdního vzduchu je ovlivněno řadou faktorů:

- charakter nadložního humusu (složení, mocnost, humifikační procesy);
- biologická aktivita;
- textura půdy;
- výška hladiny pozemní vody;
- hustota, výška, stáří porostu;
- management a způsob hospodaření.

BOX 5—2: Charakteristiky vzdušného režimu půdy (viz také kapitolu 10).

- Pórovitost: vyjadřuje objem všech pórů v půdě z celkového objemu půdy – veličina vyjadřující potenciální stav půdy.
- Provzdušněnost: vyjadřuje, jaký objem pórů z celkového objemu půdy je aktuálně vyplněných vzduchem – veličina vyjadřující aktuální stav půdy.
- Minimální vzdušná kapacita: vyjadřuje, jaký podíl pórů z celkové pórovitosti je zaplněný vzduchem, jsou-li všechny kapilární póry zaplněné vodou – veličina vyjadřující potenciální stav půdy.
- Relativní nasycenost pórů: vyjadřuje procentický podíl pórů zaplněných vodou z celkového objemu pórů v půdě – veličina vyjadřující aktuální stav půdy.

5.1.1 Oxidačně-redukční procesy v půdě

Oxidačně-redukční procesy (také redoxní reakce) představují reakce, při nichž se mění oxidační čísla atomů. Každá redoxní reakce je tvořena dvěma současně probíhajícími poloreakcemi – oxidací a redukcí. Při oxidaci atom elektrony (e^-) ztrácí, při redukci atom elektrony (e^-) přijímá. Na těchto procesech se podílejí jednak složky organické (enzymy + H_2O + O_2), jednak složky minerální (Fe^{2+}, Fe^{3+}, S^{2+}, S^{4+}, N, Mn^{3+}, Mn^{6+}).

Redox potenciál vyjadřuje schopnost systému se redukovat nebo oxidovat, přičemž tato schopnost (redox potenciál) závisí na normálním potenciálu *E*, udávaném ve voltech nebo milivoltech. Se zvyšujícím se *E* stoupá schopnost oxidace a naopak. V půdě vyjadřuje schopnost jakékoli substance být redukovanou nebo oxidovanou.

Hodnoty redox potenciálu jsou vztaženy k referenčnímu stavu, který je dán redox potenciálem vodíkového páru $\frac{1}{2}H_2 \leftrightharpoons H^+ + e^-$, jehož redox potenciál je roven nule. Silné oxidační činidlo je kyslík (O_2), neboť snadno přijímá elektrony od řady jiných prvků. Aerobní respirace vyžaduje O_2 jako akceptora elektronů, neboť aerobní organismy oxidují organický uhlík, čímž dochází k uvolňování energie nezbytné pro život. Kyslík je schopen oxidovat organické i anorganické látky.

Jak již bylo řečeno, oxidačně-redukční reakce jsou charakteristické přenosem elektronů: oxidace představuje ztrátu elektronu, redukce získání elektronu, např.

$$Fe^{2+} \longrightarrow Fe^{3+} + e^- \qquad \text{oxidace} \qquad (15)$$

$$2H^+ + 2e^- \longrightarrow H_2 \qquad \text{redukce} \qquad (16)$$

V první rovnici je dvojmocné železo oxidované na trojmocné za ztráty elektronu (zvýšení kladného náboje), v druhé rovnici je vodík redukován za snížení kladného náboje a příjmu dvou elektronů. Aby mohla být určitá látka oxidována, musí jiná látka přijmout volné elektrony, neboli u oxidačně redukčních reakcí platí, že oxidace jedné látky (frakce zeminy nebo prvku v půdě) je spojena s redukcí jiné látky a naopak.

$$2Fe^{2+} + 2H^+ \longrightarrow 2Fe^{3+} + H_2 \qquad (17)$$

Železo je v uvedené reakci oxidováno, zatímco vodík je redukován. Reakce může probíhat obousměrně, tedy

$$2Fe^{3+} + H_2 \longrightarrow 2Fe^{2+} + 2H^+ \qquad (18)$$

Do uvedených oxidačně-redukčních reakcí vstupují tři faktory:

1. tendence železa Fe^{2+} uvolňovat elektrony a železa Fe^{3+} elektrony akceptovat;
2. tendence vodíku H^+ akceptovat elektrony a H_2 poskytnout elektrony;
3. koncentrace daných složek v prostředí.

Redox potenciál je závislý na přítomnosti akceptoru elektronů a na pH. Pro všechny látky v půdě platí, že se stoupající hodnotou pH klesá jejich redox potenciál a tedy schopnost se oxidovat –

přijmout elektron. Každá látka (sloučenina) se ale oxiduje/redukuje při různém pH a různém redox potenciálu (Tab. 5—1).

Tab. 5—1: Oxidované a redukované formy některých prvků v půdě a jejich redox potenciál (*E*), ve kterém dochází ke změně jejich formy při pH = 6,5 (Brady & Weil 2002). Kyslík je v plynné formě v půdě přítomen při hodnotách *E* vyšších než 0,38–0,32 V. Při nižším *E* mikroorganismy využívají jako akceptory elektronů při metabolických procesech jiné elementy než kyslík.

Oxidovaná forma	Redukovaná forma	*E*, při kterém dochází ke změně formy [V]
O_2	H_2O	0,38 až 0,32
NO_3^-	N_2	0,28 až 0,22
Mn_4^+	Mn^{2+}	0,22 až 0,18
Fe_3^+	Fe^{2+}	0,11 až 0,08
SO_4^{2-}	S^{2-}	-0,14 až -0,17
CO_2	CH_4	-0,20 až -0,28

Při redukčních podmínkách mikroorganismy nevyužívají půdní O_2, nýbrž kyslík obsažený v jiných látkách (chemických sloučeninách, minerálech apod.).

Redox potenciál půd je veličina se sezónní dynamikou. Závisí na vlhkosti půdy, provzdušněnosti, obsahu organické hmoty i pórovitosti půdy. Během roku může redox potenciál kolísat v intervalu 0,1–0,7 V. Pokles je spojený s nedostatkem kyslíku, což je situace, kdy půdní mikroorganismy nevyužívají O_2, ale jiné oxidanty. Vysoký redox potenciál (*E*) mají dusičnany (NO_3^-), Mn_2O_3 nebo MnO_2, sloučeniny typické pro provzdušněné půdy s $E > 0,5$ V.

O_2 je v půdě obsažen pouze do hodnoty $E = 0,32$ V, při nižších hodnotách je jeho koncentrace výrazně nižší. Při zhoršení aerace dochází ke snížení *E* na 0,3–0,5 V, kdy dochází k redukci manganu na Mn^{2+} a dochází k barevným změnám půdy do modra. Při poklesu *E* na 0,2–0,3 V dochází k redukci železa z Fe^{3+} na Fe^{2+}, což je doprovázeno barevnými změnami půdy z hnědé na šedou. Při poklesu *E* na hodnotu 0,05 V dochází k redukci síry až na H_2S a FeS, což se projevuje černými barevnými odstíny. U permanentně zaplavených půd ($E = -0,12$ V) dominují anaerobní podmínky a netvoří se CO_2, ale zejména metan.

Pro zaplavené půdy platí, že mají nízký – záporný – redox potenciál. Po zaplavení vykazují určitou dynamiku a redox potenciál se nemění bezprostředně po nasycení vodou, nýbrž v závislosti na půdních vlastnostech:

- u „normální“ půdy je dosaženo stavu záporného redox potenciálu cca za 8–12 týdnů;
- při vysokém obsahu dusičnanů (NO_3^-) v půdě trvá kladná hodnota redox potenciálu až několik týdnů;
- u půd s nízkým obsahem organické hmoty trvá kladná hodnota redox potenciálu po zaplavení až několik měsíců (půl roku);
- u půd s vysokým obsahem vícemocného Mn a podobně Fe a vysokým obsahem organické hmoty trvá kladná hodnota redox potenciálu po zaplavení až 7 měsíců;
- u půd s nízkou zásobou Mn a Fe a vysokým obsahem organické hmoty trvá kladná hodnota Teplota a tepelný režim půdy

Tepelný (termický) režim půdy znamená proces příjmu, pohybu a předávání tepla v půdě.

Zdroji půdního tepla jsou sluneční energie, atmosférický vzduch (teplo), rozklad organických látek (uvolňování tepla při metabolických procesech), vnitřní teplo Země. Hlavním zdrojem je sluneční záření, z něhož půda 50–80 % tepelné energie pohltí a část odrazí (*albedo*).

Sluneční energie pohlcená půdou půdu zahřívá jen do určité hloubky, která se mění v závislosti na klimatických pásech, a podílí se na tepelném a hydrickém režimu půdy. Důsledkem prohřívání půdy je zčásti výpar, zčásti ohřev přízemní vrstvy atmosféry.

5.1.2 Faktory ovlivňující teplotu půdy

Vnějšími faktory jsou intenzita záření, úhel dopadu slunečních paprsků na půdní povrch a nadmořská výška (s ní související délka a mocnost sněhové pokrývky a klimatický režim dané oblasti).

Vnitřními faktory jsou měrné teplo a tepelná a teplotní vodivost půdy.

Intenzita záření a úhel dopadu slunečního záření jsou ovlivněny řadou faktorů, jako je zeměpisná šířka, nadmořská výška, roční období, denní doba, sklon svahu a expozice. S nadmořskou výškou stoupá podíl krátkovlnného ultrafialového záření s tím, že v rozmezí nadmořských výšek od 200 do 2000 m n. m. stoupne jeho podíl v létě cca o 30 %, v zimě cca o 45 %.

Měrná tepelná kapacita (dříve **měrné teplo** nebo **specifické teplo**) vyjadřuje v joulech ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$) množství tepla potřebného k ohřátí 1 kg půdy o 1 K (nebo také o 1 °C).

Tepelná vodivost vyjadřuje schopnost látky (v našem případě půdy) vést teplo v rámci půdního prostoru. Vyjadřuje se ve $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ a znamená množství tepla, které musí protéci za jednotku času (s) na jednotku tloušťky půdy (1 m) při jednotkovém tepelném spádu 1 °C. Jinými slovy je to rychlost, s jakou se teplo šíří z jedné zahřáté části do jiných, chladnějších částí.

Teplotní vodivost potom ukazuje, jak látka (v tomto případě půda) vede teplo, tzn., jak snadno se tepelné rozdíly vyrovnávají v rámci tepelné difuze. Teplotní vodivost závisí na tepelné vodivosti, hustotě látky a měrném teple s tím, že čím je hodnota teplotní vodivosti látky vyšší, tím je teplota v určitém místě výrazněji závislá na změně jeho povrchové teploty.

Tab. 5—2: Termické charakteristiky různých přírodních materiálů a prostředí. Samotné termické charakteristiky půdy jsou výslednicí spolupůsobení všech uvedených parametrů, které působí v různé míře podle jejich zastoupení v půdě.

Látka (také půdní složka)	Měrné teplo [$J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$]	Tepelná vodivost λ (při 25 °C) [$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$]	Teplotní vodivost α [$m^2 \cdot s^{-1}$]
Voda	4 180	0,606	0,000140
Vzduch	1 003	0,018	0,000018
Led	2 090	2,200	0,001100
Suché dřevo	1 450	0,04–0,30	0,000200
Humus	2 512	0,20	0,000080
Křemen	2 009	8,50	0,004200
Jílové nerosty	2 000	2,90	0,001450

Teplotu půdy lze zjišťovat více způsoby. Ambulantní zjišťování teploty představuje značné riziko v tom, že měření v daném čase je závislé na momentálním stavu počasí, denní době apod. a nelze většinou počítat s příliš signifikantními daty. Zvlášť u teploty je proto výhodnější instalace trvalých snímačů teploty s dataloggerem pro ukládání dat s dostatečně krátkým intervalem měření (zpravidla 15 min), aby byl podchycen denní chod teploty půdy.

Tepelná vodivost je silně závislá na vlhkosti půdy. Vlhká půda má až 2–3× vyšší vodivost než suchá půda a podobně má i 2–3× větší měrnou tepelnou kapacitu.

Špatnou vodivost mají písčité půdy, které obsahují velký podíl vzduchu a mají nízkou retenci pro vodu. Jejich povrch se rychle ohřeje, ale v hlubších vrstvách tyto půdy teplo neakumulují. V noci naopak rychle vychladnou a celkově jsou typické většími teplotními výkyvy v porovnání např. s jílovitými půdami, které mají dobrou vodivost. Obsahují méně vzduchu a kapilárami spolu s vodou jako médiem proudí teplo, které je více rozváděno v rámci půdního profilu. Jílovité půdy se pomaleji ohřívají během dne, ale teplo je více akumulováno v hlubších vrstvách, zatímco přes noc teplota klesá méně a teplo je z hlubších vrstev doplňováno.

Dalším faktorem ovlivňujícím tepelné poměry v půdě je její **barva**. Tmavé půdy jsou všeobecně teplejší, více teplo pohlcují (mají menší albedo). Rozdíly ve svrchních 20 cm u tmavých půd v porovnání se světlými může být až 0,5–3 °C.

Mikrogeomorfologie ovlivňuje teplotu půdy v rámci lokálních nerovností a celkové pestrosti mikroreliéfu. Větší a souvislejší plocha se více zahřívá, zatímco pestrý reliéf omezuje přehřívání za teplého počasí a snižuje rychlost ochlazování za nízkých teplot. Se zcela specifickým tepelným režimem se lze setkat také v případě mikrotopografie stromových vývratů. V případě přirozeného

vývoje je lesní ekosystém typický režimem vývratové dynamiky, v jejímž důsledku je reliéf terénu rozčleněn na kupy a deprese. Zatímco kupy jsou charakteristické vyšší průměrnou teplotou, nižší vlhkostí a celkově většími mikroklimatickými extrémy, deprese jsou naopak vlhčí a chladnější, charakteristické koncentrovaným odtokem vody, akumulací sněhu a organické hmoty. Tak se lze v rámci poměrně malého území setkat s výrazně odlišnými podmínkami biologické aktivity i probíhajícími půdotvornými procesy.

Vegetace, zejména stromovitého vzrůstu, snižuje dostupnost záření pro zemský povrch. Zároveň ale snižuje vyzařování akumulovaného tepla v půdě a celkově snižuje extrémnost mikroklimatických podmínek, zatímco na holé půdě je intenzivnější jak přijímání, tak vyzařování tepelné energie.

Expozice svahu ovlivňuje tepelný režim z aspektu přiklonění svahu ke světovým stranám (Tab. 5—3). Půdy severních expozic se ohřívají méně ve srovnání s jižními expozicemi. Tyto rozdíly jsou patrné zejména ve vyšších nadmořských výškách; při horní hranici lesa na zemský povrch dopadá na jižních expozicích více UV záření a půda se více přehřívá. Jižní svahy jsou dotovány až 2,7× větším požitkem záření než severní s tím, že při sklonech svahů, kdy sluneční paprsky dopadají nejvíce kolmo na povrch půdy, má albedo nejnižší hodnoty.

Tab. 5—3: Příklad vlivu expozice svahu na průměrné hodnoty teploty půdy.

Hloubka půdy	S+SZ	SV+V	JV+V	JZ+Z
5 cm	14,1 °C	16,1 °C	16,4 °C	16,1 °C
15 cm	12,7 °C	14,9 °C	15,0 °C	14,8 °C

Také **nadmořská výška** úzce souvisí s tepelným režimem půdy. Při teplotním gradientu atmosféry (pokles) 0,33 °C v zimě a 0,76 °C v létě na 100 m výšky je gradient teploty půdy (pokles) na 100 m výšky 0,1 °C v zimě a 0,5 °C v létě.

5.1.3 Tepelný režim a jeho dynamika

Teplota půdy je oproti teplotě ovzduší v minimech i maximech vždy opožděna a často u půdy nedochází k takovým fluktuacím jako v atmosféře.

Během vegetačního období je v podmínkách mírného klimatického pásu (ČR) půda během dne chladnější než vzduch, zatímco v noci je teplejší, neboť přes den půda teplo sorbuje a v noci vyzařuje. Roční výkyvy teploty se projevují nejvíce do hloubky půdy 15 cm; hlouběji je teplota stálejší. Teplota půdního povrchu stoupá na jaře v závislosti na sněhové pokrývce (zpravidla v březnu až dubnu, kdy rychle stoupá, maxima dosahuje přibližně v červnu a až do ledna nejprve pozvolna, později rychleji klesá). S hloubkou půdy se také teplotní maxima opožďují oproti maximům teploty ovzduší – v hloubce 120 cm až cca o měsíc. Půda je v létě chladnější, v zimě naopak teplejší než ovzduší, vždy s menšími výkyvy ve vztahu k aktuálnímu chodu počasí.

Pro tepelný režim v zimním období má velký význam sněhová pokrývka. Sníh jako špatný vodič izoluje půdu od extrémních tepelných výkyvů a propouští ultrafialové záření, zatímco infračervené sorbuje až z 99 %. Pod sněhovou pokrývkou o mocnosti 20 cm již půda při standardním průběhu zimy nepromrzá (většinou od 5. lesního vegetačního stupně). Bez sněhové pokrývky (také na holinách) však půda může při extrémních mrazech promrznout až do 80–120 cm. Pod travním krytem bez sněhové pokrývky půda může promrznout až do 40 cm a pod lesním porostem do 10–20 cm. Vlivem rozpuštěných minerálních látek v půdním roztoku půda zamrzá při nižších teplotách, a to při -1 až -0,5 °C. Vlhká půda také zamrzá později (pomaleji) než suchá, neboť voda zajišťuje vyšší tepelnou vodivost i vyšší přísun tepla z hlubších vrstev.

Půdní teplotní maxima se objevují pouze v tenké vrstvě půdy při povrchu do hloubky 1–2 cm typicky na jižních expozicích. Na navátých píscích mohou v těchto hloubkách teploty dosahovat až 55–65 °C. Na vysokohorských svazích (1400 m n. m.) v klečových porostech a zejména na volné ploše mohou teploty vystoupat dokonce až na 65–72 °C, zatímco už v hloubce 5 cm je teplota o 20–30 °C nižší a v hloubce 10 cm již teploty nevystupují nad 30 °C.

Zamrznutí půdy má řadu dopadů. Promrznutím dochází ke zlepšení půdní struktury (koagulací a tlakem ledu), k rozkladu látek toxických pro mikroflóru a k migraci živočichů do hlubších vrstev půdy, kteří tak přispívají k větší provzdušněnosti. Negativní efekty zamrznutí půdy jsou zejména ve snížené propustnosti pro vodu a ve zvýšení povrchového odtoku a tím zvýšení rizika eroze proudící vodou. Omezují a zpomalují se také chemické procesy, mikrobiální aktivita a biochemické procesy a může dojít k vymrzání semenáčků, poškození jejich kořenů nebo „vyzdvižení" vlivem zvětšení objemu půdy. Nízké teploty půdy zpomalují růst kořenového systému, neboť se zvyšuje viskozita půdního roztoku a jeho vnitřní tření a je tak brzděn jeho pohyb směrem ke kořenům i permeabilita půdy.

Tepelný režim je **klasifikován** podle poměru sumy aktivních teplot (nad 10 °C) v půdě k sumě aktivních teplot (nad 10 °C) v ovzduší. Z toho jsou tepelné režimy klasifikovány jako (a) vyzařovací (suma aktivních teplot půdy > suma aktivních teplot vzduchu), (b) rovnovážný (suma aktivních teplot půdy ~ suma aktivních teplot vzduchu), (c) ohřevný (kdy je zvyšována teplota půdního roztoku – suma aktivních teplot půdy < suma aktivních teplot vzduchu); srov. s Tab. 5—5.

V závislosti na chodu teploty je tepelný režim klasifikován za období březen až listopad v hloubce 20 cm a podle toho jsou vymezeny kategorie uvedené v Tab. 5—4.

Tab. 5—4: Klasifikace tepelného režimu podle průměrné teploty půdy ve 20cm hloubce, měřené v období od března do listopadu, s přiřazenými lesními vegetačními stupni (LVS).

Klasifikace tepelného režimu	Průměrná teplota půdy [°C]	LVS
velmi chladný	< 7,5	8.
chladný	7,6–8,0	7.
mírně chladný	8,1–9,0	6.
velmi mírně chladný	9,1–10,0	5.
velmi mírně teplý	10,1–11,0	4.
mírně teplý	11,1–12,0	3.
teplý	12,1–13,5	2.
velmi teplý	13,6–14,5	1.
extrémně teplý	> 16,6 (u lesních půd střední Evropy se nevyskytuje)	

Tepelný režim lze ovlivnit úpravou půdního povrchu nebo jeho krytu. Mulčováním kůrou, rašelinou nebo slámou lze omezit jak vyzařování tepla, tak ztrátu půdní vlhkosti. Při zakrytí půdního povrchu černou fólií dochází během vegetačního období k vzestupu teploty v hloubce půdy 20 cm o 0,4–2,7 °C ve srovnání s volnou nekrytou plochou, při zakrytí čirou fólií hodnoty dosahují 3,2–3,9 °C. Pod čirou fólií se půda prohřívá do větší hloubky, neboť skrz ní sluneční paprsky projdou až na půdní povrch, který je tak více zahříván. Denní teploty se tímto způsobem mohou zvýšit až o 7 °C.

Tab. 5—5: Základní klimatické charakteristiky lesních vegetačních stupňů (LVS) klasifikovaných dle Ústavu pro hospodářskou úpravu lesů ([1]průměrná roční teplota vzduchu ve 2 m nad zemí; [2]suma denních teplot vzduchu vyšších než 8 °C v průběhu celého roku; [3]délka vegetačního období: počet dnů s průměrnou denní teplotou > 10 °C v průběhu celého roku (denní průměr z teplot měřených v 7, 14 a 21 h); [4]průměrný roční úhrn srážek).

LVS	Nadmořská výška [m n. m.]	Průměrná roční teplota[1] [°C]	Suma teplot[2] [°C]	Délka vegetačního období[3]	Srážky[4] [mm]
1. dubový	< 350	> 8	> 3035	> 165	< 600
2. bukodubový	350–400	7,5–8	2790–3035	160–165	600–650
3. dubobukový	400–550	6,5–7,5	2515–2790	150–160	650–700
4. bukový	550–600	6,0–6,5	2210–2515	140–150	700–800
5. jedlobukový	600–700	5,5–6,0	1865–2210	130–140	800–900
6. smrkobukový	700–900	4,5–5,5	1560–1865	115–130	900–1050
7. bukosmrkový	900–1050	4,0–4,5	1210–1560	100–115	1050–1200
8. smrkový	1050–1350	2,5–4,0	1020–1210	60–100	1200–1500
9. klečový	> 1350	< 2,5	< 1020	< 60	> 1500

6 PŮDOTVORNÉ PROCESY, PŮDNÍ TAXONOMIE

6.1 Půdotvorné procesy

V kapitole 2 jsme hovořili o základních procesech, které se podílejí na formaci půdního tělesa (přeměna, transport, obohacení, ztráta). Tyto procesy probíhají v půdě vždy alespoň v minimální míře. V této kapitole jsou popsány půdotvorné procesy, jejichž průběh, intenzita a vůbec přítomnost v půdě je podmíněna půdotvornými faktory a mírou jejich účinku na morfogenezi – utváření půdních horizontů v zákonitém sledu. Tyto procesy mohou v půdě probíhat individuálně nebo za souběhu a vedou ke složitější formaci půdního tělesa, utváření půdních horizontů a celého půdního profilu.

6.1.1 Procesy akumulace sedimentovaného materiálu

Vedle půd vyvinutých z rozpadu bazálního souvrství pevných hornin (případně sádrovcových, vápnitých či železitých krust) s výrazným podílem humusu je i sedimentace jako vůdčí půdotvorný proces spojena s iniciálními nebo vývojově mladými půdami. Ve slabě vyvinutých půdách tak dochází k akumulaci humusu, fluviálních nebo koluviálních sedimentů, vulkanických nebo navátých materiálů.

Fluviální sedimentační proces náleží stanovištím říčních (potočních) údolí s periodickou (každoroční) akumulací povodňových sedimentů hlinitopísčité až jílovitohlinité zrnitosti. Sedimenty jsou vázané na erozní činnost a následnou akumulaci v nivách. Morfogenetickými znaky fluviálního procesu tak jsou příznačná vrstevnatost, nepravidelné rozložení humusu v půdním profilu a jeho celkově vyšší obsah (3–5 % i více), ale také relativně vysoká úživnost (trofismus). Půdy utvářené fluviálním procesem jsou klasifikované jako fluvizemě. Patří mezi nejmladší půdy holocénu (desetiletí, max. staletí); starší jsou fluvisoly aridních oblastí, charakteristické také příznivým rovinatým reliéfem, kdy může u starších půd již docházet k pokročilejším půdotvorným procesům (migrace částic profilem, dekarbonizace, brunifikace, oglejení aj. – viz dále).

Koluviální proces představuje sedimentaci materiálu v podsvahových deluviích, tedy zpravidla s krátkým, zato často intenzivním transportem sedimentu. Tímto způsobem probíhá vývoj koluvizemí. Na rozdíl od fluvizemí je materiál koluvizemí méně opracovaný a jednotlivé částečky jsou ostrohrannější. Názor na vznik koluvizemí není dosud jednotný. Jistý podíl na jejich vzniku může mít také antropogenní činnost, neboť ke koluviálnímu procesu (splachu erodovaného materiálu po svahu a jeho ukládání v deluviu) může docházet v důsledku odlesnění a tím zvýšení erodibility půdy. Půdní profil je výrazně humózní, často stratifikovaný s vytříděným materiálem.

6.1.2 Procesy rozpadu a chemické přeměny (chemického zvětrávání) hornin

Tyto procesy vedou buď k utváření půdy „in situ“, tedy v místě zvětrávání horniny, která postupně přechází v půdotvorný substrát, nebo dávají vzniknout sedimentům, na kterých se po transportu a uložení na deponium utváří půda z alochtonních materiálů. Tyto jsou potom zpravidla jemnozrnnější. Zrnitostí odpovídají unášecím silám schopným přemístit sediment z místa vzniku do místa uložení.

ROZPOUŠTĚNÍ znamená přechod pevné fáze v kapalnou (která je homogenní) vlivem rozpouštědel. Zpravidla probíhá díky působení vody nebo kyselin rozpuštěných ve vodě (např. CO_2 přechází v kyselinu uhličitou H_2CO_3, dále jde o organické kyseliny apod.). Rychle rozpustné (ve vodě) jsou např. soli (zejména chloridy) nebo sírany (zejména sádrovec nebo anhydrit), pomalu rozpustné (v kyselinách) jsou karbonáty.

HYDRATACE znamená obohacení nějaké látky na molekulární úrovni o vodu, např. vznik sádrovce z anhydritu podle rovnice $CaSO_4 + 2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O$ nebo goethitu z hematitu podle rovnice $Fe_2O_3 + H_2O \rightarrow 2FeOOH$.

HYDROLÝZA je chemický proces vyvolaný iontem H^+ nebo OH^- obsaženým ve vodě. Důsledkem je např. změna primárních minerálů, zejména primárních Al-křemičitanů, na (v konečné fázi) jílové minerály. Kyselá hydrolýza probíhá díky účinku kationtu H^+ nebo organických kyselin nebo oxidu uhličitého, neutrální nebo alkalická hydrolýza probíhá za účinku aniontu OH^-, který se uvolňuje během intenzivního zvětrávání např. v tropickém klimatu. Hydrolýza je významný proces, který se podílí na rozpouštění minerálů a na změnách v rámci půdního profilu. Při hydrolýze jsou některé složky původní látky uvolněny z vazeb a stávají se v půdě mobilními (jako např. bazické kationty) nebo se bezprostředně po uvolnění stanou stálou součástí nových struktur a podílejí se na vzniku („neoformaci") nových minerálů (např. kaolinit).

OXIDACE je doprovázena ztrátou elektronů; např. oxidace silikátových primárních minerálů s obsahem dvojmocného železa Fe^{2+} vede ke vzniku sekundárních oxidů a hydroxidů s obsahem trojmocného železa Fe^{3+} (viz též kapitolu 6.1.4).

6.1.2.1 Procesy chemické přeměny hornin

Krystalické horniny (vyvřelé hlubinné a metamorfity) a **vulkanity** podléhají zejména hydrolýze. Bazické horniny zvětrávají rychleji (obsahují více součástek málo odolných ke zvětrávání), zatímco kyselé horniny (např. vyvřeliny granitoidního typu) zvětrávají pomaleji.

Při zvětrávání některé součástky vytvářejí pouze mechanicky rozpadlé zbytky – např. křemen, některé jsou při zvětrávání přeměněny – např. živce nebo slídy. Ty potom přecházejí v jílové minerály zděděné, přeměněné nebo neoformované.

Sedimentární horniny podléhají zejména změnám vlivem rozpouštění (vznikají tak zděděné jíly jako zbytky po dekarbonizaci) nebo změnám vlivem mechanického rozpadu (pískovec v písek, jílovec nebo slínovec v jíl nebo slín). Zvětráváním tak zpevněné sedimenty přecházejí v původní nezpevněné.

6.1.2.2 Vývoj a změna jílových minerálů

Během přeměn dochází ke vzniku rozpustných produktů, koloidních gelů s chemickým složením (obecně) R_2O_3 a ke vzniku nerozpustných zbytků (křemen, slídy). Intenzita a rychlost těchto procesů závisejí na teplotě a vlhkosti, kdy odlišné jílové minerály vznikají v tropickém podnebí, aridním podnebí, podnebí mírného pásu atd.

CELKOVÁ HYDROLÝZA probíhá v teplém klimatu a chemicky více méně neutrálním prostředí. Tzv. neoformace závisí na pH a vodním režimu, kdy při $pH < 5$ a v dobře odvodněném prostředí (např. na svazích) je vytěsňován křemík a v místě zvětrávání zůstává gibbsit (hydroxid hlinitý) a oxidy železa. V kyselém prostředí a středně intenzivním odvodnění se tvoří kaolinit a v místě zvětrávání zůstává zbytkový křemík a hliník (ve formě oxidů). V prostředí špatně odvodněném a bohatém na báze dochází v procesu neoformace k tvorbě jílového minerálu montmorillonitu.

ČÁSTEČNÁ HYDROLÝZA probíhá v mírném klimatu a v prostředí s větším obsahem humifikované organické hmoty. Při slabé transformaci vznikají tzv. zděděné jíly jako illit, při intenzivnější transformaci vznikají buď degradované jíly, jako je vermikulit nebo smektit, nebo agradované jíly (vznikající rekonstrukcí málo stabilních jílů), jako je chlorit. Pokud degradace (hydrolytická) neustává, proces postupně přechází v podzolizaci (viz dále).

Výše uvedené procesy jsou závislé zejména na vnějších podmínkách souvisejících s klimatem. Klima však není jediným faktorem ovlivňujícím změny v minerálním charakteru půdy: vedle klimatu je významná také topografie. Ta má na lokální úrovni za následek přesun chemicky aktivních roztoků a jejich koncentraci v depresích nebo naopak ochuzení v drénovaných částech reliéfu. Zejména v intenzivním klimatu (např. tropickém) je tak topografie významným faktorem podílejícím se na procesech spojených s neoformací či děděním jílových minerálů a s tím spojeným vznikem, změnou nebo vazbami dalších chemických sloučenin.

6.1.3 Migrace prvků a sloučenin

Migrace (pohyb v rámci půdního tělesa) může být **(A)** sestupná (převažuje v humidním klimatu, kdy vsakující se voda hydrolyzuje půdní částice koloidního charakteru a transportuje je do nižších partií půdního tělesa), **(B)** vzestupná (převažuje v aridním klimatu, kdy půdní voda vlivem intenzivního výparu „stoupá" půdním profilem a s ní jsou vynášeny rozpuštěné soli, které se sráží na půdním povrchu v podobě výkvětů nebo kůr), nebo **(C)** laterální (kdy je pohyb vody ovlivněn topografií, zejména pak větší svažitostí, a voda se pohybuje částečně sestupně ve směru působení gravitace a částečně souběžně s půdním povrchem).

VYMÝVÁNÍ (LIXIVIACE) má za důsledek migraci rozpustných solí. Způsobuje snížení saturace sorpčního komplexu půdy, acidifikaci a migraci solí do místa akumulace (vysrážení), zpravidla řádově o cm až desítky cm hlouběji, než kde je místo rozpouštění. Rozpouštěnými solemi jsou nejčastěji sírany, chloridy a karbonáty (dekarbonizace); v tropických rovníkových oblastech také křemičité látky.

DEKARBONIZACE znamená změnu chemismu v důsledku rozpouštění karbonátů, jejich přechodu do půdního roztoku a odplavení. Při intenzivním promyvném režimu půdy mohou být karbonáty z půdy zcela vyplaveny nebo se mohou srážet v hlubších horizontech ve formě konkrecí, nodulí, pseudomycelií, cicvárů apod. ve sprašových půdách. Dekarbonizace je iniciální proces pro ilimerizaci (viz dále).

PODZOLIZACE (CHELUVIACE) je acido-komplexolýza neboli hydrolýza v silně kyselém prostředí. Znamená chemický transport kovů (Fe^{3+}, Al^{3+}) ve formě chelátů (chemické sloučeniny, kdy je iont kovu pevně spojen s organickou molekulou v nerozpustnou sloučeninu), organických látek a částečně také kyseliny křemičité. Pohyblivost těchto kovů je způsobena zejména přísunem okyselujících látek, což má za následek degradaci organické hmoty a destrukci krystalické mřížky jílových minerálů, tvorbu chelátů a jejich migraci do spodického horizontu. Jílové minerály se rozpadají vlivem výrazného přebytku vodíkových iontů H^+, ve velké míře disociovaných z fulvokyselin. Ionty vodíku vytěsňují křemík Si^{4+} z krystalových struktur. Protože však má vodík přibližně poloviční velikost a není schopen navázat kyslíky ve vrcholech tetraedrů krystalů jílových minerálů, dochází k jejich rozpadu.

Při podzolizaci jsou z eluviálních horizontů přemisťovány také bazické kationty (Mg^{2+}, Ca^{2+}, K^+ apod.). Eluviální horizonty se vyvíjejí z horizontu Ah (stratigrafie půdního profilu a názvy jednotlivých horizontů viz v kapitole 9), který s postupující podzolizací přechází v horizont Ahe (koloidy ochuzený humózní horizont s vybělenými křemennými zrny) až Ae, Ae/Ep, až je diferencován samostatně horizont Ep (podzolizací ochuzený), který je typický světle šedou až bílou barvou.

Pod eluviálním horizontem se vyvíjejí diagnostické spodické horizonty zbarvené pigmentujícími humusovými látkami do hnědých odstínů a seskvioxidy do rezivých odstínů: Bsd (ortštějnový ztvrdlý spodický), Bh (humusoiluviální), Bhs (humusoseskvioxidový), Bs (seskvioxidový). Tyto horizonty dokládají iluviační procesy srážení transportovaných látek. Spodické horizonty obsahují alespoň 30–40 % amorfního železa, což je sledováno tzv. poměrem Feo/Fet (oxalátové železo/celkové železo) alespoň 30 %. Půdy jsou silně kyselé a sorpčně silně nenasycené: ve spodickém horizontu je bazická saturace nižší než 20 %, saturace sorpčního komplexu hliníkem je nad 30 %.

Přechody horizontů jsou často zvlněné až kapsovité a ostré.

Podzolizace probíhá za intenzivně promyvného režimu půdy, tedy při vysokých srážkových úhrnech, při vysoké propustnosti např. písčitých půd, na minerálně chudých horninách a při nízké biologické aktivitě půdy (z edafonu jsou zastoupeny zejména houby). Podzoly se vyznačují morovými formami humusu (viz kapitolu 7.3.1) a zpomalenou humifikací. Podzolizaci podporuje kyselý, chudý a obtížně rozložitelný opad jehličnatých dřevin, např. smrku nebo borovice, při jehož rozkladu vznikají nízkomolekulární kyselé a nestabilní fulvokyseliny. Intenzita a rychlost podzolizace je značně závislá na vlastnostech matečné horniny. Např. na extrémně chudých písčitých substrátech

náchylných k podzolizaci se může Ep horizont vyvinout i v rámci stovek až tisíců let s tím, že byl-li jeho vývoj přerušen např. vývratem a souvisejícím převrácením půdního profilu (vyzvednutím minerálních horizontů a pohřebním organických horizontů), návrat zpět k podzolu již probíhá mnohem rychleji. Tento materiál podzolizaci favorizuje, neboť se zde tvoří pouze nestabilní a celkově málo zastoupené vazby železa a organické hmoty. Naopak na minerálně bohatších a texturně těžších substrátech může podzolizace trvat stovky až tisíce let.

V půdní taxonomii má podzolizace v iniciálních fázích vazbu na vývoj kambizemě dystrické; v pedogenezi na kambizem dystrickou dále navazují kryptopodzoly s vývojem organominerálního horizontu Ahe (popř. Ep) a spodického horizontu Bsv.

ILIMERIZACE (LESIVACE) je proces mechanického přemisťování jílu bez změny jeho stavby. Jedná se o fyzikálně-chemický proces, při kterém dochází za mírné acidifikace (které zpravidla předchází dekarbonizace) k peptizaci půdní struktury (rozmělnění na jednotlivé půdní částice, ztráta soudržnosti půdních částic). Následně je jíl dispergován na jednotlivá zrna a mechanicky translokován do spodních částí půdy s gravitační vodou. Zde dochází ke zpětné koagulaci jílu (tvorbě agregátů), neboť jsou zde ve větší míře obsaženy soli bohaté na dvojmocné báze jako Ca^{2+}. Jíl se zde sráží ve formě argilanů (kutanů), což jsou lesklé povlaky koloidního jílu a s ním spojené světlejší útvary na povrchu pedů (půdních agregátů).

Eluviální, ilimerizací ochuzené horizonty se označují El. Vyvíjí se v nich lamelární (lístkovitá) struktura, jsou chudé na jíl a nabývají světlých (plavých) barev. U šedozemí je eluviální horizont označován Ame. Vzniknul zpravidla vývojem z černozemí, které byly degradovány např. vlivem změny stepní vegetace na lesní, která má acidifikační účinek.

Horizont El přechází do luvického, jílem obohaceného horizontu Bt. Přechod je zvlněný při mírné ilimerizaci a klínovitý až jazykovitý při intenzivní ilimerizaci. Luvický horizont je texturně těžký, má tmavší odstíny a polyedrickou až prismatickou strukturu a je sorpčně nasycený s vysokou kationtovou výměnnou kapacitou. Při výrazné ilimerizaci je patrný výrazný přechod mezi El a Bt a vyvíjí se degradovaný horizont Btd. U šedozemí je luvický horizont obohacený také o humusové látky, má tmavé argilany a značí se Bth.

Mezi horizonty El a Bt je výrazná texturní diferenciace, která udává poměr procentického obsahu jílu v horizontu Bt : procentickému obsahu jílu v horizontu El (kapitola 9.1.3.2).

Ilimerizace probíhá zejména na substrátech odvápněných spraší (= sprašových hlín), polygenetických hlín, prachovců nebo na substrátech zvětralin s eolickou příměsí.

Ilimerizace je vázána na vývoj luvických subtypů a půdních typů referenční třídy luvisoly (šedozemě, hnědozemě, luvizemě). V rámci polygeneze půd může na ilimerizační proces navazovat oglejení, které dokládá periodickou stagnaci vody v půdním profilu: voda je v půdě s vývojem luvického horizontu zadržována na stále delší dobou a luvizem může přecházet od oglejených subtypů až v pseudogleje a stagnogleje (referenční třída stagnosoly).

6.1.4 Metamorfické půdotvorné procesy

V podmínkách mírného klimatického pásu s humidním klimatem je dominantním metamorfickým půdotvorným procesem **brunifikace** neboli **hnědnutí**. Jde o vnitropůdní zvětrávání v místě rozpadu horniny (*in situ*) za vzniku diagnostického horizontu Bv.

Brunifikace probíhá ve slabě kyselém prostředí. Dochází k přeměně alumosilikátů a dalších silikátů, zejména obsahujících železo Fe^{2+}. Železo přechází do oxidované formy, kdy vzniká limonit (hnědel) a goethit jako Fe-oxyhydroxid a vznikají také další barvící složky, jako oxidy Mn a sekundární (jílové) minerály. Tyto složky podmiňují vývoj okrových až rezavohnědých barev difuzně rozptýlených v půdním matrix. Z celkového obsahu železa amorfní oxidy zaujímají až 25 %.

Brunifikaci dokládá diagnostický horizont Bv (kambický, vývoj kambizemí) nebo Bp (pelický, vývoj pelozemí). Ten obsahuje vyšší podíl jílové frakce, má červenější (rezivější) a sytější barevné odstíny a vyšší strukturnost (polyedrické struktury) než organominerální (A) nebo substrátové (C)

horizonty. Na rozdíl od ilimerizace, jíl v B horizontu nepochází z migrace půdním profilem, ale ze zvětrávání primárních alumosilikátů (zejména živců).

Brunifikace je proces dokládající poměrně mladý vývoj půd s nepříliš vysokým stupněm zvětrání matečné horniny. V pedogenetické řadě je to proces, na který navazují (nemusí ale nutně) vývojově starší podzolové půdy v případě kyselých matečných hornin nebo ilimerizované půdy v případě eolických příměsí. Oproti podzolovým půdám jsou půdy s kambickým procesem bohatší na jíl. Železo uvolněné během podzolizačních procesů vytváří rychle vazby s organickou hmotou, neboť je zde nízký podíl jílu, zatímco během kambického procesu vytvářejí oxidy železa, jílové minerály a organická hmota v krycím souvrství nepohyblivé komplexy. Je-li v důsledku biologické degradace železo uvolněno z humuso-jílových komplexů, rychle se sráží do formy goethitu, který je v půdách značně stabilní. Brunifikace je také vázána na bohatší rostlinný opad, který brzdí acidifikační proces.

Brunifikace však není jediný metamorfický proces: v podmínkách vrchovin tropických oblastí probíhá proces **rubifikace**, který je doprovázen červenou pigmentací metamorfických partií půdního profilu. V těchto půdách je celkově nízký obsah organické hmoty, a proto železo nevytváří vazby s humusovými látkami, nýbrž se přímo sráží do formy hematitu nebo ferrihydritu. Rubifikace je diagnostikována prostřednictvím rubifikovaného – chromického horizontu Bj, který je odstínů červenějších a sytějších než výše nebo níže položené partie půdního profilu.

6.1.5 Půdotvorné procesy v hydrických podmínkách

V hydrických podmínkách mohou probíhat tři půdotvorné procesy rozdílné podle míry stagnace vody v půdním profilu. Je-li voda v půdě trvale přítomna a hladina podzemní vody je blízko půdního povrchu, probíhá **glejový** půdotvorný proces; je-li voda v půdě přítomna periodicky a půdní profil je občasně zaplavován vodou, probíhá půdotvorný proces **oglejení**. Při stagnaci vody až na půdním povrchu a za celkově anaerobních podmínek probíhá proces **rašelinění** neboli **ulmifikace** či **paludizace** (viz také kapitolu 7.2.2).

Dochází k procesům, které se projevují ve změně oxidačního čísla, a to buď redukce – příjmu elektronů ($Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$) nebo oxidace – ztráty elektronů ($Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$). Redukce probíhá za anaerobních (anoxických) podmínek, oxidace za aerobních (oxických) podmínek.

Při **glejovém procesu** jsou nastoleny převážně anoxické podmínky, přičemž je více než 80 % pórů z celkové půdní pórovitosti zaplněno vodou. Glejový proces se projevuje změnou barvy diagnostických horizontů (viz kapitolu 5.1.1), které se značí písmenem G (Gr, Gor, Gro) – viz kapitolu 9.1.3.3. Glejový proces probíhá zpravidla v texturně těžkých půdách (jílovitohlinité, jílovité) nebo ve stratifikovaném půdním profilu, s permanentní dotací půdního profilu podzemní vodou (terénní deprese, blízkost vodních toků). Glejový proces je spojen s barevnými změnami vlivem redukce železa (šedé zbarvení), fosfátů (modravé, šedomodré zbarvení), sulfidů (černohnědé až černé zbarvení) či alumosilikátů (zelenavé zbarvení), železa, hliníku a kyseliny křemičité (šedozelené zbarvení). Protože jsou sloučeniny obsahující redukované dvojmocné železo rozpustnější nežli sloučeniny obsahující oxidované trojmocné, může dojít při glejovém procesu k jeho vymývání, zejména za intenzivnějšího laterálního pohybu podzemní vody. V takových případech se v půdním profilu vyvíjí hydroeluviovaný horizont Ew.

Glejový proces doprovází snížení biologické aktivity vlivem anoxických podmínek a tím akumulace nedokonale rozložené organické hmoty za vzniku hydrogenních holorganických (Ot) nebo organominerálních horizontů At, Ahg nebo Aug a produkce metanu, sirovodíku, alkoholů atd.

Glejový proces je spjatý s půdami referenční třídy glejsoly, tedy s půdním typem glej. Je to dvojfázová půda s více méně homogenním zbarvením diagnostických horizontů.

Při **oglejení** neboli **pseudoglejovém procesu** dochází k periodickému zamokření půdního profilu a ke střídání redukčních a oxidačních podmínek. Při redukčním stavu je zaplněno vodou více jak 80 % pórů z celkové pórovitosti. Kovy (Fe, Mn, Al) se za těchto podmínek dostávají do redukovaných forem – např. $Fe(HCO_3)_2$ a s nízkomolekulárními organickými látkami vytváří rozpustné, vysoce

pohyblivé cheláty. V průběhu oglejení *neprobíhá* výraznější vertikální posun půdních částic. Vysvětlené půdní horizonty (světle šedé až bílé odstíny) jsou tedy důsledkem zbarvení půdního matrix do šedých odstínů vlivem redukčních pochodů. Vyplněné póry, trhliny a štěrbiny zůstávají i po následných oxidačních procesech stále šedé (vytváří se tzv. *ferrany*); ostatní matrice se barví do hnědých až hnědorezivých odstínů, a to ve formě jednotlivých nodulí s vysokým obsahem železa a manganu, tzv. bročků, nebo ve formě skvrn, jazykovitých záteků a rourkovitých novotvarů podél kořenů, také v částech půdního profilu s vyšším pH (např. kolem vápencových inkluzí). V půdním profilu se tak vyvíjí typické mramorování s diagnostickým horizontem Bm (viz kapitolu 9.1.3.3) – mramorovým redoximorfním horizontem s mozaikovitou barevností se střídáním hnědorezivých, okrových až rezivých odstínů a barvy šedé v poměru převážně 1 : 1 i méně (1 : 2).

Diagnostika *redukovaného* železa (Fe^{2+}) se provádí pomocí ferrikyanidu draselného, tj. hexakyanoželezitanu draselného ($K_3[Fe(CN)_6]$; červená krevní sůl), kdy se v kyselém prostředí (předchází aplikace 12,5% kyseliny chlorovodíkové HCl) půda zbarvuje do modra vlivem reakce s železnatými ionty Fe^{2+} a vzniká hexakyanoželezitan železnatý neboli Turnbullova nebo také pruská modř.

vzniká modrá sraženina. Diagnostika *(re-)oxidovaného* železa (Fe^{3+}) se provádí pomocí ferrokyanidu draselného, tj. hexakyanoželeznatanu draselného ($K_4[Fe(CN)_6]$; žlutá krevní sůl, která krystaluje jako trihydrát), kdy se v kyselém prostředí (taktéž předchází aplikace HCl) půda zbarvuje do modra vlivem reakce s železitými ionty Fe^{3+} a vzniká hexakyanoželeznatan železitý neboli berlínská modř.

Rašelinění probíhá za trvalých hydrických, anoxických, podmínek – v prostředí trvalého zamokření. V důsledku toho je výrazně redukována biologická aktivita a tím také související dekompoziční procesy. Rašelina tak představuje navrstvené organické zbytky v různém stupni rozkladu a přeměny, které obsahují min. 50 % spalitelných látek a jejich mocnost je min. 60 cm (Němeček a kol. 2011) při formaci holorganického horizontu T.

Rašeliny vznikají jako nejmladší horniny čtvrtohor během holocénu v terénních depresích nebo pánvích s velmi pomalým pohybem laterální vody, nicméně v nepřetržitém dosahu jejího zdroje. Tím je buď vodní tok ústící do plochých reliéfů nížin (slatinné rašeliny s vyšším obsahem popelovin), nebo dešťové srážky zavlažující sedla a terénní deprese horských oblastí (vrchovištní rašeliny s nižším obsahem popelovin); viz také kapitolu 7.2.2.

6.1.6 Zasolování a odsolování půd

Půdotvorný proces zasolení znamená zvýšení obsahu snadno rozpustných solí v půdním profilu. Jedná se především o chloridy (NaCl, KCl apod.) a sírany ($CaSO_4$, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$). Tento proces je určen vnějšími podmínkami, a to **(1)** přítomností solí v půdním roztoku, které jsou zpravidla vyluhovávány z geologického substrátu; **(2)** kapilárním zdvihem, který plyne ze vzestupného směru pohybu půdní vody. Druhá podmínka je typická pro oblasti s aridním nebo semiaridním klimatem, kde převažuje výpar nad srážkami a ve vodě rozpustné soli jsou vynášeny do svrchních vrstev půdy. Důsledkem pak je srážení solí v půdním tělese v podobě krystalů nebo jejich vynášení až na půdní povrch a tvorba solných kůr. Vyvíjí se salický horizont S, typický vysokými hodnotami elektrické vodivosti. Přítomnost NaCl v půdním roztoku má za následek přechod sodíku do sorpčního komplexu a vytěsnění ostatních živin. Půdy se tak vyznačují výrazně extrémním chemismem.

V případě poklesu hladiny podzemní vody může dojít k vyluhování solí z půdy v důsledku přerušení kapilárního zdvihu. Následně může dojít k vymývání solí z půdy a vývoji eluviálního horizontu Es, pod kterým se nachází na sodík bohatý natrický horizont Bn.

Důsledek zasolení je jednak ve zmíněném extrémním chemismu, jednak ve ztrátě půdní struktury a peptizaci půdy a jednak ve snížení dostupnosti vody rostlinám v důsledku vysokého osmotického tlaku půdního roztoku.

K zasolení půdy může docházet také vlivem antropické činnosti (např. zimní údržby vozovek chemickým posypem), a to nejen v urbanizovaném území. V takových případech je potom sledována koncentrace solí ve vodních tocích a obsah sodíku v sorpčním komplexu půdy (viz také kapitolu 15.1.5).

6.1.7 Procesy mísení půdní hmoty – pedoturbace

Pedoturbace probíhá buď jako biologická, tedy v důsledku činnosti organismů, nebo fyzikální, v důsledku buď teplotních změn, nebo změn v obsahu vody, nebo kombinací obého. Vlivem turbačních procesů dochází k pohybu půdní masy. Podle charakteru resp. hlavního pedoturbačního faktoru lze vymezit následující typy pedoturbace:

BIOTURBACE: promísení půdního profilu edafonem nebo vývratem a popř. vznik krotovin (viz také kapitolu 2.1.4);

ARGILIPEDOTURBACE (HYDROTURBACE), VERTICKÉ PROCESY: bobtnání a smršťování vlivem vlhkostních a následně objemových změn půdy a tvorba skluzných ploch (*slickensides*);

KRYOTURBACE: mrazem podmíněné mísení půdy vázané zejména na permafrost polárních a subpolárních oblastí;

TECHNOTURBACE: mísení půdy spojené s antropogenní činností přemisťování zemních mas, homogenizací půdy a agronomickou činností.

Zatímco bioturbace je proces často charakteristický výraznou dynamikou a časovou bezprostředností účinku vzhledem k době, kdy započala, vertické procesy a kryoturbace probíhají pozvolněji a s plošně větším významem. Účinky edafonu se projevují spíš bodově, nehovoříme-li o koloniích v půdě žijících živočichů nebo o lesních ekosystémech s vývratovou dynamikou.

V důsledku **vertických znaků** se vyvíjejí půdy referenční třídy vertisoly s půdním typem smonice. Vznikají na velmi těžkých substrátech s 35–90% obsahem fyzikálního jílu (< 1 μm) z jílových minerálů typu smektitu (montmorillonit, biedelit), které se vyznačují velkými objemovými změnami v závislosti na obsahu vody. Vertické procesy jsou vázány na rovinaté oblasti s výrazným periodickým prosycháním půdy. Půda se tak vyznačuje periodicitou v bobtnání a smršťování půdního materiálu v závislosti na obsahu vody, přičemž půdní těleso se diferencuje do dvou vrstev:

1. Vrstva o mocnosti 50–100 cm, v níž se uskutečňují velké změny v obsahu vody. V suchém období se zde za smršťování jílu tvoří hluboké trhliny o šířce až 1 cm, které zůstávají dlouho otevřené. Zároveň se zde vytváří hrubě polyedrická až prismatická struktura. Na půdním povrchu dochází k tzv. samomulčování (tvorba povrchové zrnité vrstvy), přičemž se tvoří strukturní fragmenty, které společně s organickou hmotou a dalším cizorodým materiálem do trhlin propadávají. Za vlhkého období se vlivem bobtnání jílu tyto trhliny zavírají a půdní matrix se pod tlakem mísí s propadaným materiálem (*vertické procesy*).
2. Níže se nacházející kompaktní půdní masa, která je vlhkostně stálejší. Obsahuje klínovité strukturní elementy s hladkými, lesklými, plochými až mírně zakřivenými ploškami odkloněnými o 20–30 % od podélné osy; těmto ploškám se také říká *slidkensides*. Podél nich dochází k horizontálnímu pohybu půdní hmoty.

U smonic tak dochází k hlubokému prohumóznění, kterému říkáme *tirzifikace*, za vzniku hlubokých černých humózních horizontů. Humusové látky jsou zde charakteristické vysokým stupněm polymerace (jsou vysokomolekulární), jsou typické vysokou stabilitou a často tvoří humusojílové komplexy. V půdách dochází často k akumulaci $CaCO_3$. Jsou také charakteristické neutrálním až alkalickým pH a vysokou nasyceností sorpčního komplexu (zastoupenému zejména Ca^{2+} a Mg^{2+}). Půdy se vyznačují příznivými fyzikálně-chemickými vlastnostmi, ale nepříznivými fyzikálními vlastnostmi (vzdušný a vodní režim, objemové změny).

Při **kryogenních procesech** dochází k objemovým změnám půdy vlivem teplotních změn. Jsou vázány na periglaciální, subarktické oblasti a svrchní pásma velehor, tedy na oblasti tzv. permafrostu. V něm se půdní těleso diferencuje do dvou vrstev:

1. Aktivní vrstva o mocnosti cca několika cm až 2 m, která periodicky v závislosti na ročních obdobích střídavě taje a promrzá;
2. Netající vrstva – permafrost o mocnosti až několika desítek či stovek metrů, která má teplotu stabilně hluboko pod bodem mrazu.

Při procesu kryoturbace dochází k mísení půdní masy v důsledku vzniku puklin, do kterých v teplém období zatéká voda. Ta při zmrznutí puklinu roztahuje a vytváří tak prostor pro další vodu, čímž se tvoří mrazové klíny. Ty přecházejí v mrazové čočky a pingo, které představuje vyvýšeninu vyplněnou vodním ledem a pokrytou půdním materiálem.

Tyto půdy se vyznačují vysokými zásobami metanu a amoniaku, tedy skleníkových plynů. Vlivem globálních klimatických změn dochází k prohlubování aktivní vrstvy permafrostu, ze které se tyto skleníkově vysoce aktivní plyny uvolňují. Také pro CO_2 je permafrost enormně velkým úložištěm díky vysokému obsahu organické hmoty v celé hloubce profilu: jenom Sibiř s rozlohou 10^6 km^2 a hloubkou organicky bohatých půd až 90 m představuje zásobárnu uhlíku cca 450 GT, což je více než polovina množství uhlíku v atmosféře (Zimov et al. 2006). Ochranou permafrostu se tak zabývá celá řada institucí a výzkumných organizací.

http://www.arcticsystem.no/en/outsideworld/geology/thawing-permafrost.html

6.1.8 Základní aspekty problematiky paleosolů

Výzkumem starých půd a jim odpovídajících půdotvorných pochodů se zabývá paleopedologie. Jejím cílem je rekonstruovat podmínky, formy a chemismus zvětrávání v geologických obdobích, v nichž se vyvíjely půdy s pedogenezí odlišnou od té současné. Paleopedologie tak vychází z pedologie i z geologie a tyto obory vzájemně spojuje při řešení otázek historie půd a jejich vývoje. Mnohé znaky paleosolů se zachovávají do současnosti, což nám umožňuje jak lépe chápat samotné zákonitosti vývoje půdního tělesa v různých geologických podmínkách, tak také uplatňovat poznatky do praktického půdoznalství (Nettleton et al. 2000, Němeček a kol. 1990, Šamonil 2005).

Z hlediska časového úseku vzniku a tvorby půdy, nebo také z hlediska fosilizace a vazby na geologické děje a klimatické podmínky se půdy dělí na **(A) recentní** – jejich vývoj odpovídá poslednímu půdotvornému cyklu, holocénu a **(B) staré (paleosoly)** – vzniklé v geologicky starších cyklech. Paleosoly se dále dělí na půdy **reliktní** (vyvinuté ve stanovištních podmínkách minulosti, které se výrazně lišily od současných, avšak neustále jsou tyto půdy ovlivňovány také současnými půdotvornými faktory, s půdním profilem zachovaným na povrchu a pokrytým živým rostlinstvem; převládají v nich však reliktní znaky z minulosti), **fosilní (pohřbené)** (půdní profil je překryt vrstvami sedimentů nebo lávovými či pyroklastickými příkrovy, a půda je tudíž zakonzervována před pozdějšími vlivy, není oživena ani pokryta vegetací a může být i petrifikována) a **odkryté** (v minulosti byly pohřbené, avšak později znovu odkryté oderodováním nadložních vrstev).

Paleosoly často náleží k tzv. polycyklickým (harmonickým) půdám (viz kapitolu 1.1), jako jsou např. terrae calcis, plastosoly, latosoly aj.

Velmi širokou skupinu paleosolů a často zároveň fosilních půd tvoří skupina půd **terrae calcis** zahrnující půdy terra fusca a terra rosa. Jsou vývojově vázané na pevné karbonátové horniny (vápence a dolomity, travertiny) a lze se s nimi setkat v krasových oblastech. Jejich hlavními rysy jsou (1) chemická jednostrannost; (2) ostrá hranice mezi půdním materiálem a matečnou horninou. Vývoj terrae calcis je podmíněn dvěma okolnostmi: (1) přítomnost vápencového detritu (obsahujícího nerozpustné reziduum) a (2) alochtonní nevápencová příměs.

Terrae calcis jsou nejvyzrálejšími půdami na pevných karbonátových substrátech a v pojetí některých pedologů mohou představovat závěrečný člen pedogenetické řady (zjednodušeně) (viz také kapitolu 2.1.5) litozem modální karbonátová ⟶ rendzina litická ⟶ rendzina modální ⟶ rendzina

vyluhovaná ⟶ rendzina kambická ⟶ terra fusca ⟶ terra rossa s tím, že posledně jmenované jsou v taxonomickém systému klasifikovány zejména jako ilimerizované půdy (hnědozem, luvizem) se subtypem „chromická“. Konečné členy pedogenetické řady jsou vzhledem k velmi nízké rychlosti vývoje těchto půd značného stáří, neboť postglaciál (± 13 tisíc let) je na jejich vývoj příliš krátký.

Okrově hnědá a červenohnědá **terra fusca** je u nás převážně pleistocénního (de facto výhradně kvartérního) stáří a indikuje dlouhá, teplejší interglaciální období; její vývoj však může za vhodných podmínek pokračovat i v současnosti. Obsahuje zpravidla i více než 40 % jílu, 4–5 % Fe (zejména v goethitu) a až 1 % volného Al. Její tvorba probíhala polycyklicky v několika teplých obdobích a byla přerušována jen dočasným zeslabením půdotvorných procesů, nikoli však erozí nebo sedimentací alochtonního materiálu. Půdotvorné procesy, které na sebe vzájemně navazovaly, tak zasahovaly vždy tutéž půdu. Dnes se na ní můžeme často setkat s různě mocnými eolickými překryvy.

Terra rossa neboli červenozem naproti tomu odpovídá terciérnímu, eventuálně nejvýše starokvartérnímu stáří a je nápadná červenou až červenohnědou barvou. Dnes ji můžeme diagnostikovat např. v rozsáhlých územích teplejších krajin Středozemního moře. Proces lateritického zvětrávání nezbytného pro vznik terra rossy je úzce vázán na podnebí subtropů, které je charakteristické střídáním teplého, vlhkého a suchého klimatu. Při tomto procesu dochází k intenzivnímu zvětrávání minerálů a vzniku dílčích sloučenin různě rozpustného charakteru, z nichž nejméně pohyblivé jsou oxidy železa a hliníku, přecházející do krystalické formy bezvodého hematitu nebo jiných dehydratovaných oxidů železa, barvících půdu do červených odstínů. Půdy jsou více méně těžšího charakteru a jsou bezkarbonátové, i když jsou zpravidla uloženy na vápencovém souvrství.

Jestliže terrae vznikaly jako reliktní nebo fosilní půdy, nelze je řadit do takového klasifikačního systému, kde hlavní půdní jednotky mají recentní charakter, tedy např. i do klasifikačního systému půd ČR (Němeček 2011), jakkoli lze determinovat jejich specifickou genezi a diagnostické znaky (Šamonil 2005). Základními spojujícími diagnostickými znaky zůstává přítomnost diagnostického rubifikovaného (chromického) horizontu na karbonátových substrátech, dekarbonizace profilu, snížení pH v horizontu B a jeho výrazně syté zbarvení a ostrý nerovný přechod do slabě navětralého podloží vápence, mělký organominerální horizont A, nízký obsah organické hmoty v půdním matrix, vysoký obsah jílové frakce, specifická půdní skladba a složení jílových minerálů i forem železa a mikromorfologické znaky.

Jsou-li terrae diagnostikovány na základě přítomnosti rubifikovaného (chromického) horizontu Bj, jsou klasifikovány v rámci taxonomických jednotek rendzina, pararendzina, hnědozem, luvizem nebo kambizem, a to označením chromického půdního subtypu „j“.

Je nutné upozornit, že názory na problematiku paleosolů se v odborných kruzích značně liší, což je způsobeno už velkou časovou prodlevou mezi vznikem těchto půd a jejich zkoumáním. Primární otázkou je, zda lze jejich vznik přisuzovat geologickým zvětrávacím, nebo půdně-genetickým procesům, neboť na rubifikaci navazuje proces lateritizace, která je nezbytná pro vznik stabilních dehydratovaných oxidů železa. Komplikovanosti v klasifikaci například půd terrae calcis si tak jsou autoři vědomi již desítky let. Samotné jejich členění na terra fusca a terra rosa se pak jeví jako problematické už z důvodu vysoké rozmanitosti půdotvorného materiálu a nejasnosti jeho původu či stupně smíšení s cizorodým materiálem. Šály (1978) proto navrhuje členění terrae calcis na 4 podtypy: terra calcis typická, terra calcis kyselá, terra calcis oglejená, rendzina – terra calcis.

V tomto pojetí půd terrae calcis je přípustná přítomnost volných karbonátů v jejich půdním profilu např. jako důsledek nízkých srážkových úhrnů, pokryvu nelesní vegetace, pufračního nárazníku v podobě karbonátové horniny, zejména však jako důsledek kombinace vyjmenovaných faktorů. Samotná terra calcis pak představuje karbonátovou půdu s příměsí jílové a prachové frakce, zatímco terra fusca a terra rosa představují primárně nekarbonátové nebo odvápněné půdy s dominancí jílové a prachové frakce, s přítomností karbonátových hornin v podloží. Terra calcis je

pak půda s vyšší bonitou než typická rendzina z důvodu nižší chemické extrémnosti (díky příměsi dalších makroživin vedle vápníku dominujícího v typických rendzinách).

Z hlediska praktického využití půdně-taxonomických jednotek v našich podmínkách se tak jako vhodná jeví stávající klasifikace paleosolů tohoto typu zejména v rámci referenčních tříd luvisoly, okrajově také leptosoly a kambisoly. Termíny terra rosa a terra fusca je pak možno chápat spíš v souvislosti s půdotvorným substrátem vyjadřujícím zejména odlišný vývoj v geologickém slova smyslu.

Elektronické zdroje (půdotvorné procesy)
Ústav geologie a pedologie, Mendelova univerzita v Brně, Lesnická a dřevařská fakulta

Atlas lesních půd
http://ldf.mendelu.cz/ugp/wp-content/ugp-files/atlas_pud/index.html
Procesy v půdě
http://ldf.mendelu.cz/ugp/wp-content/ugp-files/procesy_v_pude/
Rašeliny, jejich zdroje a využití
http://ldf.mendelu.cz/ugp/wp-content/ugp-files/raseliny/

6.2 Taxonomie půd

Tato kapitola pojednává o základních principech vybraných taxonomických systémů používaných pro klasifikaci půd. Neobsahuje vlastní výčty půdních jednotek, neboť tyto jsou vymezeny v příslušných klasifikačních systémech, na které jsou v daných podkapitolách uvedeny příslušné odkazy.

Účelem každé klasifikace je organizovat poznání na základě vlastností zkoumaných objektů a jejich vzájemných vztahů. Cílem je lépe porozumět zkoumaným objektům a najít jejich společné znaky. Bez klasifikace a systematického seskupování zkoumaných objektů, v tomto případě půd, by vznikalo nezměrné (prakticky nekonečné) množství individuálních jednotek. Seskupování půd podle jejich vlastností umožňuje zpřehlednit výčet půdních jednotek s co nejmenší ztrátou informace o jedinečnosti daného půdního profilu.

Pomocí taxonomie klasifikujeme individuální objekty a řadíme je do hierarchického systému na základě znaků, které příslušný taxonomický systém používá.

Podstatné je uvědomit si, že půda je časoprostorové kontinuum. To znamená, že v půdě probíhají změny v čase, kdy de facto každou vteřinou každý cm^3 půdy nabývá jiné půdní vlastnosti, i v prostoru, kdy samotný každý cm^3 se liší od sousedního cm^3. Klasifikační systém by měl být schopný vystihnout jedinečnost půdního tělesa a zároveň půdy sdružit do vymezených taxonomických jednotek na základě půdních vlastností a půdotvorných procesů.

Při klasifikaci je nutné celou řadu půdních procesů „ignorovat“ nebo lépe přistupovat k popisu půdních vlastností v hrubším měřítku – tak hrubém, aby vzniklo optimální množství půdních jednotek na všech úrovních taxonomického systému: ani příliš veliké, protože by systém byl nepřehledný, ani příliš malé, aby uvnitř dané hierarchické úrovně (např. půdní typ nebo subtyp) nebyla příliš velká variabilita půdních vlastností.

Zařazením půdy do taxonomického systému by však práce pedologa končit neměla. Taxonomie by měla sloužit jako nástroj pro navazující práci s půdou na úrovni badatelské, inženýrsko-pedologické, lesnicko-pedologické, lesnicko-typologické, agronomické, environmentální, na úrovni ochrany půdy apod.

6.2.1 Mezinárodní systémy

Mezinárodní systémy jsou určené pro univerzální použití. Měly by být schopné klasifikovat jakoukoli půdu na Zemi a najít společné znaky půd, které se vyvíjejí v různých částech světa.

6.2.1.1 *World Reference Base for Soil Classification (WRB)*

Je to mezinárodní standard pro klasifikaci půd, vytvořený mezinárodním svazem půdoznalství (International Union of Soil Science – IUSS). Byl vyvinut ve spolupráci s International Soil Reference and Formation Centre (ISRIC) a financován organizacemi IUSS a Food and Agriculture Organization – FAO.

World Reference Base (WRB 2014) vychází z moderních konceptů půdní taxonomie, jako např. také americká Soil Taxonomy, legenda FAO Soil Map of the World (URL [6], URL [7]), francouzský systém Référentiel Pédologique (Baize et al. 2008) a ruská klasifikace (Tonkonogov et al. 1997) aj.

Klasifikace je založena zejména na půdní morfologii, která vyjadřuje genezi půdy. Hlavní rozdíl mezi WRB a Soil Taxonomy (viz dále) je, že WRB nezohledňuje vliv klimatu jako jednoho z hlavních klasifikačních kritérií. Klima je uvažováno pouze jako kontextuální faktor pro formaci půdy a jejích vlastností. Jakkoli se tak daná půdní jednotka může vyvinout v různých klimatických podmínkách, klasifikace půd není podřízena vlastnostem klimatu. Klasifikace půd je založena na zastoupených diagnostických horizontech, půdních vlastnostech a materiálech, tedy na znacích, které lze změřit nebo pozorovat při terénním průzkumu. Výběr diagnostických charakteristik systému zohledňuje jejich vztah s půdotvorným procesem. Na nejvyšší úrovni sytému by diagnostické znaky měly být vymezeny bez vazby na management půdy (např. kultivaci). WRB je koncipován tak, aby umožňoval v maximální míře srovnání s národními klasifikačními systémy. Účelem WRB však není suplovat národní taxonomické systémy, ale spíše podat přehled o půdách Země a zajistit univerzální jazyk pro pojmenovávání půdních jednotek. S tím také souvisí účelnost využití půdních dat pro plnění mezinárodních databází a mezinárodní spolupráce. Nomenklatura pro půdní jednotky z velké části vychází z tradičních a mezinárodně používaných názvů půd. Každá půdní jednotka je však v systému jasně definována, aby nedošlo k případné záměně při podobnosti názvů půd s jinými taxonomickými systémy.

Nejvyšší jednotkou je referenční skupina (**Reference Soil Group – RSG**). RSG sdružuje půdy podle vůdčího pedogenetického procesu a s ním spojených diagnostických znaků, nebo podle význačných vlastností půdotvorného substrátu.

Nižší jednotkou systému (druhá úroveň systému) jsou tzv. hlavní a doplňkové subjednotky (*principal and supplemenetary qualifiers*), které jsou vymezovány na základě sekundárních půdotvorných procesů, které významně ovlivňují primární charakteristiky půdy. V případě této druhé úrovně může být zohledněn také management a antropogenní vlivy. Subjednotky se označují přídavným jménem. *Principal qualifiers* zahrnují významnější půdotvorné faktory a v názvu půdní jednotky se umisťují před název RSG. Je-li jich vymezeno více, pak se uvádějí v pořadí podle významnosti procesu (nejvýznamnější je nejblíže názvu RSG a směrem „doleva“ od názvu RSG se jejich význam snižuje). *Supplementary qualifiers* se umisťují do závorky za název RSG a je-li jich vymezeno více, jsou řazeny abecedně.

http://www.iuss.org/
http://www.fao.org/home/en/
http://www.isric.org/
http://www.fao.org/fileadmin/user_upload/soils/docs/isricu_i9264_001.pdf
http://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/soil-maps-and-databases/faounesco-soil-map-of-the-world/en/
http://www.fao.org/3/a-i3794e.pdf

Příklad:

Z terénního popisu půdního profilu vyplývá, že půda je vyvinuta na sprašové hlíně s významným nárůstem jílu v hloubce 60 cm, kde jsou také argilany (viz kapitolu 6.1.3), hodnota pH je cca 6 v hloubce 50–100 cm, dále že jílem ochuzená část půdy je dělena na tmavší svrchní horizont a světlejší spodní horizont a v jílem obohacené části půdy jsou rezivé skvrny vlivem periodicky redukčních procesů. Je-li dále v laboratoři zjištěna vysoká bazická saturace v hloubce 50–100 cm, textura je prachovitá jílovitá hlína se 30 % jílu při půdním povrchu a prachovitý jíl se 45 % jílu v jílem obohaceném horizontu, potom je půdní jednotka v rámci systému WRB 2014 nazvána

Albic Endostagnic Luvisol (Endoclayic, Cutanic, Differentic, Episiltic).

Albic a Endostatic jsou *principal qualifiers*, Luvisol značí RSG a (Endoclayic, Cutanic, Differentic, Episiltic) značí *supplementary qualifiers*. Předpony před *qualifiers*, jako Endo-, Epi-, Proto- aj. se nazývají *Subqualifiers* a používají se pro specifikaci hloubky znaků v rámci profilu, pro specifikaci pohřbených půd, nebo pro specifikaci technických vlastností, chemismu půdy aj.

Pro konkrétní význam jednotlivých jednotek odkazujeme čtenáře na externí zdroje (WRB 2014).

Na úrovni RSG (v systému je vymezeno 32 RSG) jsou půdy rozčleněny na základě následujících principů:

Organické půdy jsou odděleny od minerálních v RSG *Histosols*. Antropicky ovlivněné půdy jsou seskupeny do RSG *Anthrosols* a *Technosols*. Dále jsou vymezeny půdy s omezeným prostorem pro kořenění rostlin (*Cryosols, Leptosols, Solonetz, Vertisols, Solonchaks*), půdy s významnou účastí železa a/nebo hliníku v půdotvorných procesech (*Gleysols*, *Andosols*, *Podzols*, *Plinthosols*, *Nitisols*, *Ferralsols, Planosols, Stagnosols*), půdy s významnou akumulací organické hmoty (*Chernozems, Kastanozems, Phaeozems, Umbrisols*), půdy s akumulací středně rozpustných solí (*Durisols, Gypsisols, Calcisols*), půdy jílem obohaceným podložím (*Retisols, Acrisols, Lixisols, Alisols, Luvisols*) a půdy s nevýraznou nebo žádnou diferenciací profilu (*Cambisols, Arenosols, Fluvisols, Regosols*).

6.2.1.2 Soil Taxonomy

Soil Taxonomy (USDA–NRCS 1999) je americký systém klasifikace půd. Systém byl poprvé publikován v r. 1975, v současnosti je aktuální 2. vydání z roku 1999. K systému jsou v různých časových intervalech vydávány aktualizace a uživatelské klíče (USD–NRCS 2010), které obsahují popisy diagnostických horizontů a půdních jednotek.

Soil Taxonomy je vystavená na principech hierarchického systému, který seskupuje půdy podle podobných znaků do kategorií od obecných vlastností po detailnější charakteristiky.

Soil Taxonomy je systém založený na jasně definovaných znacích půdy. Nepracuje tak výrazně s půdní genezí, jakkoli ji nelze zcela ignorovat, neboť půdy svým vývojem spějí do stavu, který je klasifikací zastižen. Americká taxonomie je však ve srovnání s morfogenetickými systémy, jako je WRB, francouzská taxonomie (Referentiel Pédologique, Baize et al. 2008) nebo český klasifikační systém (Němeček a kol. 2011) více založena na exaktně zjištěných půdních parametrech, pomocí kterých jsou půdní jednotky jednoznačně definovány (tepelný a vlhkostní režim, barva, textura, struktura půdy nebo chemické a mineralogické vlastnosti; obsah organické hmoty, jílu, oxidů železa a hliníku; vlastnosti jílových minerálů, obsah solí, pH, bazická saturace, hloubka půdy aj.). Některé půdní vlastnosti jsou tak zjistitelné v terénu, ale celá řada je dána až výsledky laboratorních rozborů půdy.

http://websoilsurvey.sc.egov.usda.gov/App/HomePage.htm
http://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/main/soils/survey/class/taxonomy/
http://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/main/soils/survey/class/
http://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/survey/class/?cid=nrcs142p2_053580

Klasifikace půd je dána vlastnostmi následujících parametrů:

- **Vlastnosti epipedonu:** epipedon je nejsvrchnější část půdy (která se ale nepřekrývá s pojetím horizontu A), která zahrnuje diagnostické povrchové horizonty. Zahrnuje jak organominerální vrstvu, tak eluviální vrstvu půdy a může zasahovat i do horizontu B, je-li výrazně obohacen o organickou hmotu. V klasifikaci je vymezeno celkem 7 epipedonů.
- **Diagnostické podpovrchové horizonty:** z množství půdních horizontů, které lze v rámci Soil Taxonomy determinovat, je 18 horizontů diagnostických. Z hlediska stratigrafie půdy je podstatné, že epipedon nemusí vždy „ležet“ na podpovrchovém horizontu, nýbrž se může spodní hranice epipedonu a horní hranice podpovrchového horizontu překrývat (epipedon může zahrnovat např. i iluviální horizont Bt).
- **Vlhkostní režim půdy:** vlhkostní režim hodnotí přítomnost nebo absenci vody a její přístupnost rostlinám (více o vlhkostním režimu viz v kapitole 4.4).

- **Tepelný režim půdy:** klasifikace tepelného režimu se používá pro specifikaci půdních jednotek na nižších úrovních systému (kromě *cryic* – z řečtiny „mrazivý“ –, který se používá na vyšších úrovních systému). Klasifikace tepelného režimu vychází z roční průměrné teploty půdy, průměrné letní teploty půdy a rozdílu mezi průměrnou letní a průměrnou zimní teplotou půdy v hloubce 50 cm (více viz v kapitole 5.1.3).

Soil Taxonomy je hierarchický systém o šesti úrovních v uvedených počtech jednotek dané úrovně: (1) order (12×) jako nejvyšší úroveň popisující nejobecnější parametry pro klasifikaci půdy, (2) suborder (63×), (3) great group (319×), (4) subgroup (2484×), (5) family (cca 8000×), (6) series (cca 19000×) jako nejnižší úroveň s největší specifikací půdy. Protože systém je hierarchický, každá vyšší jednotka obsahuje jasně definovaný výčet nižších jednotek, podobně jako např. v botanickém systému rostlin, kde je třída, řád, čeleď, rod atd.

6.2.2 Taxonomický klasifikační systém půd České republiky

Taxonomický klasifikační systém půd ČR (Němeček a kol. 2011) je klasifikace hierarchická, multikategorická a také, již podle názvu, taxonomická. To znamená, že systém je víceúrovňový, na každé úrovni obsahuje více kategorií a tyto kategorie jsou jasně definovány. Systém je založen především na morfologických znacích, které lze (stejně jako u WRB) zjistit v terénu, zatímco analytické znaky zjistitelné laboratorními rozbory jsou méně preferovány.

Systém obsahuje klasifikaci diagnostických horizontů, které jsou hlavním nástrojem pro vymezování půdních jednotek a klasifikaci forem nadložního humusu. Obsahuje také výčet diagnostických znaků, které jsou při klasifikaci půd zohledňovány: stadia vyluhování půdy (vyluhování karbonátů a živin ze sorpčního komplexu), znaky trofismu (minerální sílu půdy), hydromorfismu (ovlivnění půdy vodou), přítomnost solí v půdě, fluvické znaky (zohlednění fluviálního procesu akumulace materiálu vodou), vertické znaky (ve vazbě na přítomnost smektitických jílových minerálů a s nimi spojenými vlastnostmi bobtnání a smršťování při přijímání nebo ztrátě vody), andické znaky (na specifických substrátech pyroklastik s větším podílem sopečného skla), znaky eroze, akumulace nebo překrytí půdy, antropogenní ovlivnění, kontaminace a intoxikace. Vedle půdních horizontů systém klasifikuje také půdotvorné substráty, které mají přímou vazbu na vývoj půd a půdních jednotek. Půdotvorné substráty jsou klasifikovány na úrovni půdní formy.

Systém obsahuje celkem 9 taxonomických úrovní:

- **Referenční třída**: vyjadřuje vůdčí pedogenetický proces nebo půdotvorný faktor. Vymezení referenční třídy je pomocí jednoznačných znaků, jako je matečná hornina, skeletnatost, ovlivnění vodou, vůdčí půdotvorný proces, antropické ovlivnění. Referenční třída má název s koncovkou –sol.
- **Půdní typ**: je hlavní jednotkou klasifikačního systému. Je charakterizován určitým diagnostickým horizontem (např. kambizem – kambický horizont Bv) nebo sekvencí diagnostických horizontů (např. podzol – podzolizací ochuzený horizont Ep; humusoseskvioxidový horizont Bhs; seskvioxidový horizont Bs).
- **Půdní subtyp**: vyjadřuje modifikace půdního typu. Označuje se přídavným jménem za označení půdního typu. Půda se může vyvíjet buď ve smyslu typické pedogeneze – v tom případě se označuje subtyp jako „modální“ neboli typický –, nebo v půdě probíhá současně nebo konsekventně více půdotvorných procesů (např. kambizem luvická, kde je diagnostickým horizontem kambický horizont Bv, avšak paralelně dochází k výraznějšímu transportu jílu půdním profilem). Půdní subtyp dále poukazuje na výraznější ovlivnění vodou (např. kambizem oglejená poukazuje na periodické zamokření a s ním související vývoj znaků hydromorfismu, jako např. mramorování), na známky vyluhování profilu (např. kambizem vyluhovaná, která se vyvinula na karbonátových horninách, jejichž karbonátová

složka ale byla z profilu vymyta perkolující vodou), na specifické znaky zrnitostního složení (např. kambizem pelická, která poukazuje na zrnitostně těžké substráty) nebo na antropické ovlivnění (např. kambizem antropická).

- **Půdní varieta**: poukazuje na znaky v hloubce minerální půdy do 25–20 cm. Protože tyto znaky jsou u zemědělských půd „smazány" kultivací půdy, variety se používají pouze u lesních půd. Vyjadřují méně výrazné ovlivnění vodou (např. kambizem modální slabě oglejená), nasycenost sorpčního komplexu (např. kambizem modální mezobazická), zasolení nebo specifické znaky půdotvorného substrátu (např. kambizem modální hořečnatá).
- **Půdní subvarieta**: vyjadřuje trofismus půdy, který vyplývá z kontextu humusové formy, minerální síly substrátu, nasycenosti sorpčního komplexu a složení vegetace (např. kambizem modální mezobazická mezotrofní).
- **Ekologická fáze**: charakterizuje formu nadložního humusu. Protože u zemědělských půd je minerální část půdy obnažena a vývoj humusové formy prakticky neprobíhá, ekologické fáze se vymezují pouze u lesních půd.
- **Degradační a akumulační fáze**: tato úroveň systému vyjadřuje antropické ovlivnění, jako je kontaminace půdy, eroze, akumulace antropického materiálu nebo akumulace vlivem antropické činnosti následkem odlesnění, pedokompakce apod.
- **Hlavní substrátová půdní forma**: není v pravém slova smyslu hierarchickou jednotkou, neboť není jednotkou nejnižší. Substrátová forma u každé půdní jednotky vyjadřuje typ substrátu, jeho zrnitost, význam pro pedogenezi apod.

Do jisté míry slabým místem systému je jednak nedostatečně exaktní vymezení taxonomických kategorií a jednak zohlednění antropického vlivu na půdu, zejména ve svrchních partiích půdního tělesa, což může ztížit kompatibilitu systému s mezinárodními systémy. Nejvyšší kategorie (referenční třída, půdní typ, půdní subtyp) jsou proto hodnoceny v kontrolní sekci hlouběji než 0,25 m v případě zemědělských půd a hlouběji než 0,20 m v případě ostatních půd. Znaky, které jsou významné a půdně specifické do hloubky 0,25, resp. 0,20 m jsou zohledněny na úrovni variet a ekologických fází (např. výrazné humusové horizonty, mikropodzolizační procesy, humusové formy). Ve stejné hloubce jsou na úrovni subvariet a degradačních fází půdy hodnoceny znaky trofismu, kontaminace a degradace půdy.

http://klasifikace.pedologie.cz/
http://ldf.mendelu.cz/ugp/wp-content/ugp-files/atlas_pud/index.html

7 ORGANICKÁ HMOTA LESNÍCH PŮD

7.1 Uhlík jako základní složka organické hmoty

Uhlík je v půdě obsažen ve dvou formách: anorganické a organické. Anorganická forma uhlíku je zastoupena zejména karbonáty. Organický uhlík vstupuje do půdy ve formě odumřelých těl organismů a jejich exkrementů. Odumřelá organická hmota je rychle kolonizována a dekomponována půdními organismy za účelem získání energie, nejlépe v aerobních podmínkách. **Půdní organická hmota** byla definována celou řadou autorů. Pedologický slovník (SSSA 1997) ji definuje jako organickou frakci půdy vyjma nerozložených rostlinných a živočišných zbytků, jak je také definován humus. Schnitzer (2000) definoval půdní organickou hmotu jako veškeré půdní substance obsahující uhlík, které tak zahrnují směs rostlinných a živočišných zbytků v různém stupni rozkladu, mikrobiologicky a/nebo chemicky syntetizované substance i těla žijících organismů. Můžeme tak říci, že půdní organická hmota zahrnuje jak neživou, tak živou složku. Živá složka zahrnuje kořeny rostlin, půdní živočichy a mikrobiální biomasu; neživá složka zahrnuje chemicky a biochemicky dekomponované organické zbytky. Neživou složku dále můžeme rozdělit na nezměněný materiál (který si zachoval původní tvar) a změněný (transformovaný) materiál (zvaný také humus).

Během dekompozice jsou jednotlivé stavební součásti (prvky) převedeny ze strukturně složité organické formy do jednoduché anorganické (mineralizace). V případě uhlíku vzniká oxid uhličitý (CO_2). Zbytek uhlíku je společně s dalšími prvky (P, N, S) využit pro výstavbu organických struktur mikroorganismů (mikrobiální uhlík, C_{mic}). Dochází tak k imobilizaci prvků (živin), které jsou po dobu života organismu v půdě nepřístupné rostlinám. Soubor procesů zahrnující blokování, syntézu, dekompozici uhlíku prostřednictvím půdních organismů, rostlin, zvířat a atmosféry představuje koloběh uhlíku. Pro uhlík představuje organická hmota velmi významný tzv. *uhlíkový sink* („zásobárna“, „vazač“). K degradaci organické hmoty a tím k uvolňování dlouhodobě vázaného uhlíku do atmosféry v podobě CO_2 dochází jak jejím přirozeným rozkladem (např. opadu), tak i spalováním biomasy (např. při vyklízení potěžebních zbytků) nebo fosilních paliv. To podle převažujících soudobých tezí výrazně přispívá ke globálním klimatickým změnám (Samec et al. 2008; viz také kapitolu 15.4.2).

Vedle uhlíkového sinku plní organická hmota v půdě celou řadu funkcí, ve kterých je de facto nezastupitelná. Organická hmota

- **z hlediska fyzikálních vlastností**
  - zlepšuje vlastnosti extrémně zrnitých půd (těžkých jílovitých i lehkých písčitých), kde působí jako provzdušňující nebo naopak tmelící a retenční složka;
  - ovlivňuje pohyb (zadržování) vody (organická hmota je schopná vázat 7–10× větší množství vody, než sama váží;
  - ovlivňuje technologické vlastnosti půdy (z hlediska možností práce s půdou);
  - vytváří vazby se seskvioxidy a tvoří cheláty (sloučeniny s kovy);
- **z hlediska chemických vlastností**
  - pufruje vstupy látek měnících půdní chemické vlastnosti, je více nasycena bazickými kationty (Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}), tvoří soli (humáty, fulváty, hymatomeláty) a udržuje stabilní hodnotu pH;
  - má silné sorpční vlastnosti;
  - působí detoxikačně;
- **z hlediska biologických vlastností**
  - představuje substrát obývatelný většinou půdních organismů, pro které je navíc zdrojem energie;
  - některé organické kyseliny pozitivně ovlivňují metabolismus rostlin, vyvolávají prodlužovací růst kořenů, zvyšují odolnost proti suchu, stimulují syntézu chlorofylu a klíčení semen.

Omezování množství organické hmoty v půdě nebo nedostatečná péče o její zastoupení je často zdrojem příčin snižování půdní úrodnosti a stability lesních i jiných ekosystémů. Zejména v lesním prostředí s dlouhodobými procesy a koloběhy látek a s více uzavřenými cykly je organická hmota naprosto klíčovou složkou půdy. Na rozdíl od agronomických systémů péče o organickou hmotu lesních půd většinou nespočívá v jejím dodávání z externích zdrojů např. ve formě kompostů a substrátů (nehovoříme-li o cíleném hnojení lesních dřevin na obtížně zalesnitelných stanovištích, které vyžaduje nikoli rutinní, ale zcela individuální projektový přístup ke každé lokalitě). Z lesnicko-pedologického hlediska by péče o organickou hmotu měla spočívat zejména v optimálním přístupu k lesnicko-pěstebním, hospodářsko-úpravnickým i lesnicko-těžebním otázkám (vhodná dřevinná skladba, vhodné obnovní a pěstební postupy, šetrné těžební technologie, volené vždy s ohledem na přírodě blízké přístupy s minimálním narušením dlouhodobě nastolených cyklů).

Tab. 7—1: Množství uhlíku obsažené v hlavních terestrických systémech.

Typ „úložiště“ uhlíku na Zemi		Obsah C [t·10^9]	
Celkově uhlík v půdě		2 500	
Organický uhlík v půdě		1550	
Anorganický uhlík v půdě		950	
Uhlík v atmosféře		760	
Uhlík v živých organismech		560	
Zásoby uhlíku v půdách různých typů terestrických ekosystémů	**Rozloha [×10^6 ha]**	**Koncentrace uhlíku [kg · m^{-2}]**	**Obsah C do 1 m hloubky [t/ha]**
Deštné lesy	940	15,3	138,7
Tropické sezónní lesy	600	8,0	45,8
Vždyzelené lesy teplé temperátní zóny	860	7,1	61,1
Lesy mírného pásu	340	12,7	43,2
Mokré boreální lesy	960	19,3	133,2
Tajgy	420	11,6	48,7
Sezónní tropické lesy a savany	2400	5,4	129,6
Tvrdolisté lesy	390	7,6	29,6
Chadné stepi mírného pásu	900	13,3	119,7
Polopouště	120	2,08	2,4
Teplé pouště	1400	1,4	19,6
Chladné pouště	420	9,9	41,6
Boreální pouště	200	10,2	20,4
Tundry	880	21,8	191,8
Mokřady	280	72,3	202,4
Agrosystémy	2120	7,9	167,5

7.2 Vznik a rozklad organické hmoty, humus

Organická hmota (O.H.) vzniká souběžně se vznikem a vývojem půdy. Půda je výsledkem spolupůsobení biotických a abiotických faktorů; bez účasti biotické složky by organická hmota a tedy ani půda nemohla dlouhodobě existovat. Proces, kdy dochází za přísunu vzdušného kyslíku (v aerobním prostředí) k novotvorbě komplexních molekul, které jsou tmavě zbarvené a mají charakter koloidů, a vzniká **humus**, se nazývá **humifikace**. Humusové látky se vyznačují větší stabilitou i složitostí vnitřních struktur. Vytvářejí často komplexy s minerálním podílem půdy, vyznačují se dlouhodobě stálým iontovým nábojem, který je v podmínkách mírného klimatu nejčastěji záporný (viz kapitolu 11.2), a pomaleji podléhají biologické degradaci. Proces, kdy dochází za nepřístupu vzdušného kyslíku (v anaerobním prostředí) ke změně organické hmoty, se nazývá **rašelinění (ulmifikace)**.

Komplexní molekuly organické hmoty po odumření podléhají mikrobiálním přeměnám, během kterých dochází k uvolňování prvků a jednoduchých sloučenin (NH_4^+, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, CO_2 atd.). Tento proces se nazývá **primární mineralizace**, která je v biologicky aktivním prostředí poměrně rychlá. Ve fázi primární mineralizace je řada elementů buď vyplavena, nebo emitována do prostředí, nebo

asimilována rostlinami. Dochází-li k rozkladu humifikované organické hmoty na jednoduché sloučeniny, hovoříme o **sekundární mineralizaci**.

Uhlík tvořící organickou hmotu se nazývá organický uhlík (C_{org}). Při laboratorním stanovení se uhlík stanovuje jako tzv. oxidovatelný (C_{ox}), a to zpravidla ztrátou žíháním při teplotě 500–550 °C (v současnosti již méně používaná metoda; limity a omezení viz Rejšek 1999) nebo v chromsírové směsi, nebo spalováním „na suché cestě" (pomocí elementárních CHNS analyzátorů). Při stanovení obsahu uhlíku je třeba rozlišovat tzv. celkový půdní uhlík (C_t), který je součtem anorganického (karbonátového, $C_{(CaCO_3)}$) a organického uhlíku C_{org}:

$$C_t = C_{org} + C_{(CaCO_3)} \quad [\%], \qquad (21)$$

kde:
C_t je celkový uhlík;
C_{org} je organický uhlík;
$C_{(CaCO_3)}$ je karbonátový uhlík.

Protože termický rozklad karbonátů nastává při vyšších teplotách (800 °C a více), obsah karbonátů při ztrátě žíháním nezkresluje stanovení obsahu C_{org} a oxiduje se pouze organický uhlík.

V nekarbonátových půdách tak lze říci, že C_{ox} odpovídá obsahu C_{org}. Humusové látky (HL) jsou tvořeny uhlíkem C_{ox} přibližně z 50 %. Pro vyjádření podílu obsahu humusových látek pomocí C_{ox} lze použít vztah uvedený ve vzorci (30).

$$HL = C_{ox} \times 1{,}724 \quad [\%] \qquad (22)$$

Výpočet obsahu uhlíku (%C_{ox}) při stanovení obsahu organických látek ztrátou žíháním (%O.L.) s využitím empirických hodnot:
%C_{ox} = 0,51 · %O.L.

Hodnota 1,724 byla odvozena v 19. století pro uhelné huminové látky, které obsahují přibližně 58 % uhlíku. Zejména v zemědělství byly navrhovány i jiné koeficienty (většinou okolo 1,9), které by lépe zohledňovaly reálný obsah uhlíku. V půdě je rozhodující zejména zralost humusu, kdy nezralý opad mívá daný koeficient vyšší než vlastní humusové látky s tím, že se stupněm polymerace (resp. humifikace) se podíl uhlíku snižuje.

7.2.1 Aerobní procesy přeměny organických látek

Humus představuje odumřelé zbytky organismů jednotlivých generací rostlinného společenstva, které podléhají rozkladu (dekompozici) a celé řadě změn. Protože vznik humusu je vázán na dekompozici organické hmoty, z níž je většina zastoupena rostlinnou hmotou, humus v podstatě představuje „nahromaděnou" sluneční energii a úzce souvisí s koloběhem uhlíku.

Humusotvorný materiál – **ektohumus** – představuje primární organickou hmotu (odumřelé dřevo, stonky, jehličí, listy atd.). Se stárnutím ektohumusu se postupně snižuje obsah vody (v čerstvém opadu jí je zpravidla 30–50 %, v suchém – starším – opadu 10–20 %).

Organická hmota je tvořena hlavními makrobioelementy v množství C = 45–48 %, O = 42–45 %, H = 6–6,5 %, N = 1,5–1,8 %, popeloviny = 5 %. Při spalování (mineralizaci) se z organické hmoty uvolňuje C, N, H a O, jejichž podíl na složení humusu tedy klesá a zůstávají původně méně zastoupené prvky, jako Ca, Mg, K, P, Na, Al, Fe, Si (popeloviny).

Při přeměně odumřelé organické hmoty dochází k rozkladu humusového materiálu (ektohumusu). Během tohoto procesu vznikají nové látky jako meziprodukty a také jsou syntetizovány nové organické sloučeniny, u kterých už nelze rozpoznat výchozí materiál.

Rozklad (dekompozice) organické hmoty je ovlivňován řadou faktorů, které se podílejí jednak na intenzitě rozkladu, jednak na složení i fyzikálních vlastnostech výsledného produktu. Jsou jimi zejména půdní reakce (pH), obsah živin – zejména P a N –, textura půdy (lehké, střední nebo těžké

půdy), půdní vlhkost, teplota půdy, provzdušněnost půdy, enzymatická aktivita (zejména aktivita oxidáz, celuláz a fosfatáz), celková biologická aktivita a druhové složení půdní bioty.

V procesu přeměny a tvorby humusu zaujímá významný podíl na přeměně již zmíněná **mineralizace**, během které dochází k uvolňování energie a úplnému rozkladu výchozího materiálu (v tomto případě organické hmoty). Mineralizace je především aerobní proces, při kterém jsou produktem základní minerální látky (CO_2, H_2O, NH_3, H_2, PO_4^{3-}, SO_4^{2-}, SO_3 apod.). Během přeměny organické hmoty mineralizaci podléhá téměř 50 % materiálu. Příznivé podmínky pro mineralizaci jsou dány zejména teplotou (optimum je při 25 °C) a vlhkostí (spíše mírně vlhké půdy s dostatečným provzdušněním než vlhké). Provzdušněnost zajišťuje intenzivní rozvoj a činnost aerobních bakterií a jiné mikroflóry a tím intenzivní mineralizaci. Ta ale může probíhat i za anaerobních podmínek za vzniku stejných (avšak redukovaných) produktů. Takto dochází např. při kvašení celulózy (A) za aerobních podmínek ke vzniku $CO_2 + H_2O$ a (B) za anaerobních podmínek ke vzniku $CO_2 + H_2$.

Při **humifikaci** je energie naopak spotřebovávána. Za střídání anaerobního a aerobního procesu se tvoří tzv. pravý (nebo také aktivní či vlastní) humus. Humifikace je především enzymatický a biochemický proces, kdy z meziproduktů dekompozice vznikají nové složité organické látky. Humusové látky **(endohumus)** mají větší podíl uhlíku než výchozí organická hmota **(ektohumus)**, mají tmavohnědou až černou barvu a mají koloidní vlastnosti. Humifikace probíhá ve 4 procesních fázích, při kterých jsou podmínky optimální, dochází-li ke střídání aerace a anaerace (provzdušněnosti a deficitu kyslíku):

MINERALIZACE, která probíhá v počátečním stadiu. Během rozkladu nedochází k humifikaci veškerého výchozího materiálu, nýbrž vždy také částečně mineralizuje.

ŠTĚPENÍ, při kterém dochází k rozkladu organických látek na meziprodukty (ze složitějších na jednodušší), kterými jsou zejména fenolické sloučeniny. Ty jsou produktem enzymatického rozkladu ligninu, taninů, hemicelulóz a celulózy.

KONDENZACE strukturních jednotek, při které se vytvářejí vedlejší produkty důležité pro tvorbu humusových látek. Dochází ke kondenzaci strukturních jednotek procesem oxidace výše uvedených fenolů pomocí enzymů (např. fenoloxydáz) a vznikají chinony a kondenzační látky jako výsledek reakce chinonů s aminokyselinami a peptidy.

POLYKONDENZACE (polymerace), při které vznikají stabilní humusové látky. Jedná se o chemický proces bez vzniku meziproduktů. Vedlejším produktem polykondenzace je voda, která musí být z reakčního prostředí odváděna. V opačném případě dochází ke zpomalení až pozastavení procesu a nastolení podmínek hydrických půd. Polykondenzace vede ke vzniku specifických humusových látek – aktivního humusu. Humusovými látkami jsou huminové kyseliny, hymatomelanové kyseliny,

Humusové látky se člení podle toho, v jakém prostředí jsou rozpustné, resp. extrahovatelné, což dále souvisí s jejich vlastnostmi, jako je kationtová výměnná kapacita, molární hmotnost nebo také zastoupení v půdách různého pedogenetického vývoje (Perminova et al. 2003). Extrakce jednotlivých frakcí vlastního humusu (endohumusu) probíhá primárně v alkalickém prostředí. Nerozpustnou část tvoří huminy, zatímco zbytek tvoří humusové kyseliny (huminové kyseliny, fulvokyseliny). Fulvokyseliny jsou rozpustné při všech hodnotách pH i ve vodě, zatímco, zatímco huminové kyseliny jsou rozpustné v alkáliích, nikoli ve vodě, ani při pH 1–2.

V **huminových kyselinách (HK)** převládá aromatické jádro, které je vysoce kondenzované a jeho periferní část je slabě vyvinutá; mají tedy méně funkčních skupin než fulvokyseliny (viz dále). Aromatické jádro je hydrofobní a váže pouze malé množství vody. Je velice málo rozpustné a je v něm omezená migrace látek. Molární hmotnost huminových kyselin je značná (> 300 000 $g \cdot mol^{-1}$). V porovnání s fulvokyselinami (viz dále) obsahují více C a méně O_2, což značí vyšší stupeň transformace; dále obsahují 52–62 % C; 2,8–5,8 % H; 31–39 % O; 2–5 % N a 1–10 % popelovin (Si, Fe, S, P, K, Ca, Mg atd.). Huminové kyseliny mají tendenci koagulovat (snadno se vysráží), tvoří tmely a působí tedy jako tmelivé látky – např. spojují prach a jíl do větších agregátů a podílí se tak výrazně na tvorbě **humusojílového (organominerálního) sorpčního komplexu (HJSK)**. HJSK představuje spojení

organických a minerálních částic zejména na základě elektrostatických sil (viz také níže v odstavci „huminy“). Huminové kyseliny jsou rozpustné pouze v koloidních extraktech (alkalicky reagujících látkách), jako je např. pyrofosforečnan sodný $Na_4P_2O_7$ o pH = 9,8. Huminové kyseliny mají vysokou sorpční kapacitu – až 3 500–5 000 mmol · kg^{-1}. Mají méně výrazný kyselinový (acidifikační) charakter a nenarušují minerální podíl půdy, resp. na minerální půdní složky působí s menší intenzitou (pomaleji); za to však vytrvaleji. Vytvářejí cheláty (sloučeniny s kovy v pevných vazbách) méně intenzivně než fulvokyseliny, jsou tmavě zbarvené (tmavě hnědé až černé), vysoce kvalitní a vznikají zejména v podmínkách vhodných pro transformaci organické hmoty. Převládají v černozemních půdních typech (černozem, černice), ale v menších podílech vznikají i v méně úrodných půdách.

Hymatomelanové kyseliny mají žluté až spíše žlutohnědé zabarvení. Někteří autoři je řadí do jedné skupiny s huminovými kyselinami, zatímco jiní je vymezují jako samostatnou skupinu humusových látek, neboť svým charakterem tvoří přechod mezi huminovými kyselinami a fulvokyselinami. Mají podobnou strukturu jako huminové kyseliny a jsou rozpustné v alkoholu. Mají menší molární hmotnost než huminové kyseliny (přibližně 150 000 g · mol^{-1}). Skládají se z polykondenzátů s více aromatickými jádry, ale také ze „zděděných“ molekul se značným podílem alifatických sloučenin, jako např. bitumeny, časté v surovém humusu rašelin. Ve větší míře vznikají při procesu rašelinění (dříve zvána ulmifikace – odtud „ulmic acids“).

Fulvokyseliny (FK) mají z huminových látek nejnižší molární hmotnost. Jejich název pochází z latinského *fulvus* (žlutý). Jejich strukturu lze nejlépe charakterizovat jako nepříliš uspořádané seskupení aromatických organických polymerů s mnoha karboxylovými skupinami (–COOH). Díky dlouhé periferní části vytvářejí dlouhé řetězce a tím lineární molekuly rozličného složení s tím, že celá molekula fulvokyselin má vlastnosti podle převažující části. Periferní část fulvokyselin je hydrofilní a obaluje se tedy velkým hydratačním obalem. Také obsahuje podstatně více kyselých funkčních skupin, zejména –COOH, –OH. Molární hmotnost je cca 2 000 až 12 500 g · mol^{-1} a přibližné složení je 40–50 % C, 4–6 % H, 40–48 % O, 2–3 % N. Ve srovnání s huminovými kyselinami obsahují fulvokyseliny méně C a více O, jsou zbarvené do žluta nebo do hněda, vždy světlých barev. Fulvokyseliny jsou snadno rozpustné ve vodě a většinou jsou v půdě (i povrchových vodách) rozptýlené a těžko se srážejí. Netvoří tmely příznivé pro spojování půdních částic; jejich tmely jsou nepříznivé, tvrdé a neporézní. Protože fulvokyseliny jsou silnějšími kyselinami než huminové kyseliny, jsou více disociované a zvyšují tak obsah iontů H^+ v půdním roztoku. Vodíkové kationty v prostředí nahrazují centrální atomy sloučenin, a protože sorpční kapacita fulvokyselin (KVK je přibližně 3 000 mmol · kg^{-1}) je podmíněna zejména výměnným vodíkem, fulvokyseliny mají acidifikační charakter. Také snadno tvoří cheláty (vazby s kovy). Fulvokyseliny vznikají ve všech typech půdního prostředí, nejlépe za podmínek nepříznivých pro rozklad opadu (kyselá matečná hornina, kyselé humusové látky – např. pod smrkovým opadem – za chladného klimatu). Jejich tvorba je charakteristická pro podzosoly a také ve spodních částech pseudoglejů.

Huminy jsou organické látky složité povahy pevně vázané na minerální půdní podíl s příměsí jednodušších organických látek. Molekulární hmotnost huminů je přibližně 100 000–10 000 000 g · mol^{-1}. Jsou neextrahovatelné, z extraktu je nelze získat ani alkáliemi, ve kterých nejsou rozpustné. Huminy se také výrazně podílejí na tvorbě HJSK s tím, že huminy, stejně jako huminové kyseliny a uhelné huminové kyseliny typické kondenzovanými aromatickými jádry (humusové uhlí), vytvářejí poměrně stabilní spojení s jílovými částicemi. Jílové minerály o vysoké aktivitě, které vážou ve větší míře látky jako aminokyseliny, peptidy a proteiny, se podílejí zejména na ochraně látek obsahujících dusík, u kterých tvorbou organominerálních sloučenin zabraňují mikrobiální degradaci. Organická hmota je vázána v mikroskopických pórech jílu (< 1 μm) nebo dokonce v mezivrstvách struktury jílových minerálů a tím se stává nepřístupnou pro půdní organismy. Spojení mezi lamelami jílových minerálů a organickými molekulami je často zajištěno kationty jako Ca^{2+} nebo také Fe^{3+} a Al^{3+} (zejména v silně zvětralých půdách). Síla fixace je závislá na původu organických molekul, ale i jílových minerálů a kationtů a hydroxidů zajišťujících spojení a závisí také na vnějších podmínkách, jako je pH, hydrické

podmínky atd. V mnoha půdách mohou být humusové látky vázány v HJSK až z více než 50 % jejich celkového podílu.

Zásadní rozdíly mezi huminovými kyselinami (HK) a fulvokyselinami (FK) lze shrnout do následujících bodů (jejich vzájemný vztah a vazba na půdní úrodnost – viz BOX 7—1):

- FK mají jednodušší stavbu makromolekul a odlišné chemické složení;
- FK mají žlutou až hnědou barvu, jsou lehce rozpustné a tudíž v půdě pohyblivé a lehce se přemisťují v půdním profilu;
- FK ovlivňují (zvyšují) kyselost půdního roztoku a podmiňují (umocňují) průběh podzolizačních procesů v půdě;
- základní složkou HK je aromatické jádro fenolického nebo chinoidního typu s účastí cyklických i alifatických dusíkatých sloučenin (aromatických uhlíků obsahují HK asi jednu třetinu, tedy na jeden aromatický atom C připadají dva alifatické);
- HK mají tmavou barvu a hromadí se většinou v místě vzniku;
- HK jsou považovány za nejhodnotnější produkt humifikačních procesů v půdě, výrazně ovlivňují (zlepšují) půdní vlastnosti a podmiňují vysokou úrodnost;
- HK ovlivňují zejména kationtovou výměnnou kapacitu, strukturu půdy a vysokou pufrovitost.

BOX 7—1: Některé aspekty významu zjišťování obsahu frakcionovaných humusových látek.

Z pohledu kvality organické hmoty a také trofnosti lesních půd je důležité sledovat poměr huminových kyselin a fulvokyselin (HK/FK) zjištěných z výluhu v pyrofosforečnanu sodném $Na_7P_2O_5$. V lesních půdách je však nezbytné sledovat tento poměr až v minerálních partiích půdního profilu (nikoli v nadložním humusu a organominerálním horizontu!). Jejich množství lze vyjádřit poměrem jejich procentického zastoupení. Humus o nízké kvalitě má poměr HK/FK nižší než 1, což indikuje převahu nestabilních a acidifikujících fulvokyselin (typické např. pro podzoly, které mají poměr HK/FK cca 0,4–0,5, čili fulvokyseliny mohou zaujímat i více než dvojnásobný podíl na organické hmotě – avšak nikoli v horizontech H a Ah, kde může být právě u podzolů poměr HK/FK i > 1, a to z důvodu (1) analytické chyby, kdy surový humus opticky nadhodnocuje obsah HK a (2) nízkého absolutního obsahu humusových kyselin, kdy i nepatrné navýšení obsahu dané humusové frakce poměr HK/FK významně ovlivní). Kvalitní humus se vyznačuje vysokým poměrem HK/FK (u černozemí je 2–3), což se projevuje příznivější strukturou půdy, její tmavší barvou a vysokými hodnotami kationtové výměnné kapacity.

Kvalitu organické hmoty lze také vyjádřit poměrem $Q_{4/6}$ (nebo také A_{465}/A_{665}), což je barevný kvocient, který se získá jako poměr absorbancí (absorbance – pohlcování vymezeného spektra viditelného záření pomocí spektrofotometru při stanovení koncentrace látky, jejíž množství ve výluhu se projevuje změnou intenzity barvy) při vlnové délce 465 a 665 nm. Při těchto vlnových délkách se proměří absorbance alkalických extraktů humusových látek a zjistí se poměr výsledných hodnot (λ). U tohoto parametru platí, že se zvyšující se hodnotou $Q_{4/6}$ se snižuje kvalita humusových látek (při 465 nm se zjišťuje množství rozpuštěných fulvokyselin, při 665 nm se zjišťuje množství rozpuštěných huminových kyselin). Hodnoty vyšší než 8,0 už vypovídají o silné převaze FK (HK/FK = 0,18), zatímco při $Q_{4/6}$ o hodnotě 3,0 je HK/FK = 1,55 (více viz v Rejšek 1999).

Typ půd	Poměr HK/FK
kvalitní půdy černozemního typu	2,0–2,5
modální půdy černozemního typu	1,7
půdy hnědozemního typu	1,5–1,7
kambické půdy	1,0
podzolované půdy	0,8
půdy tundry	0,3

7.2.2 Anaerobní procesy přeměny organických látek

Za vysoko položené hladiny podzemní vody, tedy za nadbytečné vlhkosti v anaerobním prostředí, probíhá anaerobní kondenzace, anatomická a morfologická destrukce za účasti enzymů a mikroorganismů, kdy jsou za pomaleji probíhajících procesů produkovány redukované metabolity. Dochází tak k rozkladu organické hmoty v procesu **RAŠELINĚNÍ** nebo také **PALUDIZACE** či **ULMIFIKACE** (viz také kapitolu 6.1.5).

Během rašelinění se vytvářejí za nepřístupu vzduchu meziprodukty – **bitumeny** – jejichž hlavním zdrojem jsou tuky, vosky a pryskyřice. Mineralizace je výrazně omezena a probíhá zejména rozpad celulózy, hemicelulóz, pektinů, ligninu, bílkovin, sacharidů a minerálních látek na menší fragmenty.

Rašelinění může probíhat **(A)** v oligotrofním prostředí (nízké pH, nízké teploty, slabá aktivita půdní bioty a slabě mineralizovaná půdní voda) ve vrchovištních rašeliništích typických pro vysokohorské partie krajiny nebo **(B)** v mezotrofním prostředí (slabě kyselá až neutrální půdní reakce, vyšší teploty, vyšší aktivita půdní bioty a středně až silně mineralizovaná voda) ve slatinných rašeliništích typických pro nížinné oblasti a pánve. Slatinná rašelina obsahuje více huminových kyselin, méně hemicelulóz a bitumenů a má nižší vododržnost, než vrchovištní rašelina.

7.3 Lesní humus

7.3.1 Organické a humózní půdní horizonty

Akumulace a přeměny organických látek v půdě neboli vytváření humusových forem představuje jeden ze základních půdotvorných procesů. Skládá se ze tří základních dějů: akumulace organické hmoty na povrchu a pod povrchem půdy, rozkladu a syntézy organických látek a rozkladu druhotných organominerálních sloučenin. Výsledkem jejich dynamiky (změny vlastností v čase) je humusová forma, která je definována jako skupina organických a organickou hmotou obohacených horizontů na půdním povrchu. Organická a organominerální hmota se na půdním povrchu formuje specifickým způsobem, což udává specifický charakter nadložního humusu. Terminologie používaná v oblasti půdní organické hmoty, klasifikace půdního humusu a humusových forem je značně komplikovaná, a stejně jako v případě taxonomie půdních typů, i humusové formy jsou klasifikovány různými klasifikačními systémy.

Jako **celkový humus** (půdní organická hmota) je označen soubor odumřelých organických látek nahromaděných v půdě a na jejím povrchu, smíšených i nesmíšených s minerálním podílem. Patří sem organická hmota humifikovaná, částečně humifikovaná i nehumifikovaná. Dělí se na povrchový humus (ektohumus) a vlastní humus (endohumus). **Povrchový humus** (nadložní, pokryvný humus) je organická hmota uložená na povrchu půdy. Skládá se většinou z většího počtu dílčích horizontů či holorganických vrstev tvořených takřka výhradně organickou hmotou, s minimálním minerálním podílem. **Vlastní humus** (pravý, půdní humus) je tvořen komplexem specifických, tmavě zbarvených organických, většinou vysokomolekulárních sloučenin, tzv. humusových látek (HL). Je výsledkem biochemických procesů přeměny organické hmoty v půdě, tedy výsledkem humifikace. Z podstatné části jej tvoří huminové látky, které mohou být promíšené s minerální frakcí půdy. Vlastní humus většinou nelze fyzikálně oddělit od ostatní půdní organické hmoty, ze které postupně vzniká, ale lze to provést chemicky (extrakcí a čištěním).

Pod pojmem **humusový profil** je rozuměn úsek půdního profilu, na jehož utváření se podstatnou měrou podílejí živé organismy a jejich mrtvé zbytky. Tyto zbytky se nacházejí v různém stupni rozkladu. Humusový profil je tak tvořen holorganickým nadložním humusem a organominerálním horizontem A. Za účelem taxonomické klasifikace půd je humusový profil definován **humusovou formou**. Pro určení humusové formy je rozhodující charakter jednotlivých horizontů humusového profilu, jejich složení, mocnost a biologická aktivita. Klasifikace humusových forem je tak určena skladbou horizontů, jejichž determinace je dána klasifikačním systémem půd (Klinka 1997; Němeček a kol. 2011; Zanella et al. 2011).

Humusové formy jsou tou složkou lesních ekosystémů, jež je často měněna antropogenními vlivy, a představují v rámci půdního tělesa nejsnáze ovlivnitelnou složku půdy. Podléhají vlivům vázaným na lesnický management jako pěstební opatření, způsoby obnovy a výchovy porostů, hospodářské tvary a způsoby, dřevinné skladby i lesnické (mechanické, biologické, chemické) meliorace stanovišť.

Z přírodních podmínek je významným faktorem pro klasifikaci humusových forem a jednotlivých holorganických horizontů vodní režim.

7.3.1.1 Organické půdní horizonty

Na propustných, nezamokřených půdách se vyvíjejí ANHYDROGENNÍ HORIZONTY, pro které je použito sumární označení **O**. V rámci horizontu O se může vyvinout **horizont opadanky L (litter),** který se může dělit na **Ln** (nová opadanka) a **Lv** (stará, změněná opadanka). Opadanka je tvořena čerstvým organickým materiálem (jehličí, listí, kůra, větvičky, obalné šupiny pupenů apod.), jehož původ je snadno rozeznatelný a materiál si stále zachovává původní tvar. Ln je tvořen čerstvě opadlým a málo rozrušeným materiálem, který se akumuloval na půdním povrchu převážně v období kratším než 1 rok. Dominantním procesem je akumulace (hromadění) opadaného materiálu. Lv je horizont, ve kterém jsou již patrné známky rozkladu (biologické aktivity). Ta se projevuje zejména v dekoloraci (odbarvení) materiálu, který se stává světlejším a vláčnějším a může být částečně pozměněn (např. skeletování listů) a bývá vlhčí. Přechod mezi Ln a Lv může být různě rychlý (od 1–3 měsíců po více než 1 rok) podle původu materiálu, klimatu, ročního období, úrovně biologické aktivity.

Pod horizontem opadu se vyvíjí **horizont drti F (fragmentovaný, fermentační)**. Ten je tvořen částečně rozloženými organickými zbytky, jejichž původ lze však vždy rozeznat s tím, že v F horizontu rozeznatelné zbytky převládají nad humifikovaným materiálem, jehož původ určit nelze a který je zastoupen z 10–70 %. **Fm** je mykogenní horizont, ve kterém převládá aktivita hub. Organická hmota je pokryta mycelii, horizont má plsťovitý charakter a vytvářejí se vláknité, zpevněné struktury horizontu, který bývá značně prokořeněný. **Fz** je zoogenní horizont, v němž dominuje půdní fauna. Mycelium hub buď absentuje, nebo je velmi řídce zastoupené, zato jsou zde časté exkrementy zooedafonu. Fz je kyprý, nesoudržný a nemá plstnatý charakter. Amfigenní **Fa** horizont je přechodem mezi Fm a Fz. Biologická aktivita je zastoupena jak zoogenní, tak mykogenní složkou a jsou zde přibližně rovnocenně přítomna jak mycelia hub, tak exkrementy půdní fauny. Horizont má částečně plsťovitý charakter.

Pod fermentačním horizontem se vyvíjí **humusový (humifikační) horizont H** neboli měl. V tomto horizontu nelze rozeznat původ organické hmoty. Její charakter je dán organickými zbytky v silném stupni rozkladu, které mohou být jen řídce doplněny o méně rozložené částice, zastoupené zejména zbytky kořenů. Humusový horizont měli **(Hh)** je tmavý (hnědočerný až černý) a převládají v něm jemné amorfní částice. Ty jsou za vlhka kluzké a lze je roztírat mezi prsty, které špiní. Organický materiál je nestrukturní, celistvý a téměř zde chybí exkrementy půdní fauny. Zoogenní horizont měli **(Hz)** obsahuje velké množství drobných exkrementů půdní fauny, které tvoří podstatnou část organického materiálu. Ten je nejčastěji černý a má granulární strukturu. Reziduální horizont měli **(Hr)** je takový, ve kterém převládají jemné amorfní částice, ale jsou přítomny i rozpoznatelné rostlinné zbytky (kořeny, kůra, dřevo). Barva horizontu Hr je tmavě červenohnědá, avšak materiál při protírání prsty nešpiní.

V rámci holorganických horizontů lze dále vymezit horizonty **S** při souvislém pokryvu a prorůstání mechorosty (zejména rodu *Sphagnum* spp.) a **G** (graminoid) při souvislém pokryvu a prorůstání travinami (Klinka 1997).

Ze zmíněných horizontů mohou být v rámci sekvence horizontů nadložního humusu zastoupeny najednou oba horizonty L (Ln i Lv) – v případě zpomalené humifikace za dominance hub –, avšak zpravidla jen jeden ze jmenovaných typů horizontů F nebo H (např. buď Fa, nebo Fm, nebo Fz). Výjimku tvoří morové humusové formy (viz dále), kde se lze setkat s vícenásobným humusovým horizontem H (např. Hr a níže položený Hh u humusové formy humimor). Jejich formace organických horizontů závisí na složení edafonu, který udává horizontům specifický charakter. Jednotlivé sekvence horizontů tak mají v jistém smyslu zákonitý charakter, což se projevuje ve formaci humusových forem (viz dále).

Na zamokřených stanovištích se utváření HYDROGENNÍ HORIZONTY, ve kterých přetrvává zvýšená hladina podzemní vody po většinu bezmrazového období roku. Může se formovat **hydrogenní horizont fibrický Of**, který je tvořen zejména málo rozloženými rostlinnými zbytky, u nichž lze

rozeznat jejich původ a které obsahují více než 40 % vláknitých zbytků, jež nelze rozemnout mezi prsty; nebo **hydrogenní horizont mezický Om**, který se skládá jak z částečně rozložených zbytků, tak i z dobře rozloženého organického materiálu; nebo **hydrogenní horizont humusový Oh**, který je tvořen zejména dobře rozloženými humusovými látkami a vláknité zbytky zaujímají méně než 10 % objemu.

7.3.1.2 Humózní (organominerální) půdní horizonty

Pod holorganickými horizonty se utvářejí **organominerální povrchové horizonty** označované písmenem **A**. V návaznosti na biogenní nebo antropickou akumulaci obsahují nejvýš 20–30 % humifikovaných organických látek (nebo také cca 12–17,5 % organického uhlíku). Horizonty A představují poměrně širokou skupinu horizontů, které jsou klasifikovány na základě vybraných kritérií. Těmito kritérii jsou konkrétně mocnost horizontu v cm, charakter přechodu horizontu A do níže ležících půdních vrstev, strukturnost, skladba rostlinného společenstva a prokořenění; obsah a charakter organické hmoty, který se odráží v barvě, obsahu huminových kyselin (HK), fulvokyselin (FK) a jejich poměru (HK/FK), fyzikálně-chemické vlastnosti jako půdní reakce, půdní sorpce a bazická saturace.

Stejně jako organické, i organominerální horizonty jsou děleny na anhydrogenní a hydrogenní podle míry ovlivnění podzemní vodou. **ANHYDROGENNÍ HORIZONTY A** jsou vázány na normální vodní režim bez zvýšené hladiny podzemní vody a bez snížené biologické aktivity vlivem většího zamokření půdy. V půdách je rovnovážný stav koloběhu organické hmoty a nedochází k její akumulaci ve formě nerozložených nebo pouze částečně rozložených organických zbytků.

V půdách s dominancí zooedafonu se formují horizonty A s výraznou strukturou.

Makrostrukturní jsou v případě aktivity anecických a endogeických žížal. Tvoří se pedy různých velikostí, zastoupené zejména drobty až hroudami o průměru až 10 mm i větší, pH/H_2O je vyšší než 5.

Mezostrukturní jsou v případě aktivity endogeických a epigeických žížal. Průměr pedů je zpravidla do 5 mm. Ze zooedafonu jsou také v menší míře zastoupeni členovci a roupice, avšak zpravidla absentují anecické žížaly zodpovědné za tvorbu makrostrukturních pedů.

Mikrostrukturní jsou v případě dominance členovců a roupicovitých. Průměr pedů je do 4 mm, avšak více jsou zastoupeny pedy o průměru do 1 mm. Drobty se snáze rozpadají už při mírném tlaku. Ze zoodedafonu dominují drobní členovci, roupice, larvy hmyzu, roztoči, chvostoskoci atd. Takové horizonty se často formují na písčitohlinitých až písčitých půdách s vyšším podílem minerálních zrn, která zamezují formaci makrostruktury i masivní struktury. V horizontu jsou často přítomná mycelia.

Zrnité horizonty A se tvoří na lehkých půdách s pH/H_2O nižším než 5. V malé míře jsou přítomny exkrementy drobných členovců a roupic (max. 10 %). Minerální zrna jsou často jednotlivá, oddělená od organického podílu. Minerální zrna obalená organickým podílem indikují iniciální fázi podzolizace. V tom případě se utvářejí eluviální horizonty Ae nebo AE, které se v průběhu času mohou zvětšovat a postupně přecházet v minerální eluviální horizonty Ep. Při sníženém zastoupení zooedafonu se tvoří **masivní** struktura. pH je zpravidla nižší než 5 a v horizontu jsou přítomna jednotlivá minerální zrna. Tvoří-li se strukturní agregáty, jejich velikost je do 1 mm. Při stlačení suchého vzorku se půda rozpadá na různorodé částice různých tvarů a složení, kdy dochází k oddělení organické a minerální složky. V půdách je snížená biologická aktivita a biogenní složka se jen nevýrazně podílí na tvorbě pedů.

Humózní horizonty lze členit podle kvantity a kvality organických látek (HK/FK, koeficient Q4/6 viz BOX 7—1), mocnosti a bazické saturace (BS), tedy stupně nasycenosti sorpčního komplexu bazickými kationty, šetřeného ve výluhu Mehlich II nebo III. Klasifikace organominerálních horizontů zaznamenala jistý historický vývoj, který plyne z dílčích dilemat hodnocení jednotlivých parametrů, navíc napříč různými národními a mezinárodními systémy. Protože lesní půdy jsou specifické mimo jiné právě charakteristikou horizontů A, jsou zde uvedena některá z dilemat a rozporů mezi

taxonomickými klasifikacemi platnými v ČR v minulosti (Morfogenetický klasifikační systém půd ČR – Hraško a kol. 1991, Němeček a kol. 1990, Vokoun 2002) i v současnosti (Němeček a kol. 2011).

Ah (humózní lesní): mocnost většinou do 0,1 m, s rychlým poklesem obsahu humusu; dilema v zařazení nastává v případě relativně světlého slabě humózního horizontu o mocnosti > 0,1 m, který nesplňuje kritéria pro ostatní organominerální horizonty (takový byl dříve označován jako ochrický Ao);

Ac (černický; původně molický): tmavý; mocný > 0,3 m; BS > 60 %; s výraznou převahou HK, kdy HK/FK > 1,5; Q4/6 < 4,0–4,5 (dříve Q4/6 = 3–3,5);

Am (melanický): tmavý, mocný > 0,1 m; BS > 60 %, avšak nesplňuje ostatní kritéria pro černický Ac;

Au (umbrický): tmavý; mocný > 0,1 m; BS < 20 %; převaha FK; Q4/6 > 8 (dříve BS < 60 % (většinou < 35 %); HK/FK < 1; Q4/6 > 5); u současných kritérií nastává dilema v případě tmavého horizontu o mocnosti > 0,1 m za současné bazické saturace v rozmezí BS 20–60 %;

As (tirsový): s vertickými znaky (viz kapitolu 6.1.7);

Aa (andický): tmavý jako melanický, mocnost > 0,1 m, obsah org. látek > 4 %; vyvinutý na vitrických vulkanických materiálech;

Ai (iniciální): mocnost < 5 cm; obsah humusu < 1 %.

HYDROGENNÍ HORIZONTY A jsou horizonty s obsahem humusu nad úrovní rovnovážného stavu okolních anhydrogenních půd, mohou obsahovat novotvary s Fe-Mn a mají zvýšenou mocnost. Organominerální horizonty lze rozdělit do dvou skupin podle charakteru jednotlivých složek, a to na **(1)** zrašelinělý horizont o mocnosti 0,1–0,5 m, který je zaplavený nebo plně vodou nasycený po dobu delší než 6 měsíců v roce, s obsahem organického uhlíku 8–12 % hmotnostních (%hm) bez zahrnutí živých kořenů a na **(2)** hydrický, který je zaplavený nebo plně vodou nasycený po dobu kratší než 6 měsíců v roce, s obsahem organického uhlíku méně než 8 %hm bez zahrnutí živých kořenů. Jako hydrický horizont může být klasifikován kterýkoli organominerální horizont, jako je humózní lesní, melanický, umbrický, černický atd., a to Ahn, Amn, Aun, Acn v případě tvorby mangano-železitých (Mn-Fe) bročků (kulovitých útvarů o velikosti cca 2–15 mm, které představují sraženiny železa a manganu v podmínkách zvýšeného zastoupení vody) nebo Ahg, Amg, Aug, Acg v případě, že se bročky netvoří.

7.3.2 Humusové formy lesních půd

Jak bylo zmíněno již výše, klasifikace humusových forem se různí podle jednotlivých klasifikačních systémů (Brethes et al. 1995, Jabiol et al. 2007, Klinka 1997, Němeček a kol. 2011, Zanella et al. 2011). Nejširší klasifikační rámec rozděluje humusové formy podle míry ovlivnění vodou na anhydrogenní (terestrické), které se tvoří v podmínkách s mírným vodním režimem, a hydrogenní (semiterestrické), které se tvoří v případě výše položené hladiny podzemní vody.

7.3.2.1 Anhydrogenní humusové formy

Anhydrogenní formy humusu (Tab. 7—2) odpovídají podmínkám, kdy svrchní vrstvy půdy (topsoil) nejsou souvisle po více dní nasyceny vodou. Tyto formy jsou charakteristické vývojem organominerálních horizontů A nebo AE. Na základě stratigrafie horizontů nadložního humusu a horizontu A a jejich vlastností se rozdělují v rámci českého klasifikačního systému (Němeček a kol. 2011) na mull, moder a mor. Zahraniční nebo mezinárodní klasifikační systémy mohou obsahovat další formy humusu, jako je amfi nebo tangel (viz Tab. 7—2).

MULLOVÉ HUMUSOVÉ FORMY vznikají za podmínek příznivých pro rozklad a transformaci organických zbytků. Tvoří se v listnatých nebo smíšených lesích v mírném a teplém klimatu, na půdách s příznivým trofismem, provzdušněností a s mírným vodním režimem. Mullové formy

humusu představují podmínky příznivé pro činnosti zooedafonu, čímž látky rychleji kolují ekosystémem. Organická hmota je soustředěna infiltrací nebo migrací a mísením půdní faunou zejména do svrchního minerálního horizontu namísto její akumulace na povrchu.

Nejpříznivější humusovou formou je **pravý mull**. Stratigrafie je (L)–(F). Mocnost opadu je do 1 cm a horizont H se netvoří. Bohatá přízemní vegetace poskytuje snadno rozložitelné organické zbytky, které jsou zdrojem potravy pro žížaly. Důsledkem intenzivní činnosti zooedafonu, bakterií a aktinobakterií je rychlý rozpad a transformace organické hmoty. Z humusových látek se tvoří zejména huminové kyseliny, které vytvářejí s minerálními koloidy značně stabilní humáty. Významně se uplatňují i koprogenní exkrementy, především žížal, které přispívají k tvorbě drobtovité až hrudovité (zřídka krupnaté) struktury ve svrchní části humusového horizontu. Horizont opadanky L může v některé roční době chybět (zejména na konci léta, před opadem listů), pravidelně se vyskytuje v období pozdního podzimu. Horizont drti F tvoří na povrchu půdy jen slabou nesouvislou vrstvu, která může chybět a která bývá promísena s četnými exkrementy. Poměr C : N bývá 8–12, pH/H_2O je 5,5–7. Půdy mohou být i přechodně zamokřované. Mull má zpravidla dobře vyvinutý, příznivě strukturní horizont A, který je klasifikovaný jako Am (melanický), Aa (andický), Au (umbrický), Al (molický) a bývá černohnědý až hnědočerný.

Semimull vzniká na jílem chudších minerálních substrátech. Stratigrafie je L–(F). Mocnost opadu je cca 1 cm, pokryvný humus je tvořen hlavně horizontem opadanky L, častěji se také vyskytuje nesouvislý nebo kapsovitě distribuovaný horizont drti F. Organominerální horizonty jsou nejčastěji klasifikovány jako Au (umbrický) nebo Al (molický). U této humusové formy se vytváří méně humátů, A horizont je světlejší nebo méně mocný než u pravého mullu, bývá sušší a jeho struktura je jemnější. Koprogenní exkrementy jsou zřetelně menší, chybí větší žížaly. Ve zvýšené míře se uplatňují členovci.

Vápnitý mull se vytváří na karbonátových (případně karbonáto-silikátových) horninách, a to jako pravý mull nebo semimull. Je to humusová forma se stratigrafií L–(F) a s mocností horizontů opadu do 1 cm. Organominerální horizont A má vyšší obsah vápníku a jsou v něm přítomny karbonáty. Má neutrální až alkalickou reakci a je více sorpčně nasycený s tím, že dominantní kationt vázaný v sorpčním komplexu je kationt vápníku. Organominerální horizonty jsou klasifikovány jako Au (umbrický) nebo Am (melanický).

Vermimul je typický vysokou biologickou aktivitou, zajištěnou zejména žížalami v horizontu A. Organická hmota je tak aktivně a intenzivně zapracovávána do větších hloubek půdy, což má za následek utváření mocnějšího horizontu A.

Paramull je humusová forma, pro kterou je charakteristické mechanické mísení jednotlivých vrstev. To je zajištěno více mechanismy, jako je koluviace (mísení na bázi svahu vlivem akumulace v deluviích), kryoturbace (mísení vlivem intenzivních objemových změn jako následku častého promrzání) nebo porostní mísení (vlivem přirozených disturbancí půdního povrchu v součinnosti s tvorbou vývratů a tím promísení svrchních partií půdního tělesa).

Drnový mull (**rhizomull**) má stratigrafii (L) a je mocný 1–4 cm. Půdní povrch je pokrytý souvislým nebo rozvolněným krytem trav, jejichž jemné kořínky hustě prorůstají horní část půdy a vytvářejí drn. Mezi trsy trav bývá uložena rychle se rozkládající opadanka (hrabanka). Souvislý horizont opadanky (L) však chybí. Organominerální horizonty jsou nejčastěji klasifikovány jako Am (melanický), Aa (andický), Au (umbrický) nebo Al (molický).

MODEROVÉ HUMUSOVÉ FORMY tvoří přechod mezi mullem a morem (viz dále). V těchto humusových formách se vedle zooedafonu uplatňují také houby, plísně a bakterie, výjimečně aktinobakterie, které signalizují „příznivější“ rozklad humusu. Jsou to humusové formy s nižším pH, slabší strukturností a vyšším minerálním podílem v horizontu A. U moderu se vždy tvoří humusový horizont H a je zastoupen ve variantách Hf (jemný – horizont s velmi jemnou zrnitou strukturou, velmi drobným trusem půdní fauny), Hg (zrnitý – s jemnou strukturou a drobným trusem půdní fauny), Hh (humusový – s masivní nebo slabou, hrubě hranatou strukturou, tmavě šedou až černou barvou; materiál je mastný a při tření zabarvuje prsty). Na hranici horizontů H a A dochází k částečné

migraci horizontu H do nižších vrstev (do svrchních partií horizontu A), kde vzniká postupná hranice přechodu (mydát).

Typický moder vzniká za vlhčího a chladnějšího klimatu v podmínkách ne zcela vyrovnaných hydrických poměrů. Stratigrafie profilu je L–F–H, mocnost opadu je 2–3 cm. Organominerální horizont je zpravidla klasifikován jako Ah (humózní lesní), Ao (ochrický) nebo Al (molický). Transformace organických látek probíhá v kyselém prostředí (poměr C : N v horizontu H je 12–15, pH/H_2O je 4,0–5,0) za výrazné účasti půdní fauny. Žížaly však chybí nebo jsou zastoupeny jen ojediněle, podíl koprogenních elementů v horizontech F a H je značný. V malém množství se vyskytují hyfy hub. Mocnost pokryvného humusu se zvyšuje v důsledku mírně zpomalené humifikace, dominuje horizont L. Přechod horizontu H do horizontu A je plynulý.

Mullový moder je přechodovou subformou k mullu. Opad je mocný 1–2 cm, stratigrafie je L–F–(H), nejčastějším organominerálním horizontem je Al (molický). Dominantními dekompozitory jsou zástupci zooedafonu, což se projevuje množstvím koprogenních elementů, zejména v horizontech H a A. V menším množství se vyskytují žížaly, hojní jsou členovci. Pod horizontem opadanky je slabý horizont drti F, horizont H bývá též slabý, často nesouvislý. Přechod do horizontu A je plynulý.

Vápnitý moder se tvoří na karbonátových (případně karbonáto-silikátových) horninách. Jeho mocnost je zpravidla 1–2 cm, stratigrafie L–F–(H), organominerální horizonty bývají Au (umbrický) a Al (molický). Humifikačními procesy vznikají tmavě zbarvené vápenaté humáty. Horizont A má mírně kyselou až neutrální reakci, horizont H bývá nesouvislý, mezernatý.

Morový moder je přechodovou subformou k moru (viz dále). Je mocný 2–4 cm se stratigrafií L–F–H a má světlý ochrický horizont Ao. Ve větším množství se vyskytují houbové hyfy a opad tak mírně plstnatí a plesniví. Žížaly zcela chybí. Kromě horizontů L a F je dobře vyvinut horizont měli H, který je stejně hluboký nebo hlubší než F a je ostře oddělený od horizontu A. V horizontu H se nevyskytují vybělená minerální zrna.

Leptomoder je humusová forma, ve které dominuje horizont Fz s mocností do 3 cm, ve kterém jsou slabě agregována rezidua se ztrátou sypké konzistence jako výsledek fragmentace a rozdrcení půdní faunou. Trus fauny a rezidua trusu bývají někdy početná, houbová mycelia jsou nepočetná, ale lokalizovatelná. Je-li zastoupen amfigenní horizont drti Fa, organické zbytky jsou vlivem vyrovnaného zastoupení zooedafonu a hub agregovány do slabě až mírně, nekompaktně slepené vrstvy, která je spíš rozpadavá, s malým podílem mycelií. Horizont Hh bývá masivní nebo se slabě hranolovitou strukturou, šedý až šedočerný, s mastným materiálem. Ve stratigrafii jsou zpravidla horizonty F+H mocnější než Ah.

Lignomoder má mocnost 10–30 cm, rozkládající se dřevo zaujímá > 35 % objemu humusové formy. Dominantní je horizont Faw, který je charakteristický zastoupením rostlinných zbytků agregovaných do slabě až mírně, nekompaktně slepených látek, které jsou spíš rozpadavé, s malým podílem mycelií. Jemné kořeny jsou hojně zastoupené. Je-li zastoupen horizont Fzw (zoogenní, dřevitý), jsou rezidua slabě agregována se ztrátou sypké konzistence jako výsledek fragmentace a rozdrcení půdní faunou. Trus fauny a jeho rezidua jsou početná, houbová mycelia jsou nepočetná a lokalizovatelná. Humifikační horizont Hhw obsahuje vyšší podíl hrubých dřevěných pozůstatků a úlomků v různém stadiu dekompozice.

Drnový moder se tvoří v případě souvisle zapojeného travního drnu, tvořeného především metličkou křivolakou nebo třtinou chloupkatou. Horizont měli bývá nezřetelný. Celková mocnost je 4–10 cm, horizont A je Ah (humózní lesní) nebo Ao (ochrický).

MOROVÉ HUMUSOVÉ FORMY (surový humus) se vždy skládají ze všech tří hlavních organických horizontů, opad (L) je zpravidla víceletý. Organická hmota se v případě těchto humusových forem hromadí na půdním povrchu a její rozklad stagnuje. Mocnost moru se pohybuje mezi 8 a 10 cm (může být až 40 cm). Surový humus se vyznačuje nejnižší biologickou aktivitou, která je zajištěna zejména houbami. Ty v myceliálních povlacích pokrývají odumřelou organickou hmotu a tvoří mykogenní fermentační horizont Fm. Humifikační horizont měli Hh sestává z dobře rozložených dekomponovaných rostlinných částí, které tvoří nestrukturní plstnatý materiál. Horizont L se skládá

z relativně čerstvých rostlinných zbytků, u kterých můžeme rychle identifikovat jejich původ, nebo je přítomen horizont S (*Bryophita* – mechorosty) skládající se z tkáně mechorostů, zejména *Sphagnum* spp. Celkově se tato humusová forma vyznačuje dobře odlišenými horizonty v jasné stratigrafii.

Typický mor vzniká za podmínek nepříznivých pro rozklad a transformaci organické hmoty. Celková mocnost organických horizontů je 4–10 cm, stratigrafie je L–F–H, organominerální horizont se tvoří nejčastěji Ae (ochuzený, eluviovaný). Častý je v horách s chladným klimatem, pod jehličnatými porosty s kyselým opadem jehličí, pod přízemní vegetací s kyselým opadem (borůvka, brusinka, vřes). Tvorba moru je zesilována chudým půdním podložím s nedostatkem bází a jílu. Probíhá v silně kyselém prostředí. Na rozkladu organické hmoty se v rozhodující míře podílejí plísně a houby. Ze zooedafonu se ve větší míře vyskytují jen roztoči a chvostoskoci. Nenastává intenzivnější mísení rostlinných zbytků s minerální půdou a procesy mineralizace a humifikace jsou značně omezené. Nadložní humus se hromadí ve zplstnatělé vrstvě propletené mycelii plísní, hyfami hub a kořínky rostlin. Tuto vrstvu lze často odtrhnout v celých kusech od minerální půdy. Při částečném rozkladu opadu vznikají organické kyseliny, především nízkomolekulární fulvokyseliny. Ty spolu s dešťovou vodou (většinou navíc okyselenou v důsledku imisí) pronikají do půdy a vyvolávají podzolizační proces. Typický mor stejně jako většina dalších subforem je tvořen mocným horizontem opadanky L, v němž se někdy hromadí víceletý opad. Pod ním je mocný horizont drti F, horizont H je většinou méně mocný než L a F a je ostře oddělený od horizontu Ae. Poměr C : N v horizontu Ae bývá > 15, v horizontu H > 22 (30–40). Hodnoty pH/H_2O jsou velmi nízké, v horizontu H i 3,0–4,0.

Mělký mor má mocnost 2–4 cm, stratigrafie je L–F–H, organominerální horizont je nejčastěji Ae. Všechny horizonty nadložního humusu mají malou mocnost, horizont měli H obsahuje zřetelně vybělená minerální zrnka. Jeho přechod do Ae horizontu je méně ostrý.

Drťový mor nebo také **hemimor** je mocný 4–10 (až 15) cm se stratigrafií L–F–H a horizontem Ae. Nejmocněji je vyvinut horizont drti Fm, který tvoří více jak 50 % tloušťky F+H horizontů. Horizont H bývá nevýrazný, a dá se špatně odlišit od horizontu F a zaujímá 25–50 % tloušťky F+H. Vyskytuje se spíše na sušších půdách.

Mělový mor nebo také **humimor** je mocný 4–10 (25) cm se stratigrafií L–F–H a horizontem At (rašelinným) nebo Ae. Nejmocněji je vyvinut horizont měli H (více než 50 % tloušťky F+H), který bývá vlhký, mazlavý, s masivní („prastarou“), hrubou, granulovitou až prismatickou strukturou za sucha; za vlhka je homogenní. Barva je typicky tmavě šedá až černá, materiál je mastný a při tření špiní prsty. Vyskytuje se zejména na stále vlhkých půdách, případně na půdách přechodně zamokřovaných.

Rezimor je humusová forma s dominancí horizontu Hc (obsahuje rezidua tlejícího dřeva), který tvoří více jak 50 % tloušťky F+H. Celková mocnost je 15–25 cm se stratigrafií L–F–H. V mikroskopické měli obsahuje makroskopicky rozpoznatelné zbytky kořenů, kůry a tlejícího dřeva, materiál je lehce mastný (kluzký), ale při tření jen zčásti špiní prsty. Rozkládající se dřevo je v rámci celé humusové formy zastoupeno z méně než 35 %.

Lignomor je humusová forma s dominancí horizontu Fm (mykogenní) nebo Frm (velký podíl kořenových zbytků – rhizo – s myceliem), nebo naopak někdy Hf (jemný s velmi jemnou zrnitou strukturou) nebo Hg (zrnitý, má jemnou až střední zrnitou strukturu, drobný trus fauny převládá) nebo Hh (humusový, s masivní, za sucha granulovanou až hrubě hranatou strukturou, šedě až černě zbarvený; materiál je mastný a při tření nechává skvrny na prstech) či Hc (rezidua tlejícího dřeva). Rozkládající se dřevo představuje > 35 % objemu v profilu humusové formy, jejíž celková tloušťka je 15–40 cm.

Vápnitý mor má mocnost 4–10 cm se stratigrafií L–F–H a organominerálním horizontem Al (molickým) nebo Ao (ochrickým). Vyskytuje se na karbonátových (případně karbonáto-silikátových) horninách v klimaticky sušších a teplejších oblastech. Hlavní příčinou váznoucího rozkladu organických látek je nedostatek vláhy a obtížná smáčivost pokryvného humusu.

Suchý rašelinný mor je mocný 5–15 cm, má stratigrafii L–F–H a organominerální horizont Ao (ochrický). Vzniká především v teplejších a sušších oblastech na chudém podloží s nedostatkem živin. Pokryvný humus je těžce rozložitelný, obtížně smáčitelný. Má charakter suché rašeliny. Při tvorbě

humusu se výrazně uplatňuje činnost hub. Jednotlivé částice opadanky a drti jsou pokryty houbovým pletivem. Suchý, práškovitý horizont měli H nasedá ostře na minerální půdu.

Karbonizovaný mor má mocnost 3–6 cm, stratigrafii L–F–H a je s organominerálním horizontem Ao. Vyskytuje se především v sušších a teplejších oblastech na chudém půdním podloží s nedostatkem živin. Vyznačuje se výraznou suchostí a naprostou nesmočitelností karbonizovaného nadložního humusu. Chybí povlaky houbových pletiv.

Drnový mor má mocnost 10–15 cm a má stratigrafii horizontů L–F–H, pod kterými je zpravidla utvořen organominerální horizont Ao (ochrický) nebo Al (molický). Půdní povrch je pokryt více méně souvislým travním drnem, tvořeným především smilkou tuhou. Vyskytuje se hlavně v horských oblastech. Husté travní kořínky prostupují nadložním humusem a pronikají do humusového horizontu A, takže není vytvořen ostrý přechod mezi nadložním humusem a minerální půdou. Horizont A bývá dobře prohumózněný.

U jednotlivých **subforem** moru je možné vylišit také jejich variety označením „dystrofický“ (např. dystrofický mělový mor). Tím se vyjadřuje mimořádně váznoucí humifikace organických zbytků a ohrožení výživy porostů vlivem poruchy koloběhu živin.

V rámci klasifikace humusových forem lze také vylišit **tanglový humus**. Jedná se o humusovou formu subalpínských rendzinových půd na karbonátových horninách (vápencích, dolomitech). Z opadu kosodřeviny a odumřelých bylin a keřů se vytváří často mocný (> 10 cm) nadložní humus, který připomíná mor. Není však extrémně kyselý a obsahuje značné množství exkrementů živočichů. Přechod mezi nadložním humusem a minerální půdou je pozvolný, horizont A je dobře prohumózněný.

Amfi (používané jako **amfimull**) znamená humusovou formu se stratigrafií horizontů L–F–H, které leží na horizontu A s příznivou strukturou a vysokou biologickou aktivitou. S tímto protichůdným jevem se lze setkat na stanovištích s intenzivní akumulací opadu, ale současně s vysokou biologickou aktivitou (zejména endogeické žížaly). Vývoj této humusové formy není příliš častý. Lze se s ní setkat např. v horském prostředí, v mediteránním klimatu nebo na izolovaných svazích s karbonátovou horninou v podloží. Navzdory favorizujícím podmínkám pro zooedafon dochází k akumulaci opadu, patrně vlivem přílišné vysýchavosti opadových vrstev a vysoké produkci opadu. Amfimull tak může být přechodovou formou moderu k mullu ve zlepšujících se podmínkách pro nástup anecických žížal (zvýšení teplot, kultivace půdy atd.) nebo mullu k moderu např. vlivem změny dřevinné skladby s obtížně rozložitelným opadem.

Tab. 7—2: Diagnostické horizonty a jejich vlastnosti pro 5 vybraných anhydrogenních humusových forem. V některých klasifikacích se vymezují také humusové formy amfi (*) a tangel (*), které představují specifické stratigrafické uspořádání organických horizontů. Upraveno podle Zanella 2011.

Diagnostický horizont		Humusová forma				
		MULL	MODER	AMFI*	MOR	TANGEL*
L		je možný	přítomný	přítomný	přítomný	přítomný
F		je možný, zoogeneticky přeměněný	je možný, zoogeneticky přeměněný, aktivní	je možný, zoogeneticky přeměněný, aktivní	zoogeneticky nepřeměněný, nízká biologická aktivita	přítomný, zoogeneticky přeměněný, aktivní
H		chybí	přítomný, aktivní, místy nesouvislý	přítomný, aktivní, slabý (avšak méně než 2× slabší než A)	přítomný i chybí; je-li přítomný, biologicky neaktivní nebo málo aktivní	přítomný, neaktivní nebo slabě aktivní, mocný (2× silnější než A)
Přechod O/A nebo O/AE nebo O/E		velmi ostrý (< 3 mm)	pozvolný (> 5 mm)	je-li A makrostrukturní, ostrý (< 5 mm); je-li A mezostrukturní, pozvolný (> 5 mm)	velmi ostrý (< 3 mm)	je-li A masivní, ostrý (< 5 mm); je-li A mikrostrukturní, pozvolný (> 5 mm)
A		makro nebo mezostrukturní	mikrostrukturní nebo individuální nebo masivní struktura	zejména makro nebo mezostrukturní, může být mikrostrukturní	chybí (=E) nebo přítomný; je-li přítomný, je nesouvislý mikrobiogenní; chybí zooedafon	masivní nebo mezostrukturní
Horizont dominance aktivity zooedafonu		A (anecické a endogeické žížaly)	F, H	F, H, A (žížaly)	H (slabě aktivní nebo se stopami minulé aktivity)	F, H
Žížaly	Organické horizonty	epigeické a anecické	epigeické	epigeické	zřídka epigeické nebo chybí	zřídka epigeické
	Organo-minerální horizonty	endogeické a anecické	chybí	endogeické a/nebo anecické	chybí	zřídka endogeické

7.3.2.2 Hydrogenní humusové formy

Z mullových humusových forem se může tvořit **rašelinný (slatinný) mull**. Mocnost opadu je do 1 cm, stratigrafie je (L). Organominerální horizont At (zrašelinělý, anmorový) má charakter kypré rašelinné (případně slatinné) zeminy nebo bahna a je tmavý až černý. Pokryvný humus většinou chybí, někdy se tvoří horizont opadanky L se slabou vrstvou do mocnosti 1 cm.

Z moderových humusových forem se formuje mocný morový moder a rašelinný moder. **Mocný morový moder** vzniká za ztížených podmínek pro rozklad a transformaci organické hmoty, zejména vlivem zvýšené humidity klimatu. Mocnost je 5–10 cm se stratigrafií L–F–H, organominerální horizont je klasifikován jako Ao (ochrický) nebo Ah (humózní lesní). S přibývající mocností nadložního humusu se většinou zvyšuje také jeho kyselost a sorpční nenasycenost a zvětšuje se poměr C : N. **Rašelinný moder** mívá mocnost zpravidla 3–6 cm se stratigrafií L–F–H a s utvářením organominerálního horizontu At (rašelinný) nebo hydrických horizontů s různě hojnými bročky.

Z morových humusových forem se tvoří mokrý rašelinný mor, sphagnový rašelinný mor, fibrimor a mesimor. **Mokrý rašelinný mor** je mocný 5–15 cm, má stratigrafii L–F–H a vyvíjí se organominerální horizont Ae (ochuzený) nebo At (rašelinný). Tato humusová forma vzniká především v podmínkách střídavého zamokření půdy. Při rozkladu organické hmoty se výrazně uplatňují členovci, ale i houby a plísně. Horizont měli H je tmavý až černý, většinou mokrý a mazlavý. V anaerobní fázi rozkladu zde probíhají hnilobné procesy. V přízemní vegetaci je charakteristická borůvka, brusinka, případně vlochyně a další druhy vlhkých až mokrých, kyselých stanovišť.

Sphagnový rašelinný mor je mocný 5–13 (40) cm a má stratigrafii L–F–H, pod nimiž se tvoří rašelinný horizont T. V humusové formě dominuje horizont drti Fs (sphagnum, rašeliník; který je slabě agregován, houbová mycelia chybí nebo jsou řídce přítomna) nebo Fsm (mechy + mycelia). Horizont H zaujímá více než 50 % celkové mocnosti F+H a je v bezstrukturní formě. Tato humusová forma vzniká na trvale zamokřených půdách, kde převažuje rašeliništní půdotvorný proces. Charakteristický je silně zpomalený rozklad a humifikace organických látek v podmínkách přebytku vody a nedostatku atmosférického kyslíku. Probíhají zde pochody aerobně zoogenní i anaerobní. Na rozkladu se značně uplatňují houby a vyskytují se i členovci. V anaerobní fázi rozkladu nastávají hnilobné procesy. Přízemní vegetace je tvořena převážně rašeliníky a mechy. Pod pokryvným humusem většinou s mocným horizontem měli H se nachází vrstevnatá rašelina s různým sledem rašelinných horizontů T.

Fibrimor obsahuje mocný fibrický organický horizont Of, který tvoří více jak 50 % celkové hloubky humusové formy. Skládá se ze slabě rozložených organických rostlinných zbytků (reziduí), jejichž původ lze rychle identifikovat. Dále fibrimor obsahuje horizont Om (mezický, středně či mírně vlhký, složený z částečně rozložených organických zbytků ve stadiu dekompozice, které tvoří přechod mezi horizontem Of a Oh) a níže horizont Oh (humusový, složený z dobře rozložených organických zbytků, které byly z větší části přetransformovány do humusového materiálu). Tato humusová forma předznamenává špatně provzdušněné prostředí a vyvíjí se v podmínkách stálého zamokření. Celková mocnost je 40–50 cm. Může být vyvinut horizont S (bryophytes, mechy; skládá se z pletiv žijících mechů rodu *Sphagnum* a je smíšený v menším rozsahu s opadem).

V **mesimoru** dominuje horizont Om (mezický, středně či mírně vlhký, složený z částečně rozložených rostlinných zbytků). Mesimor reprezentuje špatně provzdušněné mory, které se vyvíjí v podmínkách stálého zamokření, kdy hladina podzemní vody je 30 cm pod povrchem. Celková mocnost je 40–50 cm. I v této humusové formě může být vyvinut horizont S.

7.3.2.3 Biologické aspekty problematiky humusových forem

Ve vazbě na humusové formy lze vymezit sedm skupin živočichů: *Acari* – roztoči, *Collembola* – chvostoskoci, *Myriapoda* – stonožkovci, *Isopoda* – stejnonožci, *Annelida* – kroužkovci zastoupeni pouze žížalovitými, termiti a larvy hmyzu; z nich šest se vždy jistou měrou účastní na biologické aktivitě humusových forem. Roztoči a chvostoskoci převažují v morových humusových formách, chvostoskoci a larvy hmyzu dominují v moderu, stonožkovci a stejnonožci dominují v mullovém moderu a žížaly (společně s termity) dominují v mullu (Wallwork 1970 in Zanella et al. 2011). Humusové formy tak mohou být členěny na dvě hlavní skupiny podle charakteru biologické aktivity: (1) mullový moder a mull, obývané zejména žížalami a bakteriemi, s nasyceným sorpčním komplexem a neutrální až mírně alkalickou půdní reakcí v horizontu A; (2) mor a moder s převahou roztočů, chvostoskoků a hub, s nenasyceným sorpčním komplexem a kyselou půdní reakcí v horizontu A. V průběhu rozvoje poznání biologických aspektů humusových forem byly dále vymezeny roupice (*Enchytraeidae*) jako dominující složka zooedafonu v moru; v moderu doprovázené roztoči a chvostoskoky.

Z žížalovitých vykazují největší ekologickou variabilitu epigeické žížaly, které preferují organické vrstvy půdy, pouštějí se pouze sezónně do minerálních vrstev půdy a snášejí i nižší hodnoty pH (< 5). Anecické a endogeické žížaly jsou častější v mullových humusových formách, zatímco epigeické žížaly v kombinaci s roupicemi a členovci jsou častější v moderových formách humusu.

V morových formách humusu jsou nejvíce zastoupeny houby, které jsou tolerantnější vůči kyselému pH na rozdíl od bakterií, jejichž aktivita s poklesem pH ustává. Proto jsou v moru a moderu častá houbová mycelia, což má za následek snížení biotransformace opadu a jeho následnou akumulaci. Naopak v mullovém moderu a mullu dominují bakterie, které mají schopnost rychle mineralizovat organickou hmotu a přetvářet ji v kvalitnější humusový materiál.

Mullové humusové formy jsou typické pro mírné klima a živinami bohaté substráty. V nepříznivém klimatu se zvětšuje mocnost organických horizontů a aktivita žížalovitých se přesouvá do horizontu A.

Humusové formy představují interaktivní prostředí s výraznou dynamikou vázanou na vývojová stadia lesních porostů. Stejně jako s podmínkami ekotopu (teplota, srážky, minerální síla matečné horniny), formace humusových forem těsně souvisí s vývojovými fázemi lesních porostů a celkově s biogenní složkou lesního ekosystému. V průběhu vývoje lesního porostu se tak mění poměr holorganického a organo-minerálního podílu půdy a dochází k jejich kvalitativním změnám: po smýcení nebo přirozeném rozpadu porostu dochází ke zvýšení biologické aktivity a zrychlení mineralizace surové organické hmoty, snižuje se jednak její celkové zastoupení a jednak klesne podíl surového humusu. Může také dojít dočasně k mírnému poklesu podílu horizontu A. Změny světelných a nutričních podmínek spojené s dospíváním porostu ovlivňují pedoklimatické podmínky a postupně spoluutvářejí prostředí vhodné pro rozvoj žížal, zejména anecických a endogeických. To má za následek jednak intenzivnější rozklad organické hmoty a její zapracování společně s živinami hlouběji do půdy, čímž se zvyšuje celková mocnost i podíl horizontu A, jednak změnu humusových forem směrem k příznivějším (k mullovému moderu, mullu). V momentě zatažení korunového zápoje se mikroklimatické podmínky mění a dřevinné populace využívají živiny zapravené do půdy během vyspívání porostu, čímž dochází postupně k opětovnému ochuzování o organickou hmotu a živiny v horizontu A a k redukci populací žížalovitých. Organominerální horizonty se co do dynamiky vyznačují menšími fluktuacemi a vyrovnanějším podílem na celkovém obsahu organické hmoty v půdě.

7.3.2.4 Některé aspekty problematiky humusových forem z hlediska lesnické praxe

Nadložní humus a organické látky v půdě podmiňují rozhodující měrou stav a dynamiku lesních ekosystémů. Jejich přeměny vlivem lidské činnosti nebo i odstranění např. buldozerovou přípravou půdy znamenají devastaci lesního stanoviště, jež svou intenzitou může přesahovat význam jiných antropogenních vlivů, jako např. imisí. To platí zejména proto, že je bezprostředně narušena výživa lesních dřevin, koloběh vody a biogenních látek a snížena ochrana kořenového systému dřevin proti působení biotických a abiotických činitelů a patogenů. Z hlediska lesnicko-pedologické praxe je důležité pamatovat v rámci péče o lesní stanoviště na tyto skutečnosti:

- Svrchní vrstva půdy a její dynamika hrají základní roli v koloběhu živin a v geobiochemických cyklech elementů.
- Narušení vrstvy nadložního humusu vede k negativním změnám v cyklech bioelementů, jež se odráží v charakteru růstových podmínek stanoviště a tedy i ve stabilitě lesních ekosystémů.
- Humusová vrstva představuje základní prostředí pro jemné kořeny lesních dřevin, které zde nalézají naprostou většinu potřebných živin.
- Humusová vrstva představuje ochranu před toxickým působením některých látek, které jsou uvolňovány acidifikací (ať už přirozenou, nebo – a to zejména – antropicky podmíněnou) do půdního prostředí (např. sloučeniny hliníku, manganu, těžké kovy). Její odstranění jako následek mylného předpokladu, že se jedná o relevantní technologické opatření snižující toxicitu půdy, může vést při následné výsadbě sazenic k jejich umístění do toxického prostředí minerální půdy, která se navíc vyznačuje naprosto extrémním vodním a tepelným režimem, jenž znamená pro většinu lesních dřevin limitující podmínky.
- Ze stejného aspektu jako v předchozím bodě je podstatné, že mechanická (mechanizovaná) celoplošná příprava půdy vede ve většině případů ke zhoršení podmínek pro následné výsadby, pokud nebyl zásah veden cíleně ke zlepšení právě limitujících hydrofyzikálních charakteristik půdy.

- Cílem lesnických a lesopěstebních meliorací má tedy být maximální ochrana vrstvy nadložního humusu, naopak její narušení je nutno posuzovat jako poškození a ohrožení stanoviště s negativním dopadem na vývoj ekosystému lesa (lesního porostu). Celoplošná příprava půdy je tak opatření, které by mělo být prováděno individuálně s předcházejícím detailním šetřením konkrétního stanoviště, nebo pro konkrétní cílové hospodářské soubory, jako např. CHS 13.
- Humusové formy, zejména obsahující akumulované mocné vrstvy nadložního humusu, hrají klíčovou roli v otázce vodního režimu lesa a také krajiny v širším slova smyslu. Jejich nejběžnějším typem stanoviště jsou vysokohorské polohy s vysokými srážkovými úhrny a také často s vysoce skeletnatými půdami s nízkým podílem jemnozemě. V takových případech je nadložní humus se svými retenčními schopnostmi zcela nepostradatelný jako zásobárna vody pro dané lesní stanoviště, ale také pro regulaci vodního režimu krajiny (zadržení vody v krajině v místě jejího zdroje, regulace povodňových vln v navazujících níže položených oblastech daného povodí z přívalových srážek).

Ochrana, obnova a revitalizace vrstvy nadložního humusu je tedy jednou z nejdůležitějších podmínek revitalizace lesních ekosystémů a péče o jejich dobrý stav a soulad půdního prostředí s přirozeně se vyskytující vegetací v kontextu makroklimatických a mezoklimatických podmínek ekotopu.

8 PŮDNÍ ORGANISMY A EKOLOGIE LESNÍCH PŮD

8.1 Diverzita půdních organismů

Edafon je termín označující soubor všech živých organismů v půdě. Půdní organismy jsou specifické tím, že většinu svého života tráví v půdním prostředí. V každé části půdního tělesa a zejména při půdním povrchu v organické vrstvě žijí půdní organismy v enormních četnostech (např. v případě mikroorganismů řádově tisíce až miliardy jedinců na gram půdy).

Půdní organismy lze klasifikovat podle nejrůznějších kritérií. Jako nejčastější je používané třídění na základě velikosti a systematické příslušnosti v taxonomickém členění organismů (Tab. 8—1). Nejefektivnější rozkladnou funkci v půdě plní mikroflóra, kam jsou řazeny bakterie, houby, aktinobakterie (dříve aktinomycety), sinice a řasy. Fytoedafon, kam patří zejména bakterie, houby, aktinobakterie, sinice, řasy a kořeny rostlin, tvoří cca 80% podíl edafonu; zooedafon, kam jsou řazeny prvoci, hlístice, členovci, kroužkovci a savci, tvoří cca 20% podíl.

Základy ekologie půdy (skriptum)
Šantrůčková, H., JČU PF KBE
http://kbe.prf.jcu.cz/sites/default/files/prednasky/skripta/skripta_puda_metody_final.pdf

Bez živé složky by existence půdy nebyla možná. Jakkoli je však živá složka podmínkou vzniku a existence půdy, její objemový i hmotnostní podíl je velice nízký (zpravidla méně než 1 %) a je koncentrovaný do velmi tenké vrstvy půdy při půdním povrchu.

Tab. 8—1: Klasifikace edafonu na základě velikosti těla, taxonomické příslušnosti a zdroje potravy.

Kategorizace	Taxonomické skupiny	Příklad
Makrofauna (> 2 mm)		
heterotrofní; herbivoři a detritovoři	obratlovci	sysel, králík, hraboš, krtek
	členovci	mravenec, brouci a jejich larvy, stonožky, červi, mnohonožky, pavouci, termiti, svinky
	kroužkovci	žížaly
	měkkýši	slimáci, šneci
Makroflóra		
převážně autotrofní	cévnaté rostliny	kořeny rostlin
	mechy	ploník
Mezofauna (0,1–2 mm)		
heterotrofní – detritovoři	členovci	roztoči, brouci
	červi	roupice
heterotrofní – predátoři	členovci	roztoči, hmyzenky
Mikrofauna (< 0,1 mm)		
detritovoři,	hlístice	hlístice
predátoři, fungivoři,	vířníci	vířníci
bakterivoři	prvoci	měňavky, nálevníci, bičíkovci
Mikroflóra (< 0,1 mm)		
převážně autotrofní	cévnaté rostliny	kořenové vlášení
	řasy	zelené, hnědé řasy, rozsivky
převážně heterotrofní	houby	kvasinky, plísně, rzi
	aktinobakterie	mnoho druhů
heterotrofní a autotrofní	bakterie	aerobní a anaerobní
	sinice (cyanobakterie)	modrozelené řasy

Zjišťování charakteristik o půdní biologii se provádí jednak kvantitativní (zjišťování počtu jedinců dané taxonomické skupiny), jednak kvalitativní (druhová diverzita a její příčiny).

Půdní mikroflóra se vyskytuje zejména v průměrné hloubce 3–15 cm. Nejnižší teplota pro metabolismus mikroflóry je 4–7 °C, optimální teplota pro většinu skupin je 25–35 °C s tím, že metabolicky aktivní začínají být při 8–10 °C. Navýšení teploty o 10 °C zvýší rychlost metabolických procesů až 3× s horní hranicí 40 °C (u termofilních a hypertermofilních bakterií 70–80 (až 100) °C), kdy dochází k denaturaci enzymů, omezení metabolismu a poškození buněčných struktur.

Hlavní funkcí půdních organismů je dekompozice (rozklad) organických zbytků a účast v řetězci procesů vzniku humusových látek. Mikroorganismy rozměrem svého těla odpovídají rozměrům

koloidního systému půdy a i tím se podílejí na půdní sorpci. Metabolickými procesy dochází k vývoji tepla, které může v celkovém součtu navýšit teplotu až o 1–2 °C i mnohem více. S tím se můžeme setkat např. u kompostovacích procesů, kde dochází k vzestupu teploty až na 70 °C. Půdní organismy navíc poutají dusík a přispívají k jeho zadržení v půdě. Zajišťují uvolňování a koloběh dalších živin, jako je fosfor nebo síra, a přispívají tak k výživě rostlin. Dále se podílejí na změnách v půdním chemismu, např. dýcháním, kdy CO_2 přechází v kyselinu uhličitou H_2CO_3, čímž dochází k tzv. přirozené acidifikaci půdy a také k intenzifikaci zvětrávacích procesů. Po odumření organismu se také v půdě navyšuje podíl organické hmoty. Organická hmota je navíc některými organismy (např. žížalami) aktivně zapracovávána do půdy, což se projevuje zvětšováním mocnosti organominerálních horizontů, příznivější strukturou půdy a příznivější konzistencí. Svým pohybem v půdě navíc půdní organismy podporují aeraci a zvyšují kyprost půdy.

8.2 Skupiny půdních organismů

ŽÍŽALY patří i přes své relativně nízké počty jedinců k jedněm z nejvýznamnějších půdních organismů. Živí se detritem, půdní organickou hmotou i mikroorganismy obývajícími tato mikroprostředí; neživí se však živými rostlinami nebo kořeny. Žížal je vysoký počet druhů (okolo 7 tis. známých) a dělí se do třech skupin: epigeické, žijící v humusové vrstvě při půdní povrchu; endogeické s horizontálním pohybem v půdě v hloubce 10–30 cm a anecické s vertikálním pohybem do hloubky až několika metrů. Žížaly se podílejí na zlepšování půdních podmínek (1) budováním chodbiček ovlivňujících půdní ventilaci i vsak vody vytvářením souvislých makropórů, (2) exkrementy ve formě kulovitých agregátů typických značnou bakteriální aktivitou a obsahem polysacharidů stabilizujících půdní strukturu, (3) zvyšováním úrodnosti půdy a přístupnosti živin, zejména ve svrchních 30 cm půdy, (4) zlepšováním fyzikálních vlastností půdy snižováním kompakce (nakypřováním) půdy díky hloubení chodbiček a zvyšováním kyprosti zejména půdního povrchu, odkud je voda rychle odváděna do hlubších partií půdy, čímž je snižováno riziko eroze proudící vodou, (5) bioturbací (přemisťováním a promícháváním půdního materiálu).

MRAVENCI A TERMITI ovlivňují půdu spíše lokálně budováním mravenišť a termitišť. Tvoří velkou taxonomickou skupinu zahrnující detritivory, herbivory i predátory. Půdu ovlivňují jednak změnou aerace a vodního režimu, jednak úpravou chemismu. Některé druhy termitů si pěstují také vlastní kultury hub, které mají za potravu, nebo z okolí obřích termitišť odstraňují velké množství půdy, kterou využívají na stavební materiál.

HLÍSTICE se vyskytují zejména ve vlhkých, písčitých půdách, které mají dostatečný podíl makropórů umožňujících jejich pohyb. Při proschnutí půdy hlístice přecházejí do kryptobiotického stavu. Hlístice se živí zejména predací. Konzumací jiných organismů se podílejí na uvolňování dusíku do koloběhu a na zpřístupňování jej rostlinám, pokud je dusíku v potravě více než mohou hlístice biologicky využít. Hlístice mohou parazitovat na kořenech, což může vést ke krnění rostlin.

PRVOCI tvoří početnou skupinu pohyblivých jednobuněčných organismů s velikostí těla 6–100 μm. V půdě bylo izolováno více než 350 druhů, které také výrazně ovlivňují bakteriální populace. Prvoci preferují vlhké, ale dobře odvodněné půdy a vyskytují se zejména v povrchových horizontech. Nejvyšší aktivita prvoků je v blízkosti kořenů rostlin. Ovlivňují v půdě dekompozici organické hmoty a uvolňování živin do systému predací na populacích bakterií.

BAKTERIE jsou skupinou organismů zejména heterotrofních a zčásti autotrofních. Chemoautotrofní získávají energii chemickou oxidací minerálních sloučenin, chemosyntézou (NH_4^+, N, S, Fe); heterotrofní jsou odkázány na výživu z odumřelých organických látek. O výskytu bakterií rozhoduje **(a)** kvalita organických látek, **(b)** minerální živiny (pH slabě kyselé až alkalické), **(c)** vodní a vzdušný režim půdy (45–65 % plné vodní kapacity). Bakterie jsou zejména ve svrchních 5–15 cm půdy zastoupeny ve velkých počtech: ve smrkových porostech 1–3 · 10^9 v 1 g půdy, v bukových porostech na rendzinách i 15 · 10^9 v 1 g půdy, v zemědělských půdách 8–10 · 10^9 v 1 g půdy. Bakterie obsazují

zejména prostředí v okolí kořenů, a jsou proto koncentrované v tzv. aktivní vrstvě – rhizosféře (ilustrativní foto viz na obrázcích níže).

Bakteriální biomasa může dosahovat až 0,3 % hmotnosti půdy. Bakterie plní širokou škálu funkcí. Zejména se podílejí na rozkladu organických zbytků působením enzymů, např. celulázy, proteázy, fosfatázy (viz kapitolu 8.3). Rozkládají tak složité organické látky (cukry, bílkoviny, hemicelulózy, pektin; v omezené míře celulózu a lignin) na jednoduché sloučeniny. Na rozkladu se podílejí aerobní i anaerobní bakterie.

Bakterie jsou klíčové z hlediska rozkladu bílkovin a koloběhu dusíku. Ten je bakteriemi přeměňován na amonnou a dusičnanovou formu v procesech amonifikace a nitrifikace (kapitola 12.2.2.3), a to až z 98–99 % organického N, který je uvolněn z odumřelých těl organismů.

Dusík je v půdě přítomen jednak díky rozkladné činnosti výše zmíněných druhů bakterií, jednak se některé bakterie přímo podílí na poutání vzdušného N_2. Jeho poutání je zajišťováno skupinami bakterií rodů *Rhizobium*, *Azotobacter*, *Bacillus*, *Clostridium* aj. a aktinobakteriemi rodu *Frankia*. Tyto bakterie jsou často vázané na kořeny některých druhů rostlin, nebo volně žijí v půdě (více viz v kapitole 12.2.2.1).

AKTINOBAKTERIE představují „přechodovou formu“ mezi bakteriemi a houbami. Dříve byly aktinobakterie systematizovány jako aktinomycety a řazeny k houbám, neboť některé z nich tvoří vláknité kolonie, připomínající mycelium hub, avšak jejich myceliální sítě jsou mnohem jemnější. V současnosti jsou aktinomycety systematicky řazeny mezi bakterie jako aktinobakterie. Významnými rody jsou *Actinomyces*, *Arthrobacter*, *Corynebacterium*, *Frankia*, *Micrococcus*, *Mycobacterium*, *Streptomyces* aj.

Vyžadují teplé půdy, neutrální až mírně alkalické pH (7–8) a jsou citlivé na nadměrnou půdní vlhkost. Jsou tolerantní k nízkému osmotickému potenciálu a jsou významnou složkou půd v aridních oblastech nebo v zasolených půdách.

Aktinobakterie rozkládají řadu látek, které jsou vůči jiným skupinám organismů rezistentní (lignin, chitin, fosfolipidy), a jsou významným článkem v koloběhu uhlíku a tvorbě humusu. Při rozkladných procesech vzniká řada aromatických látek a půda tzv. „voní“, což je způsobeno produkcí geosminů, volatilních derivátů terpenů (typická např. pro chuť červené řepy).

Coby aerobní heterotrofové, aktinobakterie žijí na rozkládající se organické hmotě v půdě. Některé druhy utváří s rostlinami parazitické nebo symbiotické vztahy. Mnohé druhy produkují antibiotické sloučeniny likvidující jiné mikroorganismy (aktinomycin, neomycin, streptomycin aj.). Aktinobakterie rodu *Frankia* jsou v lesních půdách schopné při asociaci se stromy rodů *Alnus* a *Betula* poutat (redukovat) vzdušný dusík do amonné formy přístupné rostlinám.

ŘASY a **SINICE** jsou děleny do několika skupin. V půdách se vyskytují **řasy** jednobuněčné, mnohobuněčné a vláknité. Nejčastější jsou zelené řasy z říše *Archaeplastida* (*Chlamydomonas*, *Chlorella*) a rozsivky (*Navicula*, *Pinnularia*) a hnědé řasy (*Eustigmatos*, *Heterococcus*, *Xanthonema*) z říše *Chromista*. Ke svému životu potřebují světlo, a proto se vyskytují blízko půdního povrchu. Velikost těl řas je většinou od 2 do 20 μm. Řasy nejlépe prosperují ve vlhkých až mokrých půdách, ale jsou mezi nimi i druhy významné pro oblasti horkých nebo arktických pouští. Některé řasy tvoří symbiotická společenstva s houbami a formují specifickou skupinu organismů, lišejníky. Ty jsou významné z hlediska iniciálních stadií tvorby půdy tím, že jsou schopné kolonizovat i nepříznivé prostředí, jako je holá skála nebo exponované polohy.

V půdě bylo izolováno několik set druhů řas. Půdní řasy jsou členěny na zelené, hnědé a rozsivky. Zelené řasy jsou nejrozšířenější ve vlhkých, ale nezaplavovaných kyselých půdách, rozsivky jsou častější v dobře provzdušněném neutrálním až alkalickém prostředí bohatém na organickou hmotu. Populace řas čítají od $1 \cdot 10^9$ do $15 \cdot 10^9$ jedinců na čtvereční metr do hloubky 15 cm.

Sinice (nejčastějšími rody jsou *Anabaena*, *Nostoc*) jsou systematicky řazeny mezi bakterie, ale v půdě vykonávají podobné funkce jako řasy. Také obývají extrémní stanoviště (suché, pouštní prostředí s vysokým pH; nízký obsah živin, vysoká fluktuace teploty a vlhkosti) a jsou tak významnými pionýrskými organismy. Dokáží fixovat vzdušný N_2.

HOUBY představují stabilnější společenstva než bakterie. Přestavují významnou skupinu dekompozitorů a společně s heterogenními bakteriemi zaujímají dominantní postavení v přeměnách organické hmoty. Houby mají vyšší nároky na vlhkostní podmínky. Optimální vzdušná vlhkost je 80 %, proto jsou časté v lesních půdách, které představují vlhkostně stálejší prostředí. Na rozdíl od bakterií snáší kyselejší prostředí.

Houby jsou heterotrofní aerobní organismy. Vedle dekompozice organické hmoty se také aktivně podílejí na zvětrávacích procesech. Odumřelé látky jsou pro ně zdrojem energie a uhlíku pro budování pletivových struktur. Díky široké enzymatické výbavě mohou rozkládat celou řadu organických látek včetně komplexních polysacharidů jako je celulóza, lignin nebo humusové látky; rozkládají také polyfenoly, tuky, proteiny aj. Produkují množství hydrolytických enzymů a oxidáz, které vylučují do vnějšího prostředí za účelem získání živin. Na rozkladu celulózy se podílí např. houba rodu *Fusarium*, schopná produkovat silnější kyseliny, nezbytné k rozložení složitých polysacharidů. Hlavní úloha při rozkladu polysacharidů ovšem připadá na enzymy (celulázy apod.).

Houby dále rozkládají polyfenoly, které rozkladem přecházejí vlivem účinků fenoloxidáz v chinony. Vznikají tak k dekompozici vysoce odolné komplexy s proteiny, které bývají příčinou utváření impregnačních struktur a tím hromadění humusu na půdním povrchu. Mikromycety (plísně) jsou schopné efektivnější asimilace uhlíku z rozkládaných látek (až 50 %), což je podstatně víc než u bakterií (1–30 %) a přijímají také více dusíku z bílkovin než bakterie. Houby přemění na své pletivo přibližně 50–60 % původního substrátu.

Při kvantifikaci hub v půdě nelze sčítat jedince jako u bakterií, neboť houbové mycelium představuje prostorovou síť, u níž je často obtížné identifikovat, ke kterému jedinci která konkrétní část přísluší. Biomasa hub se tak vyjadřuje v délce mycelia, zpravidla na 1 m^2 do určité hloubky půdy.

Houby jsou však významné nejen z hlediska rozkladu organické hmoty, ale také z hlediska výživy rostlin. Zejména v lesních půdách jsou nastolené symbiotické vztahy hub a kořenů rostlin zvané **MYKORHIZA**. Takovýmto soužitím houba zajišťuje rostlině minerální výživu (např. fosforem nebo dusíkem) a rostlina houbě výživu organickými látkami. V borových porostech s aktivní mykorhizou je tak např. v půdách obsaženo o 75 % více K a až o 240 % více P než v porostech bez mykorhizy. Často je mykorhiza klíčovou podmínkou pro růst rostlin.

Mykorhizní houby patří mezi houby stopkovýtrusé, vřeckovýtrusé i spájivé a mnoho z nich patří mezi známé druhy lesních hub (hřiby, růžovky, muchomůrky, bedly, pavučince, holubinky aj.). U většiny lesních dřevin jsou nečastějšími typy mykorhizy arbuskulární mykorhiza a ektomykorhiza.

Distribuce mykorhizních hub je s ohledem na heterogenitu půdy značně specifická. Je tak možné determinovat houby specifické pro horizonty L, F a H, a to i v rámci různých druhů dřevin. I v rámci půdního mikroprostředí mohou být mykorhizní houby specificky distribuovány a rozmístění konkrétních mykorhizních společenstev může být v půdě značně nehomogenní.

Mezi základní charakteristiky mykorhizních hub patří (1) velký povrch mycelia a současně schopnost zasahovat i do nepatrných půdních prostor, které jsou kořenovému systému rostlin nedostupné; (2) schopnost přímé výměny látek s hostitelskou rostlinou i s půdním prostředím; (3) existence vláknité stélky (mycelia), umožňující přenos látek cytoplazmou na významné vzdálenosti. Pro rostlinu znamená mykorhiza až několika set násobné zvětšení sorpčního povrchu kořenů.

Mykorhiza účinně propojuje rostlinu s jejím prostředím a podílí se na tvorbě specifických ekologických podmínek. Mykorhizní houba do značné míry zprostředkovává výměnu hmoty, energie i informace mezi rostlinou a půdou. Mykorhizní houby zajišťují obousměrný transport látek půda ⇆ rostlina. Do půdy je tak rozváděn asimilovaný uhlík, což má velký význam pro snížení kompetice mezi jednotlivými rostlinnými druhy, které jsou propojeny myceliem mykorhizních hub. Mykorhiza také významně ovlivňuje vodní režim půdy (aktivní povrch mycelia představuje významný prostředek odběru vody) včetně pohyblivosti vody a tím také biologickou aktivitu půdy spojenou s činností dalších půdních organismů. Ektomykorhizní houby také produkují řadu enzymů, které se uplatňují při rozkladu organických látek; tyto enzymy však nepatří do skupiny fenoloxidáz a peroxidáz, které produkují saprotrofní houby rozkládající dřevní hmotu. Mykorhiza kladně ovlivňuje

stabilitu půdních agregátů, zejména produkcí glykoproteinu glomalinu, který přispívá k tvorbě půdní struktury. V přítomnosti mykorhizy se také snižuje mezidruhová konkurence rostlin tím, že mykorhizní houby jsou málo selektivní ve výběru rostlinného partnera a mohou propojovat sítí hyf rostliny různých druhů, velikostí a vývojových stadií. To se projevuje např. zdárnějším odrůstáním semenáčků řady lesních dřevin, které jsou v růstu podpořeny mykorhizní výživou (nurse effect). Mykorhiza se také účastní na změnách rostlinného společenstva v čase (sukcesi). Vývoj půdního prostředí, stejně jako samotná biodiverzita, jsou spojeny s mykorhizními společenstvy. Hovoříme tak o těsném obousměrném vztahu pedon ⇋ mykorhiza ⇋ rostlina v daném čase, neboli: sukcesní vývoj společenstva na daném stanovišti je doprovázen i změnou druhové skladby mykorhizy, vždy s určitou časovou prodlevou (řádově roky až decennia).

KOŘENY ROSTLIN jsou řazeny mezi makrofytoedafon a jsou významnou půdní ekosystémovou složkou. Ovlivňují zvětrávání matečné horniny, strukturu a konzistenci půdy, rychlost infiltrace i zapravování humusu do půdy (podél kořenů se vsakující vodou).

Kořeny s průměrem do 0,3 mm jsou soustředěny u většiny lesních dřevin ve svrchních 10 cm půdy. Tento fakt je třeba brát v úvahu při posuzování rizik přísušků a zrychlené mineralizace humusu, který výrazně zabraňuje ztrátám vody z půdy výparem apod.

Vedle fyzikálních vlastností půdy kořeny také ovlivňují půdní chemismus. V nejbližším okolí kořenů dochází vlivem metabolických procesů a exsudaci (vylučování) organických kyselin ke snižování hodnoty pH (někdy až o 0,2–0,4 stupně pH), z půdy jsou odebírány živiny, ale na druhou stranu je půda o živiny obohacována účinkem kořenů na minerální podíl půdy, kde jsou živiny uvolňovány při zvětrávacích procesech.

Kořeny tvoří významný podíl z celkové biomasy lesních ekosystémů: 10–60 $t \cdot ha^{-1}$, což je 1–6 $kg \cdot m^{-2}$. Dohromady s hmotou kořenů trávobylinného patra činí kořenová biomasa cca 30–100 $t \cdot ha^{-1}$. Kořenový systém narůstá nejvíce v průměru do 30 let věku porostu. Ve svrchních půdních horizontech tvoří kořeny podíl 15–20 % celkového objemu půdy a obsazují cca 30–40 % půdních pórů.

Rozvoj kořenů v půdě závisí na řadě faktorů, zejména na provzdušnění půdy a vodní bilanci. Pro rozvoj kořenů jsou příznivé vzdušné lehké, čerstvě vlhké půdy, kde může kořenový systém dosahovat i značných hloubek. Naopak rozvoj kořenů se zpomaluje ve špatně prokysličených, zamokřených a zhutněných půdách. Hloubka prokořenění vymezuje fyziologickou hloubku půdy, tedy hloubku, kam sahají kořeny rostlin. Zpravidla je menší než genetická hloubka (po matečný substrát), ale kořeny mohou prorůstat substrátovým horizontem C i do horninového podloží, zejména u mělkých, nevyvinutých půd. Menší fyziologická hloubka než genetická je také typická právě pro hydrické půdy s vysokou hladinou podzemní vody, která způsobuje zabahnění, a kořeny v důsledku nedostatku kyslíku odumírají již při přechodu do horizontu G.

Rozvoj kořenů závisí také na půdním chemismu a půdní genezi. Vyvinutější kořenový systém je tak u stejné dřeviny na chudých půdách, kde je k získání potřebných živin zapotřebí větší sorpční povrch, naopak na živných půdách (např. v moravskoslezském flyši) se lze setkat s buky s málo rozvinutým kořenovým systémem. Dřevina na takových stanovištích nemusí investovat tolik energie do rozvoje kořenového systému. Na podzolovaných půdách se lze setkat s dvojetážovým kořenovým systémem, který je rozvinut u smrku koláčovitě nad a pod eluviálním horizontem Ep, kterým prorůstá v co nejkratší vzdálenosti, kolmo k zemskému povrchu.

8.3 Půdní enzymy

Věda o enzymech se nazývá enzymologie, problematiku enzymů v půdě řeší půdní biochemie. Enzymy jsou bílkoviny s katalytickou aktivitou. Urychlují průběh chemických a biochemických reakcí s tím, že ze samotné reakce vycházejí nezměněné. Skládají se z proteinů, na které se často vážou další molekuly zvané kofaktory nebo prostetické skupiny, které se podílejí na katalýze. Enzymy snižují aktivační energii chemických reakcí, a to v závislosti na koncentraci substrátu, teplotě a pH prostředí a přítomnosti aktivátorů a inhibitorů. Enzymy určují rychlost a povahu chemických reakcí v tělech

organismů i v mimotělním prostoru, tedy i v půdě. Zde jsou hlavními činiteli procesů, jako je rozklad organických látek, mineralizace a recyklace látek (živin jako fosfor, dusík, síra aj.). Názvy enzymů jsou složeny zpravidla ze dvou částí, a to z kořene slova názvu svého substrátu (látky, kterou katalyzují) nebo z názvu biochemické reakce, která vlivem enzymu probíhá, a z přípony -áza.

V půdě mají enzymy nezastupitelnou roli z hlediska rozkladu a přeměny látek, koloběhu živin, humifikace i mineralizace. Enzymy se v půdě vyskytují ve více formách v závislosti na místě výskytu. **Celulární enzymy (endoenzymy)** jsou takové, jejichž aktivita je kontrolována buňkou nebo organismem a které jsou v daném okamžiku izolované v živém těle. Některé bakterie mají bílkoviny izolované v periplazmatickém prostoru, kde plní roli v transportu živin nebo kontrolní funkci při detekci určitých látek vně buněčného prostoru. **Ektoenzymy** se vyskytují na vnější straně buněčné stěny. **Extracelulární enzymy (exoenzymy)** se nacházejí mimo prostor živých buněk a organismů. V půdě jsou přítomny buď díky aktivní sekreci organismu do prostředí, nebo díky rozpadu buňky. Jsou vázány na sorpční komplex půdy a účinkují bezprostředně po dodání příslušného substrátu.

Většina enzymů v půdě je extracelulárních. Avšak enzymy uvolněné do půdy z rozpadu buňky, i když jsou v daném okamžiku extracelulární, jsou původu celulárního a jako takové ztrácí v půdě účinnost – např. proto, že vyžadují přítomnost koenzymu nebo spouštěče, který je ale přítomný a aktivní pouze v buněčném prostředí, neboť vyžaduje specifický substrát nebo specifické fyzikálně-chemické podmínky pro svou aktivitu. Proto jsou tyto enzymy zpravidla degradovány a rozloženy.

Vedle extracelulárních enzymů coby zbytků rozkladu buněčných těl jsou v půdě enzymy vázané na sorpční komplex; ty mohou být změněny nebo i nabýt nové vlastnosti. V půdě jsou enzymy vázány na půdní koloidy – jílové nebo humusové látky, které mají na enzymy ochranné i stabilizační účinky. Vázané enzymy jsou tak odolné vůči fyzikálně-chemickým změnám prostředí, které volné enzymy degradují, i vůči účinkům proteázy neboli enzymům štěpícím bílkoviny. Adsorpce enzymu na koloidním systému půdy je závislá na třech faktorech:

- vlastnosti koloidů: vnitřní náboj, kationtová výměnná kapacita, charakter výměnných iontů, stupeň hydratace;
- charakteristika daného enzymu: molekulární hmotnost, izoelektrický bod, množství fixačních míst, rozpustnost, koncentrace;
- charakteristika prostředí: pH, redox potenciál, vlastnosti půdního roztoku, složení a koncentrace iontů v půdě.

Půda je také schopná absorbovat jisté maximální množství enzymů a nadbytek je v půdě rychle degradován. Tuto kapacitu je možné zvýšit dodávkou organických hnojiv, např. kompostu. Také je možné zvýšit aktuální enzymatickou aktivitu půdy dodáním specifického enzymu nebo souboru enzymů jako bioremediační opatření s cílem zvýšení vitality kultur na nepříznivých stanovištích a překlenutí kritického období.

Enzymy jsou zpravidla specializované na specifické substráty neboli chemické sloučeniny, které jsou účinkem enzymů katalyzovány. Některé enzymy jsou tzv. **konstitutivní** (základní), které jsou v půdě přítomné i za absence příslušného substrátu. Jejich koncentrace v půdě se nezvyšuje bezprostředně po zvýšení množství jejich substrátu. Takovým enzymem je např. kataláza, která je vázána na sorpčním komplexu půdy a je de facto neustále „k dispozici“ v případě zvýšení koncentrace peroxidu vodíku (H_2O_2), který představuje vysoce toxickou chemickou látku jako vedlejší produkt metabolismu. Kataláza má jedno z nejvyšších čísel přeměny ze všech enzymů (jedna molekula může převést na vodu a kyslík miliony molekul peroxidu vodíku za sekundu). Lze tak říci, že půda disponuje mechanismy, kterými nebezpečné sloučeniny odbourává bez přímé vazby na aktuální biologickou aktivitu. Koncentrace konstitutivních enzymů je v půdě relativně stálá. Dále jsou enzymy **indukované**, které se v půdě objevují až po vstupu odpovídajícího substrátu. Ty jsou tvořeny půdními organismy až na základě přítomnosti nebo zvýšení množství daného substrátu. Ten svou přítomností vyvolává u půdních organismů příslušné biochemické pochody a tím syntézu daného enzymu a případně jeho vyloučení do půdy. Mezi indukované enzymy patří např. depolymerázy. Jsou aktivně vylučovány mikroorganismy, které nemohou přijímat potravu jinak než ve formě

monomeráz nebo dimeráz. Koncentrace indukovaných enzymů se s neustávající přítomností substrátu v půdě zvyšuje. Indukované enzymy mohou při dlouhodobé produkci obsazovat vazebná místa sorpčního komplexu a stávat se konstitutivními.

Půdní enzymy lze rozdělit na (1) depolymerázy, (2) enzymy spojené s mineralizací organických sloučenin; (3) enzymy spojené s humifikací. Mezi další enzymy patří nitrogenázy, které slouží k biologické fixaci atmosférického molekulárního dusíku některými půdními sinicemi, a hydrogenázy, které katalyzují reverzibilní oxidaci molekulárního vodíku H_2.

BOX 8—1: Stanovení aktivity některých enzymů – hlavní principy a problematika.

Stanovení aktivity některých enzymů:

- Na rychlost dekompozice organické hmoty lze usuzovat z aktivity půdních celuláz, což je soubor enzymů rozkládajících celulózu a významně se tak podílejících na degradaci odumřelé dřevní hmoty. Jako optimální se jeví použití tzv. přímých metod, které sledují úbytek předem známého množství organické hmoty coby substrátu buď v laboratorních, nebo v terénních podmínkách. V laboratorních podmínkách (1) se běžně využívá bezpopelový filtrační papír, který představuje materiál s vysokým procentem celulózy. Filtrační papír se rozprostře na čerstvý půdní vzorek v Petriho misce, kde se průběžně zavlažuje, a po stanovené době inkubace (zpravidla několik týdnů) se stanoví jeho plošný úbytek. Rychlost rozkladu lze vyjádřit také v terénních podmínkách (2) s využitím tzv. litter bags (opadové sáčky), které představují silonové síťky s oky cca 1–1,5 mm sešité do podoby sáčku o rozměrech cca 16 × 8 cm. Do sáčků se dá buď filtrační papír, nebo přímo opad o známé hmotnosti sušiny z dané lokality. Sáčky se umístí přímo do půdy do cílové hloubky (zpravidla nejhlouběji do organominerálního horizontu A) a po stanovené době (cca 1–2 měsíce během vegetace a 6 měsíců během zimy) se opět zjišťuje váhový úbytek substrátu (Vaněk 2005).

Další série stanovení enzymatické aktivity spočívá ve zjišťování produktů katalytických reakcí.

- Stanovením aktivity katalázy se zjišťuje schopnost půdy vyrovnat se se zvýšeným přísunem toxického peroxidu vodíku. Stanovuje se laboratorně s využitím Jankova vápnoměru, kde se do vyvíjecí nádoby na půdní vzorek vlije H_2O_2, čímž je okamžitě nastartována katalytická reakce a dochází ke štěpení peroxidu vodíku na vodu a kyslík. Míra produkce kyslíku v daném čase vyjadřuje míru aktivity půdních kataláz (Rejšek 1999).

Takto se stanovuje aktivita celé řady enzymů, které se podílejí na uvolňování živin z půdní zásoby do dostupných forem.

- Fosfomonoesterázy jsou jedním ze základních článků cyklu fosforu. Fosfomonoesterázy mohou být produkované buď houbovými cenózami (v kyselém půdním prostředí), nebo bakteriálními cenózami (v neutrálním a slabě alkalickém prostředí). Ke stanovení aktivity enzymu se používá jako substrát p-nitrofenylfosfát (p-NPP), jehož štěpením vzniká p-nitrofenol (p-NP). Vyprodukované množství p-NP je přímo úměrné enzymatické aktivitě a je zjišťováno spektrofotometricky (Holišová 2005).
- Proteázy jsou enzymy významné pro přeměny dusíkatých látek v půdě. Nejčastěji degradují proteiny na peptidy a aminokyseliny a podílejí se tak významně na koloběhu dusíku v ekosystému. Při stanovení se jako substrát používá kasein, kdy se zjišťuje produkce aromatické aminokyseliny L-tyrosinu (Holík 2007).

9 PŮDNÍ HORIZONTY, PŮDNÍ PROFIL

9.1 Horizonty lesních půd

Vývoj půdních horizontů úzce souvisí s půdotvornými procesy, a jak je zmiňováno již v kapitole 6, z jejich determinace a vlastností vychází taxonomické systémy půd. Půdní horizonty si lze představit jako vrstvy rovnoběžné s půdním povrchem, které lze vylišit na základě rozpoznání jejich specifických znaků. Horizont však neznamená totéž v pedologickém slova smyslu jako v geologickém. Zatímco v geologii horizonty značí vrstvy horniny, které jsou výsledkem geologických procesů, jako je např. sedimentace, v pedologii je sedimentace pouze jeden z řady pedogenetických procesů, vedle kterého probíhá řada jiných (viz kapitolu 6), díky nimž dochází k diferenciaci půdního profilu a tak lze vylišovat půdní horizonty, které jsou charakteristické zákonitými vzájemnými vztahy.

Horizonty lze rozdělit na **(A) pedologické** nebo také **půdní** (v obecném smyslu), které představují veškerý výčet horizontů, jež obsahuje daný půdní profil. Jsou vylišené na základě pozorovatelných vlastností, jako je barva, konzistence, textura, skeletnatost, obsah organické hmoty, chemické vlastnosti, biologická aktivita, prokořenění atd. Představují základní jednotku členění a popisu půdního profilu. Někdy se také označují jako **genetické** horizonty, neboť jsou výsledkem geneze (vývoje) půdního profilu.

Druhou skupinou jsou horizonty **(B) diagnostické**. Diagnostické horizonty jsou užší skupinou horizontů, jsou to *pouze některé* půdní horizonty. Na základě diagnostických horizontů jsou půdy pojmenovávány v rámci taxonomických systémů. Diagnostické horizonty jsou tak klíčové pro vymezení půdně-taxonomických jednotek. Je-li tak stratigrafie (sled horizontů) půdního profilu např. Ah–Bv–IIC, všechny tyto horizonty jsou půdní (genetické), ale právě jen horizont Bv je diagnostický. Bv značí kambický metamorfovaný horizont a je-li v půdě vylišen, na základě něj se půda pojmenuje jako kambizem.

Lze říci, že každý horizont je půdní, ale ne každý už je diagnostický. Tím lze také říci, že geneze půdního profilu vede prostřednictvím vývoje genetických horizontů k jeho tzv. diferenciaci. V rámci té pak lze vymezit diagnostické horizonty vystihující vůdčí pedogenetický proces, resp. půdotvorný faktor.

Každý taxonomický klasifikační systém má daný výčet půdních horizontů, které lze na jeho základě vymezit a pomocí kterých lze na jeho základě půdy pojmenovávat – vymezovat půdní jednotky. Lze říci, že taxonomické systémy, ať už národní (jako např. český taxonomický systém, francouzská taxonomie apod.), nebo mezinárodní (jako např. klasifikační systém FAO–UNESCO, americká Soil Taxonomy apod.) si do značné míry zachovávají podobnou logiku vylišování půdních i samotných diagnostických horizontů. Tak např. kambický metamorfovaný horizont bude kambickým metamorfovaným jak podle Němečka (2011), kde se značí kódem Bv, tak podle americké Soil Taxonomy (1999), kde se značí kódem Bw (jakkoli v pojetí americké Soil Taxonomy je kambický horizont podmíněn širší škálou podmínek, ve kterých vzniká). Na druhou stranu ale šíře výčtu půdních horizontů se mezi jednotlivými systémy liší. V českém systému např. nebude vymezen půdní horizont gypsic (s vysokou koncentrací sádrovce v půdním profilu), který je typický pro pouštní a polopouštní oblasti, nebo horizont ferralic (typický vysokou koncentrací oxidů a hydroxidů Fe, Al, Mn a Ti v půdním profilu), který je typický pro tropické a subtropické oblasti.

Pro potřeby lesnické pedologie se budeme zabývat půdními horizonty vázanými na český taxonomický systém půd (Němeček a kol. 2011, viz také http://klasifikace.pedologie.czu.cz/ a http://ldf.mendelu.cz/ugp/wp-content/ugp-files/atlas_pud/index.html). Na těchto webových odkazech a v uvedené publikaci jsou uvedeny specifikace všech typů půdních horizontů vymezených taxonomickým systémem půd České republiky, včetně fotodokumentace. Proto se jejich popisem v

této publikaci nebudeme zaobírat detailně a omezíme se jen na obecnou charakteristiku půdních horizontů a půdního profilu.

Půdní horizonty lze charakterizovat prostřednictvím celé řady kritérií, která jsou jednak morfologická (zpravidla zjišťována terénním šetřením) a jednak založená na obsahu chemických prvků a látek. Ten je, stejně jako vznik a vývoj daného půdního horizontu, důsledkem půdotvorných procesů. V charakteristice horizontů jsou často uváděny obsah a kvalita organických látek v různém stupni humifikace, organominerálních komplexů, nesilikátového železa a hliníku. Pro potřeby praktické lesnické pedologie se uvádí zejména obsah nesilikátového Fe, Al, Si a organominerálních komplexů. Pro jejich popis se užívají tyto symboly:

t (total): celkové množství dané látky;
o: obsah dané látky v extraktu oxalátu (šťavelanu) sodného;
d: obsah dané látky v extraktu citrátu ditioničitanu sodného;
p: obsah dané látky v extraktu pyrofosforečnanu sodného při pH = 10;
pd: obsah dané látky v extraktu pyrofosforečnanu a ditioničitanu sodného při pH = 7,3.

V kombinaci s příslušnými sledovanými látkami pak tyto symboly znamenají následující:
Fed: obsah nesilikátového Fe;
Feo: obsah amorfního Fe;
Fet: celkový obsah Fe zjištěný z výluhu kyseliny fluorovodíkové + kyseliny dusičné;
Fep a Fepd: obsah Fe v organominerálních komplexech;
Alp, Alpd, Cp, Cpd: obsah Al a C v organominerálních komplexech;
V_{Al}: nasycení sorpčního komplexu hliníkem Al^{3+};
Sio: obsah amorfního Si;
T(pH): KVK (kationtová výměnná kapacita) při definovaném pH;
T_M: KVK potenciální při pH = 8,2;
T_E: KVK efektivní při pH půdy.

9.1.1 Organické horizonty lesních půd

Organické horizonty v lesních půdách tvoří v případě nadložního humusu jejich nejsvrchnější vrstvy (v případě hydrogenních horizontů organických půd i hlubší podpovrchové vrstvy, viz dále) a v podstatě přímo podmiňují existenci lesní půdy. Organické horizonty tvoří typické sekvence (stratigrafie), na základě kterých jsou definovány tzv. humusové formy. Detailně se problematikou organických horizontů zabývají kapitoly 7.3.1 a 7.3.2, kde jsou řešeny v kontextu klasifikace humusových forem a organické hmoty.

V porovnání s minerálními horizonty mají organické horizonty podstatně nižší objemovou hmotnost redukovanou, a to cca 7×.

Anhydrogenní (vodou neovlivněné) horizonty jsou takové, které obsahují více než 12–18 %hm (hmotnostních) organické hmoty v podobě oxidovatelného uhlíku (C_{ox}), tj. více než 20–30 %hm celkové organické hmoty. **Hydrogenní (vodou ovlivněné)** horizonty vznikají na půdách zamokřených po většinu roku. Organický materiál je v různém stupni rozkladu s tím, že samotná přeměna organické hmoty pod účinky půdních organismů je zpomalena vlivem anoxických podmínek.

Horizonty organických půd nebo také rašelinné horizonty T vznikají v podmínkách dlouhodobého převlhčení rašeliněním organických zbytků (viz také kapitolu 6.1.5, 7.2.2). Mocnost horizontů T je v případě organosolů min. 0,5 m; u litického subtypu organosolů min. 0,1 m; pro identifikaci histického (rašelinného) subtypu (podzolu, stagnogleje, gleje) je mocnost horizontů T min. 0,25 až 0,30 m (max. 0,5 m). Podle vlastností jsou horizonty T členěny následujícím způsobem:

fibrický (Tf): obsahuje > 2/3 (objemově) fibrózního materiálu (nerozložených organických látek) a má objemovou hmotnost < 0,07 g · cm^{-3};

mezický (Tm): obsahuje 1/3 až 2/3 fibrózního materiálu a má objemovou hmotnost 0,07–0,18 $g \cdot cm^{-3}$;

saprický (Ts): obsahuje < 1/3 fibrózního materiálu a má objemovou hmotnost > 0,18 $g \cdot cm^{-3}$;

humolitový (Th): obsahuje výraznou příměs minerálních částic.

V taxonomickém klasifikačním systému půd ČR (Němeček a kol. 2011) jsou horizonty T diagnostické pro půdy referenční třídy organosoly s půdním typem organozem, mají-li příslušnou mocnost (viz výše).

9.1.2 Organominerální povrchové horizonty

Jsou to povrchové horizonty s biogenní, případně antropickou akumulací humifikovaných organických látek do obsahu 20–30 %hm (viz též kapitolu 7.3.1.2). Nerozložená organická hmota by v případě organominerálních horizontů neměla zaujímat více než 5 %hm. Z hlediska lesnicko-pedologické praxe je však při chemické analýze půd podstatné zohlednit skutečnost, že reprezentativní partie organominerálního horizontu by neměla obsahovat více než 12,5 %hm humusových látek (HL), tj. max. cca 8 %hm oxidovatelného uhlíku (C_{ox}), což činí cca 50%obj HL i C_{ox}. V opačném případě je zejména při stanovení obsahu živin v půdě nutné zohlednit obsah organické hmoty, která je vzhledem k nízké objemové hmotnosti výrazně efektivní. V organominerálních horizontech se utvářejí specifické vazby organické a minerální části půdy a vzniká tzv. humusojílový sorpční komplex, kdy organická hmota tvoří vazby s minerálními koloidy.

Organominerální povrchové horizonty se v pojetí českého systému označují jako epipedony. Někdy se horizont A nebo o organickou hmotu obohacená svrchní vrstva půdy nazývá *topsoil*. V případě zemědělských půd topsoil nezaujímá humózní lesní horizont, ale kulturní horizont Ap, který je výrazně pozměněný kultivací půdy – orbou, vláčením, hnojením apod.

Vedle obohacení o organickou hmotu je pro horizont A v humidním klimatu typický proces ztráty nebo vymývání. Ten plyne ze sestupného pohybu vody půdním profilem, což za spoluúčinků zvětrávacích procesů a kyselého půdního roztoku způsobuje degradaci půdních složek při spodní hranici horizontu A a jejich sestup do minerálních částí půdního profilu. Tento proces může být natolik intenzivní, že se při spodní hranici horizontu A vytvoří nový horizont E (eluviální), který označuje ztrátu nebo vymývání částic z této partie půdního profilu.

9.1.3 Podpovrchové horizonty

Podpovrchové horizonty tvoří tzv. *subsoil*. Za normálních okolností nejsou na půdním povrchu vidět, což nemusí být pravda při zrychlené erozi, která odnese povrchové části půdy, nebo při jejich mechanickém odstranění.

Podpovrchové horizonty jsou minerální, s obsahem organické hmoty do 1–2 %hm. Pokud obsahují více organické hmoty, je to v důsledku tzv. iluviace, čili obohacení o organickou hmotu vlivem jejího vertikálního transportu půdním profilem z výše položených horizontů, nebo v důsledku organického charakteru půdotvorného substrátu.

V podpovrchových horizontech se odehrávají půdotvorné procesy eluviace, iluviace, metamorfózy, vnitropůdního zvětrávání apod. – viz obrazové přílohy v kapitole 6.

9.1.3.1 Eluviální horizonty

Za intenzivního zvětrávání, v okyseleném prostředí a za intenzivního promyvného režimu se vytváří (diferencuje) zpravidla pod horizontem A horizont eluviace, který se označuje písmenem E. V tomto horizontu dochází vlivem zejména vertikálního (i laterálního) pohybu vody ke ztrátě nebo vymývání půdních složek, kterými mohou být jílové částice, organická hmota, ionty, koloidy, karbonáty, soli nebo seskvioxidy (oxidy kovů) a ty v sestupném směru migrují půdním profilem.

Eluviální horizonty se zpravidla vyznačují světlejší barvou a odlišnou strukturou než výše a níže položené horizonty. Mívají písčitější texturu, vyšší aciditu, nižší obsah bazických kationtů nebo solí.

Horizonty E se výrazněji vyvíjejí pod lesními porosty, které působí acidifikačně na půdní prostředí. Oproti tomu pod travními porosty je vývoj eluviálních horizontů málo častý.

Ve vazbě na pedogenetické procesy se vytvářejí horizonty ochuzené: podzolizací ochuzený **Ep** (světlé – často popelavě šedé – až bílé barvy vlivem šedých lesklých zrn křemene, s krupičkovitou až elementární strukturou), ilimerizací ochuzený **El** (ochuzený o jíl; je světlejší barvy, s destičkovitou až lístkovitou strukturou), ilimerizací mírně ochuzený **Ev** (luvický, plavohnědý, s mírnější eluviací než El, s drobně polyedrickou strukturou), vybělený albický **Ea** (výrazně vybělený, s lístkovitou strukturou, bez novotvarů), vybělený s infiltrací humusu **Eh**, vybělený planický **Ee**, soloncový ochuzený **Es**, vybělený nodulární **En** (světle šedý, s výrazným zastoupením Fe–Mn bročků, s destičkovitou až drobně polyedrickou strukturou) a hydrogenní vybělený **Ew** (světle šedý, bez Fe–Mn novotvarů, vzniklý laterálním vyluhováním částic) – oba posledně jmenované patří zároveň do vodou ovlivněných horizontů (o hydrogenních diagnostických horizontech pojednává kapitola 9.1.3.3).

9.1.3.2 Horizonty B

Horizonty B se formují pod horizonty O, A nebo E. Jsou typické akumulací nebo také obohacením o látky migrující půdním profilem z výše položených horizontů, nebo se vyvíjejí v důsledku vnitropůdní chemické přeměny.

KAMBICKÉ (metamorfické, hnědé = brunifikované) horizonty jsou horizonty vnitropůdního zvětrávání (vnitropůdní metamorfózy) nebo také hnědnutí (brunifikace) (viz kapitolu 6.1.4). Feo je < 3 %, Feo/Fet · 100 < 25 %; Feo/Fed · 100 < 40 % v zemině a < 50 % v jílu; KVK > 16 mekv · 100 g^{-1} jílu. Mají obvykle sytější (červenější) odstín a vyšší spektrální čistotu (sytost) barev než níže položený substrátový horizont a navíc nižší jas (světlost) než výše položený horizont A. Oproti horizontu C (s elementárnější strukturou) mají také více agregovanou až segregovanou strukturu. V taxonomickém klasifikačním systému půd ČR (Němeček a kol. 2011) jsou diagnostické pro půdy referenční třídy kambisoly s půdními typy kambizem a pelozem, kde se vyvíjejí buď z rozpadu pevné či zpevněné matečné horniny a obsahují tak větší či menší podíl skeletu, případně z nezpevněných sedimentů (písčitých až hlinitých) a pak jsou v podstatě bez skeletu (kambický **Bv**), nebo se vyvíjejí na jílovitohlinitých až jílovitých sedimentech (hnědý pelický Bvp až pelický **Bp**).

Okrorezivé horizonty **Bvs** a **Bsv** mají Feo/Fed · 100 > 50 % v zemině i v jílu a znaky migrace Al; jsou kypré (objemová hmotnost < 1,0 g · cm^{-3}), se zaoblenými mikroagregáty, žlutookrové až rezivé barvy. Dokládají iniciální proces podzolizace a jsou tak již řazeny mezi tzv. **SPODICKÉ HORIZONTY**, charakteristické iluviací organominerálních komplexů (především chelátů Fe a Al s fulvokyselinami) a tvorbou Al-chloritů (viz také kapitolu 6.1.3).

Do skupiny spodických horizontů jsou dále řazeny **humusoseskvioxidický Bhs, Bsh** (tmavě rezivý až černorezivý, iluviované organominerální komplexy v něm tvoří výplně intergranulárních pórů); **seskvioxidický Bs** (rezivý; zpravidla leží pod horizontem Bhs či Bsh nebo přímo pod horizontem Ep, s nižším obsahem organických látek a vysokým obsahem seskvioxidů); **Bsv** (rezivý až oranžovorezivý, texturně lehčí, s nižší objemovou hmotností); **humusoiluviální Bh** (akumulace organických látek především na podzolech písků chudých Fe) a **ortštejnový Bsd** (cementovaný Bhs) se ztvrdlými železitými plotnami v půdním profilu, který se tvoří u podzolů s intenzivně probíhající podzolizací (u podzolů arenických) a řadí se též mezi **ZTVRDLÉ A CEMENTOVANÉ** horizonty. Feo/Fet · 100 > 30 % pro Bsv a > 40 % pro Bhs; Feo/Fed · 100 > 50 % pro Bsv a > 65 % pro Bhs; BS < 20 %; Fep v jílu < 2 μm je 0,2–0,3 pro Bhs a < 0,1 pro Bsv; Fep + Cp v jílu < 2 μm je 0,2–0,3 pro Bsv; V_{Al} pro všechny spodické horizonty je > 30 % (> 15–20 pro Bhs a > 5 pro Bsv).

Spodické horizonty jsou diagnostické pro půdní typy referenční třídy podzosoly (s půdními typy kryptopodzol, podzol) a v iniciálním stadiu vývoje pro dystrický subtyp kambizemě. Pro vylišení podzolů je dle Munsellových tabulek kódování barev (viz kapitolu 10.1.2) kritériem barva diagnostického horizontu za vlhka 7.5YR 4/4 nebo červenější nebo tmavší (Němeček a kol. 1990). Pro

vylišení půd s probíhající podzolizací na základě chemismu lze použít zejména kritérium Feo/Fet · 100 [%], kdy pro půdní jednotky a příslušné diagnostické horizonty B platí:

– kambizem modální: 5–20;
– kambizem dystrická: 15–30;
– kryptopodzol: 30–40;
– podzol: 35–70.

LUVICKÉ horizonty dokládají pedogenetický proces ilimerizace, tedy vnitropůdní vertikální sestupný posun vysoce disperzního jílu, zejména jílových minerálů typu 2 : 1 (viz také kapitoly 3.3.2 a 6.1.3), bez jeho další přeměny, jak je tomu např. u podzolizace, kde dochází k jeho destrukci. V luvických horizontech dochází k akumulaci (iluviaci) jílu, která je doprovázená tvorbou povlaků jílu na povrchu pedů. Akumulace jílu se projevuje také texturní diferenciací, tj. poměrem procentického obsahu jílu v horizontu Bt : procentickému obsahu jílu v horizontu El. Při vývoji luvických subtypů půd je texturní diferenciace alespoň 1,2 až 1,8; při vývoji hnědozemí je texturní diferenciace 1,6 až 2,2; při vývoji luvizemí může být 2,7 až 2,9 (min. 2,2) . V profilu je neměnný poměr Feo/Fet · 100 [%].

Luvické horizonty se vytvářejí zejména na lehčích hlinitých substrátech v poněkud humidnějších, ale teplejších klimatických podmínkách s periodami prosychání půdy. Ke genezi luvických horizontů je zapotřebí alespoň 5–10 tisíc let. Jejich vývoj dokládá převládající translokaci jílu nad jeho destrukcí a svědčí o malé intenzitě turbačních pochodů a o sezónním deficitu vláhy.

Luvické horizonty jsou označovány jako **Bt (hnědý)** v případě tvorby hnědých argilanů na povrchu pedů převážně s polyedrickou strukturou; **Bth (šedý)** v případě tvorby černohnědých povlaků s humusojílovou akumulací a lamelárním uspořádáním vrstev v tmavých strukturních agregátech převážně polyedrické až prismatické struktury (šedozem, černozem luvická); **Btd (degradovaný)** s výraznými (až jazykovitými) průniky horizontu E do Bt; **Btg (oglejený)** se střídáním hnědorezivých a světlejších až šedých skvrn v hnědé matrici, která avšak převažuje, typický pro oglejené ilimerizované půdy; **Bn (natrický)** s vysokým zastoupením Na v sorpčním komplexu (V_{Na} > 15 %), s prizmatickou strukturou; **Btk (kandický)** s nízkou nasyceností sorpčního komplexu (V < 50 %, ale i < 30 %), s dominancí kaolinitických jílů.

V taxonomickém klasifikačním systému půd ČR (Němeček a kol. 2011) jsou luvické horizonty diagnostické pro půdy referenční třídy luvisoly, která zahrnuje půdní typy šedozem (diagnostický Bth), hnědozem (diagnostický Bt, s texturní diferenciací alespoň 1,3) a luvizem (diagnostický Bt až Btd, s texturní diferenciací > 1,8), a pro půdy referenční třídy natrisoly, která zahrnuje půdní typ slanec (diagnostický Bn).

Horizonty **AKUMULACE REOXIDOVANÝCH OXIDŮ Fe, Mn** značí akumulaci oxidů Fe a Mn po jejich reoxidaci. Vyvíjejí se ve svrchní části profilu nebo jako mocnější horizonty v podsvahových polohách a označují se jako **okrové horizonty (Bos)**.

Horizonty **AKUMULACE SOLÍ** jsou obohacené o karbonáty nebo snadno rozpustné soli.

Kalcický horizont (K) značí pedogenní akumulaci $CaCO_3$ o mocnosti > 0,15 m, s obsahem $CaCO_3$ + $MgCO_3$ > 15 % a s alespoň o 5 % vyšším obsahem druhotných karbonátů ve formě impregnací, výkvětů a povlaků (pseudomycelia, lublinit) nebo hlízovitých nodulí (cicváry) až vrstev (luční křída) než v hlouběji položeném horizontu.

Salický horizont (S) značí akumulaci vodorozpustných solí (> 2 % solí rozpustnějších než sádrovec) o koncentraci odpovídající elektrické vodivosti > 8 mS · cm^{-1} v hloubce 0,50–0,60 m nebo > 16 mS · cm^{-1} v hloubce 0,60–1,30 m.

9.1.3.3 Hydrogenní (vodou ovlivněné) horizonty diagnostické

Znaky hydromorfních a semihydromorfních horizontů jsou výrazně ovlivněné biologickou činností, přítomností mobilních organických látek, půdní aciditou a obsahem krystalovaných minerálů volného železa v substrátu.

Za intenzivního vodního režimu se vytváří horizonty v redukčním prostředí (viz také kapitolu 5.1.1). Při dlouhodobém (více méně permanentním) převlhčení půdního profilu se vytvářejí **GLEJOVÉ, REDUKTOMORFNÍ** horizonty. Hladina podzemní vody je trvale zvýšená a její zdroj je zpravidla „vespod", čili např. v přilehlých vodních tocích nebo vodních plochách, mokřadech apod. Jsou typické zpravidla větším podílem jílu a změnou barvy v důsledku redukčních procesů ztráty oxidačního čísla (např. $Fe^{3+} + e^{-} \rightarrow Fe^{2+}$). Barva **glejového horizontu Gr** je souvislá, bez výrazných tzv. novotvarů odlišných barev. Ty se mohou vytvářet jen v důsledku většího prokysličení např. podél kořenů. V horizontu Gr se ale tak mohou střídat barvy dokládající procesy redukce s barvami dokládajícími procesy oxidace. Potom se vyvíjejí horizonty **Gor** (oxidačně-redukční s < 10 % oxidovaných partií) nebo **Gro** (redukčně-oxidační s > 10 % oxidovaných partií). V taxonomickém klasifikačním systému půd ČR (Němeček a kol. 2011) jsou glejové horizonty diagnostické pro půdy referenční třídy glejsoly s půdním typem glej.

Při periodickém zamokření půdního profilu se vytvářejí **MRAMOROVANÉ, REDOXIMORFNÍ** horizonty. Jsou typické mozaikovitou barevností, kdy se střídají okrově, hnědorezivě až rezivě zbarvené oxidované polohy s šedou až modrošedou matricí redukovaných partií horizontu. V případě mramorovaných horizontů dochází k dočasné stagnaci povrchové vody, např. srážkové. Příčinou je zpravidla málo propustná jílovitější vrstva v půdě, která zadrží vodu při průtoku půdou.

Pestrobarevnost mramorových horizontů je dána zejména procesy mobilizace Fe a Mn, jejich redukce, tvorby komplexů s organickými látkami (chelátů), difuze uvnitř pedů při ovlhčení a zpětné difuze při vysoušení. Periodické hydrické ovlivnění tak má v důsledku střídání redukčních a oxidačních podmínek za následek vývoj difuzních rezivých novotvarů, Mn-Fe bročků, rourkovitých novotvarů, žilkování a typického mramorování. Při krátkodobém převlhčení dochází k tvorbě nodulárních novotvarů (Fe-Mn bročků), při dlouhodobém převlhčení k mramorování, při trvalém převlhčení k hydrogennímu vyluhování. Bročky jsou nejvýrazněji vyvinuty ve vylehčených, vodou vybělených horizontech s výrazným střídáním převlhčení a prosychání profilu. Představují konkrece Fe a Mn a jsou poměrně ostře oddělené od vysvětlené matrice horizontu; převládají v nich však (navzdory pojmenování) silikáty a křemen.

Pro takové půdní profily je typická (nikoli nezbytná) výrazná texturní diferenciace. Ta může mít příčinu buď geologickou, kdy je jílovitá vrstva sedimentárního původu a na ni nasedá mladší, texturně lehčí vrstva půdy, nebo pedogenetickou, kdy se jílovitá vrstva vyvinula v důsledku ilimerizace. Během té dochází k migraci jílu půdním profilem a jeho sestoupení do horizontu B. Vytváří se tak sekvence horizontů typická pro pseudogleje luvické, kdy pod horizontem Ew (hydrogenní vybělený) nebo En (vybělený nodulární) se vytváří zprvu luvický horizont Bt, resp. Bmt (viz výše kapitolu 9.1.3.2). V něm je s přibývajícím podílem jílu na stále delší dobu zadržována voda a dochází tak ke stále výraznějšímu periodickému zamokřování. Luvický horizont Bt tak postupně přechází v mramorovaný horizont Bm (viz dále). Toto je typický příklad progresivní polygeneze půd, kdy na sebe půdní jednotky ve svém vývoji navazují v logickém sledu.

V taxonomickém klasifikačním systému půd ČR (Němeček a kol. 2011) jsou mramorované horizonty diagnostické pro půdy referenční třídy stagnosoly s půdními typy pseudoglej a stagnoglej, s vývojem mramorovaných horizontů **kambických (Bm,** případně **Bmv)**, **pelických (Bmp)** nebo **luvických (Bmt)**.

Podle poměru Feo/Fet · 100 [%] v solu lze míru hydrického ovlivnění hodnotit následujícím způsobem:

- oglejené subtypy: 25–45, vyjma v podpovrchových horizontech (E, A, A/E);
- oglejené typy: 30–45 v celém půdním profilu.

Horizonty Bm jsou zároveň typické vyšší aktivitou Fe, kdy Feo/Fed · 100 > 50–60 %.

9.1.3.4 *Substrátové horizonty*

Substrátové horizonty představují spodní partie půdního tělesa – vrstvy rozpadu nebo zvětrávání matečné horniny, kde již neprobíhají půdotvorné procesy typické pro výše položené horizonty. Substrátové horizonty tak nemají barvu půdotvorné procesy doprovázející (vývoj červené nebo rezivé, vývoj sytosti barvy – typické pro horizonty B), ale jejich barva je odvozena od barvy horniny a produktů jejího zvětrávání. Substrátový horizont je také v porovnání s výše položenými horizonty méně strukturní až nestrukturní (jeho struktura se blíží nebo je elementární), nepravidelně rozpadavý, více ulehlý a s vlastnostmi blízkými vlastnostem matečné horniny.

Substrátové horizonty se pravidla nacházejí pod horizonty A nebo B, tedy níže *sola*. Vymezují genetickou hloubku půdy, neboť se solem nemají pedogenetický vztah. Stále však zůstávají součástí půdního individua, které podléhá klasifikaci. Ustává zde biologická aktivita, která je omezena zejména na kořeny rostlin. Pokud nepřesáhne intenzita eroze rychlost pedogeneze, v průběhu vývoje půdy se horní hranice substrátového horizontu posouvá do větší hloubky půdy.

Substrátové horizonty vznikají jednak jako produkty zvětrávání matečné horniny in situ, jednak sedimentací rozrušených hornin různého původu (sedimentovaných větrem nebo vodou). Symbolem **C** se označuje substrátový horizont, ze kterého vzniklo solum (genetické horizonty) a který je výsledkem zvětrávacích procesů matečné horniny. Vznikl-li horizont C z níže položené pevné či zpevněné horniny, označuje se jako *alterit*, a vznikl-li z nezpevněného sedimentovaného materiálu, označuje se jako *pedolit* (Němeček a kol. 1990). Pod horizontem C může být horizont **Cr**, který značí skeletovitý rozpad pevné matečné horniny (v případě alteritu), a níže je pak kompaktní pevná nezvětralá hornina, označovaná symbolem **R**. Je-li půdotvorný substrát typický výraznou vrstevnatostí (tvoří souvrství vzniklé z téže horniny), označuje se symboly II, III atd. před velkým písmenem označujícím hlavní horizont (např. IIC, IIIC).

V případě tzv. litologické diskontinuity lze také vylišit horizont **D**, který se výrazně liší od půdotvorného substrátu. Představuje tedy podložní horninu (viz kapitolu 1.1) Neúčastní se půdotvorných procesů a neovlivňuje půdní vlastnosti – chemické, fyzikální apod.

K sedimentaci substrátu vlivem účinků povrchové vody dochází v lužních oblastech a v blízkosti vodních toků, kde voda např. při povodních po jarních táních opouští koryto toku a rozlévá se do krajiny. Ve vodě obsažené sedimenty se pak usazují a vytváří se horizonty půdních sedimentů **M**. Půdní profil je pak typický vyšším obsahem organické hmoty do velké hloubky, jejím nerovnoměrným rozmístěním v půdním profilu a často také výraznou stratifikovaností, která se odvíjí od rychlosti sedimentace a od charakteru sedimentovaného materiálu.

9.1.3.5 *Přechodové horizonty*

Přechodové horizonty se v půdním profilu vylišují, pokud je přechod dvou horizontů výrazně pozvolný nebo pokud v dané hloubce půdy jsou zastoupeny vlastnosti obou horizontů bez toho, že by jedna výrazně dominovala. Přechodové horizonty se mohou tvořit mezi všemi hlavními půdními horizonty O, A, E, B, C. Přechodové horizonty bývají označeny kombinací písmen obou zastoupených horizontů. V případě, že je přechodový horizont více méně homogenní a není možné vylišit, která konkrétní partie v horizontu patří horizontu výše položenému a která níže položenému, přechodový horizont se označuje jako BC (bez výrazné gradace zahrnutých horizontů) nebo B/C (je-li přechod typický výraznou gradací zahrnutých horizontů). V případě, že v přechodovém horizontu lze v jednotlivých partiích jasně vymezit znaky výše položeného horizontu a níže položeného horizontu a tyto znaky jsou ve více méně nezměněné podobě jako v hlavním horizontu, přechodový horizont se značí B + C. Tímto způsobem lze při popisu půdního profilu zohlednit gradaci horizontů vystihující vývoj půdního profilu.

9.1.3.6 Vícenásobné horizonty

Každý půdní horizont může mít zachované základní znaky pro jeho diagnostiku a zároveň může obsahovat jiné znaky, které jej rozdělují na **více horizontů**. Tak např. může být v půdě vylišen kambický horizont Bv, pro který je typický kambický metamorfický proces, ale z důvodu jeho značné mocnosti nebo např. různé míry skeletnatosti nebo výrazné změny ve struktuře je Bv horizont rozdělen na Bv_1–Bv_2 atd.

Něco jiného je to v případě tzv. litologické diskontinuity (viz kapitolu 9.1.3.4), kdy vlastní půdní těleso je utvořeno z jednoho, mladšího substrátu, zatímco půdní podloží je tvořeno starším substrátem s odlišným složením a původem, který pedogeneticky nesouvisí se solem a kde neprobíhají pedogenetické procesy. V tom případě je tato podložní hornina označena jako horizont D a znamená to, že je půda vytvořena např. na sprašové hlíně kvartérního stáří s horizonty Ah–El–Bt, které ale leží na granodioritu nebo jiné hornině, která se na pedogenetických procesech neúčastí (viz též kapitolu 1.1). Kompletní sekvence horizontů tak může být Ah–El–Bt–Bt/C–C/D–D.

9.1.3.7 Fosilní horizonty

Fosilní nebo také pohřbené horizonty jsou v půdě přítomny v důsledku překrytí původního půdního povrchu novým materiálem, např. fluviálními nebo eolickými sedimenty, koluviálními sedimenty při svahových pohybech nebo jako důsledek vývratů stromů. Potom se lze setkat se situací, kdy je horizont A položený pod horizontem B nebo dokonce pod horizontem C. Dalo by se říci, že se jedná do jisté míry o anomálii. Nicméně vzhledem k dynamice procesů, které probíhají na zemském povrchu v souvislosti s tektonickými pohyby, zvětrávacími procesy, klimatickými podmínkami (změnami), ale také ve vztahu k zejména stromovité vegetaci, je přítomnost pohřbených horizontů spíše očekávatelnou skutečností. Obzvlášť v přírodních a přírodě blízkých lesních ekosystémech s tzv. vývratovou dynamikou dochází často k promíchávání půdního profilu a k převrácení jeho stratigrafie. Jedná se tak o zcela přirozený proces, který ale může být lidskou činností pozměněn, co se týká intenzity i způsobu vzniku fosilních horizontů: vedle zmíněných příčin dochází vlivem antropické činnosti také k vrstvení půdy, jejímu promíchávání a vzniku antropozemí a několikanásobně pohřbených horizontů.

Fosilní horizonty se značí symbolem *f* před velkým písmenem označujícím hlavní horizont, např. fAh. Lze se také setkat s rozlišením horizontů, resp. půd na fosilní a subfosilní. Tato terminologie je užívaná především v archeologii, kdy fosilní půdy jsou datovány do období pleistocénu a subfosilní do období holocénu. V půdní taxonomii subfosilní půdy souvisí s problematikou vývoje koluvizemí, tedy půd s akumulovanými horizonty v podsvahových deluviích, často vázanými na antropogenní činnost (Němeček a kol. 2011, Šarapatka & Bednář 2006).

9.2 Stratigrafie půdního profilu

Půdní profil se vyznačuje stratigrafií půdních horizontů. Ta je dána půdotvornými procesy, které půdní horizonty diferencují a vyvíjí se tak jejich zákonitý sled (sekvence, stratigrafie). Stratigrafie se značí za sebou následujícími kódy půdních horizontů oddělenými pomlčkou, např. Ah–Bv–C znamená sekvenci horizontů Ah (organominerální humózní lesní)–Bv (minerální metamorfický kambický)–C (minerální substrátový). Stratigrafie se značí vždy od půdního povrchu směrem do větší hloubky půdy.

Formace půdního profilu neznamená nutně jeho vývoj směrem k vyššímu počtu půdních horizontů a jejich větší diverzitě. Evoluční procesy mohou být **(A)** progresivní, které probíhají zejména za účasti vegetace; zahrnují vestavbu organické hmoty, přeměnu minerálů a pohyb látek (eliminaci jejich pevného skupenství). V takovém případě se půdní profil a jeho horizonty vyvíjí ve směru např.

(A)–C → A–C → A–B–C

nebo ve směru např.

(A)–C → A–C → A–B–C → A–Bt–C → A–E–B(t,s,h)–C.

Nebo evoluční procesy mohou být **(B)** regresivní, které zpravidla znamenají přerušení progresivního vývoje půdy jako důsledek destrukce vegetace, změny klimatických (desertifikace) nebo topografických podmínek a v geologicky nejmladším období také antropogenních vlivů. Tyto vlivy lze označit jako eroze v širším slova smyslu, kdy dochází k obnažení do té doby podpovrchových horizontů minerální části půdy – horizontů B nebo i C – za vzniku suspenzí, se kterými je odnášen půdní materiál.

Při popisu půdního profilu se vyliší kompletní stratigrafie půdních horizontů. Každý horizont se popíše z hlediska půdních vlastností, jako je barva, textura, struktura, konzistence, skeletnatost, vlhkost, biologická aktivita, prokořenění, přítomnost novotvarů nebo vysrážených solí, vylišení hranic a charakter přechodu mezi sousedními horizonty. Stratigrafie je tak významným nástrojem pro popis půdního tělesa. Od jejího vylišení se dále odvíjí určení hloubek pro odběr půdních vzorků. Popis půdního profilu by měl být doplněn o tzv. terénní posudek, který půdu hodnotí v kontextu daného stanoviště, vazby na dřevinnou složku lesního ekosystému, na geologické a topografické aspekty apod.

10 FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI PŮD

Fyzikální vlastnosti představují soubor půdních vlastností podmíněný rozptýlením (disperzí) půdních částic, jejich vzájemnými vztahy a také charakterem a vzájemnými vztahy pevné, kapalné a plynné složky půdy. Fyzikální vlastnosti lze rozdělit do dvou skupin: na vlastnosti (1) základní: zrnitost, měrná a objemová hmotnost (ty, které jsou zjišťovány přímým měřením) a (2) odvozené: pórovitost; vodní, vzdušný a tepelný režim; barva a struktura půdy (zpravidla jsou stanoveny výpočtem nebo jsou jinak odvozené od základních vlastností).

10.1 Barva půdy

10.1.1 Barva jako indikátor půdních vlastností

Barva půdy odráží složení půdy, půdní vlastnosti a půdotvorné procesy.

- **Z hlediska půdních složek** je významný zejména obsah organické hmoty a dále obsah celé řady pigmentujících minerálů. Organická hmota zbarvuje půdu v závislosti na kvalitě humusových látek do hněda, do šeda a do černa; oxidy manganu zbarvují půdu spíše bodově než stejnoměrně v podobě povlaků půdních agregátů a v puklinách minerální části půdy do šedočerna; oxidy železa (hematit) do červena; glaukonit do zelena; karbonáty, soli a sírany dávají půdě světlý, bělavý nádech. Z pigmentujících složek je významný také samotný geologický substrát. Tak např. v případě sprašových hlín může být barva odrážející půdotvorné procesy zastřena pigmentací šedookrového prachovitého materiálu.
- **Z hlediska půdních vlastností** se na barvě půdy podílí zejména půdní vlhkost. Vlhké půdy se jeví jako tmavší, zatímco suché půdy jako vybledlé a vlastní barva nemusí být za vlhka vždy zcela patrná. Při určování barvy je proto třeba zohlednit a zaznamenat, zda je určována barva suché půdy, nebo vlhké půdy. Vlhkost se ale také podílí na půdotvorných procesech a ovlivňuje barvu půdy v dlouhodobějším měřítku, nejen v rámci zavlhčení nebo vysušení půdního vzorku. Celá řada minerálů a prvků mění barvu v závislosti na oxidaci nebo redukci, tedy na změně oxidačního čísla, jako např. železo, které má v oxidované formě Fe^{3+} okrově rezivou barvu, zatímco v redukované formě Fe^{2+} je zbarveno do šeda.
- **Z hlediska půdotvorných procesů** se množství barevných změn odehrává jednak v minerální části solu v průběhu metamorfického procesu, jednak ve výše zmíněné vazbě na hydrický režim půd. Velmi zjednodušeně tak lze např. říci, že v podmínkách humidního klimatu mají metamorfické procesy za důsledek vývoj barvy směrem k sytější a okrové v případě srážení limonitu (brunifikace), červenější v případě srážení hematitu (rubifikace). Červené barevné odstíny např. v tropickém klimatu a dobře provzdušněných půdách odrážejí oxidační procesy. Vývoj barvy půdy končí s přechodem do půdotvorného substrátu. Substrátový horizont C je tak charakteristický ústupem barvy půdotvorného procesu před barvou matečné horniny. Její pigmentace však může být natolik výrazná, že může barevný projev půdotvorných procesů překrýt, a to např. i redukční podmínky. Ty se podílejí vedle šedé barvy redukovaného železa také např. na vývoji modré barvy (redukovaný fosfor), černé barvy (redukovaná síra) aj.

Barva půdy se podílí na dalších půdních vlastnostech, jako je např. teplota půdy: tmavé půdy (zejména tmavý povrch) mají tendenci k většímu přehřívání, zatímco světlé půdy více odrážejí světlo a půdní povrch se méně prohřívá.

10.1.2 Klasifikace barvy půdy

K popisu barvy půdních horizontů lze zvolit dva přístupy: barvu lze popsat na základě slovního hodnocení jako „hnědá“, „čokoládově hnědá“, „okrovo-rezivá“, „šedohnědá“ apod., nebo lze barvu popsat pomocí klasifikace Munsell Color System (Munsellův systém kódování barev), který definuje

barvu pomocí kódu založeného na klasifikaci třech vstupních parametrů: *hue* – odstín nebo také spektrální rozsah, *value* – jas nebo také světlost a *chroma* – sytost nebo také spektrální čistota. Tyto parametry jsou sestaveny do trojrozměrného diagramu. České výrazy se však v případě Munsellových tabulek v pedologické praxi standardně nepoužívají. *Hue* vyjadřuje barevný odstín, jako je modrý, zelený, žlutý a červený a jejich přechody. *Value* vyjadřuje jas barvy v rámci daného odstínu (světlá nebo tmavá barva) a *chroma* vyjadřuje intenzitu nebo také sytost barvy, tedy je-li barva „skutečně modrá", nebo v ní je zastoupen určitý podíl šedé v daném odstínu.

Barva se označuje kódem, např. 7.5YR 3/4, což znamená, že příslušný horizont má barvu o *hue* 7.5YR – yellow-red stupně 7.5 –, hodnota *value* je 3 a hodnota *chroma* je 4.

Při popisu půdního tělesa by barva měla dokumentovat typ a intenzitu půdotvorných procesů. Tak např. v případě brunifikačního procesu lze očekávat, že při půdním povrchu bude barva nízkého *chroma* a *value*, zatímco v kambickém horizontu je *hue* červenější a výraznější *chroma*. S přechodem do substrátového horizontu tyto znaky ustupují a půda se stává bledší.

Vedle barvy půdního tělesa se v rámci daného horizontu vylišují také **barevné anomálie** – skvrny, konkrece apod. U těch se sleduje jejich abundance (četnost), velikost a barva (kontrast).

Tab. 10—1: Hodnocení abundance barevně odlišných skvrn v půdním profilu.

Abundance	Klasifikace
< 2 %	Ojedinělé
2–20 %	Středně zastoupené
> 20 %	Hojně zastoupené

Tab. 10—2: Klasifikace velikosti barevně odlišných útvarů v čele půdního profilu.

Velikost útvarů (mm)	Klasifikace
< 2	Drobné
2–5	Střední
5–20	Hrubé
20–76	Velmi hrubé
> 76	Extrémně hrubé

Intenzita kontrastu barevných skvrn se hodnotí jako kontrast nezřetelný, zřetelný nebo výrazný.

10.2 Zrnitost půdy

Zrnitost neboli textura vyjadřuje vzájemný poměr velikostních skupin půdních částic (půdních frakcí). Ty jsou klasifikovány jako jíl, prach a písek s tím, že tyto částice jsou vždy menšího průměru než 2 mm. Samotnou texturu je pak možné stanovit na základě dvou kritérií: **(a)** z poměrného množství jílu (v tomto případě o průměru částic < 0,01 mm) (Pelíšek 1964) v půdě, resp. v půdním vzorku; **(b)** poměrného zastoupení jílové, prachové a písčité frakce.

Stanovení těchto parametrů pak vyjadřuje **půdní druh**. Vylišení jednotlivých zrnitostních frakcí, stejně jako půdního druhu, se děje na základě různých klasifikačních systémů: podle Kopeckého (Pelíšek 1964), podle mezinárodního – amerického, britského, francouzského systému (Duchaufour 1960, Šimek 2005, White 2006). Z hlediska potřeb lesnické pedologie lze zrnitostní frakce vylišit jednak podle Tab. 10—4 (Pelíšek 1964), která vychází z českého systému klasifikace půdního druhu, a jednak podle tzv. trojúhelníkového diagramu, který vychází z americké klasifikace půdní textury (Němeček 2001, USDA-NRCS 2010).

Ve vazbě na mezinárodní klasifikace lze půdní druh na základě stanovení textury klasifikovat podle Tab. 10—3, která popisuje obecná označení půdních druhů.

Tab. 10—3: Klasifikace půdního druhu na základě textury vycházející z trojúhelníkového diagramu (upraveno podle Brady & Weil, 2002).

Obecné pojmenování		Název textury podle trojúhelníkového diagramu
Obecný název půdního druhu	Textura	
písčité půdy	hrubá	písek hlinitý písek
	středně hrubá	písčitá hlína
prachovité (hlinité) půdy	střední	hlína prachovitá hlína prach
	středně jemná	písčitá jílovitá hlína prachovitá jílovitá hlína jílovitá hlína
jílovité půdy	jemná	písčitý jíl prachovitý jíl jíl

Textura půdy se významně podílí na spoluutváření půdního prostředí, které ovlivňuje zejména v těchto aspektech:

1. **Půdotvorné pochody**, jako je zvětrávání, kdy jemnozrnnější půdy zvětrávají rychleji;
2. **Pohyb vody v půdě**: písčité půdy jsou význačné promyvným režimem s intenzivně prosakující (perkolující) vodou, jílovité půdy jsou náchylné k zamokřování a stagnaci vody apod.
3. **Chemické, fyzikální a biologické vlastnosti:** na textuře závisí intenzita půdních procesů (čím menší jsou půdní částice, tím větší mají vnitřní povrch a tím jsou také reakce intenzivnější).

Tab. 10—4: Klasifikace zrnitostních frakcí podle Kopeckého (Pelíšek 1964).

Zrnitostní frakce		Velikost částic [mm]
I. jíl	koloidní jíl	< 0,0001
	fyzikální jíl	0,0001–0,002
	hrubý jíl (jemný prach)	0,002–0,01
II. prach		0,01–0,05
III. práškový jemný písek		0,05–0,1
IV. písek		0,1–2

Tab. 10—5: Klasifikace půdní textury dle procentického zastoupení jílovitých částic < 0,01 mm (Pelíšek 1964).

Obsah částic jílu (< 0,01 mm) [%]	Klasifikace textury půdy
< 10	Písčitá (lehká)
10–20	Hlinito-písčitá (lehká)
20–30	Písčito-hlinitá (střední)
30–45	Hlinitá (střední)
45–60	Jílovito-hlinitá (těžká)
60–75	Jílovitá (těžká)
> 75	Jíl

Textura se významně podílí na půdní mechanické stabilitě. Ta vyjadřuje odolnost půdy vůči rozrušení půdních agregátů a vazeb mezi částicemi (26), viz také BOX 15—3. Půdní textura také do značné míry souvisí se složením půdy. Z hlavních složek půdy zaujímá nejčastěji dominantní podíl obtížně zvětratelný (chemicky i mechanicky odolný) křemen, který je směrem k jílovitým půdám (těžším texturám) nahrazován produkty zvětrávání živců – jílovými

Půdní textura je používána také v půdní taxonomii. Poukazuje na transport jílu v rámci půdního profilu, na „neoformaci“ jílu nebo destrukci jílových minerálů; jako tzv. texturní diferenciace, která hovoří o rozdílech v obsahu jílu u jednotlivých půdních horizontů. Zpravidla půdotvorné procesy vedou k tomu, že jíl sestupuje do nižších partií půdního tělesa, kde se objevují např. luvické (více v kapitole 6.1.3), jílem obohacené horizonty typické pro hnědozemě a luvizemě – obecně ilimerizované půdy (luvisoly, luvické subtypy). Texturní diferenciace je potom podíl obsahu jílu a lze ji stanovit dvěma způsoby: buď jako texturní diferenciace profilu (TD_P), nebo texturní diferenciace horizontu (TD_h):

$$TDp = \frac{j_{max}[\%]}{j_{min}[\%]}, \tag{27}$$

kde
$\mathbf{j_{max}}$ je % jílu v horizontu s největším obsahem jílu;
$\mathbf{j_{min}}$ je % jílu v horizontu s nejmenším obsahem jílu.

$$TDh = \frac{j_h[\%]}{j_{min}[\%]}, \tag{28}$$

kde
$\mathbf{j_h}$ je % jílu ve sledovaném půdním horizontu;
$\mathbf{j_{min}}$ je % jílu v horizontu s nejmenším obsahem jílu.

Tab. 10—6: Kategorie texturní diferenciace.

Hodnota texturní diferenciace	Charakteristika texturní diferenciace
< 1,2	Velmi slabá
1,2–1,6	Slabá (luvické subtypy)
1,6–2,0	Střední (hnědozemě)
2,0–2,2	Zesílená (hnědozemě luvické)
> 2,2	Silná (luvizemě)

10.3 Půdní struktura

Půdní struktura vyjadřuje vnitropůdní uspořádání elementárních půdních částic do určitého celku, tmelených ionty (např. Ca^{2+}), půdními koloidy a z nich vznikajícími koloidními svazky, humusovými látkami a seskvioxidy.

Kategorie půdní struktury:

1. **elementární** – půdní částice – elementy – jsou volné a nejsou mezi nimi vytvořeny vzájemné vazby. Patří sem struktura zrnitá, prašná, moučná a slitá.

2. **agregovaná** – vzniká biologickými pochody, jimiž jsou půdní elementy stmeleny do agregátů zpravidla oblých tvarů; její vznik závisí na přítomnosti exkrementů edafonu a koloidního humusu. Tato struktura náleží k nejpříznivějším strukturám: zajišťuje dobrou provzdušněnost a vodní režim. V rámci agregace půdních částic se tvoří hrudky, drobty, krupnané nebo krupičkovité agregáty. Základními mechanismy tvorby agregované struktury je flokulace (fyzikálně-chemogenní tvorba), stmelování (chemogenní tvorba) a koagulace (biogenní tvorba). Flokulace je vratný proces, kdy mohou být agregáty už velmi mírným zásahem převedeny zpět na koloidní systém (proces peptizace), ale agregáty mohou také přecházet v pevněji vázané shluky. Koagulace je pochod, při kterém agregáty vznikají z pevně vázaných částic (vzdálenost částic je řádově rovna velikosti molekul). Tento proces není vratný a vytvořený koagulát tak nelze bez vynaložení dostatečně velké energie převést zpět na koloidní systém.

3. **segregovaná** – vzniká v důsledku fyzikálních a chemických pochodů oddělováním větších celků, v nichž zpravidla převažuje minerální podíl půdy, a je proto často typická pro minerální horizonty. Zahrnuje strukturu kostkovitou (mnohostěnné – polyedrické – tvary s ostrými hranami a hladkými plochami), hranolovitou (tvary protáhlé ve svislém směru se zarovnanou horní a dolní stěnou; často v hlinitých a jílovitých půdách v luvických a mramorovaných horizontech) a deskovitou (segregáty jsou horizontálně deskovitě protažené; vyskytují se zejména v oglejených půdách a v eluviálních horizontech ilimerizovaných půd). Segregovaná struktura je výsledkem rozpadu a štěpení (A) kryoturbace – rozpad agregátů vlivem mrazu, B) pedoturbace – také bioturbace – rozpad agregátů vlivem půdních organismů, C) střihových tlaků – bobtnání a smršťování půdních složek při zvlhčování a vysychání u vertisolů, D) technoturbace – rozpad vlivem obdělávání půdy).

Půdní struktura významně ovlivňuje poměr půdních částic a pórů a tím také vodní, vzdušný a tepelný režim, stejně jako půdní pórovitost. Mezi struktury příznivé z těchto aspektů patří zejména struktury kulovité, typické pro organické a organo-minerální horizonty.

Půdní struktura je ovlivňována řadou faktorů, z nichž některé způsobují degradaci půdní struktury (mechanický tlak, přesoušení a přemokření půdy, acidifikace aj.) a některé přispívají k jejímu zlepšování (organická hmota, vápnění, kultivace půdy).

10.4 Měrná hmotnost (ρ_s)

Měrná hmotnost nebo také specifická hmotnost či hustota se značí symbolem ρ_s. Znamená hustotu tuhé fáze půdních částic, tedy hmotnost objemové jednotky půdy s dokonale k sobě přiléhajícími částicemi. Průměrné hodnoty se pohybují mezi 2,4–2,6 g · cm^{-3}. Sama o sobě tato hodnota nemá velký význam, avšak je důležitá k výpočtu dalších půdních parametrů, jako např. pórovitosti. Měrnou hmotnost zvyšují zejména nezvětralé minerály, jako křemen (jen mírně; ρ_s = 2,60–2,65 g · cm^{-3}) a dále např. hematit (ρ_s = 5,2–5,3 g · cm^{-3}), muskovit (ρ_s = 2,8–3,1 g · cm^{-3}), pyrit (ρ_s = 4,9–5,2 g · cm^{-3}). Jiné příměsi měrnou hmotnost snižují, jako surový humus (ρ_s = 1,2–1,6 g · cm^{-3}), rašelina (ρ_s = 0,9–1,4 g · cm^{-3}), nerozložené organické zbytky ($\rho_s \approx$ 0,3 g · cm^{-3}).

Stanovení měrné hmotnosti lze provádět pyknometricky (Rejšek 1999, Zbíral et al. 2004), pomocí Gay-Lussacova pyknometru. Metoda vychází z toho, že ke zjištění hustoty pevné fáze půdy je třeba z půdy odstranit fázi jak plynnou, tak kapalnou. K odstranění plynné fáze dojde povařením vzorku po dobu 20–45 min (v závislosti na půdní textuře, kdy k vytěsnění vzduchu varem dochází rychleji u písčitých než u jílovitých půd). Podíl kapalné fáze se eliminuje tím, že stanovení probíhá ve vodném prostředí a voda je tak faktor s konstantním vlivem.

10.5 Objemová hmotnost (ρ_w), objemová hmotnost redukovaná (ρ_d)

Objemová hmotnost je hmotnost objemové půdní jednotky v přirozeném stavu [g · cm^3]. Na rozdíl od měrné hmotnosti jsou v hodnotě objemové hmotnosti zahrnuty také mezery mezi půdními částicemi (půdní póry) obsahující vzduch a vodu, a proto jsou hodnoty objemové hmotnosti vždy nižší než hodnoty měrné hmotnosti. Objemová hmotnost závisí na půdní struktuře, pórovitosti a celkovém složení půdy.

Objemová hmotnost je vztažena k čerstvé půdě, a proto se jedná o hodnoty popisující aktuální stav půdy, závislý na půdní vlhkosti a na aktuálních klimatických podmínkách. Proto je tato hodnota relativně proměnlivá. Potenciální a stálejší hodnotou je **objemová hmotnost redukovaná**, která vyjadřuje hmotnost objemové jednotky půdy v přirozeném stavu, avšak po odstranění kapalné fáze půdy. Vysušení vzorku se provádí při teplotě 105 °C, kdy je z půdy vytěsněna nekrystalická voda, tedy voda, která není zabudována do struktur minerálů.

Hodnoty ρ_w se pohybují zpravidla mezi 1,2 a 1,5 g · cm^{-3}, u spodních a více ulehlých horizontů mezi 1,5 a 1,9 g · cm^{-3}. Objemová hmotnost redukovaná je nepřímo úměrná půdní pórovitosti. Proto jsou písčité půdy význačné vyšší hodnotou ρ_d než půdy jílovité (písky mají 1,7 g · cm^{-3}, hlíny

1,6 g · cm^{-3}, jíly 1,5 g · cm^{-3}). Hodnota objemové hmotnosti redukované je závislá na obsahu organické hmoty, která její hodnotu snižuje (ρ_d svrchních horizontů je mezi 0,9 a 1,2 g · cm^{-3}, u povrchového surového humusu ρ_d = 0,2–0,4 g · cm^{-3}).

Objemovou hmotnost a objemovou hmotnost redukovanou lze stanovit pomocí **fyzikálního válečku**. Jedná se o ocelový váleček zpravidla jednotného objemu 100 cm^3 (ale také 500 cm^3 u skeletnatých půd nebo v geotechnice), pomocí kterého lze odebrat půdu v přirozeném stavu. Objemová hmotnost (resp. objemová hmotnost redukovaná) se stanoví pomocí vzorce 37.

$$\rho_{w(d)} = m_w \text{ (resp. } m_d) \,/\, V_{fv} \qquad [\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}], \qquad (29)$$

kde
m_w je hmotnost vzorku ve válečku v čerstvém stavu [g];
m_d je hmotnost vzorku ve válečku po vysušení do konstantní hmotnosti [g];
V_{fv} je vnitřní objem válečku [cm^3].

10.6 Pórovitost (*P*)

Pórovitost je vedle půdní struktury hlavní faktor prostorového uspořádání půdy. Póry jsou v půdě jednak mezi půdními částicemi, jednak mezi strukturními prvky (agregáty). Označíme-li hodnotu pórovitosti mezi agregáty (hrudky, drobty apod.) symbolem A a hodnotu pórovitosti v rámci agregátů symbolem B, optimum pórovitosti půdy je možno vyjádřit vztahem A : B = 1 : 2.

Póry vznikají primárně z rozpadu matečné horniny, kdy se na vzniku sutí a drobnějších frakcí až samotného substrátu podílí teplotní změny, kořeny rostlin i edafon. Půdní póry se neměří přímo. Jejich velikost, resp. zastoupení různých velikostních tříd pórů se vyjadřuje podle sil, které působí v pórech na půdní vodu (statické a dynamické síly). Podle toho, jakými silami je voda v půdě vázána, se póry rozdělují na:

1. kapilární (< 0,0002 mm), v nichž pohyb vody není vázán na směr působení zemské gravitace a voda se v nich může pohybovat všesměrně. Tyto póry převládají v jílovitých půdách s „těžkou“ texturou. Sací tlak, jakým je voda vázána v kapilárních pórech, vyjadřuje pF > 4,20, což je voda fyziologicky nepřístupná pro většinu rostlin. Tyto póry jsou významné zejména z hlediska pohybu vody půdou a podmiňují také průběh chemických, fyzikálně-chemických a biochemických reakcí. Kapilární voda zároveň omezuje pohyb vzduchu, neboť póry jsou stále vyplněny vodou, kterou ztrácejí pouze při extrémním vysušení půdy.

2. semikapilární (0,0002–0,01 mm), tzv. střední póry (někteří autoři udávají horní hranici 0,05 mm, White 2006). pF je 2,54–4,20, což je voda fyziologicky přístupná. Semikapilární póry vznikají v důsledku růstu kořenového vlášení, drobných laterálních kořínků a houbových hyf. V těchto pórech se na směru vody podílí i gravitace, zejména v pórech většího průměru. Se zmenšováním průměru pórů se zvyšuje sací tlak a tím také síla, kterou je voda v půdě vázána. Kapilární a částečně semikapilární póry disponují napětím, kterým vodu poutají. Jejich objem se zjišťuje pomocí analýzy fyzikálního válečku a vyjadřuje jej **maximální kapilární kapacita (Θ_{MKK}).**

3. nekapilární (0,01–0,5 mm), což jsou póry bez napětí a nedisponují žádným nebo velmi slabým sacím tlakem, který je snadno překonán gravitací. Tyto póry vznikají v důsledku růstu jemných kořenů a pohybu drobné mezofauny. Voda obsažená v nekapilárních pórech se nazývá gravitační voda a je v půdě přítomna, je-li dodávána ze soustavného externího zdroje. Po ustání přítoku vody se nekapilární póry bezprostředně vyprazdňují.

4. makropóry (0,5–5 mm a větší), které lze vymezit jako samostatnou kategorii nekapilárních pórů. Vznikají jako pukliny v půdě nebo v důsledku pohybu žížal a hrubých kořenů a představují cesty koncentrovaného toku vody půdou.

Nekapilární póry jsou významné z hlediska vzdušného režimu, zejména pro dýchání kořenů rostlin, půdních živočichů a mikroorganismů. Objem nekapilárních pórů vyjadřuje **minimální**

vzdušná kapacita (AMKK) s tím, že optimální poměr kapilárních : nekapilárním pórům z hlediska vodního a vzdušného režimu je 2–3 : 1.

Pórovitost se pohybuje přibližně mezi 40 a 60 % s tím, že vyšší je v půdách s jemnější texturou (jílovité půdy cca 55 %, hlinité půdy cca 50 %, písek cca 40 %). Ačkoli mají jílovité půdy vyšší pórovitost, mají také nízkou minimální vzdušnou kapacitu a tím extrémní vzdušný režim. Při zaplňování pórů dochází k objemovým změnám půdy, kdy se ztrátou vody se zejména jílovité půdy smršťují, s přijímáním vody bobtnají. Tyto změny dosahují v písčitých půdách hodnot 10 %, u hlinitých půd 25 %, u jílovitých půd 35, ale i 100 % (u jílového minerálu u montmorillonitu).

Pórovitost lze vyjádřit výpočtem z hodnot měrné hmotnosti a objemové hmotnosti redukované (vzorec 38).

$$P = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d} \times 100 \qquad [\%], \qquad (30)$$

kde
ρ_s je měrná hmotnost;
ρ_d je objemová hmotnost redukovaná.

Minimální hodnoty pórovitosti jsou kolem 25 %; tato hodnota je dána nejtěsnějším pravidelným uspořádáním kulovitých částic. Pórovitost se klasifikuje podle Tab. 10—7.

Tab. 10—7: Klasifikace pórovitosti u lesních půd.

Podíl pórů (%)	Klasifikace pórovitosti
25–30	Velmi slabá
30–35	Slabá
35–45	Mírná
45–55	Střední
55–70	Silná
> 70	Velmi silná

10.7 Objemová vlhkost, momentální provzdušněnost, minimální vzdušná kapacita

Objemová vlhkost (Θ) vyjadřuje, jaké procento objemu půdy zaujímá voda. Vyjadřuje tedy objem pórů, zaplněných vodou (viz také kapitolu 4.2). Objemová vlhkost se vyjádří pomocí vzorce 39. Je-li hodnota objemové vlhkosti vyšší než hodnota maximální kapilární kapacity, jedná se o zamokřené stanoviště, kde jsou v půdě zaplněny vodou jak kapilární, tak nekapilární póry.

$$\Theta = w \cdot \rho_d, \qquad [\%] \qquad (31)$$

kde
w je hmotnostní vlhkost;
ρ_d je objemová hmotnost redukovaná.

Provzdušněnost (*A*) vyjadřuje okamžitý obsah vzduchu v pórech. Součet hodnoty provzdušněnosti a objemové vlhkosti udává hodnotu pórovitosti, a provzdušněnost se tedy spočítá jako

$$A = P - \Theta \quad [\%] \quad (32)$$

Minimální vzdušná kapacita (A_{MKK}) vyjadřuje objem pórů zaplněných vzduchem, dosáhla-li půda hodnot maximální kapilární kapacity (vzorec 41).

$$A_{MKK} = P - \Theta_{MKK} \; [\%] \quad (33)$$

Hodnocení provzdušněnosti uvádí Tab. 10—8. U lesních a lučních porostů lze považovat půdy za extrémně neprovzdušněné při hodnotě nižší než 5 %, kdy jsou půdy náchylné k zamokření např. v období srážek.

Tab. 10—8: Charakteristiky minimální vzdušné kapacity.

Hodnota A_{MKK}	Charakteristika minimální vzdušné kapacity
3	Limit ekologického rizika, omezený rozvoj kořenů
5	Limitní minimální hodnota pro lesní půdy
8	Dolní mezní hodnota
10	Průměrné hodnoty pro lesní půdy (hraniční pro zemědělské)
20	Půdy náchylné k vysychání; mohou být přechodně až trvale výsušné
25	Horní mezní hodnota – výrazné vysychání, velmi nízká retence

Za mezní hodnotu minimální vzdušné kapacity lze považovat 8 %, za průměrnou hodnotu (u ornice) 10 %. Při nadměrném provzdušnění půdy se půda snáze prohřívá, zvyšuje se výpar a půdy jsou naopak výsušné. Proto za horní, ale únosnou mez lze považovat hodnotu nad 20 %, za rizikovou hodnotu 25 %.

11 FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÉ VLASTNOSTI PŮD

11.1 Půdní reakce

Půdní reakce vyjadřuje stupeň acidity nebo alkalinity půdy. Ustálená značka je pH (z původního francouzského *„potentiel hydrogène“* nebo latinského *„potentia hydrogenii“*). Kation H^+ se ve vodě nevyskytuje izolovaně, ale jako tzv. vodíkový kationt $[H_3O]^+$ nebo $[H_9O_4]^+$. Místo aktivity (koncentrace) H^+ se z praktických důvodů používá její záporný dekadický logaritmus nazývaný pH, který ve vodném prostředí nabývá hodnot 0–14. V kyselém (vodném) prostředí je pH < 7, v neutrálním je pH = 7 a v alkalickém (zásaditém) prostředí je pH > 7.

Pro zjednodušení se půdní reakce namísto koncentrace (aktivity) vodíkových iontů používá záporný dekadický logaritmus (pH). Pro názornost tento vztah znamená toto:

pH 3 je -log 0,001 mol H^+ (10^{-3} mol/l)
pH 4 je -log 0,0001 mol H^+ (10^{-4} mol/l)
pH 5 je -log 0,00001 mol H^+ (10^{-5} mol/l)
pH 6 je -log 0,000001 mol H^+ (10^{-6} mol/l)
pH 7 je -log 0,0000001 mol H^+ (10^{-7} mol/l)
pH 8 je -log 0,00000001 mol H^+ (10^{-8} mol/l)
atd.

Je velký rozdíl, změní-li se pH o jednotku z 3 na 4, nebo z 6 na 7. V prvním případě dojde ke změně obsahu mol H^+ z jedné tisíciny na jednu desetitisícinu molu, kdežto v druhém případě z jedné miliontiny na jednu desetimiliontinu molu. V případě poklesu pH ze 7 na 6 je tak zapotřebí menšího množství iontů H^+ (0,0000009 mol H^+), v případě poklesu pH ze 4 na 3 je zapotřebí 0,0009 mol H^+, tj. o 3 řády větší množství. Z toho plyne, že v kyselých půdách probíhá pokles pH pomaleji, což ale neznamená pomalejší okyselování (acidifikaci).

Dalším zdrojem půdní acidity jsou v půdním roztoku přítomné organické nebo minerální kyseliny (HCl, H_2SO_4 atd.), viz také kapitolu 15.1.1. Ty disociují (rozštěpí se na H^+ a zbylý aniont) a se vzniklými ionty se slučují ionty obsažené v půdním roztoku, dokud se nevytvoří rovnovážný stav. Kyselým kationtem je také amonný iont (NH_4^+), který je vázán na půdním sorpčním komplexu (viz dále) a po jeho uvolnění dochází k disociaci na vodík a amoniak.

Významným zdrojem půdní acidity jsou ionty Al^{3+} a Fe^{3+} v podobě solí. Při jejich sloučení s vodou může proběhnout např. tato reakce:

$$AlCl_3 + H_2O \rightarrow Al(OH)_3 + 3HCl \qquad (36)$$

Vzniká tedy kyselina chlorovodíková. Hliník a železo vstupují do procesů acidifikace až při výrazném snížení pH (viz také kapitolu 11.1.2). V tomto prostředí hydrolyzují a stávají se mobilními.

Kyselé kationty jsou na sorpčním komplexu vázány silně a tedy i relativně dlouhodobě, a tak dochází k výměně za báze – živiny – (např. při přihnojování) relativně obtížně.

11.1.1 Formy půdní reakce

Půdní reakce vyjadřuje koncentraci vodíkových iontů. Půdní reakci však neměříme přímo, nýbrž buď jako pH půdního roztoku, nebo častěji jako pH půdního extraktu. Vodíkové ionty se v půdě mohou vyskytovat v několika formách, a to jednak jako ionty obsažené v půdním roztoku, jednak jako ionty vázané na půdním sorpčním komplexu (viz kapitolu 11.2.4). V prvním případě hovoříme o půdní reakci **aktivní**, ve druhém případě o půdní reakci **potenciální (výměnné)**.

Aktivní reakce je zjišťována v suspenzi půdního vzorku s vodou. Do vody se uvolní pouze ionty volné, obsažené v půdním roztoku, které nejsou vázané na koloidy sorpčního komplexu půdy.

Potenciální reakce je zjišťována v soli, a to v 0,01 M $CaCl_2$ nebo 0,2M KCl. Při disociaci uvolněný kationt K^+, který je ve výrazném přebytku, vytěsňuje vodíkové ionty vázané na sorpčním komplexu. Sloučeniny nebo látky, které podmiňují proces výměny iontů, jsou nerozpustné ve vodě a jsou tedy nepatrně disociované. Jsou jimi **(a)** huminové sloučeniny organických kyselin – vyměňují ionty H^+ ze svých karboxylových skupin (COOH) za kationty neutrálních solí (KCl, $CaCl_2$); **(b)** minerální částice – jílové minerály, které vyměňují ionty H^+ ze svých sorpčních vazeb za kationty neutrálních solí. Při vyšší kyselosti půdy se na okyselení vyluhovacího roztoku více podílejí ionty Al^{3+} a Fe^{3+}, které jsou hydrolyzované (přešly do rozpustné formy a staly se mobilními). Tato skutečnost však neplatí v plné míře v případě vyššího obsahu humusu, kdy vznikají cheláty (sloučeniny kovů a organických látek) a hliník a železo se na okyselení roztoku neuplatňuje.

V lesnické pedologii má tato výměnná vlastnost půdy dopad v případě použití *fyziologicky kyselých hnojiv*, např. KCl pro dodání draslíku. Jeho aplikace má za následek po disociaci KCl rychlé navázání iontu K^+ na sorpční komplex a tím uvolnění iontů H^+ a silné okyselení půdního roztoku. Zakyselování je také důsledkem vyššího obsahu vody v půdě, který podmiňuje půdotvorný proces oglejení (viz kapitolu 6.1.5): zakyselování je zde důsledkem redukce Fe^{3+} na Fe^{2+} nebo Mn^{3+} na Mn^{2+}.

Stanovení v pH/$CaCl_2$ je standardní metodický postup z hlediska mezinárodních taxonomických systémů např. v americké klasifikaci – Soil Taxonomy (USDA-NRCS 1999). Je více „tolerantní" vůči sezónní dynamice pH způsobené změnami koncentrace vodorozpustných solí. Stanovení v KCl je vhodné použít v případě kyselých půd s vysokým obsahem hliníku, který je přítomen v půdách s hodnotami pH < 5,2 (při vyšších hodnotách pH je hliník vázán s ionty OH^- a je nevýměnný). KCl je v suspenzi ve výrazném přebytku a disociovaný draslík je schopen lépe vytěsnit hliník ze sorpčního komplexu. Uvolněný hliník potom spotřebovává ionty OH^- a zvyšuje koncentraci H^+. Výsledná hodnota pH je tak ještě nižší.

Porovnání pH aktivní a potenciální umožňuje stanovení hodnoty čistého náboje na koloidním systému. V půdách mírného klimatického pásu (v podmínkách střední Evropy a humidního klimatu) platí, že pH/H_2O > pH/$CaCl_2$ > KCl). Rozdíl mezi reakcí aktivní a potenciálně výměnnou činí zpravidla 0,3–1 stupeň pH; větší je rozdíl v případě výluhu v KCl, neboť draslík vytěsňuje H^+ i z nevýměnných míst jílových minerálů (na rozdíl od Ca^{2+}).

Iont H^+ je významný acidifikant a může zapříčinit vyplavení živin (vytěsnění ze sorpčního komplexu). Vzhledem k tomu, že ionty H^+ jsou vysoce aktivní (a to i jako hydratované, kdy mají nejmenší poloměr z kationtů), mají schopnost vytěsnit báze ze sorpčního komplexu.

Třetí formou je **půdní reakce hydrolytická** (Ha). Vedle výměnných iontů H^+, které jsou vytěsnitelné neutrální solí (KCl, $CaCl_2$), jsou v sorpčním komplexu vázány ionty vytěsnitelné až ve výrazně alkalickém prostředí. Jsou součástí ve vodě nerozpustných vícesytných organických kyselin nebo kyselých solí ($CaHPO_4$). K vytěsnění těchto vodíkových iontů se používá např. octan sodný (CH_3COONa), který má vyšší hodnotu pH než KCl. Z reakce vzniklá kyselina octová (CH_3COOH) je málo disociovaná a do roztoku se tedy mohou vytěsnit všechny ionty H^+. Půdní reakce hydrolytická tedy vyjadřuje schopnost půdy poutat silnou alkálii (octan sodný) a uvolňovat ekvivalentní množství slabé kyseliny (kyselina octová). Hydrolytická půdní reakce vyjadřuje méně mobilní část půdní acidity, která je tedy i méně škodlivá (méně riziková z hlediska acidifikace půdy). Kritéria pro hodnocení hydrolytické acidity jsou uvedena v Tab. 11—3.

Tab. 11—1: Hodnocení potenciální výměnné půdní reakce pro půdy různého využití (pH/KCl). Srov. s tabulkou Tab. 13—10, která uvádí univerzální klasifikaci pH.

Charakt. půdní reakce	Lesní půdy	Lesní školky	Zemědělské půdy
velmi silně (extrémně) kyselá	< 3,0	< 4,1	< 4,5
silně kyselá	3,0–4,0	4,1–4,8	4,5–5,0
středně kyselá	4,0–5,0	4,8–5,5	5,0–5,5
mírně kyselá	5,0–6,0	5,5–6,5	5,5–6,5
neutrální	6,0–7,0	6,5–7,2	6,5–7,2
alkalická	> 7,0	> 7,2	> 7,2

11.1.2 Půdní pufrovitost

V půdě se vyskytuje velké množství látek, které jsou schopné zabezpečovat stálou půdní reakci. Těmto látkám se říká tlumivé roztoky nebo také pufry. Půdní pufrovitost je schopnost půdy odolávat změnám pH vyvolaným změnami v obsahu kyselin nebo zásad v půdě.

Pufrovitost je v půdách zajišťována např. tlumivými roztoky. Mezi ty patří slabé organické kyseliny (huminové kyseliny, fulvokyseliny (viz kapitolu 7.2.1), kyselina uhličitá) a jejich soli. Jsou typické zejména pro humusové horizonty. Principiálně se jedná o to, že volné ionty H^+ se vymění za bazické kationty (Na^+, K^+, Mg^{2+} apod.). Tím vznikne další slabá kyselina, která je velmi málo disociovaná, a sůl silné kyseliny. pH se tedy nemění nebo jen velmi pomalu. Tento mechanismus lze vyjádřit následujícím vztahem:

$$CH_3COOH + CH_3COONa + HCl = 2CH_3COOH + NaCl \qquad (39)$$

Analogický princip spočívá ve schopnosti půdy odolávat neutralizaci (přísunu zásady):

$$CH_3COOH + CH_3COONa + NaOH = 2CH_3COONa + H_2O \qquad (40)$$

Volné hydroxylové ionty OH^- se dostanou do roztoku např. z procesu vápnění a bazické kationty se vymění za vodíkové v organických kyselinách. Pufr brání zvýšení pH (nárůstu alkality půdy) po přídavku alkálií (hydroxidů, tedy OH^- iontů), pak z těchto přidaných OH^- iontů vzniká voda reakcí s H^+ ionty, uvolněnými pufrem, např. hydrogenuhličitanovým iontem podle vztahu $HCO_3^- + OH^- \leftrightarrow CO_3^{2-} + H_2O$.

Jiný způsob, jak půda odolává změnám pH, spočívá v typu a množství koloidních částic obsažených v půdě. V minerální části humusojílového komplexu je tato vlastnost úzce spojená s texturou (zrnitostí). Z koloidních jílových částic se do půdy uvolňují báze výměnou za vodíkové ionty a pH půdy se téměř nemění, což je typické pro jílovité půdy, zatímco v písčitých půdách s nízkým obsahem jílu dochází ke změně pH rychleji.

Půdní pufrovitost je účinná celkem v šesti zónách, které se liší podle mechanismu, jakým se půda se změnami pH vyrovnává. Se zvyšujícím se množstvím vodíkových iontů se půda postupně dostává do **pufračních zón** nižšího pH.

1. **Karbonátová (uhličitanová) zóna**, účinná při pH 8,6–6,2. Je aktivní pouze v případě, že jsou v půdě přítomny volné karbonáty ($CaCO_3$). Ty reagují na hydrogenuhličitan vápenatý $Ca(HCO_3)_2$, který je dále rozpouštěn a vyplavován.
2. **Silikátová (křemičitanová) zóna**, účinná při pH 6,2–5,0. Je aktivní v půdách, z nichž již byly uhličitany vyplaveny, nebo které primárně žádné neobsahovaly a jež primárně obsahují silikáty (zejména živce). Přítomnost hydroxoniových kationtů H_3O^+ vyvolává hydrolytické zvětrávání křemičitanů, z nichž se uvolňují bazické kationty a vznikají druhotné jílové nerosty.
3. **Výměnná zóna** (zóna sorpčního komplexu), účinná při pH 5,0–4,2. Tato zóna je aktivní, když půda „vypotřebuje“ volně dostupné pufrovací nárazníky. pH je vyrovnáváno tím, že jsou vytěsňovány bazické kationty ze sorpčního komplexu půdy a nahrazují nadbytek kyselých kationtů, které se vážou na místa bází.
4. **Zóna hliníku**, účinná při pH 4,2–3,8. Je aktivní v kyselých půdách, kde se uplatňuje mezimřížkový hliník jílových minerálů, který vytváří v půdě sloučeniny s hydroxylovými anionty OH^-. S těmi se při přebytku vodíkový kationt váže a přechází tak na vodu.
5. **Zóna hliníku a železa**, účinná při pH 3,8–3,0. Je aktivní ve velmi kyselých půdách, kde se kombinuje a prolíná odolnost sloučenin hliníku a železa vůči dalšímu procesu zakyselování při vzniku organických kyselin a jejich vyluhování.
6. **Zóna železa**, účinná při pH < 3. Dochází k rozpadu sloučenin železa (uplatnění ferrihydritu, uvolnění Fe^{3+}, jeho migrace, vybělení půdy a destrukce jílu) za vzniku vody podle následujícího vztahu:

$$FeOOH + 3H^+ = 2H_2O + Fe^{3+} \quad (41)$$

Živiny jsou z takových půd nekontrolovatelně vyplavovány, v půdním profilu roste koncentrace toxických látek a biologická aktivita bývá zpravidla soustředěna pouze do mohutné vrstvy surového nadložního humusu.

11.2 Půdní sorpce

Půdní sorpce představuje schopnost půdy zadržovat (poutat) ionty nebo celé molekuly z půdního roztoku. Omezuje tak jejich vyplavení do spodních, pro kořenovou výživu nepřístupných, vrstev. Také snižuje nežádoucí koncentrace solí v půdním roztoku. V případě půdní sorpce se jedná o specifické vlastnosti pevné fáze půdy, která má schopnost dočasně poutat různé látky a opět je uvolňovat ze svých vazeb.

Z hlediska vazby půdy a výživy rostlin je půdní sorpce klíčovou vlastností půdy. Půdní sorpční komplex představuje rezervoár lehce přijatelných živin. Rozlišujeme sorpci mechanickou, fyzikální, chemickou, fyzikálně-chemickou (výměnná), organickou a biologickou.

11.2.1 Mechanická sorpce

Mechanická sorpce je závislá na přítomnosti jemných (zejména kapilárních) pórů v půdě. Zde jsou půdní částice zadržovány jako na filtru, a to i s živinami, které jsou na částicích vázány. Tento druh půdní sorpce má omezený význam.

11.2.2 Fyzikální sorpce

Částice jsou v půdě zadržovány a poutány vlivem fyzikálních sil. Fyzikální sorpce může být kladná nebo záporná.

1. Kladná sorpce nastává v případě, jsou-li molekuly určité rozpuštěné látky (K) přitahovány k půdním částicím většími fyzikálními silami nežli molekuly vody. Kolem těchto půdních částic se potom vytváří vyšší koncentrace rozpuštěné látky. Tento stav nastává např. u některých organických sloučenin.

2. Záporná sorpce nastává, jsou-li naopak přitahovány více molekuly vody nežli molekuly rozpuštěné látky. V tomto případě je roztok, který přitéká k hraniční vrstvě půdní částice, méně koncentrovaný nežli roztok okolní. Z hlediska poutání látek v půdě se jedná o nepříznivý stav, kdy jsou látky z půdy snadno vyplavovány (chloridy, dusičnany).

11.2.3 Chemická sorpce

Jedná se o schopnost půdy zadržovat některé živiny v půdním tělese v důsledku chemických reakcí molekul za vzniku nerozpustných sraženin. Z hlediska výživy rostlin je to významný druh půdní sorpce, kterou se poutá celá řada aniontů i kationtů. Chemická sorpce může být různě pevná. Některé anionty (NO_3^-, Cl^-) nerozpustné sraženiny netvoří a této chemické sorpci nepodléhají. Podobně některé další anionty (CO_3^{2-} – uhličité, SO_4^{2-} – sírové) nevytvářejí sraženiny s jednomocnými kationty.

Dvojmocné kationty (Ca^{2+}, Mg^{2+}) vytvářejí s HCO_3^-, CO_3^{2-} a SO_4^{2-} málo rozpustné vápenaté a hořečnaté uhličitany ($CaCO_3$, $MgCO_3$) a vápenaté a hořečnaté sírany ($CaSO_4$, $MgSO_4$), které jsou v půdách s neutrální půdní reakcí zadržovány v adsorpčních pórech. V prostředí slabých kyselin (jako jsou organické lesní půdy) jsou však tyto vazby slabé a dochází k částečnému rozpouštění karbonátů:

$$2CaCO_3 + H_2CO_3 \longrightarrow 2Ca(HCO_3). \quad (43)$$

V případě fosforu se anionty kyseliny ortofosforečné ($H_2PO_4^-$, HPO_4^{2-}), reagující s jednomocnými kationty (K^+, Na^+), chemicky nesorbují. Chemická sorpce za vzniku sraženin tak převládá zejména u dvojmocných a trojmocných kationtů (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}).

V neutrálních až alkalických půdách se vytvářejí různé sraženiny založené na reakci fosforečnanů s kationty Ca^{2+} a Mg^{2+}. Takto v těchto půdách vzniká např. dihydrogenfosforečnan vápenatý $Ca(H_2PO_4)_2$ nebo pouze ve slabých kyselinách rozpustný hydrogenfosforečnan vápenatý $CaHPO_4$ či nerozpustný apatit $Ca_5(PO_4)_3$.

V mírně kyselých až kyselých půdách se tvoří sraženiny založené na reakci fosforečnanů s kationty Fe^{3+} a Al^{3+}. Takto vzniká např. nerozpustný strengit $Fe(PO_4) \cdot 2H_2O$, ze kterého vzniká $Fe(OH)_3 + H_3PO_4$, nebo nerozpustný variscit $Al(PO_4) \cdot 2H_2O$, ze kterého vzniká $Al(OH)_3 + H_3PO_4$.

11.2.4 Fyzikálně-chemická sorpce

Podstatou fyzikálně-chemické neboli výměnné sorpce jsou elektrostatické síly. Ty společně s difundovanými (rozptýlenými) kationty způsobují vzájemnou neutralizaci opačných elektrických nábojů nacházejících se na pevné fázi půdy a v půdním roztoku. V pevné fázi půdy převažuje záporný elektrický náboj (jehož vznik je popsán dále v textu). Tento náboj je podmíněn přítomností koloidů v půdě, což jsou půdní částice typické malou (mikroskopickou) velikostí, velkým vnitřním povrchem (až několik desítek m^2 na 1 g půdy, viz také kapitolu 3.3 a 3.4) a právě existencí náboje, zpravidla záporného. Vedle koloidů se na sorpci podílí také sorbovaná látka, která je typická opačným nábojem, tedy zpravidla kladným – pak se takový atom nesoucí kladný náboj nazývá kationt (H^+, Al^{3+}, Fe^{3+}, NH_4^+, Ca^{2+}, K^+, Mg^{2+}, Na^+), ale také záporným – potom jde o aniont (Cl^-, NO_3^- apod.). Ionty jsou obsaženy v půdním roztoku jako médiu, které zprostředkovává pohyb iontů k opačnému náboji. Záporným nábojem jsou typické zejména jílové minerály a humus (resyntetizované organické látky).

Ke vzniku záporného náboje na jílových částicích dochází zejména tzv. **izomorfní substitucí** neboli **izomorfní záměnou**, což znamená záměnu atomu jiným atomem. Výchozí materiál pro vznik jílových minerálů (primárních silikátů) je za normálních okolností elektricky negativní. V jeho struktuře je vyrovnaný počet kladných a záporných nábojů. Během zvětrávání ale dochází kromě fyzikálního rozpadu minerálů také k jejich chemické přeměně, která se odehrává na úrovni krystalické mřížky tvořené tetraedrickými a oktaedrickými tvary. Tyto procesy jsou vázány na velikost centrálních atomů. Jílové minerály představují soubor (a) tetraedrů, kdy jeden křemík je obklopen čtyřmi atomy kyslíku, nebo (b) oktaedrů, kdy je atom hliníku, hořčíku, železa nebo lithia obklopen šesti atomy kyslíku, resp. skupinou OH^-. Ve skutečnosti však jsou struktury jílových minerálu komplexnější, než jak je schematicky naznačeno v kapitole 3.3.1. V průběhu zvětrávání je v okolním roztoku přítomna řada prvků a při zvětrávání může dojít k výměně centrálního atomu krystalické mřížky. Pokud je při tom centrální atom nahrazen atomem stejné nebo podobné velikosti, avšak vyšší elektronegativity, nedojde ke změně základní krystalické stavby silikátu. V tomto procesu spočívá příčina změny elektrického náboje: např. v případě tetraedru má krystalická mřížka neutrální náboj, kdy okolo čtyřvazného křemíku jsou čtyři dvouvazné atomy kyslíku. Poměr nábojů je tedy 4× kladný : 8× záporný. Přebývající čtyři záporné náboje jsou vyrovnány sousedícím křemíkem atd. a molekula je tak neutrální. Nahradí-li však v této molekule atom hliníku (Al^{3+}) původní atom křemíku (Si^{4+}), jeden záporný náboj nemůže být neutralizován a nový poměr nábojů je 3× kladný : 8× záporný. Stejně tak může ve středu mřížky Mg^{2+} nebo Fe^{2+} nahradit Al^{3+}, nebo Li^+ nahradit Mg^{2+} v případě oktaedrů. Takto dochází k přebytku záporného náboje, který dává charakter celému krystalu jílového minerálu, resp. jeho vnitřnímu povrchu.

Ke vzniku záporného náboje dochází u jílovitého podílu půdy také na vnějším povrchu částic. Jednak jako důsledek pronikání půdního roztoku (vody s rozpuštěnými látkami) mezi lamely krystalové mřížky jílových minerálů. Tím dochází k oddisociování a k výměně kationtů za jiné. Druhý

způsob spočívá v oddisociování na vnějším povrchu, zejména na okrajích a hranách krystalových mřížek.

Koloid tak nabývá charakteru záporně (nebo kladně, podle charakteru izomorfní substituce) nabité částice, která přitahuje částice opačného náboje, čímž se kolem koloidu tvoří shluk iontů. Takto se tvoří tzv. **micely**, což je molekulární „oblak“ ve formě nahloučených atomů, které mají kladný náboj v případě záporně nabitého koloidu, nebo záporný náboj v případě kladně nabitého koloidu. Micela má navenek vyrovnaný náboj, což plyne z toho, že vazebná místa jádra micely jsou obsazována ionty s opačným nábojem. Povrch micely není přesně ohraničen, nýbrž se vzdáleností od jádra s postupně se snižujícím vlivem elektrostatických sil klesá hustota neustále vířících iontů. To také zapříčiňuje její veliký specifický povrch.

V kyselém prostředí, např. u jílových minerálů jako kaolinit, vzniká náboj kladný. To je způsobeno disociací funkčních skupin, např. hydroxylové skupiny OH^-, a vzniká tak na povrchu koloidu kladný náboj (**aniontová výměnná kapacita**), který může být kompenzován záporným iontem z půdního roztoku (např. Cl^-, NO_3^-). Kladný náboj může také vznikat v amorfních gelech, což je beztvará, nekrystalizující rosolovitá hmota, jejíž sraženiny vykazují určitou výměnnou schopnost aniontů.

Anionty jsou půdními koloidy poutány dvěma způsoby: (1) Jsou poutány mechanismy podobnými jako v případě kationtů. V tom případě jsou na kladně nabité koloidy (SO_4^{2-}, NO_3^-) poutány anionty s tím, že kladný náboj vzniká na povrchu kaolinitu, oxidů železa a hliníku a alofánu. Na rozdíl od kationtové výměnné kapacity aniontová výměnná kapacita klesá se stoupajícím pH; v případě některých tropických půd s vysokým obsahem kaolinu, železa a hliníku může být dokonce vyšší než kationtová výměnná kapacita. (2) Dále anionty mohou reagovat s povrchovými oxidy nebo hydroxidy při současné formaci komplexů na vnitřní vrstvě iontového obalu koloidu. Takto jsou poutány např. anionty $H_2PO_4^-$ (vedle fosforečnanů také sírany, arsenáty, molybdáty aj.), které mohou reagovat s hydroxylovými skupinami:

$$=Al - OH_2^+ + H_2PO_4^- \rightarrow =Al - H_2PO_4 + H_2O \quad (44)$$

Tato reakce zpravidla snižuje kladný náboj na půdních koloidech. Zároveň je $H_2PO_4^-$ poután velmi silně a není přímo rostlinám přístupný. Adsorpce a výměna aniontů tak omezuje mobilitu a přístupnost mnoha důležitých iontů.

Výměna kationtů probíhá neustále. Půdní sorpce neznamená ustálený stav, nýbrž ionty neustále difundují, mění pozice na okraji micely v závislosti na koncentraci iontů v půdním roztoku, na působení organických kyselin, enzymů, kořenových exsudátů apod. Ionty jsou vázány na povrchu koloidu různou silou. Ta je vyjádřena *lyotropní řadou*, která udává sorpční schopnost kationtů podle následujícího schématu:

$Li^+ < Na^+ < NH_4^+ = K^+ < Mg^{2+} < Ca^{2+} < H^+ < Al^{3+} < Fe^{3+}$

Vazebná síla závisí na valenci (mocenství) iontů, ale také na jejich hydratačním obalu. Ionty s malým poloměrem přitahují větší množství vody a mají tedy větší obal (jsou více hydratované) než ionty s většími poloměry. Více hydratované ionty stejného mocenství jsou proto vlivem silnější izolační vrstvy (vody) přitahovány slaběji.

Tab. 11—2: Průměr nehydratovaných a hydratovaných iontů [nm]. * Hydratační energie představuje energii, kterou se molekuly vody vážou na povrch iontů [kJ · mol^{-1}].

Stav iontu/iont	Li^+	Na^+	NH_4^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Ca^{2+}	H^+	Al^{3+}	Fe^{3+}
nehydratované	0,060	0,095	0,143	0,133	0,065	0,099	0,099	0,035	0,050	0,075
hydratované	–	0,38	0,27	0,26	0,32	0,28	0,28	0,135	–	–
rozdíl	–	0,29	0,26	0,13	0,26	0,18	0,18	0,10	–	–
hydratační energie*	–	420	357	357	1086	1575	1575	–	–	–

Hydratované ionty jsou ze sorpčního komplexu snadněji vytěsňovány, protože jsou slaběji poutány. Výjimkou je iont H^+, neboť se váže pouze s H_2O. Ve spojení s vodou vzniká iont H_3O^+ o poloměru 0,135 nm, čímž je nejmenším hydratovaným iontem. Proto je H^+ absorbován silněji než jednomocné a dvojmocné kationty. Praktický význam tohoto se projevuje např. na jaře, kdy při dostatku vláhy půda intenzivněji adsorbuje dvojmocné kationty (mají větší hydratační obal). Jednomocné kationty jsou potom vytěsňovány a přecházejí do půdního roztoku. Při vysychání půdy (v letním období) je tomu naopak (viz také kapitolu 14.4).

11.2.5 Organická sorpce

Humus obsahuje komplexní sloučeniny s velkým množstvím aktivních skupin, na výměnném poutání živin se podílí z 50–90 %. Vyznačuje se slabým stálým negativním nábojem; značná část náboje je závislá na hodnotě pH. Funkční skupiny humusového materiálu jsou součástí karboxylových skupin a hydroxylových (alkoholových a fenolických) skupin (v extrémně kyselých půdách s pH < 3 také skupina $-NH_3^+$); samotný záporný náboj vzniká ztrátou H^+ z funkční skupiny.

A) Organickou sorpci způsobují karboxylové skupiny (kyselina octová, jednosytná):

CH_3COOH $\quad$ $CH_3COO^- H^+$

$CH_3COO^- Ca^{2+}$ (a další kationty)

Skupina COOH má kyselé vlastnosti, čili disociuje iont H^+, který může být nahrazen bazickým kationtem (Ca^{2+}, K^+, Na^+ apod.).

V molekule huminové kyseliny (HK) se může kationt H^+ zaměnit za jiné kationty, což je však podmíněno mírou půdní acidity: Slabé kyseliny, jako právě organické kyseliny, neuvolňují „svůj vodík“ tak snadno, neboť v kyselých podmínkách je vodík součástí karboxylové skupiny. V neutrálních půdách, např. také v důsledku vápnění, dochází k poklesu acidity půdy (vzestupu hodnoty pH) a H^+ má větší tendenci odpoutat se od karboxylové skupiny a zreagovat s hydroxylovou skupinou $[OH]^-$. Množství výměnných kationtů potom závisí na pH prostředí. Se zvyšujícím se pH půdního prostředí také roste náboj na povrchu koloidů.

Při kyselém pH půdního roztoku (pH < 4,5) – typické pro lesní půdy – jsou všechny kyslíky na okraji koloidů obsazeny vodíkem; vlivem protonace se mohou dva ionty H^+ vázat na jeden kyslík, čímž vzniká přebytek kladného náboje, což je doprovázeno nízkou hodnotou KVK.

Koncentrace bazí, které se nacházejí v půdním roztoku a, jsou-li v nepoměru s koncentrací na povrchu koloidů, přecházejí na výměnná místa sorpčního komplexu, ovlivňuje intenzitu kationtové výměny různou mírou v závislosti na aciditě půdního prostředí:

Jednonásobné množství iontů H^+ se vyměňuje při pH < 4,5 (kyselé, typické pro lesní půdy).

Dvojnásobné množství iontů H^+ se vyměňuje při mírně kyselém až neutrálním pH (typické pro zemědělské půdy).

Troj- až čtyřnásobné množství iontů H^+ se vyměňuje při pH 8,5 (za vzniku humátů).

B) Organickou sorpci způsobují fenolové skupiny $C_6H_5O\text{-}H^+$

U fenolových skupin se H^+ vyměňuje pouze v neutrálním a alkalickém prostředí. H^+ z OH skupiny disociuje a na jeho místo může být navázána báze.

11.2.6 Biologická sorpce

Biologická sorpce je zajištěna půdními organismy (neboli edafonem). V tomto případě jsou živiny poutány v tělech živých nebo odumřelých organismů. Tímto způsobem jsou živiny imobilizovány, nejsou přístupné rostlinám a po rozkladu těla organismu a jeho úplné mineralizaci se navracejí zpět do oběhu, do půdního prostředí.

Intenzita biologické sorpce, stejně jako množství biologický poutaných (sorbovaných) živin, závisí na obsahu organických látek v půdě, na poměru C : N, vlhkostních a teplotních poměrech půdy, provzdušnění aj.

Z hlediska interakce půdních organismů s rostlinami může vlivem biologické sorpce dojít k fixaci živin a jejich imobilizaci v buněčných strukturách a tím ke znepřístupnění rostlinám a k poruchám jejich výživy. Tento jev nastává často v případě dusíku, jehož dynamika je biologickou sorpcí výrazně ovlivňována (viz také kapitolu 12.3).

11.2.7 Charakteristiky sorpčního komplexu

Sorpční komplex je charakterizován obsahem kationtů, které jsou v půdě výměnné poutány a které jsou při laboratorních analýzách vylouženy pomocí extrakčních činidel do eluátu. Následně se obsah kationtů dělí na obsah kyselých kationtů a obsah bazických kationtů a tyto veličiny slouží jako jeden z hlavních ukazatelů fyzikálně-chemických vlastností půdy. Půdní sorpční komplex lze charakterizovat pomocí těchto veličin:

S = okamžitý obsah výměnných bází [mmol · kg^{-1}]: vyjadřuje množství bazických kationtů, resp. *obsah kladných nábojů bazických kationtů* (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^{+}, Na^{+}), které jsou poutány v půdním sorpčním komplexu v době stanovení (okamžitý stav). Hodnota se stanoví laboratorně.

T = maximální množství všech kationtů, které půda může poutat (kationtová výměnná kapacita, **KVK**) [mmol · kg^{-1}]: vyjadřuje sumu všech kationtů, resp. *kladných nábojů všech kationtů*, vázaných na sorpčním komplexu. Zahrnuje tedy jak bazické kationty, tak kyselé kationty (H^{+}, Al^{3+}, NH_4^{+}). Hodnota se stanoví laboratorně.

V = procentický podíl výměnných bazických kationtů (bazická saturace, **BS**) [%]: vyjadřuje poměrné množství bazických kationtů vzhledem k celkové kationtové výměnné kapacitě. Stanovuje se výpočtem.

$$V = \frac{S}{T} \cdot 100 \text{ [\%]} \qquad (45)$$

Ha = hydrolytická acidita [mmol · kg^{-1}]: vyjadřuje celkové zastoupení kyselých kationtů (H^{+}, Al^{3+}), které jsou poutány v sorpčním komplexu. Více je o této problematice v kapitole 11.1.1.

Sorpční komplex je tedy složen ze dvou komponent: bazických kationtů a kyselých kationtů, a platí tedy vztah T = S + Ha.

Tab. 11—3: Hodnocení hydrolytické acidity, kationtové výměnné kapacity stanovené dle Kappena a bazické saturace (porovnané pro lesní vs. zemědělské půdy). Metoda stanovení KVK dle Kappena je v současnosti již opouštěna pro zásadní metodické nedostatky, jako např., že při použití HCl jako extrakčního činidla dochází k obohacení eluátu i o ionty, které se nenacházejí ve výměnném komplexu, a hodnoty obsahu kationtů jsou tak nadhodnocené.

Hydrolytická acidita (Ha)	mmol · kg^{-1}	Maximální sorpční kapacita (T)	mmol · kg^{-1}	Stupeň nasycení V (BS)	Les. půdy %	Zeměd.půdy %
velmi silná	> 137	velmi silná	> 300	plně nasycená	80–100	90–100
silná	92–137	vysoká	250–300	nasycená	65–80	75–90
střední	63–92	středně vyšší	180–250	slabě nasycená	50–65	50–75
mírná	29–63	středně nižší	130–180	slabě nenasycená	20–50	40–50
slabá	17–29	nízká	80–130	silně nenasycená	10–20	30–40
velmi slabá	< 17	velmi nízká	< 80	extrémně nenasycená	0–10	< 30

Tab. 11—4: KVK jednotlivých složek v půdě [mmol · kg^{-1}].

Půdní složka	mmol · kg^{-1}	Půdní složka	mmol · kg^{-1}
Kaolinit	30–120	**Huminové kyseliny**	3500–5000
Illit	200–400	**Fulvokyseliny**	2000–3000
Vermikulit	1200–1500		
Montmorillonit	700–1100		
Chlorit	300–500		

12 CHEMICKÉ VLASTNOSTI PŮD

V tomto učebním textu jsou chemické vlastnosti půd pojaty z hlediska chemického složení a významu jednotlivých minerálních složek půdy. Půdní chemismus představuje zásobu potenciálních chemických složek, které se účastní na půdotvorných procesech, na výživě rostlin a rozvoji edafonu.

Půdní chemismus závisí na minerální síle matečné horniny, množství a vlastnostech humusu a jílu v půdě, biologické aktivitě i na půdotvorných procesech. Primárně je půdní chemismus dán chemismem matečné horniny. Její minerální síla a charakter zvětrávání určují půdní trofismus a hydrofyzikální vlastnosti, na kterých závisí další vlastnosti půdy. Z hlediska chemického (minerálního) složení půd je významný jednak obsah daného minerálu, jednak forma, v jaké je v půdě obsažen. Na formě závisí, je-li daný element využitelný jako živina, či nikoli.

Ke specifikům lesních půd v porovnání se zemědělskými patří charakter koloběhu živin. Zatímco agrikultury fungují více méně jako otevřený systém s antropicky podmíněným koloběhem živin (hlavní přísun spočívá v hnojení a živiny jsou z půd odnímány se sklizní, a to v časovém horizontu max. dvou let), lesní půdy jsou specifické různou mírou uzavřenosti koloběhu živin. Tato míra závisí na „míře zkulturnění“ lesních porostů, kdy přírodě blízké lesy jsou blíže pokročilejším sukcesním stadiím ekosystému typickým nižšími ztrátami látek a těsnějšími vazbami v jejich koloběhu. Avšak i v případě čistě hospodářského lesa jsou procesy cyklů prvků výrazně dlouhodobější, ve vazbě na obmýtí porostů, v rámci kterého minerální látky v půdním roztoku, v opadu a jeho dekompozici podstupují jistou formu koloběhu. Z toho důvodu je třeba respektovat přírodní specifika stanoviště při pěstebních postupech, které by měly být v souladu s ekologickými nároky pěstěných lesních dřevin.

Koloběh živin v lesních půdách a porostech zahrnuje tyto dílčí pochody:

1. fyziologické využití a pohyb minerálních složek lesní vegetací a edafonem;
2. fyziologické obohacení minerálních složek opadem a přeměnou humusu;
3. hydrologický transport a ukládání minerálních složek (vyluhování, akumulace);
4. transport, ukládání a promísení minerálních složek zooedafonem.

Se snižující se mírou koloběhu živin stoupá riziko jejich vyplavení a naopak. Není však pravda, že toto riziko stoupá s mírou zkulturnění lesních porostů. Naopak, hospodářský les je často typický vysokou mírou stabilizace organické hmoty v podobě humusu a na něm vázaných minerálních látek. Např. v otázce koloběhu uhlíku náleží hospodářský les k systémům s výrazným *uhlíkovým sinkem*, což je zejména v současnosti aktuální z hlediska ukládání uhlíku ve formě CO_2, spojované s globálními změnami klimatu. Tato skutečnost vyplývá z hospodářského využívání dřevní hmoty tvořené uhlíkatými řetězci, v rámci kterého je uhlík „odstraněn“ z přírodních koloběhů. V případě lesa přirozeného dřevní hmota mineralizuje a uhlík je v tomto procesu prodýchán a uvolňován zpět do atmosféry.

12.1 Základní aspekty koloběhu živin v lesních ekosystémech

Dynamika nebo také proměnlivost minerálních látek je pro jednotlivé elementy specifická. Vysokou dynamikou je typický uhlík, dusík, lehce přístupné minerální živiny, sloučeniny železa, hliníku, vápníku apod., dále enzymy, antibiotika, procesy spojené s půdní sorpcí nebo biochemické procesy.

Celková dynamika je dána zejména chemismem matečné horniny, dřevinou skladbou lesního porostu, mikroedafonem, klimatem, vodním režimem. Matečná hornina představuje primární vstup minerálů do oběhu, které jsou specifické svou reaktivností, s jakou se účastní na chemických procesech. Mezi vysoce reaktivní patří lehce rozpustné soli a sloučeniny jednomocných prvků (K^+, Na^+), amonné sloučeniny, dusičnany (ledky, dusičnany), kyselina uhličitá, huminové kyseliny, fulvokyseliny a $CaCO_3$. Dřeviny jsou specifické obsahem živin v opadu a rychlostí, resp. charakterem jeho dekompozice. Tak např. smrk, borovice nebo modřín mají opad chudý na živiny a jsou tedy

pokládány spíš za dřeviny s „kyselým opadem“, zatímco opad melioračních dřevin, jako jsou lípa, buk nebo dub, obsahuje také báze, které tyto dřeviny „vynášejí“ prostřednictvím kořenů ze spodních vrstev půdy do listů, se kterými se dostávají na půdní povrch a dále do koloběhů. Klima se na koloběhu podílí zejména teplotou, která podmiňuje biologickou aktivitu a sestavu půdní mikroflóry, a dále srážkovým režimem, který podmiňuje perkolaci vody a případné vyluhování půdních horizontů a transport látek půdním profilem (o vodním režimu více v kapitole 4.4).

Intenzita koloběhů závisí také na roční době. Nejintenzivnější procesy probíhají na jaře a počátkem léta, kdy lesní porosty z půdy čerpají vodu a živiny a probíhá intenzivní humifikace. Z tohoto pohledu je vhodné půdní průzkumy a zejména odběry půdních vzorků směrovat do období konce léta a podzimu, kdy se půdní procesy vyznačují menší dynamikou. Z dlouhodobého hlediska probíhají nejintenzivnější procesy v kulturách, zatímco ve starších porostech se koloběhy zpomalují. Stejně tak jsou koloběhy závislé na fenologické fázi porostů, kdy dřeviny v době fruktifikace vyžadují zvýšený přísun živin.

Cykly mohou být buď velké, kdy je prvek sledován od místa primárního uvolnění z horniny až po místo finálního uložení, nebo malé, kdy je prvek sledován v rámci daného ekosystému. Protože koloběhy živin se v půdě a v lesních ekosystémech zpravidla neobejdou bez živé složky, hovoříme o *biochemických cyklech*. Biochemický cyklus představuje soubor reakcí, kterými je prvek (živina) přeměňován a transportován v rámci ekosystému.

Prvky se podle zastoupení v biomase rostlin dělí na makroprvky/makroživiny (makrobioelementy), jejichž obsah je v rostlinných pletivech v jednotkách až desítkách $g \cdot kg^{-1}$ sušiny (patří sem C, O, H, N, P, S, Ca, Mg, K), a mikroprvky/mikroživiny (mikrobioelementy), jejichž obsah je zpravidla nižší než $0{,}1 g \cdot kg^{-1}$ sušiny rostlinných pletiv (Fe, Mn, B, Zn, Mo, Cu, Co). Další prvky jsou do jisté míry postradatelné, avšak jsou v biomase obsaženy (Na, Cl, Si, Al, V, Ti) a hrají klíčovou roli v metabolických a fyziologických procesech (např. Na a Cl jsou významné pro membránové potenciály buněk a Cl^- jako doprovodný aniont), viz také kapitolu 14.1. N, C, H jsou obsaženy v nadbytku v atmosféře jako N_2, CO_2 a H_2O a chlór jako iont Cl^-; ostatní živiny jsou uvolňovány zejména v procesu zvětrávání hornin.

12.2 Makrobioelementy lesních půd

12.2.1 Koloběh a přeměny uhlíku v půdě

Uhlík je základní stavební složkou organické hmoty, ať už živé, odumřelé nebo přeměněné na polymerizované organické substance. Všechny tři zmíněné formy, ve kterých se uhlík v půdě nachází, se dohromady nazývají půdní organická hmota. V průběhu dekompozice je vlivem organismů odumřelá organická hmota přeměňována. Stavební složky přecházejí do minerální formy (NH_4^+, PO_4^{3-}, SO_4^{2-} apod.) a uhlík je emitován ve formě CO_2 v procesu dýchání. Uhlík z oxidu uhličitého je následně zabudováván do organické hmoty zelených rostlin, odtud částečně vydýchán, s opadem se s ostatními prvky dostává na půdní povrch, do půdy atd. Procesy, v rámci kterých je uhlík zabudováván do organické hmoty, následně je z ní uvolňován a translokován v minerální podobě, se nazývají globální cyklus uhlíku.

V rámci geologického věku Země je dynamika koloběhu uhlíku výrazně proměnlivá, stejně jako stáří organické hmoty (míněné jako rychlost koloběhu uhlíku). To se pohybuje v rozmezí přibližně 200–1300 let (min. 1 rok v horizontu O, max. > 6000 let v horizontech A s nehydrolyzovatelnou organickou hmotou), v závislosti na řadě faktorů, jako je půdní horizont, klima, topografie, vodní režim, typ vegetace a hojnost opadu, biologická aktivita, chemismus aj. (Trumbore 2000). V průběhu uplynulých cca 200 let emise uhlíku přesáhla jeho inkorporaci v tělech živých organismů nebo v neživé organické hmotě, zejména vlivem spalování fosilních paliv, dýcháním organismů, odlesňováním a žďářením lesů (viz také kapitolu 15.4.2).

Koloběh uhlíku se výrazně liší v závislosti na typu suchozemského ekosystému a je zprostředkován zejména uvolňováním z odumřelé organické hmoty, v lesních půdách tzv. opadu. K opadu jako zdroji uhlíku přispívá také podzemní organická hmota z odumřelých kořenů, kořenových exsudátů a půdních organismů; na karbonátových (karbonáto-silikátových) horninách mají vliv také zvětrávací procesy. Kořeny přispívají k celkovému množství z rostliny uvolňovaného CO_2 5 až 10 % (White 2006); se zahrnutím celkové živé biomasy je z kořenové vrstvy uvolňováno 20–40 % z celkové produkce CO_2.

Tab. 12—1: Množství uhlíku každoročně navráceného do půdy prostřednictvím opadu v různých typech ekosystému (pro přepočet na organickou hmotu se používá koeficient v rozmezí 1,7–2,5). Upraveno podle White 2006; viz také Tab. 7—1.

Typ suchozemského ekosystému	Organický uhlík [t · ha^{-1}]
Vysokohorské a arktické lesy	0,1–0,4
Zemědělské systémy	1–2
Travinné porosty	2–4
Jehličnaté lesy	1,5–3
Listnaté lesy	1,5–4
Tropické lesy (Kolumbie)	4–5
Tropické lesy (západní Afrika)	10

Vedle významu jako základní stavební složky organické hmoty má uhlík v půdě mnoho dalších funkcí. Protože spoluutváří humusové látky, je významným nositelem živin v podobě humusu, velkou měrou přispívá k vododržnosti půdy a některé živiny se vážou zejména na organickou hmotu, jako např. draslík.

V půdě je většina uhlíku uložena ve svrchní vrstvě půdy, tedy ve rhizosféře, která má mocnost cca 15–20 cm. S hloubkou obsah uhlíku (organické hmoty) strmě klesá cca pod 1 %. Tento uhlík je z převážné části uložen ve formě polymerizovaných organických molekul (humusových látek). Vlivem disturbancí, jako je např. odlesnění, orba a kultivace půdy, může tato vrstva půdy velmi rychle zmineralizovat, uhlík se pak uvolní do atmosféry ve formě CO_2 a humusový materiál je degradován. Důsledkem je narušení stability půdy (vodního režimu i výživy rostlin a změny podmínek pro edafon). Doba přeměny organického uhlíku je závislá na klimatických podmínkách a vegetaci. Přibližně 50–94 % uhlíku z opadu a 11–74 % uhlíku z jemných kořenů je prodýcháno ve a uvolněno ve formě CO_2, zatímco zbytek je přeměněn na humus. Rychlost této přeměny se pohybuje mezi 9–50 lety v půdách s rychle probíhajícími procesy (zvýšenou biologickou aktivitou, např. půdy nižších poloh) a mezi 155–10 000 lety v půdách se zpomalenými procesy (nízkou biologickou aktivitou, např. horské polohy, suché oblasti apod.) (Perruchoud et al. 1999).

12.2.2 Cyklus dusíku a jeho přístupnost v půdě

Podrobně popsaný cyklus dusíku a jeho přeměny v suchozemských ekosystémech uvádí Šantrůčková (2014), Šimek (2003), Samec et al. (2009), Brady and Weil (2002) nebo White (2006).

Dusík patří k nejrozšířenějším prvkům; je přítomen v atmosféře, hydrosféře i litosféře. Celkový obsah dusíku (N_t) v půdě se pohybuje v rozmezí hodnot 0,1–0,2 %. Koncentrace dusíku v listech rostlin s optimální výživou se pohybuje nejčastěji v hodnotách nad 13 g · kg^{-1} sušiny u jehličnanů, 24 g · kg^{-1} sušiny u listnáčů. Hlavním zásobníkem dusíku je atmosféra, kde se nachází zejména v dvouatomové formě jako N_2. Tato forma dusíku však není přístupná rostlinám. Organická hmota v půdě představuje největší zásobárnu dusíku. Zde je dusík obsažen ve formě **organického dusíku** potenciálně přístupného rostlinám, je-li přeměněn činností mikroorganismů na minerální formu. Organický dusík se na celkovém obsahu dusíku v půdě podílí z 85–95 %. Z toho může být až 50 % ve formě aminokyselin a aminosacharidů (glukosamin, galaktosamin aj.). Zbytek dusíku je ve formě komplikovaných heterocyklických sloučenin stabilních organických molekul. Organický dusík pochází zejména z opadu – z čerstvé organické hmoty. Mikrobiální biomasa (živá složka půdy) obsahuje 4–8 % celkového půdního dusíku. Představuje poměrně labilní zásobárnu dusíku v půdě.

Minerální dusík představuje přístupnou formu dusíku v půdě (pro rostliny, případně pro mikroorganismy). Jeho podíl na celkovém obsahu dusíku v půdě je cca z 10 %. V půdě se rostlinám přístupný dusík vyskytuje ve dvou anorganických formách, a to jako amonný iont (NH_4^+) nebo jako dusičnan (NO_3^-). Dusičnany jsou typické zejména pro oxické podmínky, zatímco amoniakální forma dusíku je přítomna v anoxických podmínkách. Některé bakterie a sinice mají schopnost asimilovat molekulární dusík (N_2).

Dusík má význam při tvorbě chlorofylu. Podílí se rovněž na stavbě aminokyselin a tím také bílkovin a protoplazmy, DNA a RNA, dále chitinu, peptidoglykanů tvořících základní složku buněčné stěny bakterií, enzymů a mnoha dalších látek. Poměr dusíku a draslíku N : K v biomase je přibližně 2 : 1.

Tab. 12—2: Obecné hodnocení obsahu celkového dusíku lesních půd (srov. s Tab. 13—4).

Obsah Nt [%]	Hodnocení obsahu celkového dusíku
< 0,03	velmi nízký
0,03–0,06	nízký
0,06–0,2	střední
0,2–0,3	vysoký
> 0,3	velmi vysoký

12.2.2.1 Zdroje dusíku v ekosystémech

Cyklus dusíku spočívá v obousměrných přechodech mezi půdním dusíkem a atmosférickým dusíkem. Přechod z plynného N_2 do sloučenin se děje díky biologické fixaci, přechod z formy organické v anorganickou se děje díky mineralizaci. Biologická fixace představuje okolo 60 % celkového fixovaného dusíku, cca 15 % pochází z účinků UV záření a z atmosférických elektrických výbojů a zbytek je industriálního původu v podobě hnojiv a eutrofizace.

Biologická fixace dusíku je po asimilaci CO_2 druhým nejvýznamnějším biochemickým procesem. Představuje redukci plynného N_2 na NH_3 (amoniak) a zabudování do aminokyselin za účelem syntézy proteinů. Bakterie schopné asimilace dusíku tvoří úzkou skupinu organismů a patří sem:

- volně žijící půdní bakterie (rody *Klebsiella*, *Bacillus*, *Clostridium*, *Azotobacter*) a sinice (*Cyanobacteria*; dříve modrozelené řasy *Cyanophytae*);
- symbiotické rhizobakterie žijící v asociaci s kořeny rostlin. Zde lze vymezit tři hlavní typy asociace: (1) hlíznaté druhy zemědělských plodin čeledi *Fabaceae* hostící bakterie rodu *Rhizobium* a *Bradyrhizobium*; (2) nezemědělské rostliny rodu olše (*Alnus*), voskovník (*Myrica*), hlošina (*Elaeagnus*) a přesličníkovité (*Casuarina*) hostící zejména aktinobakterie (*Frankia*); (3) lišejníky a kapradiny tvořící asociace s houbami a modrozelenými řasami.

Skladba mikrobiálního společenstva fixujícího N_2 závisí na řadě faktorů jako provzdušnění, pH, obsah organické hmoty, koncentrace minerálního dusíku a přístupnost dalších živin, zejména Cu, Mo a Co. *Azotobacter* a modrozelené řasy vyžadují neutrální a vápnité půdy, zatímco sporulující bakterie jako *Clostridium* jsou k pH značně tolerantní.

Biologická fixace je katalyzována enzymatickými komplexy (nitrogenázou a hydrogenázou). Umožňuje organismům rozvíjet se nezávisle na minerálním N.

Atmosférický dusík: do atmosféry je dusík uvolňován jako čpavek (NH_3) volatilizací (těkáním z povrchu) z organických hnojiv, vegetace a půdy, ale i jako dusičnanový (NO_3^-) a amoniakální (NH_4^+) iont nebo ve formě organických dusíkatých sloučenin. Oxidy dusíku reagují s volnými hydroxylovými radikály a tvoří kyselinu dusičnou (HNO_3), která přispívá ke kyselým dešťům. Do půdy dusík vstupuje jako suchý nebo mokrý spad ve formě NO_x (NO, NO_2 apod.) i NH_3 pocházejících ze spalování fosilních paliv nebo rostlinné biomasy.

Dalším vstupem dusíku do půdy je **hnojení**. Tento zdroj je významný zejména pro agrosystémy a svým podílem na obohacení půdy se v současnosti vyrovná biologické fixaci, což znamená výrazný vliv na celkový koloběh dusíku a možnou eutrofizaci půd a vod. Mezi hlavní dusíkatá hnojiva využívaná v lesnictví patří ledky a močovina (více v kapitole 13).

V lesních ekosystémech je výrazným zdrojem dusíku **rozpad (mineralizace) organické hmoty**. Proces uvolňování dusíku tímto způsobem se nazývá amonifikace, což je zásadní proces obnovy koloběhu dusíku v ekosystému. Opačný proces, kdy je dusík zabudováván do živých struktur, se nazývá imobilizace.

12.2.2.2 Ztráty dusíku z ekosystémů

Denitrifikace představuje anaerobní proces přeměny dusičnanů (nitrátů) (NO_3^-) na dusitany (nitrity) (NO_2^-) a ve výsledku na plynný dusík N_2 a oxidy dusíku. Favorizující podmínky pro denitrifikaci jsou neutrální nebo mírně alkalická půdní reakce, teplota okolo 25 °C a anaerobní prostředí.

Volatilizace amoniaku je fyzikální proces úniku dusíku z půdy, často jako důsledek hnojení, a to ve formě amoniaku (NH_3). Při volatilizaci dusík z půdy neuniká v důsledku jeho mikrobiální přeměny. Proces je urychlován v alkalických půdách s nízkou kationtovou výměnnou kapacitou nebo v suchých půdách. Volatilizace nastává zpravidla po hnojení močovinou, ale i jinými dusíkatými organickými hnojivy (kejda, močůvka). Z hlediska lesnické pedologie je tedy tato forma ztráty aktuální zejména v lesních školkách.

Vymývání dusíku probíhá ve formě dusičnanů (NO_3^-), které jsou v půdě značně mobilní. V důsledku nitrifikace nebo hnojení se dusičnany akumulují ve svrchních vrstvách půdy (do 20–25 cm), odkud mohou být vyplavovány do nižších vrstev půdy. Obsah dusičnanů a tím také mobilita dusíku je ovlivněna řadou vnějších faktorů:

(1) Teplota – nízké teploty zpomalují nitrifikaci, která se tak umocňuje zejména na jaře a v časném létě.

(2) Půdní vlhkost a vodní režim – promyvný vodní režim propustných půd přispívá k vyplavování dusíku z ekosystémů a tím k eutrofizaci podzemních vod. Naopak na nepropustných půdách dochází k redukci dusičnanů (denitrifikaci).

(3) pH půdy – nitrifikační bakterie nejsou aktivní v kyselém prostředí, např. v lesních půdách (nitrifikace vyvolávaná houbami má jen omezený význam).

(4) Rostlinná společenstva – dominantní formou dusíku v půdách travinných a lesních společenstev je NH_4^+, což značí, že nitrifikace je potlačena pravděpodobně díky inhibičně působícím sekretům kořenů některých rostlin. Za normálních okolností vstupy N se srážkami více méně vyrovnávají ztráty z vymývání; při odlesnění se však nitrifikace zrychluje a tím také stoupá riziko vyplavení dusičnanů s půdní vodou.

(5) Fyzikální vlastnosti půdy – vymývání dusičnanů závisí na textuře a struktuře půdy. Písčité půdy s vysokou hydraulickou vodivostí a nízkou vododržností ztrácejí NO_3^- rychleji, zejména za převažujících srážek nad výparem. Z tohoto hlediska jsou pro udržení dusíku v půdě ideální strukturní jílovitohlinité až jílovité půdy.

Odnos dusíku s biomasou představuje riziko ztráty zejména v agrosystémech a lesních školkách (systémech s rychlou rotací kultur), kde je nutné stav živin v půdě sledovat a doplňovat.

12.2.2.3 Vnitřní cykly dusíku (přeměny forem)

Základní dva protichůdné biologické procesy jsou mineralizace a imobilizace dusíku. **Mineralizace** představuje všechny procesy, při kterých dusík přechází z organické formy do minerální a stává se přístupným biologickým procesům. Odehrává se ve dvou etapách, jejichž výsledným produktem je buď amonný dusík (amonifikace), nebo dusičnanový (nitrátový) dusík (nitrifikace).

Předně jsou mikroorganismy hydrolyzovány proteiny (v procesu proteolýzy) a aminokyseliny, které jsou v procesu *amonifikace* nebo také *amonizace* přeměněny na amoniak. Tento proces může probíhat za širokého rozpětí teploty, vlhkosti a pH půdy. Amonifikace je rozklad, při němž je dusík vázaný v organických látkách (např. v bílkovinách obsažených v exkrementech nebo v opadu, nebo

v močovině obsažené v moči některých živočichů) mineralizován chemotrofními bakteriemi na amoniak. Obecná rovnice procesu hydrolýzy močoviny (účinky enzymu ureázy) jako jedné ze snadno rozložitelných látek je

$$(NH_2)_2CO + 2H_2O \rightarrow NH_2COOH + H_2O + NH_4^+ \rightarrow (NH_4)_2CO_3 \qquad (54)$$

Amonifikace, která probíhá za redukčních podmínek, je zajišťována proteolytickými enzymy (proteináza, peptidáza), které v procesu proteolýzy rozkládají bílkoviny (proteiny), hlavní zdroj dusíku z živé složky ekosystému na aminokyseliny.

Amoniak je následně v procesu *nitrifikace* oxidován na dusitan (nitrit) a dusičnan (nitrát). Jelikož nitrifikace je oxidační proces, je přísně vázána na aerobní podmínky. V tomto procesu lze vylišit fázi (1) nitritace (podílejí se na ní bakterie rodu *Nitrosomonas*, *Nitrosococcus*, *Nitrospira* přizpůsobené půdním podmínkám lesního prostředí) a (2) nitratace (bakterie rodu *Nitrobacter*, které nesnášejí přítomnost amonné formy dusíku NH_3). Nitritaci lze vyjádřit chemickou rovnicí

$NH_3 + 3/2\ O_2 \rightarrow$ bakterie a enzymy $\rightarrow NO_2^- + H^+ + H_2O$ za uvolnění energie 274,91 kJ · mol^{-1},

nitrataci pak

$NO_2^- + ½\ O_2 \rightarrow NO_3^-$ za uvolnění energie 74,16 kJ · mol^{-1}.

V nitrifikaci mohou hrát roli hlavní inhibitory, jsou-li obsaženy v nadměrném množství – kyselina dusitá (HNO_2) a amoniak (HN_3). Nitritace a nitratace mohou probíhat v různých rychlostech: je-li nitritace rychlejší, je produkováno velké množství kyseliny dusité (HNO_2) a je-li nitratace rychlejší, v prostředí je obsaženo malé množství nitritů (NO_2^-). V případě zpomalené nitratace tak může být produkováno značné množství kyseliny dusité, toxické jak pro bakterie oxidující amoniak, tak také pro bakterie oxidující nitrity.

V lesních půdách je nitrifikace potlačována vnějšími podmínkami nutnými pro přítomnost nitrifikačních bakterií. Optimální pH je 6,2–8,2, nitrifikace je potlačována vysokým obsahem tříslovin a pryskyřice, typickým pro smrkové porosty (i pro porosty jiných druhů jehličnanů). Nitrifikace se také zpomaluje za sníženého pH. Jak vyplývá z rovnice, při nitrifikaci je uvolňován vodíkový kationt H^+. To znamená, že nitrifikace je acidifikační proces, jehož důsledkem je snižování pH půdy. A protože jsou dusičnany v půdě značně mobilní, nitrifikace také znamená zvýšené riziko vymývání dusíku a s ním vázaných kationtů na aniont NO_3^-.

Naopak **imobilizace** znamená přeměnu dusičnanové a amonné formy dusíku na organickou formu. Proces může být biotický i abiotický. Biotická imobilizace dusíku je v širším slova smyslu syntéza minerálního dusíku do formy organických látek nebo jejich resyntéza. Úzce souvisí s obsahem uhlíku, resp. s poměrem uhlíku a dusíku v půdě (C/N). Je-li vysoký poměr C/N (cca > 20), během dekompozice mikroorganismy mohou při výstavbě buněčných struktur (jako jsou proteiny) požadovat více dusíku, než je obsaženo v rozkládané organické hmotě. V těch případech dochází k tomu, že mikroorganismy čerpají minerální dusík z půdního roztoku ve formě NO_3^- a NH_4^+ a tím jej činí nepřístupným rostlinám. Přístupným se stane až po odumření mikroorganismu a rozpadu jeho buněk.

12.3 Poměr uhlíku a dusíku, C/N

Poměr C/N je významným ukazatelem kvality dekompozice a humifikace a trofismu půd. Uhlík je základní stavební složka organické hmoty, utvářející polymerní řetězce, na jedné straně, a dusík je hlavní složka výživy rostlin i půdních mikroorganismů na straně druhé. Z hlediska jejich poměru je podstatné, že uhlík je vždy v přebytku, poměr se proto označuje jako 15 (15/1), 20,7 (20,7/1 apod.). Se zvyšujícím se poměrem C/N lze usuzovat na snižující se trofismus půdy (se zvyšujícím se poměrem C/N klesá trofismus půdy), stupeň rozkladu organické hmoty (se zvyšujícím se stupněm rozkladu snižuje se poměr C/N) i korelaci s pH (se zvyšujícím se poměrem C/N klesá hodnota pH).

Nepříznivé humusové formy, jako je mor, se tak vyznačují nízkým pH (3,8–4,0 i méně) a naopak vysokým poměrem C/N (> 30). Moder je typický širším rozpětím pH (cca 5–7) a poměrem C/N cca 20, mull s vysokou biologickou aktivitou, značnou zásobou živin a jejich rychlou rotací v ekosystému má pH zpravidla vyšší než 5–5,5 a nízký poměr C/N (cca 10–20).

S poměrem C/N a vývojem humusových forem také souvisí dřevinná skladba. Jehličnany (smrk, borovice, modřín aj.) mají obtížně rozložitelný opad obsahující nízké koncentrace živin (které jsou navíc ze stárnoucích jehlic translokovány do mladších) a přispívají ke zvyšování poměru C/N a tím k vývoji morových humusových forem. Naopak opad listnatých dřevin bohatší na minerální živiny podporuje vývoj příznivějších humusových forem typických nižším poměrem C/N.

V průběhu dekompozičních procesů a přeměn surové organické hmoty na humus dochází ke snižování poměru C/N: zatímco uhlík je z velké části „vydýcháván" při metabolických procesech a uniká z organické hmoty ve formě CO_2, dusík je dočasně imobilizován v tělech půdních organismů a opět se vrací zpět do koloběhu. Vlastní mineralizace dusíku je proces, při kterém dochází k přeměně organického N na anorganický, zejména NH_4^+ a NO_3^-. Amonný iont může být dále oxidován činností chemoautotrofních organismů v procesu nitrifikace a může být dále redukován na NO, N_2O nebo N_2 a v plynné formě unikat do atmosféry v procesu denitrifikace.

Při rozkladu dusíku v půdách s vysokým poměrem C/N je dusík ihned vázán v tělech mikroorganismů a mykorhizních hub a hovoříme o **biotické imobilizaci** dusíku. Při té je podstatné, že kořeny rostlin jsou v pořadí příjmu živin až „v zadních řadách" v porovnání s mikroorganismy, a může tedy v takových situacích docházet k deficitu ve výživě rostlin dusíkem. Amonná i dusičnanová forma N může být také vázána na půdních částicích, potom hovoříme o **abiotické imobilizaci**.

Při biotické imobilizaci dusíku rostliny zajišťují dostatečnou výživu tím, že translokují dusík v rámci rostlinných těl do míst spotřeby. To také přispívá k vysokému poměru C/N v asimilačních orgánech, zejména právě jehličnanů s nepříznivými humusovými formami. Zároveň ale nedochází k vyplavování dusíku z ekosystému, neboť tento je bezprostředně po uvolnění z biomasy opět fixován.

Tab. 12—3: Poměr C/N v různých materiálech a v různých typech suchozemského ekosystému. Upraveno podle White 2006.

Typ organické hmoty	Rozmezí hodnot
Zelenina	15–25
Obiloviny	40–120
Tropické druhy	27–32
Dřeviny mírného pásu (JL, JS, LP, DB, BR)	25–44
Borovice	cca 70–90
Statková hnojiva	cca 20
Lesní půda	11–44
Pastviny	11–12
Zemědělská půda	8–10

C/N	hodnocení optima; míra rizika zrychlené mineralizace nebo biologické fixace (imobilizace) dusíku
< 10	riziko zrychlené mineralizace organické hmoty
12-18	přibližné optimum
18-25	mírně zvýšené riziko imobilizace dusíku
25-30	zvýšené riziko imobilizace dusíku
> 30	vysoké riziko imobilizace dusíku

12.4 Charakteristika dalších makroživin (Mg, P, S, Ca, K)

HOŘČÍK

V půdě je hořčík přítomný zejména jako výměnný, navázaný na humusojílovém sorpčním komplexu, odkud je rostlinami z půdy odnímán. „Doplňování" do půdy probíhá prostřednictvím zvětrávacích procesů, zejména z dolomitů, serpentinitů (hadců), peridotitů, amfibolitů, gaber, bazaltů a dalších bazických a ultrabazických hornin obsahujících primární Mg-Fe silikáty a sekundární Mg

silikáty. Podobně jako vápník je i hořčík významný jako koagulát pro tvorbu půdní struktury. Zpravidla je hořčík obsažen v půdě v menší míře než vápník: Mg na sorpčním komplexu zaujímá 5–20 %, zatímco Ca cca 69–90 %, kromě půd vytvořených na hadcových substrátech, kde je hořčík obsažen v 3–9x vyšších koncentracích než vápník. V takových případech nastává porucha výživy rostlin vlivem nedostatku vápníku a toxicity hořčíku.

Hořčík je významnou součástí chlorofylu. Je tak nezbytný pro průběh fotosyntézy, ale také pro syntézu olejů a pro aktivaci enzymů účastnících se na metabolických procesech. Hraje roli v přijímání energie a tvorbě rostlinného těla. Je také důležitý pro regulaci a udržování turgoru, pro funkci stomat, podobně jako vápník a draslík. Také aktivuje ATPázy – enzymy, které se podílejí na přenosu fosforylových skupin.

Hořčík na rozdíl od vápníku migruje v rostlině do mladších orgánů ze starších, na kterých se také nejprve projevuje karence – narušení výživy (viz BOX 13—2).

FOSFOR

Fosfor je nezbytný makrobiogenní prvek. Jeho obsah v půdě je poměrně nízký (0,01–0,15 % P nebo 0,022–0,344 % P_2O_5) a vyskytuje se v půdě v minerální a organické formě. **Minerální fosfor** ve formě oxidu fosforečného vytváří často sloučeniny s vodou za vzniku kyseliny ortofosforečné (H_3PO_4) a následně fosforečnanů (např. přírodní fosforečné minerály jako $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$ – apatit – a jeho karbonátovou skupinou bohatá odrůda podolit; nebo $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ – vivianit). Atomy fosforu jsou v půdě v oxidovaném stavu jako anionty kyseliny ortofosforečné (PO_4^{3-}) nepodléhající oxidaci ani redukci, jako např. N nebo S, nebo také jako estery kyseliny ortofosforečné (fosfolipidy, difosfáty, pyrofosfáty), polyfosfáty, ATP, ADP aj.

V půdě je fosfor převážně ve formě fosforečnanů, které tvoří sloučeniny s různými kationty (Ca^{2+}, K^+, Mg^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}) a tvoří tzv. fosfority, které jsou chemický stálé a nejsou přístupnou formou fosforu. V silně kyselých, málo provzdušněných, zamokřených půdách se tak fosforečnany vážou s ionty železa a hliníku za vzniku vivianitu, strengitu ($Fe(OH)_2 \cdot H_2PO_4$) nebo variscitu ($Al(OH)_2 \cdot H_2PO_4$), zatímco na karbonátových substrátech (neutrálních až alkalických půdách), kde je za sorpci P v minerálních vazbách zodpovědný především vápník, přecházejí fosforečnany prostřednictvím chemisorpce do nerozpustných sloučenin na bázi apatitu podle vztahu

$$Ca(H_2PO_4)_2 + 2Ca(HCO_3)_2 = Ca_3(PO_4)_2 + 4H_2O + 4CO_2 \qquad (47)$$

Podle rozpustnosti lze fosforečnany seřadit takto: hydrogenfosforečnan vápenatý ($CaHPO_4$) > oktakalciumfosfát ($Ca_4(HPO_4)_3 \cdot 3H_2O$) > hydroxylapatit ($Ca_5(PO_4)_3OH$) > karbonátapatit ($Ca_{10}(PO_4)_6CO_3$) > fluorapatit ($Ca_5(PO_4)_3F$).

Výše uvedený vztah není uplatněn na neutrálních a mírně kyselých půdách, neboť zde fosforečnany tvoří iontovou vazbu s vodíkem za vzniku hydrogenfosforečnanů podle vztahu

$$Ca(H_2PO_4)_2 + Ca(HCO_3)_2 = 2CaHPO_4 + 2H_2O + 2CO_2 \qquad (48)$$

kdy vzniká hydrogenfosforečnan rostlinám přístupný.

Podstatnou část celkového obsahu P v půdě tvoří **organický fosfor** (10–80 %). Tvoří jej zejména fytin, fosfolipidy, nukleové kyseliny, nukleoproteiny, fosforylované pyrimidinové sloučeniny a fosforylované cukry.

Využitelnost fosforu v půdě zlepšují humusové látky, s jejichž stoupajícím obsahem přijatelnost a fyziologická využitelnost fosforu vzrůstá: chrání jej před reakcemi s Ca a těžkými kovy, což nazýváme „humusový efekt“. Fosfor je v půdě poután třemi základními mechanismy půdní sorpce: (1) chemisorpcí, kdy se srážejí fosfátové ionty z půdního roztoku s dvojmocnými kationty za vzniku méně rozpustných sekundárních anorganických fosfátů a s trojmocnými kationty za vzniku těžce

rozpustných fosfátů; (2) fyzikálně chemickou (výměnnou) sorpcí, kdy jsou fosfátové ionty poutány na povrchu koloidních částic; (3) biologickou sorpcí, kdy je fosfor imobilizován činností mikroorganismů.

Fosfor je významnou součástí DNA a podílí se tedy na stavbě genomu; dále je součástí ATP, čímž je klíčovým zdrojem energie, a také je stavební součástí ribulosa-1,5-bifosfátu (Rbu-1,5-P2), molekuly nezbytné pro průběh první fáze fotosyntézy. Je rovněž zastoupen ve fosfolipidech, které hrají významnou roli v transportu živin přes buněčnou stěnu. Fosfor je významný prvek pro fruktifikaci.

Běžné koncentrace fosforu v asimilačním aparátu se pohybují u listnáčů v hodnotách cca 15× nižších než jsou hodnoty dusíku (1,3–1,5 g · kg^{-1} sušiny), u jehličnanů je obsah P oproti N nižší cca 10× (1,3–1,6 g · kg^{-1} sušiny).

SÍRA

Navzdory své neblahé historii zejména 2. poloviny 20. století spojené s průmyslovými exhalacemi a rozsáhlými imisemi je třeba tomuto prvku opět věnovat vyšší pozornost, ale právě z opačného důvodu, než tomu bylo před odsířením zdrojů atmosférického znečištění.

Celkový obsah síry v půdách značně kolísá, a to od 0,01 do 0,5 % (méně v písčitých půdách, nadlimitně v organických půdách, v půdách humidních oblastí cca 0,02–2 %). Ve vyvřelých horninách je síra obsažena v podílu 0,02–0,3 % (více v bazických, kde je zejména ve formě sulfidů (sirníků) Fe, Zn, Cu a Ni). **Anorganická síra** se v půdě vyskytuje hlavně ve formě solí a iontů (hodnocení obsahu síranové síry v půdě viz v Tab. 13—4). Sulfidy zvětrávají na sírany (sulfáty), které tvoří zejména sádrovec ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$). V anaerobních podmínkách se nacházejí sulfidy železa (FeS, FeS_2), jejichž zvýšený podíl v půdě indikuje zamokřené stanoviště; naopak v oxidovanou formu (sírany) síra přechází v aerobních podmínkách. Tento děj (přechod oxidačního zvětrávání a přechod sulfidů na sírany) se nazývá kyzové zvětrávání a dochází při něm k přirozenému uvolňování anorganické kyseliny H_2SO_4. Kyselina sírová se pak dostává do přímého kontaktu s rostlinou a její toxicita a prudká oxidace okolí vede k odumření živých pletiv v její blízkosti. Vzhledem k pufračním mechanismům lesních ekosystémů se však zpravidla s negativními účinky kyzového zvětrávání nesetkáváme (též např. v důsledku odvodnění).

Podíl síranů na celkovém obsahu síry v půdě činí cca 10–15 %. Sírany jsou obsaženy v půdě buď jako vodorozpustné, nebo jako absorbované půdními koloidy s tím, že míra retence závisí na charakteru koloidního systému, pH, koncentraci síranů a obsahu dalších iontů. Sírany jsou adsorbovány hydratovanými oxidy železa a hliníku, ale také na hranách alumosilikátů, elektrostaticky i prostřednictvím chemické sorpce. Adsorpce síranů je efektivnější při zvýšeném obsahu hliníku, proto jsou sírany obsažené zejména v kyselých půdách (s klesající hodnotou pH a humiditou jejich podíl roste až po hodnotu pH 4, níže jsou adsorbovány hlavně do hydratovaných oxidů železa). Při vyšších hodnotách pH jsou sírany desorbovány, ve zvýšené míře mineralizují a přecházejí do půdního roztoku, odkud mohou být vyplavovány, např. v důsledku vápnění.

Organická síra tvoří v půdě podíl až 90 % z celkového obsahu síry a je úzce vázána na obsah organických látek v půdě. Nachází se v rozmanitých sloučeninách, jako jsou sirné aminokyseliny, methionin, cystein, cholinsulfát, sulfolipidy, sulfonové kyseliny, sulfátované polysacharidy aj. Její přeměny jsou zajišťovány bezbarvými, purpurovými nebo zelenými sirnými bakteriemi v procesu oxidace a dále během biologické a biochemické mineralizace, kdy je síra uvolňována z těl odumřelých organismů.

Rostliny přijímají síru kořeny ve formě aniontu SO_4^{2-}, avšak síra nemusí být rostlinou přijímána pouze z půdy, nýbrž také z atmosféry, čehož se také využívá při aplikaci na list. V rostlinách je síra přítomna zejména v sirnatých aminokyselinách (methionin, cystein, cystin), které se podílejí na stavbě některých enzymů nebo tripeptidu glutathionu. Ten vstupuje do acidobazických reakcí, chrání rostlinu před oxidačním stresem a podílí se na odstraňování peroxidu vodíku.

Koncentrace v rostlinných pletivech jsou přibližně stejné jako u fosforu (cca 1–1,5 g · kg^{-1} sušiny u lesních dřevin, hodnoty < 0,04 jsou již karenční, hodnoty > 0,2 jsou kontaminační). Hmotnostní podíl S/N v sirnatých proteinech je 0,068, optimální poměr N/S v asimilačním aparátu je 15.

Síra se vyznačuje v půdě výraznou dynamikou. Největší ztráty jsou vyplavováním ve formě síranů, což značně závisí na textuře půdy, nebo imobilizací půdními organismy nebo odběrem rostlinami.

Atmosférická depozice byla v posledních decenniích takřka výhradním zdrojem síry v půdě, a to jako suchá depozice (SO_2) nebo mokrá depozice (SO_4^{2-}) (Darwinkel & Kusters 1998, Matula 1999, Preiningerová 1994, Schnug et al. 1998, Zelený & Zelená 2002). Pokles depozice síry o 21–58 % (až o 88 % v letech 1986–1999) spojený s odsířením tepelných elektráren měl zcela paradoxně za následek vedle snížení kyselosti dešťů a zmírnění acidifikace půdy také deficit ve výživě sírou u kulturních plodin. V případě agrosystémů jsou tyto deficity saturovány prostřednictvím minerálních hnojiv, nicméně v lesních porostech je třeba výživě sírou věnovat zvýšenou pozornost. Riziko deficitu síry se zvyšuje se zrnitostně lehkou texturou, se zvyšujícími se srážkovými úhrny a s celkově se zvyšujícím poměrem srážky : evapotranspirace. Tyto situace nastávají především v horských oblastech, které, jsou-li tvořeny kyselými horninami krystalinika, představují polohy s možným výskytem karence a narušením výživy.

Deficit síry (karence viz BOX 13—2) se projevuje podobně jako deficit dusíku – plošným žloutnutím. Ve výživě lesních dřevin se však neprojevuje zpomalením růstu, nýbrž vlivem poklesu biosyntézy proteinů hromaděním nesirnatých aminokyselin, zejména argininu. Ten je hojně využíván foliálními houbovými patogeny (např. *Dilodia pinea*, *Dothistroma septospora*) jako zdroj potravy, podporující jejich rychlý růst. Houbový patogen je v takových případech sekundární příčinou deformace růstu a defoliace jako následku narušené výživy (Johnson 1984). Dochází také k inhibici dalších procesů s účastí sulfhydrylové, disulfidické a dalších forem síry. Vlivem omezené syntézy bílkovin včetně enzymů je snížena aktivita řady enzymatických dějů, jako např. redukce dusičnanů. Dochází k hromadění nízkomolekulárních organických sloučenin dusíku a dusičnanů, je omezena tvorba chlorofylu a fixace vzdušného N vlivem omezené aktivity nitrogenázy.

VÁPNÍK A DRASLÍK

Jsou přítomny zejména v rozpustné formě ve vakuolách a podílejí se na regulaci osmotických a stomatárních procesů. Vápník je významnou složkou některých buněčných membrán (pektát vápenatý) a stejně jako draslík a hořčík hraje významnou roli v elasticitě membrán: snižuje jejich propustnost a zpomaluje vstup draslíku, železa a těžkých kovů do buněk. Snižuje tak intoxikaci rostliny (váže a neutralizuje organické kyseliny), avšak může také bránit ve výživě některými oligoelementy kovů (Fe, Zn, Cu, Mn). Také potlačuje příjem H^+, Mg^{2+} a NH_4^+; na druhou stranu stimuluje příjem NO_3^- a Cl^-. Vápník a ještě více draslík přispívají k elektroneutralitě mízy a doprovázejí dusičnany až na místo, kde jsou v rostlině redukovány – v kořenech nebo v listech. V rámci těchto funkcí jsou tyto dva prvky absorbovány v přebytku, podle fyziologických potřeb rostliny. Vápník je přijímán méně než draslík i v případě, že je v půdě více obsažen.

Draslík je důležitý pro dělení a růst buněk, pro fotosyntézu, podílí se na regulaci vodního režimu a také zvyšuje elasticitu buněk (zvyšuje odolnost při mrazových a jiných klimatických excesech). Stimuluje příjem PO_4^-, NO_3^- a Cl^-, naopak potlačuje příjem Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Mn^{2+} a NH_4^+. Je důležitý pro růst a rozvoj kořenového systému.

Běžný obsah draslíku v asimilačních orgánech dosahuje 4,5–6 $g \cdot kg^{-1}$ u jehličnanů, 8 $g \cdot kg^{-1}$ u buku a dubu a do 20 $g \cdot kg^{-1}$ u topolů.

V půdách má draslík podíl 0,5–3,2 %, nižší je pouze v písících a rašelinách. Je obsažen jako nevýměnný (v silikátových aj. primárních minerálech) nebo výměnný (2–7 %). Výměnně je fixován zejména na jílové minerály typu illit a vermikulit; v montmorillonitu jsou ionty draslíku za sucha stahovány mezi vrstvy krystalických mřížek jílových minerálů a tak jsou pevněji fixovány. Pro výživu je optimum 10–20 $mg \cdot l^{-1}$ draslíku obsaženého ve výměnné formě (cca 1–10 %). Obsah draslíku (koncentrace K^+) jako jednomocného kationtu je závislý na mobilních aniontech (chemisorpce). Z toho plyne, že výživu draslíkem může výrazně ovlivnit hnojení dusičnanovými ionty, popř. koncentrace dalších aniontů (NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-}).

12.5 Mikrobioelementy lesních půd

Pro výživu rostlin lze vyjmenovat sedm nezbytných mikroelementů (oligoelementů): železo, mangan, zinek, měď, molybden, bór, kobalt. Navzdory jejich nízkému podílu v rostlinné biomase hrají klíčovou roli ve fyziologii rostlin. Vstupují do enzymatických reakcí, účastní se fotosyntézy (Fe, Mn, Zn, Cu, Mo) i respirace (Cu, Fe). Železo a molybden jsou také významné pro redukci dusičnanů absorbovaných rostlinou nebo pro fixaci atmosférického dusíku. Zinek a bór jsou důležité pro rezistenci rostliny vůči patogenům, zinek se účastní na růstu rostliny, měď na tvorbě ligninu (např. u douglasky se může nedostatečná výživa mědí projevit ohýbáním kmínků nebo prýtů k zemi vlivem nedostatečné lignifikace dřeva).

Nedostatek oligoelementů se nejvíce projevuje na silně karbonátových půdách s extrémním, jednostranným chemismem. Oligoelementy jsou značně mobilní v kyselých půdách; jejich nedostatek se zde ale projevuje méně často, jakkoli se projeví zejména v případě celkově nízkého trofismu matečné horniny. Jednotlivé oligoelementy mají do jisté míry zástupnou funkci, a tak může nastat případ, kdy se i při nízkém obsahu mědi v půdě vlivem minerálně slabé horniny její karence neprojeví, např. je-li její nedostatek vynahrazen přísunem bóru ze sedimentů v sedimentační oblasti. Zároveň jsou některé oligoelementy (zejména mangan) jímány v humusových látkách v humusové formě mul. Z méně příznivých humusových forem je však mangan snadno vymýván.

13 VÝŽIVA A HNOJENÍ ROSTLIN V LESNÍM HOSPODÁŘSTVÍ

Hnojení představuje cílenou činnost prováděnou za účelem dodávání živin. Zahrnuje dva typy přístupů: (1) úpravu zásoby živin v půdě (jejich množství a poměr); (2) přímou úpravu výživy dřevinám bezprostředně pomocí aplikace živných roztoků nebo rychle působících vodorozpustných hnojiv na asimilační aparát (mimokořenová výživa nebo také hnojení na list). S ohledem na problematiku lesnické pedologie je podstatné, že v důsledku hnojení jsou značně modifikovány komplexní procesy v půdě. Tudíž bychom k němu měli přistupovat pouze v nezbytných případech s tím, že postglaciální degradace půd jakožto přirozený proces by pro ně neměla být důvodem, tím spíše v přírodě blízkých a přirozeně se vyvíjejících lesních ekosystémech.

Základními metodami hnojení jsou (viz také Tab. 13—1)

- základní hnojení, kterým se upravují produkční schopnosti půdy – působení na fyzikálně-chemické vlastnosti;
- operativní hnojení, kterým se ovlivňuje půda ve vztahu ke konkrétnímu porostu. Je tak upravován stav výživy v různém stadiu vývoje (hmotová produkce) a fyziologický (zdravotní) stav.

Jak na zemědělských, tak na lesních půdách se základní hnojení provádí při nevyhovujících půdních vlastnostech, operativní hnojení při poruchách ve výživě a regenerační hnojení (viz níže) při abiotických nebo biotických škodách s cílem jednorázového rychlého zlepšení stavu lesních kultur nebo porostů. Produkční hnojení (viz níže) se provádí výjimečně s cílem zvýšení produkce dřeva a biomasy lignikultur. V imisních polohách se provádí hnojení s cílem eliminace poruchy výživy a zdravotního stavu – provádí se odlišně v jednotlivých regionech.

Tab. 13—1: Hlavní úlohy hnojení ve vztahu k základním hnojícím metodám a cílům hnojení.

úpravy	a) poruchy ve výživě (*operativní*)
	b) nevyhovující stav půdních vlastností (*základní*)
	c) jednorázové rychlé zlepšení – biotické a abiotické škody (regenerace – *operativní*)
	d) revitalizace na imisních polohách – odlišné v jednotlivých regionech (poruchy výživy a zdravotního stavu – *operativní*)
výjimečně	e) zvýšení produkce dřeva a biomasy (produkční – *základní*) – lignikultury

Dle funkce se hnojení dělí na (a) produkční, (b) diagnostické a (c) regenerační.

Dle doby aplikace z hlediska vývojové fáze porostů se hnojení dělí na (a) hnojení lignikultur, (b) hnojení lesních kultur a (c) hnojení předmýtných porostů.

Dle vegetační doby se hnojení dělí na (a) přihnojování a (b) pozdní hnojení.

Dle umístění hnojiv v rámci hnojené plochy se hnojení dělí na (a) lokální, (b) pruhové, (c) celoplošné, (d) vrstevnaté a (e) bodové.

Dle způsobu aplikace se hnojení dělí na (a) pozemní a (b) letecké.

V rámci rozpoznávání místních poměrů se pak přistupuje k vyrovnání nedostatku dané živiny (např. Mg, K atd.), posílení ekologické stability (např. dodáním dusíku do systému) nebo kompenzace kyselých depozic (vápnění, dodání bazických kationtů) – to poslední však je v současnosti značně komplikovaný a kontroverzní úkon (viz dále).

13.1 Metody hnojení

13.1.1 Základní hnojení

Touto metodou se upravují fyzikální, chemické a s tím související biologické vlastnosti půdy. Používá se také pro nastartování regradačních a revitalizačních procesů. Před hnojením je vždy třeba provádět pedologické šetření na dané lokalitě a zhodnotit možnosti zlepšení fyzikálně-chemických vlastností půd za účelem účinnějšího poutání živin. Základní hnojení lze rozdělit podle dílčího účelu

na meliorační, udržovací, kompenzační, startovací a zásobní. Na základě výsledků šetření a účelu, za jakým je hnojení prováděno, se k hnojení přistupuje

- při zjištění nevhodných forem humusu
- při výrazném nástupu acidifikace půdy s extrémně nenasyceným sorpčním komplexem
- při výrazném ochuzení půdy o živiny
- při negativních projevech fyziologického stavu rostlin a snižování produkce.

Vedle projevů karence a nutričního deficitu jsou kritérii pro posuzování potřeby hnojení **(1)** hodnota pH a s tím spojené šetření dalších fyzikálně-chemických vlastností (kationtová výměnná kapacita, bazická saturace, obsah jednotlivých bazických kationtů), **(2)** hloubka vrstvy nadložního surového humusu (který může hrát významnou roli v dávkování množství aplikovaných hnojiv, neboť se vyznačuje velikou sorpční kapacitou schopnou zamezit sestupu živin z hnojiva do kořenových vrstev), **(3)** sklon svahu, který představuje možná rizika spojená s povrchovým splachem hnojiva z meliorované lokality.

Hnojiva se používají buď jako dlouhodobě působící vápenatá nebo hořečnatá hnojiva, u kterých se upřednostňují bazické moučky. Dále se pro základní hnojení používají fosforečná hnojiva.

Vápenatá hnojiva se aplikují na podzim jako hnojení do zásoby, neboť ionty Ca^{2+} jsou v půdě vázány a spontánně se nevyplavují, v množství 400–1600 kg č.ž. (čisté živiny) Ca · ha^{-1} (cca 1,2–4,8 t vápence), výjimečně o 25–30 % víc, max. však 2000 kg na 1 ha. V bukových a přehoustlých smrkových porostech se dávky zvyšují o 25–35 % (max. 2000 kg); na jílovitých půdách o 10–15 %.

Fosforečná hnojiva se aplikují v množství 40–80 kg č.ž. P · ha^{-1}, nejčastěji s cílem aktivace půdní mikroflóry jako regradačního procesu. Fosforečná hnojiva je však s ohledem na podzimní aplikaci karbonátových hnojiv nutné aplikovat na jaře: jsou-li aplikována současně jak vápenatá, tak fosforečná hnojiva, dochází k tzv. chemisorpci a vznikají nerozpustné sloučeniny, jako apatit $Ca_5(PO_4)_3$, a živiny jsou v půdě dlouhodobě imobilizovány. Tuto skutečnost je také nutné zohlednit v případě vápnitých půd (s pH > 8), které fosforečnými hnojivy hnojit nelze. V kyselých půdách naopak dochází při hnojení fosforečnými hnojivy ke vzniku nerozpustných fosforečnanů vazbou s volnými kationty Fe^{3+} a Al^{3+} (v pufrační zóně hliníku a železa s pH < 3,0 – 3,5; bučinách s pH < 4,0) za vzniku minerálů variscit a strengit (viz kapitolu 12.4). Proto na silně kyselých stanovištích *pouze v případě bukových porostů s cílem podpory kvetení a fruktifikace* je nutné aplikovat fosforečná hnojiva za předchozí úpravy pH vápenatými hnojivy (posun pH do výměnné pufrační zóny), jedná-li se o kyselá stanoviště.

Ke **zvyšování** hnojivých dávek o 25–30 % (max. 2000 kg č.ž. · ha^{-1} nebo také cca 6 t vápence) se přistupuje na půdách jílovitých a jílovitohlinitých substrátů, dále v případě, že je vytvořena více než 10–15 cm mocná vrstva surového humusu, zpravidla v chladném klimatu horských oblastí, a v případě přehoustlých smrkových porostů při plánovaném převodu na bukové hospodářství.

Ke **snižování** hnojivých dávek o 25–30 % lze přistoupit v případě prosvětlených a prořeďujících se porostů, v porostech před pěstebními zásahy (prořezávky, probírky), při mechanickém zapracování hnojiva do půdy a u kultur a nárostů bez souvislého zápoje. U kultur a nárostů bez zapojení se od vápnění upouští úplně.

BOX 13—1: Vybrané principy plánování a projektování hnojení.

Plánování a projektování hnojení:

a) Karbonátové i silikátové moučky: v kterékoli roční době; z aspektu ochrany přírody a turistiky v předjaří a na podzim.
b) V mýtních porostech: 5 – 10 let před započetím obnovy, za nepříznivých klimatických podmínek 20 let před obnovou.
c) Pro zmlazování: jen tehdy, když nedochází při prosvětlení k mineralizaci humusových a organických látek.
d) Při slabé vrstvě surového humusu (5 cm) se od vápnění u mýtních porostů upouští, vápní se až tyčkoviny následné generace.
e) Holiny nevápnit z důvodu zabuřenění a ztráty humusu a živin.
f) Silikátové moučky: lze aplikovat téměř na všech stanovištích, ale vyšší dávky; nedochází k rizikovému vyplavování N.

Z hlediska meliorace lesních půd degradace půdy znamená degradaci látkového koloběhu a tím degradaci přeměn organické hmoty. Meliorační opatření mají dopad v uvolnění tzv. vázaných procesů, což jsou procesy přeměn látek a energií, jejichž tok se díky melioračním opatřením obnovuje. Meliorační opatření znamenají počáteční impuls regeneračních procesů stanoviště a v návaznosti na to také rostlin, resp. lesních dřevin. V rámci chemické a fyzikálně-chemické meliorace zaujímá zvláštní postavení dusík, na jehož obsah a formy je třeba klást zřetel: hnojení dusíkatými hnojivy a doplňování dusíku do systému má význam až po doplnění živin jako vápník, hořčík nebo fosfor. K chemické melioraci lesních půd řadíme také jejich vápnění – plošné i individuální. Protože v případě vápnění lesních půd se jedná o širší problematiku s aspektem acidifikace půd, věnujeme mu samostatnou kapitolu (kapitola 15.1.2).

Každé hnojení by mělo mít vazbu na pěstební opatření, které představuje právě obnovení a uzavření koloběhů látek. Vždy je tak třeba mít jasný provozní a pěstební cíl a v návaznosti na to také ujasněný meliorační postup a pěstební přístupy v porostech rostoucích již v regradovaných podmínkách (do věku 20–40 let). Má-li být meliorace účinná, měla by zahrnovat jak v rámci šetření, tak v rámci následných konkrétních úkonů melioraci chemickou (dodání hnojivých látek a úprava chemismu, doplnění chybějících živin), mechanickou (zapracování látek do systému – v tomto případě do půdy) a biologickou (vhodná volba dřevinné skladby).

13.1.2 Operativní hnojení, karence

Operativní hnojení znamená přímé ovlivnění stavu a podmínek výživy rostlin. Provádí se zejména při akutním nedostatku živin, při zhoršeném zdravotním stavu, který se projevuje na fyziologii dřevin, v obsahu živin v asimilačním aparátu a karenčními jevy (viz dále) a jako následek imisí.

Diagnostickými metodami pro zjištění potřeby, míry a formy hnojení jsou (a) vizuální symptomy (růst, morfologie, karenční jevy), (b) listové analýzy, (c) doplňující analýzy (fyzikální analýzy, biologické testy, doplňující chemické testy).

BOX 13—2: Karenční jevy (změny na asimilačním aparátu při výrazném nedostatku živin).

Dusík (N)
Celoplošná změna: světle zelené, žlutozelené zabarvení na celé listové ploše rovnoměrně bez ostrých přechodů, listy i jehlice zmenšené, celkové zpomalení růstu; naopak nadbytek dusíku způsobuje bujný růst, tmavě zelené zbarvení v důsledku zvýšení množství chlorofylu a riziko nedostatečného vyzrání rostlinné hmoty před začátkem zimního období.
Fosfor (P)
Celoplošná změna: nejprve nestandardní ztmavnutí listů, později zbarvení do šedozelena, při postupující karenci jsou listy načervenalé; fialově červené skvrny na listech, výraznější na okrajích listové čepele; opad jehlic z koncových částí výhonů.
Draslík (K)
Změna v části listu (jehlice): žluté i hnědé zabarvení na koncích jehlic nebo okrajích listů – zavinuté, později hnědnou a ostře přecházejí do žluté a zelené. Karenci draslíkem je obtížné rozeznat od karence hořčíkem; pouze u smrku při deficitu hořčíku zůstává „letošní" ročník jehličí zelený, zatímco u draslíku žloutnou všechny ročníky.
Vápník (Ca)
Karence se projevuje pouze při extrémním deficitu, při obsahu pod 1 $g \cdot kg^{-1}$, a to prosycháním výhonů a snížením exsudace pryskyřice. Obsah Ca v sušině biomasy nižší než 2,5 $g \cdot kg^{-1}$ značí nedostatek asimilovatelného vápníku v půdě a možnou kořenovou disfunkci vlivem vzestupu následného obsahu hliníku.
Hořčík (Mg)
Karence se projevuje nerovnoměrným žloutnutím asimilačních orgánů, u jehlic nejprve starších. Jehličí je nažloutlé nejprve u starších ročníků (3. – 4.), především konce jehlic; mladé ročníky zůstávají déle zelené. Listy jsou nažloutlé mezi nervaturou a později hnědnou a tvoří se sklerózy. U jednoděložných rostlin se karence projevuje žlutým pruhováním; u borovice jsou žluté špičky jehlic s postupným přechodem do oranžové.
Síra (S)
Nedostatek síry vyvolává enzymatické reakce, zejména syntézu chlorofylu. Karence se projevuje podobně jako u dusíku: žloutnutím listů. Oproti dusíku se však projevuje zejména na mladších listech a na starších až při pokračujícím deficitu.
(Posouzení chemické: listová analýza – vycházíme z limitních a karenčních hodnot – Tab. 13—2.)

Tab. 13—2: Optimální obsah živin v asimilačním aparátu zjištěný z listových analýz.

Dřevina		[%]					[mg · kg^{-1}]
		N	P	K	Ca	Mg	Mn
smrk	optimum	1,3–1,7	0,13–0,25	0,5–1,2	0,3–0,8	0,06–0,3	50–500
	karenční	1,0	0,1	0,2	0,05	0,04	30
buk	optimum	1,9–2,5	0,15–0,30	1,0–1,5	0,3–1,5	0,15–0,30	30–100
	karenční	1,1	0,1	0,4	0,05	0,08 (0,1)	10
borovice		1,4–1,7	0,14–0,30	0,4–0,8	0,25–0,6	0,10–0,20	50–500
modřín		1,6–2,3	0,15–0,30	0,5–1,1	0,6–0,9	0,12–0,30	35–200
jedle		1,3–1,8	0,13–0,35	0,5–1,1	0,4–1,2	0,15–0,40	50–500
douglaska		1,1–1,7	0,12–0,30	0,6–1,1	0,2–0,6	0,10–0,25	50–500
tis		1,6–2,5	0,14–0,25	0,9–2,0	0,25–1,0	0,10–0,25	40–500
dub		2,0–3,0	0,15–0,30	1,0–1,5	0,30–1,5	0,15–0,30	35–100
javor		1,7–2,2	0,15–0,25	1,0–1,5	0,3–1,5	0,15–0,30	30–100
bříza		2,5–4,0	0,15–0,30	1,0–1,5	0,3–1,5	0,15–0,3	30–100
jasan		1,7–2,2	0,15–0,30	1,1–1,5	0,3–1,5	0,2–0,4	30–100
lípa		2,3–2,8	0,15–0,30	1,0–1,5	0,2–1,2	0,15–0,30	35–100
topol		1,8–2,5	0,18–0,30	1,2–1,8	0,3–1,5	0,2–0,3	35–100

BOX 13—3: Vybrané aspekty stanovení potřeby hnojení.

(viz také **Chyba! Nenalezen zdroj odkazů.**)

Jak již bylo řečeno výše, potřeby hnojení a s tím spojené navazující úkony (aplikace hnojiv, dávkování atd.) je třeba provádět na základě zjištěných aktuálních půdních a rostlino-fyziologických parametrů, k čemuž se provádějí rozbory vzorků půdy nebo částí rostlin.

Pro **analýzu minerální půdy** lze použít celou řadu metodických postupů. V principu se vždy jedná o využití extrakčních roztoků, které mineralizují daný půdní vzorek. Tím dojde k uvolnění stanovovaných prvků/živin/iontů, jejichž koncentrace v extrakčním roztoku je zjišťována titračně, spektrometricky, plamennou atomovou absorpční spektroskopií (FAAS – Flame Atomic Absorption Spectroscopy) aj. Jako extrakční roztok se používá např. 1% kyselina citronová o pH = 2,2 nebo roztoky podle Mehlicha (Zbíral 2002) (Mehlich II a Mehlich III).

Pro **analýzu organických substrátů** se používá mineralizce na suché cestě. Takto se stanovují jednotlivé prvky (K, Mg, Ca, P) tzv. uzančními metodami po vyloužení zpopelněného materiálu při 450 °C pomocí HCl o koncetraci 1 mol · l^{-1} s detekcí pomocí atomové absorpční spektroskopie (AAS). Dusík se stanoví z eluátu coulometricky, kdy se mineralizací převede na amonné ionty, které jsou titrovány bromanem.

Dále se provádějí **analýzy fyzikálních vlastností**, jako je pórovitost, objemová hmotnost rekukovaná, minimální vzdušná kapacita, poměr kapilárních a nekapilárních pórů a další vlastnosti spojené s šetřením vodního a vzdušného režimu půdy. Tyto analýzy se zpravidla neprovádějí ambulantně v terénu, ale analýzou neporušených půdních vzorků s použitím fyzikálních válečků nebo pokročilých analytických metod.

Operativní hnojení se provádí prakticky ve všech věkových stadiích porostů, a to (1) plošně pro mlaziny, střední a starší porosty s normálním vývojem; (2) lokálně u mladých nebo starých a proředěných porostů nebo (3) bodově – více méně ojediněle, převážně v arboretech.

Aplikaci je nejvhodnější provádět na jaře, kdy je u rostlin nejefektivnější příjem. Hnojiva N, K a K + Mg je vhodné aplikovat před započetím aktivity kořenů. Dusíkatá hnojiva je třeba aplikovat nepříliš pozdě v průběhu vegetační sezóny: při aplikaci cca po přelomu poloviny července vzniká riziko nedostatečného vyzrání dřeva a tím poškození rostlinných pletiv mrazem. Vápník a fosforečnany lze samostatně aplikovat po celý rok, nikoli však současně z důvodu vzniku nerozpustného apatitu; proto se vápenná hnojiva aplikují na podzim, zatímco fosforečná na jaře. Fosforečnany lze aplikovat také jako operativní hnojení pro zvýšení fruktifikace; efektivní výsledky zvýšení plození lze dosáhnout u buku lesního.

13.2 Hodnocení zásoby živin v půdě

Úprava zásob živin v půdě se provádí v případě zhoršené výživy zjištěné prostřednictvím výše zmíněných ukazatelů karence, listových analýz nebo deficitu živin v půdě. Samotnému přihnojování musí vždy předcházet komplexní rozbor půdy, který pomůže odhalit bilanci zásoby živin v půdě, ale zpravidla také rozbor asimilačního aparátu, neboť to, že je jistá živina v půdě obsažena v dostatečném

množství, ještě nemusí znamenat, že je rostlinou přijímána. Živiny mohou být v příjmu blokovány např. svým antagonismem, specifiky půdního prostředí, nebo také imobilizovány půdní mikroflórou.

Vzorky pro listové analýzy by měly být odebírány v době vegetačního klidu (cca říjen až únor), u listnáčů a modřínu cca od konce července do konce srpna v závislosti na aktuálním průběhu počasí, vždy však před nástupem senescence, která se projevuje barevnými změnami. Vzorky se odebírají z horní části koruny, např. u smrku ze zóny mezi 3.–5. horním přeslenem, vždy z většího počtu jedinců. Pro zjištění stavu „letošní" výživy se odebírají koncové prýty. V ideálním případě se odebírají zvlášť vzorky z jedinců vyznačujících se blízkými karenčními jevy. Listové analýzy se provádějí laboratorně, kdy je stanoven celkový obsah živin v jehlicích nebo listech po předchozí mineralizaci sušiny koncentrovanou kyselinou sírovou; vyhodnocení lze provést podle Tab. 13—2.

Půdní analýzy by se pak měly provádět na vzorcích odebraných z kořenové vrstvy, ať už sadebního materiálu v lesních školkách, nebo jedinců kultur a nárostů v lesních porostech. Přitom je třeba dbát na to, že půda se skládá z minerální a z organické části. A právě organickou složku půdy (humus) je třeba při stanovení živin zohlednit, jsou-li živiny stanoveny ve výluhu Mehlich II nebo III. Při klasifikaci obsahu živin např. právě podle Mehlicha II nebo III (tato metodika obsahy živin v půdách s vysokým obsahem humusu výrazně nadhodnocuje) je tak nutné provést následné zohlednění obsahu humusu.

13.2.1 Normativy pro obsah živin v půdě

Dosycovací dávka čisté živiny v půdě (M č.ž.) se stanoví podle vzorce

$$M = O \cdot (b - a) \cdot 10^{-6} \qquad [\text{kg č.ž.} \cdot \text{ha}^{-1}], \qquad (52)$$

kde

O je hmotnost ornice (např. v případě lesních školek; nebo hodnocené svrchní vrstvy lesní půdy) [kg] (vychází z objemové hmotnosti redukované zjištěné analýzou fyzikálního válečku; stanoví se jako $O = \rho d \cdot P \cdot h$, kde ρd je objemová hmotnost redukovaná [kg/m^3]; P je plocha, která má být vápněna v [m^2]; h je mocnost ornice [m]);

b je požadované množství živiny v půdě (Tab. 13—3 až Tab. 13—8) [mg · kg^{-1}];

a je aktuální obsah živin (zjištěný) [mg · kg^{-1}];

10^{-6} je koeficient přepočtu (1 mg = 10^{-6} kg).

Množství aplikovaného hnojiva (hnojivá dávka) se pak vyjádří podle vzorce

$$H = (M \cdot 100)/z, \qquad (53)$$

kde

M je potřebná dávka živiny [kg · ha^{-1}] v oxidech;

z je procentický podíl živiny v hnojivu.

Tab. 13—3: Maximální a minimální dávky hnojiv: dávkování hnojiv by se mělo pohybovat v intervalu efektivních hnojivých dávek.

Živina	Maximální dávky hnojiv [kg č.ž. · ha^{-1}]	Nejnižší jednorázové dávky [kg č.ž. · ha^{-1}]
N	100–150	
P	150–180	10
K	250	25
Mg	120	10

Při plánování hnojení je také nutné pamatovat na to, že potřeby dodávky konkrétní látky plynoucí z pedologického šetření, stejně jako klasifikační kritéria, jsou udávány jako hodnoty obsahu

čisté živiny, zatímco na expedičních obalech hnojiv je množství zpravidla vyjadřováno v oxidech (P_2O_5, MgO, K_2O apod.).

Tab. 13—4: Hodnocení obsahu přístupných živin v lesní půdě a v edatopu přirozeného stanoviště (Nt v %; S, P, K Ca, Mg v mg živiny / kg zeminy). V případě K a Mg stanovených v extraktu Mehlich III platí odlišná kritéria z důvodu vyšší extrahovatelnosti; kritéria hodnocení obsahu P a Ca jsou pro metody Mehlich II a Mehlich III stejná.

Obsah živin	Nt	$S\text{-}SO_4^{2-}$	Extrakt Mehlich II [mg · kg^{-1}]				Extrakt Mehlich III [mg · kg^{-1}]	
	[%]	[mg · kg^{-1}]	P	K	Ca	Mg	K	Mg
velmi nízký	< 0,05	< 5	< 20	< 20	< 150	< 20	< 25	< 25
nízký	0,05–0,12	5–10	20–50	20–50	150–300	20–40	25–65	25–55
střední	0,12–0,25	10–20	50–80	50–90	300–500	40–60	65–100	55–80
vysoký	0,25–0,40	20–30	80–120	90–140	500–800	60–80	100–170	80–105
velmi vysoký	> 0,40	> 30	> 120	> 140	> 800	> 80	> 170	> 105

Tab. 13—5: Optimální poměry živin stanovených z extraktu Mehlich II, vyjádřené (a) v mg · kg^{-1}; (b) v mmol chem. ekv. kationtové výměnné kapacity (pozn. část tabulky (b) je vyjádřena intervalem vycházejícím z empirických dat o obsazení půdního sorpčního komplexu, nikoli z přímého přepočtu z části tabulky (a) na základě molarity prvků).

(a)	Z extraktu Mehlich II, vyjádřeno v mg · kg^{-1}			(b)	Z extraktu Mehlich II, vyjádřeno v mmol chem. ekv.		
	Ca/K	Ca/Mg	Mg/K		Ca/K	Ca/Mg	Mg/K
	7 : 1	8 : 1	1 : 1		10,5–11,5 : 1	4,5–5,5 : 1	2–3 : 1

Tab. 13—6: Hodnocení obsahu přístupných živin v půdách s vysokým obsahem organických látek a v organických substrátech na přirozených stanovištích i v lesních školkách (zjištění obsahu přístupných živin metodou Göhler).

Obsah živin	P	K	Mg	Ca
	mg · kg^{-1}			
extrémně nízký	≤ 5	≤ 100	≤ 60	≤ 50
nízký	5–10	100–250	60–100	50–150
střední	10–30	250–400	100–400	150–500
vysoký	30–130	400–650	400–900	500–1000
velmi vysoký	≥ 130	≥ 650	≥ 900	≥ 1000

Tab. 13—7: Hodnocení obsahu přístupných živin dle půdního druhu pro produkce sadebního materiálu v lesních školkách [mg · kg^{-1}].

Obsah živin	Fosfor (P) mg · kg^{-1}			Draslík (K) mg · kg^{-1}			Hořčík (Mg) mg · kg^{-1}		
	Lehká	Střední	Těžká	Lehká	Střední	Těžká	Lehká	Střední	Těžká
velmi nízký	< 35	< 25	< 15	< 40	< 50	< 60	< 35	< 55	< 70
nízký	35–50	25–40	15–30	40–60	50–80	60–100	35–55	55–80	70–100
střední	51–70	41–60	31–50	61–100	81–120	101–200	56–90	81–120	101–150
dobrý	> 70	> 60	> 50	> 100	> 120	> 200	> 90	> 120	> 150

Tab. 13—8: Hodnocení obsahu přístupných živin v ornicích zemědělských půd (důležité srovnání s lesními půdami i půdami lesních školek).

Obsah živin	Fosfor (P) mg · kg^{-1}			Draslík (K) mg · kg^{-1}			Hořčík (Mg) mg · kg^{-1}		
	Lehká	Střední	Těžká	Lehká	Střední	Těžká	Lehká	Střední	Těžká
velmi nízký	< 40	< 30	< 20	< 50	< 80	< 110	< 40	< 60	< 80
nízký	41–60	31–50	21–40	50–90	81–130	111–170	41–70	61–100	81–130
střední	61–130	51–100	41–90	91–230	131–300	171–400	71–180	101–230	131–310
dobrý	131–160	101–130	91–120	231–350	301–400	400–550	181–270	231–310	311–430

Tab. 13—9: Hodnocení obsahu přístupných mikroelementů (Fe, Mn, Cu, Zn). Upraveno podle Constantini et al. 2009.

Obsah živin	Železo (Fe) mg · kg^{-1}	Mangan (Mn) mg · kg^{-1}	Měď (Cu) mg · kg^{-1}	Zinek (Zn) mg · kg^{-1}
velmi nízký	< 2	< 1	< 0,2	< 0,5
nízký	2–5	1–3	0,2–1	0,5–1
střední	6–20	4–20	2–10	2–10
vysoký	21–50	21–50	11–20	11–20
velmi vysoký	> 50	> 50	> 20	> 20

Tab. 13—10: Klasifikační kritéria pro půdní reakci aktivní a výměnnou.

	Půdní reakce (pH)	
půda	aktivní (pH/H_2O)	výměnná [pH/KCl]
extrémně kyselá	< 3,5	< 3,0
silně kyselá	3,5–4,5	3,0–4,0
středně kyselá	4,5–5,5	4,0–5,0
mírně kyselá	5,5–6,5	5,0–6,0
neutrální	6,5–7,2	6,0–7,0
mírně alkalická	7,2–8,0	7,0–7,5
středně alkalická	8,0–8,5	7,5–8,0
silně alkalická	8,5–9,0	8,0–8,5
velmi silně alkalická	> 9,0	> 8,5

Tab. 13—11: Kritéria pro hodnocení sorpčních poměrů v lesní půdě: **(a)** sorpční nasycení (bazická saturace); **(b)** kationtová výměnná kapacita (viz také Tab. 11—3).

a) Stupeň sorpčního nasycení	
Hodnocení	V [%]
extrémně nenasycená	0–10
silně nenasycená	10–20
slabě nenasycená	20–50
slabě nasycená	50–65
nasycená	65–80
plně sorpčně nasycená	80–100

b) Maximální sorpční kapacita (T) (Kappen i Mehlich)	
Hodnocení	T [mmol · kg^{-1}]
velmi nízká	< 80
nízká	80–130
nižší střední	130–180
vyšší střední	180–250
vysoká	250–300
velmi vysoká	> 300

Tab. 13—12: Kritéria pro hodnocení obsahu organické hmoty v lesních půdách: hodnocení obsahu humusových látek (H_{ox}) a obsahu oxidovatelného uhlíku (C_{ox}).

Hodnocení	Organická hmota	
	H_{ox} [%]	C_{ox} [%]
velmi nízký (slabě humózní)	< 1,7	< 1,0
mírný (mírně humózní)	1,7–3,0	1,0–1,7
střední (středně humózní)	3,0–4,5	1,7–2,6
dobrý (humózní)	4,5–7,0	2,6–4,0
vysoký (silně humózní)	7,0–10,0	4,0–5,8
velmi vysoký (velmi silně humózní)	10,0–12,5	5,8–7,3
humusové půdy (až rašeliny)	12,5–25	7,3 – 14,5
rašeliny	> 25	> 14,5

Tab. 13—13: Hodnoty spotřeby živin pro vybrané dřeviny (pro 1 strom za 1 rok) při různém stadiu vývoje. Při hnojení starších porostů je nutné uvažovat se ztrátami živin v jednotlivých ekosystémových složkách a adekvátně zvyšovat hnojivé dávky.

Dřevina	Věk	N	P	K	Ca	Mg
		g · strom^{-1} · rok^{-1}				
sm	4	0,23	0,03	0,09	0,09	0,01
	70	23	6	8	45	8
md	4	0,45	0,06	0,17	0,18	0,05
	70	35	8	9	85	15
jd	4	0,11	0,02	0,05	0,08	0,01
	70	14	6	9	75	5
bk	4	0,50	0,01	0,24	0,52	0,07
	70	45	5,2	11,3	62,2	8,0
db	4	0,51	0,09	0,24	0,44	0,06
	70	30	12,2	21,9	127	4,4
js	4	0,95	0,14	0,73	0,57	0,10
	70	83	5,0	12,3	89,0	40,0
ol	4	0,40	0,26	0,75	0,96	0,42
	70	34,0	2,0	3,0	42,0	18,0
jm	4	1,60	0,23	0,55	0,85	0,60
	70	95,0	9,0	9,5	110	80

13.2.2 Plánování hnojení

Plánování hnojení používané v zemědělství a přiměřeně použitelné také v lesním hospodářství se používá odděleně pro travní porosty, zeleniny, chmel, ovocné sady, révy.

Normativ představuje průměrnou spotřebu čistých živin v kg na výnos 1 t hlavního produktu. Hnojení se provádí dle normativu korigovaného podle půdně-klimatických charakteristik. U *velmi nízké* zásoby živin se upravuje (navyšuje) dávka normativu o 50 % ze základního normativu. U *nízké zásoby* živin se upravuje (navyšuje) dávka normativu o 25 % ze základního normativu. U *vyhovující a dobré* zásoby se normativ neupravuje.

Základní postup při zemědělském hnojení zahrnuje

1. Přípravné práce,
2. Plán aplikace organických hnojiv (normativních produktů jako kejda nebo chlévská mrva),
3. Plán úpravy půdní reakce,
4. Plán hnojení jednotlivými živinami.

Stanovištně-půdní charakteristiky (šetření v rámci přípravných prací) zahrnují půdní druh: L (lehké půdy), S (střední půdy), T (těžké půdy); klimatické charakteristiky a obsah živin viz dle výše uvedených kritérií.

Z hlediska ovlivnění povrchových a podzemních vod je podstatné, že fosforečná a dusíkatá hnojiva mohou při větším splachu např. v důsledku přívalových dešťů způsobit výraznou eutrofizaci vodotečí.

13.3 Typy hnojiv

13.3.1 Průmyslová hnojiva a jejich použití

Tab. 13—14: Výčet základních speciálních hnojiv současnosti, jejich chemických parametrů (obsahu jednotlivých živin), způsobu a termínu aplikace.

Hnojivo	Živina [mg · kg^{-1}]					Určení pro aplikaci	Termín aplikace
	N	P_2O_5	K_2O	MgO	suma		
UniCon	14	6	21	4	45,0	bodově, univerzální jehl.	do pol. VII.
Silvamix	10,3	16,4	6,3	5,0	38,0	udržovací	průběžně
Silvamix MG	9,0	13,0	6,0	17,0	45,0	bodová úprava Mg	průběžně
Silvamix Forte	17,5	17,5	10,5	9,0	54,5	start, zákl. hnojení	do pol. VII.
Silvamix A	18,0	17,5	4,0	13,0	52,5	úprava Mg, start	do pol. VII.
Silvamix R	10,0	6,0	16,0	6,0	38,0	kořeny, vyzrávání	VI.–VIII.
Silvamix J	4,5	5,5	20,0	5,5	35,5	kořeny, vyzrávání	VII.–IX.
Silvamix W	10,0	13,0	16,0	14,5	53,5	bodová úprava	průběžně
Kristalon–Spec.	18.0	18,0	18,0	3,0	54,0	proti chloróze	začátek
Kristalon–Modrý	19,0	6,0	20,0	3,0	48,0	celkový vývoj	do VII. vč.
Kristalon–Oranžový	6,0	12,0	36,0	3,0	57,0	kořeny, vyzrávání	VIII.–IX.
Kristalon–Žlutý	13,0	40,0	13,0	–	66,0	fruktifikace	dle potřeb
PG Mix	12–15	10–16	18–24	1–3	Mn, Cu	zákl. hnojení substrátů	před výsadbou

Tab. 13—15: Vlastnosti a podmínky aplikace dusíkatých hnojiv.

(A) DUSÍKATÁ							
Hnojivo	**N %**	**P_2O_5 %**	**K_2O %**	**MgO %**	**CaO %**	**Vlastnosti**	**Použití**
Dusičnan (ledek) amonný	34,0	–	–	–	–	dvě formy dusíku – 50 % dusičnanový, 50 % amonný; hygroskopický, fyziologicky neutrální, velmi dobře rozpustný	rychlé dodávky dusíku
Dusičnan (ledek) vápenatý (LV)	15,2 NO_3^-	–	–	–	28,0	granulovaný, dobře rozpustný, není nutné zapravovat – před začátkem vegetace, hnojení i na list	půdy lehké, kyselé
Dusičnan (ledek) amonný s vápencem (LAV)	27,0 NH_4^+ NO_3^-	–	–	–	18,7 – $CaCO_3$, lépe 20 $CaCO_3$	50 % dusičnanová, 50 % amonná forma; nutno zapravit do půdy před i v průběhu vegetace, okamžitě působí, granulovaný; mezotrofní stanoviště	všechny druhy půd (nepatrně okyseluje)
Dusičnan (ledek) amonný s hořčíkem, amono-vápenatý	27,0 NH_4^+ NO_3^-	–	–	9,0 $MgCO_3$, tj. MgO – 4,3 %	–	obsahuje hořčík pro okamžité působení, zapravit do půdy na začátku i v průběhu vegetace do VII., granulovaný; oligo-mezotrofní stanoviště	všechny druhy půd s nedostatkem Mg, okyseluje
Dusičnan (ledek) vápenatohořečnatý (LAH)	13 15					5 % Mg, $Ca(NO_3)_2$, $Mg(NO_3)$	
Močovina 46 % N	$CO(NH_2)_2$					organická sloučenina s pomalu rozpustnou formou N; je intenzivně poutána humusem, i ve formě granulované je tvrzená (drahá); kerbamid-uhličitan-amoniakální N	lesní půdy, substráty pro dlouhodobé působení. Ne pro kyselé, neprovzdušněné a mírně alkalické půdy
Hnojení a především dávkování N-hnojiv je značně problematické. Velmi nízké dávky v lesnictví neumožňují plný rozvoj nadzemní biomasy, na kořenový systém působí nepatrně. Při vysokých dávkách hrozí půdně-ekologické riziko a luxusní výživa dusíkem vede k nevyzrávání dřevní hmoty. Hnojení dle: – půdního druhu – písčité půdy – rozdělení dávek s častější aplikací do VII. (lesní školky) – dle pásma hygienické ochrany (I. – III.) – dle obsahu N-min. v půdě, A-horizont (dobrá zásoba 20–25 mg · kg^{-1}, nízká pod 8 mg · kg^{-1}) (nelze dost dobře aplikovat na lesní půdy s vrstvou nadložního surového humusu všech forem) – rozdělení dle výměnné půdní reakce, na kyselejší fyziologicky neutrální a na mezotrofní fyziologicky kyselá hnojiva							

Poznámky k dusíkatým hnojivům:

DAM (dusičnan amonný): výroba spočívá v neutralizaci HNO_3 plynným $NH_3 \rightarrow NH_4NO_3$.

LV (dusičnan vápenatý), LA (dusičnan amonný), LAV (dusičnan amonný s vápencem) a SF (močovina s hořčíkem) jsou silně hygroskopická hnojiva, a proto se nesmí mísit. Hnojiva s amonným dusíkem uvolňují čpavek NH_3 při volatilizaci – po kontaktu s půdou ($(NH_4)_2 SO_4 + CaO = CaSO_4 + H_2O + 2NH_3$).

Tab. 13—16: Vlastnosti a podmínky aplikace fosforečných hnojiv.

(B) FOSFOREČNÁ							
Hnojivo	**N %**	**P_2O_5 %**	**K_2O %**	**MgO %**	**CaO %**	**Vlastnosti**	**Použití**
Superfosfát granulovaný	2,0	19,0	–	–	20,0	obsahuje další živiny z neutralizace NH_4^+ – vodou, vápencem; dále obsahuje 9,5 % S (obsah sádry až 50 %), granulovaný, rozpustný v H_2O	rychlé působení vodorozpustné formy
Hyperkorn +Magnezium	–	26,0	–	3,0	50,0	obsahuje mikroelementy Mn, Zn, Mo, B, z měkkých fosfátů, pozvolné uvolňování P (část rozpustná ve 2% kys. citr., vlhké půdní prostředí – rozpadá se na prach)	kyselé a vlhké až podmáčené půdy
Amofos	–	25,0	–	13,0	35,0	speciální hnojivo používané pro doplnění fosforu	mírně kyselé půdy s deficitem Mg
Thomasova moučka (v současné době není v registru hnojiv)		10–18	+	2–10	35–49	P je z 80–90 % rozpustný v 2% kys. citr., těžký tmavošedý prášek z výroby oceli, obsahuje dále 4 % Si, 5 % Mn, 5 % Fe, stopy dalších prvků; zásadité hnojivo	zásobní širokospektrální hnojivo pro velmi kyselá stanoviště
Při rozhodování o použití hnojiva je třeba zohlednit texturu hnojiva, rozpustnost (H_2O, 2% kys. citronová $H_3 \cdot C_6H_5O_7 \cdot H_2O$); Využití P přímo z vodorozpustných hnojiv je nízké, v lesních půdách je P saturován především z humifikované frakce nadložního surového humusu. V P-hnojivech je třeba zohlednit i množství Cd (ekologické riziko – 50 mg · kg^{-1} hnojiva). Podstata hnojení P: – kyselé půdy (většina lesních půd) nehnojit hnojivem s vodorozpustnou frakcí P – neutrální půdy hnojit materiály s vodorozpustnou formou P – při aplikaci P využívat současné přihnojování organickým materiálem – nejefektivnější využití hnojiva probíhá při jeho zapravení do půdy – u N-deficitu při rekultivacích bobovitými rostlinami (Krušné hory) je třeba dostatek P – při vysokém obsahu $CaCO_3$ – retrogradace (nerozpustná sůl), podobně i v silně kyselých podmínkách – nerozpustné fosfáty mají omezené použití (komposty, chlévská mrva)							

Poznámky k fosforečným hnojivům:

Je-li do půdy dodávána organická hmota s nízkým obsahem P, má to za následek rychlý nárůst mikroflóry a tím zvýšenou spotřebu fosforu pro její metabolismus. Důsledkem je dočasná imobilizace půdního fosforu.

Chemisorpce P z fosforečných hnojiv v půdě představuje proces tzv. „zvrhávání“ P a Ca do forem nepřístupným pro rostliny za vzniku fluorapatitu ($Ca_5(PO_4)_3F$), chlorapatitu ($Ca_3(PO_4)_2CaCl_2$) nebo hydroxylapatitu ($Ca_5(PO_4)_3(OH)$) → **(1)** $CaHPO_4$ (hydrogenfosforečnan vápenatý – nepříliš rozpustný ve vodě) nebo **(2)** $Ca_3(PO_4)_2$ (trikalciumfosfát – rozpustný především při nízkém pH, který je také surovinou pro výrobu superfosfátu neboli dihydrogenfosforečnanu vápenatého, a to reakcí s kyselinou sírovou podle rovnice $Ca_3(PO_4)_2 + 2H_2SO_4 \rightarrow 2CaSO_4 + Ca(H_2PO_4)_2$, nebo s kyselinou fosforečnou podle rovnice $Ca_3(PO_4)_2 + 4H_3PO_4 \rightarrow 3Ca(H_2PO_4)_2$; viz dále) nebo **(3)** $Al(OH)_2 \cdot H_2PO_4$ (variscit) nebo $Fe(OH)_2 \cdot H_2PO_4$ (strengit) za vzniku oxi- a hydroxifosfátů jako meziproduktů, které vznikají a krystalizují při nízkém pH.

Superfosfáty jsou hnojiva obsahující CaO a vodorozpustný dihydrogefosforečnan vápenatý a síran vápenatý. Pro výrobu superfosfátů se používají nerosty (horniny) apatit nebo fosforit, a to jejich rozkladem kyselinou sírovou: 1. fáze (kyselina sírová uvolní z povrchu tuhých částic fosforečnanu kyselinu ortofosforečnou za vzniku sádry a fluorovodíku): $Ca_{10}F_2(PO_4)_6 + 10\,H_2SO_4 \rightarrow 6\,H_3PO_4$ (kyselina ortofosforečná) + 10 $CaSO_4$ (sádra) + 2 HF (fluorovodík), kdy vzniklý $CaSO_4$ zůstává součástí hnojiva a tvoří asi 50 % jeho hmotnosti; 2. fáze (působením kyseliny ortofosforečné na zbývající podíl použitého fosforečnanu se tvoří vodorozpustný dihydrogenfosforečnan vápenatý jako účinná složka

superfosfátu): $Ca_{10}F_2(PO_4)_6 + 14\ H_3PO_4 \rightarrow 10\ Ca(H_2PO_4)_2 + 2\ HF$. Tato reakce při výrobě trvá 4–6 týdnů a jejím cílovým produktem je dihydrogenfosforečnan vápenatý, který se jako hnojivo nazývá superfosfát. Vyrábí se jako práškový (mletý), dovážený z Afriky s obsahem 7,26 % P (16,6 % P_2O_5) nebo z Koly s obsahem 8,14 % P (18,5 % P_2O_5). V granulované formě vzniká při neutralizaci s práškovým amoniakem dihydrogenfosforečnan amonný, který má lepší vlastnosti – nespéká se a může se aplikovat současně při setí v lesních školkách ($Ca_3(PO_4)_2 + NH_3 \rightarrow CaHPO_4 + NH_4H_2PO_4$ dihydrogenfosforečnan amonný + 2–4 % N).

Dihydrogenfosforečnan vápenatý reaguje s hydrogenuhličitanem vápenatým na hydrogenfosforečnan vápenatý a při tom se uvolňuje kyselina uhličitá (resp. voda a CO_2): $Ca(H_2PO_4)_2 + Ca(HCO_3)_2 \rightarrow 2CaHPO_4 + 2H_2CO_3$.

Hyperkorn představuje superfosfát s vyšším obsahem fosforu (jednoduchý obsahuje 28 % P_2O_5, dvojitý obsahuje 26 % P_2O_5 + 3 % MgO, trojitý obsahuje 29 % P_2O_5 + 3 % MgO).

Tvorba produktů ve směsi močoviny a superfosfátů: $CO(NH_2)_2 + Ca(H_2PO_4)_2 = CO(NH_2)_2 \cdot H_3PO_4 + CaHPO_4 + H_2O$.

Při vysokém obsahu vápníku v půdě vzniká trikalciumfosfát: $Ca(H_2PO_4)_2 + 2Ca(HCO_3)_2 \rightarrow Ca_3(PO_4)_2 + 4H_2CO_3$.

Thomasova moučka obsahuje P rozpustný v kyselině citronové. Vzniká oxidací fosforu v železných rudách a jeho vazbou na vápník ($P_2O_5 + 4CaO \rightarrow Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaO$). Rudní struska se mele a jako hnojivo obsahuje tyto živiny: 6 % P (10–18 % P_2O_5); 35–49 % CaO; 2–10 % MgO; 9 % MnO; 10–12 % Fe.

Tab. 13—17: Vlastnosti a podmínky aplikace draselných hnojiv.

(C) DRASELNÁ **(v lesnictví nepoužíváme K-hnojiva chloridového typu)**							
Hnojivo	**N %**	**P_2O_5 %**	**K_2O %**	**MgO %**	**CaO %**	**Vlastnosti**	**Použití**
Síran draselný granulovaný	–	–	50,0	3,0	–	Obsahuje nepatrnou příměs Cl^-, v hnojivu vysoký podíl S (18 %) jako makrobioelementu, fyziologicky kyselé hnojivo (na 100 kg hnojiva 40 kg CaO)	různé druhy půd, pozor na lehké, písčité půdy – vyplavování
Patentkali	–	–	30,0	10,0	–	90 % K je vázáno v síranové formě, s celkovým obsahem 18 % S, granulovaný, fyziologicky kyselé hnojivo	různé druhy půd
Dřevěný popel		10–15				K je zde ve formě K_2CO_3; produkt spalování nehroubí při těžbě, nebo využití z otopu dřevem; obsahuje další makrobioelementy	ekologicky významné hnojivo
<u>Chloridová</u> **KCl 40 %** (46 % Cl^-); 10 % vázaného Na **KCl 50 %** (47 % Cl^-); 5 % vázaného Na **Kainit** (10 % S, 29 % Cl, 15 % Na, 3 % Ca) <u>Síranová</u> Síran draselný (47 % N_2O, 19 % S, 2 % Cl^-) Reformkali Síran vápenatý (14 % S)			37 50 10 22	5 8	25	U KCl je třeba použít 28 kg CaO na 100 kg hnojiva jako eliminaci fyziologicky kyselého hnojiva. U síranových hnojiv je třeba použít 53 kg CaO na 100 kg hnojiva jako eliminaci fyziologicky kyselého hnojiva K_2SO_4. Reformkali je možné využít i při deficitu hořčíku.	v lesnictví nelze používat, ani na těžkých půdách (kornatění vlivem Na); v zemědělství při orbě, přesadbě.

Draslík, syn. „kalium“ z arabského „alkali“ (do 19. stol. se používal pro hnojení draslíkem popel). Jako draselná hnojiva se používá také odpad ze solných dolů nebo mleté nízkoprocentní surové soli, jako sylvinit (sylvín + halit; 10–18 % K) nebo karnalit. Draselná hnojiva se upravují tzv. flotací – vazba recyklovaného KCl na organické látky a na povrch jílových minerálů. Draselná hnojiva jsou dobře rozpustná ve vodě; používáme sice dražší, ale pro lesní dřeviny bezpečnější síranová hnojiva. Všechna jsou fyziologicky kyselá – eliminace CaO. Při použití Cl^- hnojiva bezpodmínečně zohlednit podzimní termín aplikace – rychlé vyplavení Cl^-, v době vegetačního klidu.
Podstata hnojení K:
– na lehkých půdách pouze jednoleté dávky vodorozpustného P na začátku vegetační doby
– na těžších půdách (hlinité, jílovitohlinité) možno hnojit i na podzim se zapravením do půdy
– efektivnost se zvyšuje se současným hnojením P-hnojivem a organickým materiálem
– ve vztahu k obsahu Mg udržovat poměr zásoby K v půdě (Mg : K = 3 : 1 KVK – chem. ekv.)

Tab. 13—18: Vlastnosti a podmínky aplikace hořečnatých hnojiv.

(D) HOŘEČNATÁ							
Hnojivo	**N %**	**P_2O_5 %**	**K_2O %**	**MgO %**	**CaO %**	**Vlastnosti**	**Použití**
Kieserit				27,0		$MgSO_4 \cdot H_2O$ – granulované hnojivo dobře rozpustné ve vodě, možno přihnojovat v průběhu vegetace, možno použít i k základnímu hnojení; fyziologicky kyselé hnojivo, obsah S 21 %.	především na půdy mírně kyselé a neutrální při deficitu Mg
Síran hořečnatý = epsomit (hořká sůl)				16,5		Velice čisté, hrubě práškovité hnojivo velmi dobře rozpustné ve vodě, možné použití i pro foliální výživu (4% roztok). $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, obsah S 11 %, fyziologicky kyselé.	rychlá korekce Mg deficitu
Romag				24,0	3,0	Oxidová složka hnojiva umožňuje postupné působení živiny; v podstatě emise magnezitek (Košice), na trhu nedostatek.	výborný pro lesní půdy
Dolomit – B				21,0	28,3	Mleté částice pod 0,5 mm (min. 90 %), pomalu působící málo rozpustné hnojivo.	půdy s nedostatkem Mg
Vápnitý dolomit granulovaný				17,0	28,0	Granulované hořečnatovápenaté hnojivo ve formě $CaCO_3$ + $MgCO_3$.	pozvolná úprava půdní reakce a Mg
Dumag	20,0 NO_3 NH_4			8,0		Kapalné hnojivo s možností aplikace a zapravení do půdy, $Mg(NO_3)_2$, NH_4NO_3, Mg vázaný na dusičnanovou složku – efektivnější využití na kyselých půdách.	možnost použití i na kyselé půdy, aplikace do půdy
Hořečnatá hnojiva výrazněji nepůsobí na změny výměnné půdní reakce. Dochází k určité korekci při optimalizaci Mg v KVK, a úpravě bazické saturace. Při použití vycházíme z druhu hořečnatého hnojiva (síranová – dobře rozpustná, uhličitanová – pozvolna rozpustná, oxidová – reaktivní až postupně rozpustná). Podstata hnojení Mg: – síranové formy aplikovat na mírně kyselé až neutrální půdy nebo eliminovat Ca hnojivem – využívat Mg v dusičnanové vazbě při aplikaci na kyselé půdy – pro výrazně kyselé půdy (podzolované) využít oxidovaných, pomalu rozpustných, neutralizovaných forem hnojiva – při výrazném nedostatku Mg v biomase bodově použít foliální výživu							

Poznámky k hořečnatým hnojivům:

Mohou být síranová nebo žíravá.

Kieserit (síran hořečnatý) je fyziologicky kyselé hnojivo se složením 27 % MgO a 54 % SO_4^{2-}.

Tab. 13—19: Vlastnosti a podmínky aplikace vápenatých hnojiv.

(E) VÁPENATÁ							
Hnojivo	**N %**	**P_2O_5 %**	**K_2O %**	**MgO %**	**CaO %**	**Vlastnosti**	**Použití do půdy**
Vápenec mletý – A				2,2	50,0	Mg i Ca v uhličitanové složce, $MgCO_3$ v minimální příměsi pod 10 %, pozvolna rozpustné hnojivo, jemnější → účinnější, možnost využití i do kompostů, mletý na frakce 0,09–0,5 mm.	přednostně lehké, kyselé půdy s nízkou bazickou saturací, dále všechny
Vápenec mletý – B				2,2	47,0	Hnojivo v uhličitanové složce, mletý na frakce pod 0,5 mm.	všechny se zapravením
Varinit			3,0	6,0	52,0	Kombinace hnojiva v uhličitanové a oxidové formě, mletý pod 0,5 mm.	středně těžké, kyselé
Pálené vápno				4,0	90,0	Výrazně hygroskopické, mění se z oxidové formy na hydroxidovou, je reaktivní; aplikace mimo vegetaci, kromě likvidace mechů, rychlé působení a alkalizace.	pouze pro těžké půdy a s rovnoměrný m zapravením
Kaly – cukrovarská šáma	0,2	0,4	0,4	2,0	26,0	Podobá se organickému hnojivu a získává se při čištění řepné šťávy. Efektivní využití jako odpadu s příznivými fyzikálními vlastnostmi.	specifická dobře přístupná stanoviště, lehké až střední půdy
Sádra					32,5	Fyziologicky kyselé hnojivo; nepoužívá se pro úpravu půdní reakce, ale pouze k desalinizaci.	zasolené půdy nad 10 % Na v KVK

Vápnění je základním opatřením pro eliminaci půdní acidity a vytváření optimálnějších podmínek pro výživu. I velmi kyselá půda ještě nemusí být extrémním stanovištěm. V lesních ekosystémech musíme upřednostňovat aplikaci se zapravením do minerální půdy. Při povrchovém vápnění vždy dodržujeme kritéria humusu.
Podstata hnojení Ca
– lehké půdy – uhličitanovou formou hnojiv nebo formou pozvolna rozpustnou (struska, šáma, dolomit)
– oxidové reaktivní formy využíváme pouze při úpravě reakce těžkých půd (např. třetihorní jíly)
– vápníme především na konci vegetačního období
– povrchovou aplikaci vápenatých hnojiv neprovádíme při vrstvě nadložního surového humusu pod 5 cm
– tzv. udržovací – kompenzační vápnění max. 300 kg · ha^{-1}
– meliorační vápnění na středně těžkých půdách 2,0 t CaO · ha^{-1}

Tab. 13—20: Vlastnosti a podmínky aplikace kombinovaných hnojiv.

(F) KOMBINOVANÁ							
Hnojivo	**N %**	**P_2O_5 %**	**K_2O %**	**MgO %**	**CaO %**	**Vlastnosti**	**Použití**
Amofos	12,0	50,0				Granulované hnojivo, velmi dobře rozpustné ve vodě; možno použít pro foliální výživu i k další výrobě NPK.	půdy s dobrou zásobou K
Hydro NP26–14 B	26,0	14,0				Dvousložkové hnojivo, které obsahuje příměs bóru (0,2 %), granulované.	všechny půdy, začátek vegetace
DC 45 PK DC 36 PK DC 45 PK		15,0 18,0 15,0	30,0 18,0 30,0			Dvousložkové hnojivo s vysokým obsahem K pro zajištění optimální kořenové distribuce a odolnosti proti klimatickým stresům, granulované.	půdy a substráty s nízkým obsahem K
NPK NPK DC 39 NPK DC 42 NPK DC 37 NPK Grower NPK Sprinter NPK Hydrokomp	15,0 9,0 6,0 12,0 16,0 20,0 12,4	15,0 15,0 12,0 10,0 6,0 10,0 11,4	15,0 15,0 24,0 15,0 21,0 10,0 17,7	 14 % S 2,0 2,0 2,7	 B, Mn B, Mn	Celá řada hnojiv s různou trojsložkovou kombinací NPK a s možností dalších přísad (Mg, B, Zn); všechna uvedená hnojiva jsou granulovaná.	různé druhy půd hnojit patřičnými kombinacemi dle obsahu čisté živiny v půdě a hnojivu
Cererit	8,0	13,0	11,0	2,0	B, Mo	Klasické vícesložkové hnojivo, s příměsí mikroelementů (B, Mo, Cu, Zn), granulovaný.	základní hnojení začátek vegetace
Hnojiva obsahující ve vyšší koncentraci dva a více prvků (živin). Významnou vlastností těchto hnojiv je vzájemná kombinace zabudovaných živin určující specifikaci hnojiva. Umožňují tak stejnoměrnou aplikaci, kdy odpadá pracné míchání jednoduchých hnojiv. Nevýhodou zůstává neměnný poměr jednotlivých živin. Proto je vždy na trhu z jedné varianty celá škála různých kombinací. Jsou to hnojiva především pro základní hnojení. Při používání kombinovaných hnojiv je nezbytně nutné posoudit stav živin v půdě na základě analýz, aby nedošlo k případnému přehnojení některým ze základních bioelementů. Následná luxusní výživa některého z prvků může mít významný vliv na vývoj a zdravotní stav jedince.							

Poznámky ke kombinovaným hnojivům (dusíkatá + vápenatá hnojiva):

- Karbiamid je amid kyseliny uhličité: hnojivo využitelné i v kompostech. Po aplikaci hnojiva ($CO(NH_2)_2$) nastává v půdě hydrolytické štěpení: $CO(NH_2)_2 + H_2O$ (za působení ureázy) → $(NH_4)_2CO_3 \rightarrow 2NH_3 + CO_2 + H_2O$.
- DAM 390 je vodný roztok dusičnanu amonného + močovina (26 % N). Je to kyselé hnojivo, pro jehož kyselost se používá 30 kg CaO na 100 kg hnojiva (celkový obsah 42,2 % NH_4NO_3, 32,7 % $CO(NH_2)_2$, 30 % N. Pro aplikaci 1,3 g · m^{-3} se zapravuje do půdy 100 l hnojiva (39 kg N na 1 ha).
- Dusíkato-fosforečná hnojiva: Pensol, Fostin, Amofos, Duslofos, Synso.
- Dusíkato-hořečnatá hnojiva: Folimag (11,5 % N, 5,7 % MgO), Fytovit (8,5 % N, 3,6 % MgO), Premag N-10 (10,0 % N, 5,0 % MgO), Dumag (9,5 % N, 7,8 % MgO), MgN_{-sol} (8,0 %, N 10 % MgO).
- Kapalná dvousložková hnojiva: XP_{-sol} (8,0 % N, 24 % P_2O_5), PK_{-sol} (20,2 % N, 8,9 % P), MgN_{sol} (8,0 % N, 6,0 % Mg, 0,7 % Ca).

Tab. 13—21: Další hnojiva používaná v lesnictví a množství zastoupených živin.

Hnojivo	Složení
LAD	27,0 % N, 4,0 % MgO
DAM 30	30 % N
LOVODASA	25 % N + 10 % S
YARA SULFAN	24 % N 6 % S
Síran amonný	21 % N
Močovina big-bag	46 % N
Močovina, pytlovaná	46 % N
POLIDAP, Big-beg : 0,5 t	(fosforečno-dusíkaté hnojivo), granule: 0,9–1,0 kg · dm^{-3}, NP(S) 18–46(5)
Dolophos 26	26 % P_2O_5, 40 % CaO, 3 % MgO
NPK 15–15–15	15 % N, 15 % P_2O_5, 15 % K_2O
NPK 16–16–16 bag 0,5 t	16 % N, 16 % P_2O_5, 16 % K_2O
NPK 8–24–24	8 % N, 24 % P_2O_5, 24 % K_2O
Kamex	40 % K_2O, 5 % MgO
Krista MGS – hořká sůl	16 % MgO, 13 % S

Tab. 13—22: Základní pravidla míchání jednotlivých průmyslových hnojiv (ne – nesmí se míchat; mt – smí se míchat pouze těsně před použitím).

Název hnojiva	AM	KIE	SD	SF	LV	LAV	MO
síran amonný (AM)	vždy	mt	vždy	vždy	**ne**	**ne**	mt
močovina (MO)	mt	**ne**	vždy	mt	**ne**	**ne**	
dusičnan amonný + Ca (LAV)	**ne**	**ne**	**ne**	**ne**	**ne**		
dusičnan vápenatý (LV)	**ne**	**ne**	**ne**	**ne**			
superfosfát (SF)	vždy	mt	vždy				
síran draselný (SD)	vždy	mt					
kieserit (KIE)	mt						

13.3.2 Nové typy hnojiv používaných v lesním hospodářství

Kombinované granulované hnojivo UniCon: Hnojivo je navržené speciálně pro hnojení jehličnanů v porostech juvenilního stádia a v lesních školkách, přičemž živinové složení je: celkový dusík jako N 14 % hm. (z toho 1,2 % hm. N-NH_4, 10 % hm. N-NH_2, 2,8 % hm. N ve formě močovinoformaldehydu), celkový fosfor jako P_2O_5 6 % hm., celkový draslík jako K_2O 21 % hm., celkový hořčík jako MgO 4 % hm. a celková síra jako SO_3 27 % hm. a stimulační látky v minimálním obsahu: kyselina β – indolyloctová 18 mg/kg přípravku, kyselina α – naftyloctová 18 mg/kg přípravku a kyselina β – naftylmáselná 15 mg/kg přípravku.

Hnojivový a stimulační přípravek pro lesní kultury a školky má rovnoměrnou granulací s granulemi o velikosti 2–3 mm, které zajišťují rovnoměrnou distribuci jednotlivých složek v rámci celého objemu přípravku.

Složení a způsob aplikace přípravku jsou navrženy tak, (1) aby byla zajištěna optimální dodávka živin ve smyslu jejich dostupnosti v rámci lesního stanoviště i lesní školky; (2) aby byl využit potenciál, který představují látky určené pro stimulaci růstu; (3) aby byla zejména zajištěna rovnoměrná distribuce živin v rámci celého objemu hnojiva i v rámci ošetřované plochy lesního stanoviště, nebo lesní školky.

Složení směsného hnojiva je zvoleno tak, aby dusík byl přítomen ve více formách (Tab. 2). Hnojivo obsahuje 1,2 % hm. N (10 % celkového dusíku) v amonné formě (N-NH_4), 10 % hm. N (70 % celkového dusíku) ve formě močoviny (N-NH_2) a 2,8 % hm. N (20 % celkového dusíku) ve formě močovinoformaldehydu. Dusík ve formě formaldehydu má omezenou rozpustnost ve vodě.

Různé formy dusíku s postupným uvolňováním N do půdního prostředí umožňují postupný přechod dusíku do výživy rostlin. Tím je eliminováno jednak riziko poškození rostlin zvýšenou

koncentrací agresivních forem dusíku a současně je eliminována zvýšená elektrokonduktivitu půdního roztoku (dusík ve formě močoviny). Specifická výroba hnojiva s využitím technologie granulace s přípravou granulí velikosti 2–3 mm zamezuje volatilizaci a tím nedostatečnému využití dusíku rostlinami. Díky časově optimalizovanému působení hnojiva má hlavní uplatnění při aplikaci v zakládaných porostech lesních ekosystémů a v porostech juvenilního stadia.

Zvýšené množství draslíku je zacílené na podporu rozvoje kořenového systému i rezistence vůči abioticky negativním vlivům, zejména pozdním a časným mrazům, zasahujícím do vegetační sezóny, a na podporu regulace vodního režimu z aspektu eliminace rizika vyplývajícího z klimatických změn, aktuálních zejména v posledních letech při celkovém vývoji klimatu. Dotace draselné složky v síranové formě (K_2SO_4) je zvolena cíleně pro současnou dodávku další makroživiny, síry, která se v průběhu 20. let ukazuje stále častěji jako deficitní jak v půdním prostředí edatopu lesního stanoviště, resp. rhizosféře, tak ve výživě, resp. asimilačních orgánech rostlin.

Tabletová a prášková hnojiva řady SILVAMIX: Jsou to speciální hnojiva s vysokým obsahem živin. Ty se z nich pozvolna a dlouhodobě uvolňují po dobu minimálně dvou let. Hnojiva jsou určena k hnojení a dohnojování široké škály kultur i sazenic ve školkách. Vyrábějí se ve formě tablet různých hmotností a v práškové (granulované) formě pod obchodním názvem Silvamix.

Hnojiva obsahují hlavní živinu – dusík – ve formě močovinoaldehydových kondenzátů (ureaform), vyznačujících se různou rozpustností ve vodě v závislosti na délce polykondenzátového řetězce. Poskytují zdroj pomalé dusíkaté výživy, což je pro terénní podmínky lesních porostů velmi důležité. Na počátku hnojení se nevytváří nežádoucí koncentrace dusíku v půdním roztoku a nezvyšují se jeho ztráty z půdy.

Výraznou předností hnojiv Silvamix jsou málo rozpustné podvojné fosforečnany draselnohořečnaté, které zaručují pozvolné uvolňování i dalších základních živin: fosforu, draslíku a hořčíku. Snížená rozpustnost všech živin v hnojivech je tedy způsobena chemickými vlastnostmi účinných látek a není v principu ovlivněna fyzikálními úpravami hnojivé hmoty – např. tabletováním. Z tohoto důvodu se zásadně neliší rychlost rozpouštění živin z tablet a z práškové formy.

Živiny jsou využívány nejenom po dobu jedné vegetace, ale i po dobu vegetací následných. Důsledkem nízké rozpustnosti je dobrá využitelnost živin z hnojiv Silvamix a jejich eliminace průniku do povrchových a podzemních vod. To má význam pro bezpečnou aplikaci v oblastech ochrany vodních zdrojů. V evropských klimatických podmínkách se živiny z hnojiv řady Silvamix uvolňují po dobu minimálně dvou let.

Hnojiva neobsahují nežádoucí příměsi ani chloridy. Tablety jsou výhodné především pro aplikaci k rostlinám na hůře dostupných stanovištích nebo tam, kde nelze použít obvyklé způsoby hnojení. Aplikace je jednoduchá a lokalizovaná, umožňuje přesné dávkování k rostlině a minimalizuje neproduktivní hnojení půdy mimo dosah kořenového systému.

Použití hnojiv řady Silvamix je v zásadě univerzální. Ideálně jsou však tato hnojiva vhodná především pro hnojení a dohnojování lesních kultur a v práškové formě i lesních školek. Další využití spočívá v přípravě různých druhů substrátů.

1. Aplikace tabletovaných hnojiv řady Silvamix do půdy:

Používá se nejméně 4 až 5 desetigramových tablet ke každé sazenici. V horských oblastech až 8 ks desetigramových tablet. Nejlépe se uplatnilo tabletované hnojivo, které bylo zapraveno 3–5 cm hluboko do půdy v prostoru kořenového balu do místa menšího, než je průměr obvodu koruny, a většího než jeho polovina.

2. Aplikace práškových hnojiv řady Silvamix:

Prášková hnojiva řady Silvamix jsou velmi vhodná pro hnojení a dohnojování sazenic v lesních školkách. V roce setí se prášek aplikuje posypem v dávce nejméně 200–300 $g \cdot m^{-2}$. V následujícím roce se doporučuje hnojení opakovat minimálně v poloviční dávce: 100–150 $g \cdot m^{-2}$. Při výrobě substrátu z rašeliny nebo jiných materiálů se používá dávka 3 kg práškového hnojiva na 1 m^3.

Doba aplikace tabletových i práškových hnojiv řady Silvamix:

Optimální hnojení a dohnojování tabletami i práškovým hnojivem se provádí do konce měsíce července. Při jarní výsadbě je lépe tato hnojiva aplikovat 1 až 2 roky po vysazení než k sazenicím ještě v témže roce. Důvodem je neefektivní využití v období post-výsadbového šoku. Podle místních podmínek je možné u prostokořenných sazenic hnojivo aplikovat v krajním případě i v podzimních měsících, září a říjnu. Pokládání tablet na sníh je nevhodné.

13.3.3 Růstové regulátory používané v lesnictví

Růstové regulátory jsou stimulátory růstu rostlin; představují pevné přípravky s hnojivým účinkem (granulované nebo tabletované, zpravidla aplikované do půdy) nebo přípravky v kapalném stavu (zpravidla výluhy z kompostů, vermikompostů apod. jako hlavní médium, aplikované jako postřik na list), vždy ale po jejich výrobě ve směsi s regulátory růstu, s cíleně podpůrným účinkem na intenzivnější rozvoj listů, kořenů, fruktifikaci, vitalitu, imunitu aj.

Růstové regulátory se již dlouhodobě používají v agronomii pro zvýšení výnosů, nicméně v lesnictví mají mnohem kratší tradici. S rozvojem poznání, že vápnění lesních porostů nevede vždy pouze k pozitivním výsledkům, se lesnický výzkum zaměřil na nalezení dalších způsobů meliorace lesního stanoviště, které by však s sebou nenesly rizika dlouhodobé degradace nejsvrchnějších částí půdy, jak je tomu zpravidla právě v případě vápnění (viz kapitoly 15.1.1, 15.1.2).

Vedle hledání optimálních přípravků je také významná technologie jejich aplikace a cílenost použití. Fytostimulační přípravky tak lze používat v těchto případech:

a) semenáčky a sazenice lesních školek;
b) kultury a nárosty na nepříznivých stanovištích s extrémním účinkem abiotických činitelů (klimatické extrémy, extrémní chemismus či vodní režim půd);
c) eliminace houbových patogenů;
d) stanoviště poznamenané antropogenními vlivy.

Využití tak lze rozdělit na dvě hlavní skupiny:

(A) zvýšení produkce biomasy, ať nadzemní, nebo podzemní – dosažení větších dimenzí a rychlejšího odrůstání stromků v lesních školkách, rychlejší zajištění kultur apod.;
(B) zvýšení vitality dřevin pro zdárnější odrůstání v nepříznivých podmínkách a pro urychlení regenerace po poškození – za spoluúčinku primárních vlivů, jako jsou abiotické faktory (přísušky, mrazíky, minerálně chudá stanoviště), a sekundárních činitelů chřadnutí porostů (houbové patogeny, hmyzí škůdci).

13.3.3.1 Fyziologické účinky fytohormonů

Fytohormony se dělí na stimulátory růstu (auxiny, gibereliny, cytokininy, ethylen) a inhibitory růstu (kyselina abscisová, brasinosteroidy, kumarin), z nichž se v této kapitole budeme zabývat zejména první skupinou.

AUXINY

Patří sem kyselina indolyl-3-octová (IAA), kyselina indolyl-3-máselná (IBA), 4-chlor-IAA, kyselina fenyloctová (PAA). U syntetických auxinů je společným znakem aromatický kruhový systém (s výjimkou alkyltiodarbamátů), v jehož postranním řetězci je umístěna karboxylová skupina (nebo skupina na karboxylovou snadno převeditelná). Syntetické auxiny jsou slabé organické kyseliny. Mezi aromatickým kruhem a karboxylovou skupinou musí být alespoň jeden uhlíkový (nebo kyslíkový) atom.

Auxiny účinkují při stimulaci prodlužovacího růstu, regulaci tropizmů (gravitropizmus, fototropizmus) – např. při nerovnoměrné distribuci IAA pod vlivem gravitace nebo nerovnoměrného

osvětlení nastává nerovnoměrný růst a ohyb; dále při stimulaci růstu nadzemních částí rostliny. Auxiny se vyznačují také polárním účinkem, kdy vlivem jejich koncentrace v terminálním výhonu jsou inhibovány postranní prýty v růstu; podílejí se na regulaci opadu listů a plodů, na zakořeňování a dělení kambiálních buněk.

CYTOKININY

Známých je cca 30 přirozených cytokininů, přičemž všechny vycházejí z adeninu substituovaného na aminoskupině v poloze 6. Cytokininy jsou syntetizovány zejména v kořenech, odkud jsou transportovány do nadzemní části xylémem. Nejvíce jsou obsaženy v dělících a rostoucích pletivech s tím, že jejich akumulaci potlačuje zvýšená hladina auxinu a etylenu (ten vzniká jako produkt při vysokých hladinách auxinu).

Účinek cytokininů spočívá zejména ve stimulaci buněčného dělení (vysoká koncentrace ve všech meristematických, intenzivně se dělících pletivech), ovlivňují také některé reakce v rámci buněčného cyklu, replikaci DNA ve fázi S-mitózy a spolu s auxiny působí na regenerační procesy jako výsledek jejich vzájemné interakce: vyrovnaný poměr vede k tvorbě nediferencovaného pletiva (kalusu), nadbytek cytokininů vyvolává regeneraci prýtů a nadbytek auxinů vyvolává regeneraci kořenů.

Po cílené aplikaci cytokininů lze pozorovat větší větvení stonku, zpomalení stárnutí, nárůst biomasy, zvýšenou toleranci vůči stresu (teploty, zasolení, sucho apod.), iniciaci tvorby semen, inhibici zakořeňování.

GIBERELINY

Je známo více než 100 molekul s giberelinovou strukturou – derivátů základního giberelinového skeletu. Mají lipofilní charakter (vážou se na lipidy). Nejaktivnějším giberelinem v aktivaci prodlužovacího růstu je GA1.

Fyziologické účinky spočívají zejména ve stimulaci prodlužovacího růstu, pouze však nadzemní části rostliny. Tato stimulace je důsledkem jednak zvýšeného prodloužení (elongace) buněk, jednak zvýšeného dělení buněk. Gibereliny také ovlivňují pohlaví květů. Jejich aplikace zvyšuje u řady rostlin tvorbu samčích květů a potlačuje tvorbu samičích květů.

Ze synteticky vyráběných růstových regulátorů jsou při obohacování lesnicky využívaných hnojiv používány následující:

nitrofenolát sodný (SNP) – podporuje růst kořenů;

diethylaminoethyl hexanoát (DA-6) – podporuje růst kořenů;

kyselina Na-a naftyloctová (Na-NAA) – v kombinaci s ostatními látkami zlepšuje zakořeňování (v případě vyšších koncentrací však může růst blokovat!!!);

kyselina K-indolyl-3-máselná (K-IBA) – stimuluje prokořenění.

13.3.3.2 Přípravky s fytostimulačním účinkem: účinky a způsob aplikace

Ve výživě a produkci sadebního materiálu se uplatňují zejména přípravky řady **Silvamix**: Silvamix R se stimulátory, které účinně podporují příjem živin obsažených v hnojivu, zejména dusíku, draslíku a hořčíku. Příjem dusíku účinně podporují přípravky Silvamix F + stimulátory a Silvamix A + stimulátory (Agluform). Silvamix R + stimulátory také účinně podporuje tzv. *influx* (příjem) dusíku a zároveň působí významně na rozvoj kořenového systému.

Příjem draslíku je podporován zejména draselnou řadou hnojiv Silvamix R, příjem hořčíku přípravky Silvamix R + stimulátory.

Efektivnějších účinků pro výživu a vitalitu porostů juvenilního stádia lze dosáhnout s využitím hnojiva UniCon, které při zvýšeném podílu draslíku (21 % K_2O) a při podílu růstových regulátorů v množství 0,17-0,35 % (STIMULAX I) podporuje rozvoj kořenového systému a zvyšuje odolnost vůči

klimatickým extrémům. Granulace s využitím mastku zároveň zajistí rovnoměrnou distribuci jednotlivých složek v celém objemu hnojiva.

Optimálního účinku je dosaženo při aplikaci granulované nebo práškové formy přípravku v dávkách 250 g na 1 m^2, a to v první polovině vegetační sezóny. Při pozdější aplikaci vzniká riziko nedostatečného vydřevnatění pletiv a poškození rostlin mrazem.

Pro podporu vitality lze použít účinné přípravky řady **Wormsaktiv** nebo **Vermaktiv**. Jedná se o kyselý alkoholicko-vodný výluh vermikompostu obsahující enzymy, fytostimulátory, humusové látky, aminokyseliny, auxiny a další látky (kyselina anthranilová, kyselina aminooctová, auxin, cytokininy, organicky vázaný fosfor, dusík a draslík a stopové prvky). Tyto látky vznikají při procesu vermikompostování a jsou přirozeně stabilizovány a fixovány. Základní výluh lze použít buď přímo pro postřiky na list, nebo jako médium pro aditivní látky používané s cílem eliminace houbových patogenů (např. síra, měď, mangan aj. v nízkých koncentracích).

Optimálního účinku v prostředí lesních školek a kultur lze dosáhnout při ředění přípravku s vodou 1 : 50, s dávkováním na sazenice s nadzemní výškou do 60 cm 5,4 l koncentrátu na 1 ha, na sazenice s nadzemní výškou 60–90 cm 7,2 l koncentrátu na 1 ha. Aplikaci je vhodné provádět postřikem s dostatečným zmlžením, bez srážek min. 2 hodiny po aplikaci.

Podstatné u přípravků řady Wormsaktiv a Vermaktiv je, že jejich účinnost je zejména fyziologická, nikoli hnojivá, a na extrémně chudých stanovištích nebo v substrátech lesních školek je třeba pamatovat na souběžnou dodávku živin. Jejich stimulační účinek na rozvoj kořenů je jednou z forem prevence na stanovištích ohrožených přísušky, kdy kořenový systém postupuje do větších hloubek půdy.

Nutno dodat, že stejně jako v případě hnojiv, tak i v případě výše zmíněných i dalších přípravků je nezbytné předcházející šetření, které odhalí stav výživy rostlin i obsahu živin v půdě!

13.4 Kompostování

Kompostování znamená biochemickou přeměnu (transformaci) organických látek v aerobních podmínkách (za přístupu vzdušného kyslíku), zejména za účasti mikroflóry, na stabilní humusový produkt – **hnojivý substrát**. Při kompostování vznikají stabilní humusové látky, za zvýšené teploty se snižuje hmotnost, objem a obsah vody.

Schematicky lze kompostovací proces vyjádřit podle vztahu

$$\text{ORGANICKÉ LÁTKY} + O_2 + \text{MIKROFLÓRA} \rightarrow \text{KOMPOST} + CO_2 + H_2O + \text{TEPLO} \qquad (54)$$

Během kompostování se hmotnost původního materiálu sníží až o 50–60 %. Ještě více se sníží objem kompostovaného materiálu, zatímco se zvyšuje jeho objemová hmotnost (z cca 400–500 kg · m^{-3} na 700–800 kg · m^{-3}).

13.4.1 Fáze kompostování

Kompostování je kontinuální proces, u něhož nelze přesně vymezit jednotlivé fáze tvorby kompostu. Dochází k rozkladu organických látek za průběhu podobných procesů jako v půdním prostředí, kdy základními procesy přeměny jsou mineralizace a humifikace. U kompostů však lze jednotlivé procesy technologicky ovládat, a proto lze kompostování definovat jako řízený proces, který zabezpečuje optimální podmínky potřebné pro rozvoj žádoucích mikroorganismů. Lze tak získat humusové látky rychleji a produktivněji ve srovnání s podmínkami lesního stanoviště.

Konečným produktem kompostovacího procesu je kompost. Je to univerzální organické, resp. organo-minerální hnojivo, které obsahuje všechny složky důležité pro výživu: jak makrobioelementy (živiny), tak kvalitní humusové látky, tak i půdotvorné látky obsazené edafonem. Zralý kompost se vyznačuje drobtovitou strukturou, je bez zápachu a bez možnosti identifikace původních vstupních materiálů.

(1) Fáze rozkladu trvá cca 3–4 týdny. Působní při ní termofilní organismy a teplota dosahuje 60–65 °C (může vystoupat až na 70 °C v závislosti na původu jednotlivých komponent). Teplota se během fáze rozkladu reguluje občasným přehazováním kompostu, neměla by klesnout pod 55 °C po celých 21 dní. Během této fáze dochází zároveň k hygienizaci (zániku hnilobných patogenů a likvidaci semen plevelných rostlin). V této fázi dochází k rozkladu lehce rozložitelných sloučenin (cukrů, bílkovin, škrobů), jejichž konečným produktem je hlavně NO_3^-, NH_3, CO_2, aminokyseliny a polysacharidy. Živiny mohou být dekomponovány až do minerální formy (mineralizace). Během 1. fáze klesá rychle objem hmoty jako důsledek zhutňování, produkce CO_2 a dalších plynných sloučenin, také klesá hmotnost (až o 30 %) a rychle se množí mikroflóra, která respirací přispívá k produkci CO_2, ale i k zakyselení (poklesu pH) vlivem produkce H_2CO_3 a organických kyselin. Během 1. fáze kompost nenabyde vlastností humusu, a není tedy vhodné jej aplikovat do půdy – v této fázi rozkladu může působit až fytotoxicky. V momentě, kdy teplota trvale poklesne pod 40 °C, je 1. fáze kompostování ukončena.

(2) Fáze přeměny trvá 4–8 týdnů. Během ní teplota klesá postupně na cca 25–30 °C a termofilní bakterie jsou nahrazeny odlišnou mikroflórou. Během 2. fáze probíhá kondenzace strukturních jednotek, jejich reakce s aminokyselinami a zabudovávání živin do struktur. Utváří se humusový komplex hnědé barvy a drobtovité struktury a tvoří se aromatické látky, čímž humus nabývá vůně po lesní půdě. Dekompozice organické hmoty je na takové úrovni, že nelze rozpoznat původ původních organických látek. Ve druhé fázi klesá hmotnost již mírněji, cca o 10 %. Ztrácí se také riziko toxicity a kompost lze již použít jako hnojivo nebo pro hnojivé výluhy. Kompost se překopává zpravidla dvakrát nebo vícekrát, podle potřeby.

(3) Fáze syntézy trvá různě dlouhou dobu – 8–12 (11–16) i více týdnů (až ½–1 rok). Teplota kompostu je cca 20 °C. Dochází k polymeraci – syntéze organické hmoty na složité humusové látky (huminové kyseliny, humáty atd.) a utváří se vazby mezi anorganickými a organickými látkami. Kompost má zemitou strukturu a obsahuje zejména *trvalý humus* s vyšším účinkem. Ve 3. fázi se kompost překopává zpravidla dvakrát.

13.4.2 Zakládání kompostů, zásady pro kompostování

Kompost by měl být založený tak, aby byly navozeny optimální podmínky pro rozvoj organismů. Zpravidla je formován do dlouhých hromad lichoběžníkového průřezu s výškou 1,1–2,5 m a šířkou základny 3–4 m. Kompostovací hromady se zakládají buď na volné ploše, k těmto účelům speciálně upravené, nebo do zakládek se stěnami z betonových panelů.

Ve směsi by měl být poměr organické hmoty : zemině 5–10 : 1. Kompostovací hromady by měly mít komponenty o poměru C : N cca 20–30 : 1. Z tohoto aspektu je třeba úměrně dávkovat podíl surové rostlinné hmoty, jako jsou piliny, dřevní štěpka nebo papír, které mají vysoký poměr C : N (až 100–120). Úprava poměru C : N je důležitý faktor úpravy substrátů zejména v lesních školkách.

Poměr C : N u vybraných komponentů při zakládce kompostu:

listí	30–60 : 1 (lípa 37 : 1, dub 47 : 1, bříza 50 : 1, buk 51 : 1, javor 52 : 1, habr 23 : 1, jasan 21 : 1, olše 15–19 : 1, akát 14 : 1, smrk 48 : 1, borovice 66 : 1, douglaska 77 : 1, modřín 113 : 1)
kůra	40–120 : 1 (je vhodné ji předfermentovat)
sláma	90 : 1
dřevo	140 : 1
piliny	300–500 : 1
papír	350 (–1000) : 1
větve	100–200 : 1
hnůj	24 : 1
drůbeží hnůj	10 : 1
močůvka	2 : 1
tráva	8–20:1

Mezi významné parametry pro správné kompostování patří **vlhkostní charakteristiky**. Optimální vlhkost kompostu je 40–60 %, u více zemitých kompostů je to 50–55 %, u kompostů

s vyšším obsahem organických látek je to 50–60 %. Zemědělské odpadní hmoty mají obvykle kompostovací vlhkost 50–60 %, kůra a dřevní odpad 60–70 %.

Při nedodržení **optimálních vlhkostních podmínek** se prodlužuje doba kompostování a navíc vzniká riziko nástupu odlišných biologických a biochemických pochodů. **Nedostatek vlhkosti** působí negativně na metabolismus a život mikroflóry, na hydrolýzu a způsobuje neúměrné zahřívání materiálu (špatné odvádění tepla). Tím jsou vyvolávány termické procesy a suchá destilace, což může vést až k samovznícení. Navíc se dominantním rozkladným procesem stává mineralizace na úkor humifikace a rozložené látky, zejména živiny, se stávají nestabilními. **Nadbytek vlhkosti** působí intenzivnější odvádění energie vlivem výparného tepla. Kompostovaná hromada se tak příliš ochlazuje, a zpomaluje (až zastavuje) se činnost termofilní mikroflóry. Mění se také charakter biochemických procesů a nastupují procesy kvašení nebo hnití. Voda z kompostovací hromady může prosakovat do spodních vrstev hromad a kontaminovat podzemní vody. Neúměrně vlhký kompost lze rozpoznat podle hnilobného zápachu.

Z hlediska **chemismu** je důležité dbát o dostatečný podíl fosforu (optimálně 0,2 % P_2O_5 v sušině), který lze doplnit zejména dodáním kůry, štěpky nebo pilin. Půdní reakce (pH) by se u kompostů měla pohybovat mezi 6–8. U příliš kyselých kompostů je vhodné dodat $CaCO_3$ (1–3 % hmotnostního podílu).

Z hlediska **fyzikálních charakteristik** by kompost měl představovat strukturní materiál o objemové hmotnosti nižší než 1, tedy s převahou organické složky. Komposty z rašelino-kůrových, kůrových a bezjílnatých materiálů by měly mít objemovou hmotnost redukovanou 0,20–0,30 $g \cdot cm^{-3}$, komposty s jílem cca 0,31 $g \cdot cm^{-3}$, zahradní substráty 0,70 $g \cdot cm^{-3}$.

Kompost by měl být dostatečně **provzdušněn**. Neměl by být proto přikryt fólií a měl by se v nepříliš dlouhých intervalech přehazovat. Stanovení provzdušněnosti kompostu je relativně drahé, avšak lze vycházet z předpokladu, že je-li v optimu vlhkost kompostu, je v optimu také jeho provzdušnění (kompost by měl obsahovat cca 8–12 % kyslíku). Špatná aerace může mít příčinu v přílišné vlhkosti nebo vysokém podílu minerální složky. Pro zvýšení provzdušněnosti se do kompostu přimíchává sláma, větve nebo kůra, kompost se přehazuje nebo se do kompostovacích hromad zarážejí kůly, které slouží jako drén.

V průběhu kompostování je třeba kontrolovat a popř. regulovat **teplotu**. Orientačně lze při odhadu teploty vycházet z pozorovatelných znaků, a to (1) barvy – hnědá, šedohnědá až černá, (2) struktury – drobtovitá až hrudkovitá a (3) vůně – zdravý kompost neuvolňuje pachy svědčící o přítomnosti nežádoucích látek a nemá houbovitou nebo nakyslou vůni. V závěru kompostovacího procesu teplota kompostu klesá a ustaluje se. Ustálenou teplotu má kompost tehdy, odpovídá-li teplota kompostu teplotě okolního ovzduší po dobu alespoň posledních 14 dní.

13.4.3 Hodnocení kvality a zralosti kompostu

Problematika kompostů včetně rizik spojených s využitím bioodpadů jako suroviny podléhá legislativě České republiky, konkrétně ČSN 46 5735, Průmyslové komposty. Tato norma platí pro výrobu, zkoušení, dodávání a užívání kompostů vyráběných průmyslovým způsobem a používaných jako organické hnojivo.

Pro objektivní hodnocení kvality kompostu se používají standardní testy. Kvalita, zralost a nezávadnost kompostu se hodnotí testy toxicity, ostatní parametry lze hodnotit dle Tab. 13—23, nejvyšší přípustná množství sledovaných látek v kompostu a surovinách pro jeho přípravu jsou uvedena v Tab. 13—24.

Tab. 13—23: Požadavky na jakost kompostu dle ČSN 46 5735.

Znak jakosti	Hodnota
Vlhkost [%]	min. 40,0; max. 65,0
Spalitelné látky ve vysušeném vzorku [%]	min. 25,0
Celkový obsah dusíku v sušině (N_t) [%]	min. 2
Poměr C : N	max. 30 : 1 (do 25)
Fosfor [%]	min. 2
Draslík [%]	min. 1,25
Vápník + hořčík [%]	min. 4,5
Hodnota pH	od 6,0 do 6,5
Nerozložitelné příměsi [%]	max. 2,0
Homogenita celku [$\%_{relativní}$]	± 30

Tab. 13—24: Nejvyšší přípustná množství sledovaných látek v kompostu a v surovinách pro jeho přípravu dle ČSN 46 5735. Registrované komposty musí splňovat kritéria třídy I (specifikaci jednotlivých tříd uvádí vyhláška 341/2008).

Sledované látky	Nejvyšší přípustné množství sledované látky [mg · kg^{-1}] ve vysušeném vzorku suroviny	Nejvyšší přípustné množství sledované látky [mg · kg^{-1}] ve vysušeném vzorku kompostu podle třídy	
		I.	II.
As		10	20
Cd		2	2
Cr		100	300
Cu		100	400
Hg		1	1,5
Mo		5	20
Ni		50	70
Pb		100	300
Zn		300	600

13.4.4 Druhy kompostů

Statkové komposty se obyčejně vyrábějí ze zemědělských odpadů na volné ploše – na okraji pole nebo lesa. Organický materiál je zejména sláma, řepka, makovina, natě, plevy, nevhodná krmiva, listí stromů, tráva z lučních porostů a drny ze skrývek. Jako anorganický materiál se používají kaly z čističek odpadních vod, bahno, zemina po praní řepy, odpadní vápno, popel atd. Zdroji mikrobů (pro „naočkování“ kompostu) jsou kejda, močůvka nebo hnůj. Kompost se vápní $CaCO_3$.

Průmyslové komposty se vyrábějí ve specializovaných závodech (kompostárnách), kde jsou hlavními směsmi městské a průmyslové látky – domovní a komunální odpad, dále přírodní zdroje jako rašelina nebo bahno a také ostatní odpadní látky, jako jsou saturační kaly, popílky, prosevy. Očkování kompostu se provádí vyhnilými kanalizačními kaly.

Specifickou kategorii kompostů tvoří **vermikomposty** (Hanč & Plíva 2013). V jistém slova smyslu mohou být považovány za pokročilejší formu kompostování, kdy je cíleně využíváno žížal v přeměně kompostované suroviny na humifikovanou hmotu. Vermikomposty jsou populární zejména při využití tzv. kalifornských žížal (*Eisenia andrei*), ale stejně dobře lze použít druh žížala hnojní (*Eisenia foetida*). Výhodou využití kalifornských žížal je, že díky specifickým trávicím enzymům likvidují patogenní látky, které se nacházejí např. v hnijících surovinách.

14 LESNICKO-PEDOLOGICKÉ ASPEKTY MINERÁLNÍ VÝŽIVY LESNÍCH DŘEVIN

14.1 Hlavní aspekty výživy rostlin

Pod **minerální výživou rostlin** si lze představit začlenění látek (prvků) s nízkou chemickou energií do rostlinných pletiv; převážně se stávají součástí struktury organických látek (vyjma např. iontů K^+, které se podílejí např. na membránových dějích) na účet energie získané jinými metabolickými procesy. Rostliny přijímané látky využívají pro zajištění optimálního růstu, v případě ustálené dynamické rovnováhy bez degradačních účinků na stanoviště, tzn. při zachování koloběhů látek ekosystémem. Při hnojení (dodávání látek do systému „z vnějšku") je třeba důsledně respektovat ekologii daného prostředí, ať už se jedná o lesní stanoviště, nebo o lesní školky. U lesních stanovišť problematika minerální výživy úzce souvisí s dlouhodobostí fyziologických procesů rostlin a koloběhů látek, které by měly být respektovány, u lesních školek je problematika minerální výživy blízká spíše zemědělským půdám, kde jde o udržení půdní úrodnosti.

Minerální živiny jsou nezbytné pro růst a vývoj rostlin a jsou nenahraditelné jinými chemickými prvky. A protože se jedná o výživu živých organismů, jsou to prvky biogenní. Minerální živiny se účastní všech ontogenetických fází vývoje rostliny, avšak vždy v jiné míře a poměru daných živin – jiné prvky se v převaze účastní klíčení, jiné růstu jedince, jiné kvetení, plození a zrání, obecně rozmnožování (viz dále).

Mladší rostlinná pletiva oproti starším zpravidla obsahují ve větších koncentracích N, P, K; starší pletiva obsahují více Ca, Mn, Fe a B, zatímco obsah N, P a K se s postupem věku snižuje.

Zatímco z produkčního hlediska v zemědělském pojetí biogenní prvky a sloučeniny působí na výnosy zemědělských plodin (např. bílkoviny jsou významné pro růst pšenice, která jich obsahuje velké množství, škrob je naopak přítomen v hlízách brambor a sacharidy v cukrovce), v lesnickém pojetí biogenní prvky působí na produkci dřeva a vývoj dřeviny, tedy v dlouhodobějším a komplexním měřítku, což je vázáno na delší obmýtí (až 50×–70×). Mohou tak působit buď na kvantitu – v případě lignikultur, nebo na kvalitu – např. v případě získávání rezonančního nebo jinak kvalitativně odlišného dřeva (s čímž souvisí také pěstební přístupy v daných porostech).

Minerální živiny se z hlediska jejich obsahu v organické hmotě (rostlinných pletivech) dělí na **makroživiny** (C, O, H, N, P, S, Ca, Mg, K), které jsou v rostlinné biomase obsažené z více než 0,1 %, **mikroživiny** (Fe, Mn, B, Zn, Mo, Cu, Co), které jsou v rostlinné biomase obsaženy z méně než 0,1 % a užitečné živiny (Na, Cl, Si, Al, V, Ti aj.), jež se v různé míře a v různé fázi ontogeneze podílejí na metabolických procesech (viz také kapitoly 12.1, 12.2, 12.4 a 12.5). Přitom prvky (živiny) mohou být obsaženy ve velmi rozdílném množství: např. N a K mají podíl 10× vyšší než P a Mg a ty zase 100–1000× vyšší podíl než mikroelementy.

Živiny lze rozdělit také podle fyziologických a biochemických vlastností: C, O, H, N, S jsou přijímány jako CO_2, HCO_3^-, H_2O, O_2, NO_3^-, NH_4^-, SO_4^{2-}, SO_2. P, B a Si jsou přijímány ve formě fosfátů, kyseliny borité, borátů a silikátů. K, Na, Mg, Ca, Mn a Cl^- jsou přijímány v iontových formách (např. K^+, Mg^{2+}). Fe, Cu, Zn a Mo jsou přijímány jako ionty nebo cheláty.

Minerální živiny (obecně prvky) lze rozdělit na **nekovy** (C, O, H, N, P, S, B, Si, Cl), **kovy** (K, Ca, Mg, Na) a **těžké kovy** (Fe, Mn, Cu, Zn, Cd, Zn, Hg, Pb, atd. – viz kapitolu 15.1.4).

Část rostlinného těla tvoří tzv. **popeloviny**. Zaujímají v rostlině velmi malý podíl, jsou však významné z hlediska tvorby organických látek při fotosyntéze.

14.2 Problematika příjmu živin rostlinou

14.2.1 Kořenová výživa

Živiny jsou z půdy přijímány z půdního roztoku (snadno rozpustné sloučeniny uvolněné do půdního roztoku, tzv. přijatelné živiny) nebo z pevné fáze půdy (tzv. přístupné živiny, vázané na

sorpční komplex nebo snadno rozpustné sloučeniny v půdě, které vznikají buď biologickou činností mikroorganismů, nebo působením kořenových exsudátů).

Do cytoplazmy buněk **kořenů rostlin** jsou ionty z půdního roztoku dopraveny specifickými nosiči. Přijaté prvky (živiny) jsou buď okamžitě zapojeny do látkové výměny (prvky N, P, S), nebo jsou jako ionty dočasně pohlceny a uloženy ve vakuolách, nebo jsou transportovány do nadzemních orgánů přes plasmatická vlákna (plasmodezmy) skrz sousedící buňky až do xylému (dřevního cévního svazku) a tudy rozváděny do celé rostliny nebo příslušných nadzemních částí.

Floémem (lýkem) jsou naopak vedeny produkty metabolismu (asimiláty). Rostlinnými pletivy jsou snadno vedeny prvky K, N, P a S, neboť se rychle vážou na organické látky, obtížněji Zn, Fe a Mn a obtížně Ca a Mg.

Příjem živin může být PASIVNÍ, zprostředkovaný difuzí, kdy se roztok volně pohybuje, aniž by musel překonávat biologickou bariéru (plazmalemu), do mezibuněčných prostorů nebo v rámci nich. Difuze má statický charakter, neboť se látky pohybují prostorem z místa vyšší koncentrace do místa s nižší koncentrací. Při pasivním transportu není spotřebovávána metabolická energie. Pasivní transport může za jistých okolností probíhat i přes membránovou dvojvrstvu, pokud dochází k pohybu hydrofilních a iontově aktivních látek.

Při AKTIVNÍM příjmu živin je třeba přímé účasti metabolických dějů. **Příjem spojený s metabolismem** vyžaduje vnější energii, je spojen s oxidativním odbouráváním cukrů (sacharidů) a probíhá zejména v provzdušněných půdách. Aktivní příjem je **příjem spojený se selektivitou.** Umožňuje přijímat tu živinu, která je v půdě zastoupena v nižším množství než ostatní živiny, ale je pro rostlinu v daném čase významnější. Živiny jsou přijímány **proti koncentračnímu spádu**. Při tomto příjmu mají vakuoly vyšší negativní náboj a rozdíl nábojů mezi vnitřním a vnějším prostředím vakuol se vyrovnává pronikáním kationtů z půdy (K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+) i přes koncentrační spád, kdy jsou dané živiny obsaženy uvnitř vakuol ve vyšších koncentracích než vně. Záporný gradient vnitřní části buňky tak umožňuje aktivní transport živin přes plazmalemu s tím, že záporný náboj uvnitř buňky je zajištěn ATP (po disociaci molekul vody na H^+ a OH^- jsou vodíkové ionty transportovány za plazmatickou membránu, čímž se zvyšuje koncentrace hydroxylových aniontů a tedy záporný náboj uvnitř buňky). Proces je zajištěn tzv. **protonovou pumpou** (sodíko-draslíkovou pumpou), kterou je transmembránový protein různého chemismu, zajišťující aktivní transport H^+.

Samotná výživa může probíhat dvěma způsoby:

1. **Kontaktní výměnou** mezi povrchem kořenů a povrchem půdních koloidů. Při tomto způsobu dochází k výměně vodíkového kationtu H^+ z rostlin za kationt z koloidů. Z hlediska podílu na výživě tento způsob není významný.
2. **Objemovým tokem,** kdy je transport zajištěn prouděním roztoků obsahujících dané látky (živiny) z půdního roztoku do kořene. Výživa v tomto případě závisí na velikosti (rychlosti) toku a na koncentraci roztoků. Pro tento příjem jsou významné koncentrace a aktivita iontů v půdním roztoku, aby mohla probíhat výměna iontů mezi roztokem a povrchem iontů (z hlediska možnosti uvolnění iontů z povrchů koloidů je významné, že mezi půdním roztokem a koloidy je neustále ustalována rovnováha a koncentrační spád je neutralizován). Samotný tok závisí na hydratační energii prvků (např. u K^+ je 357 kJ · mol^{-1}, u Mg^{2+} je 1086 kJ · mol^{-1}), kterou se molekuly vody vážou na povrch jednotlivých iontů.

Při **povrchové adsorpci** (vázání *na* povrch) jsou ionty vázány na povrchu karboxylových skupin pektinových látek na buněčných stěnách. Tato forma příjmu je významnější u mladších než u starších a u dvouděložných než u jednoděložných rostlin.

14.2.2 Foliální výživa

Foliální výživa (mimokořenová výživa nebo také hnojení na list) probíhá prostřednictvím listů (asimilačních orgánů) i plodů a znamená nejčastěji cílené aktivity spojené s dodáním živin rostlinám. Při foliální výživě se zvyšuje účinek hnojiv až o 85 %, zvyšuje se také příjem některých živin

kořenovým systémem (např. při aplikaci močoviny na asimilační aparát se zvyšuje příjem P a K kořeny) a snižuje se riziko z přehnojení půdy. Efektivita foliální výživy závisí na stavbě a stáří listů, na době aplikace v rámci vegetační sezóny i na koncentraci hnojivé látky.

V principu probíhá příjem foliální výživou v důsledku zvlhčení povrchu listu aplikační (nosnou) látkou, čímž se kutikula rozestoupí a následuje difuze živin do listu přes buněčné membrány.

14.3 Výživa rostlin a Liebigův zákon

Na výživu (příjem živin rostlinami) má vliv nejen množství (koncentrace) živin v prostředí (půdním roztoku), ale také jejich vzájemný poměr. Prvky obsažené v půdě jsou přítomny v několika intervalech koncentrací, resp. zónách koncentrace živin v prostředí, ze kterého jsou rostlinou přijímány.

Jak bylo výše zmíněno, s obsahem, resp. koncentrací živin souvisí jejich vzájemné interakce nebo také limitní hranice jejich koncentrace v prostředí. V širším slova smyslu se jedná o **Liebigův zákon minima**, který znamená, že životní podmínky jsou limitované tím faktorem prostředí, který je v rámci daného ekosystému v minimu a omezuje tak život a rozvoj organismu. Např. pro aridní oblasti (polopouště, pouště) je limitní obsah vody, ačkoli ostatní podmínky mohou představovat ekologické optimum. Z hlediska výživy rostlin to znamená, že výživa probíhá na té úrovni, na jaké je rostlina vyživována živinou nejméně obsaženou v půdě.

Často je limitním prvkem výživy fosfor P, který rostliny vyžadují ve značném množství, ale v půdě je nezřídka obsažen v malé míře. V momentě vyčerpání fosforu (jeho imobilizace v rostlinných pletivech) se zpomaluje růst a vývoj rostlin a nastává deficit ve výživě.

14.4 Faktory ovlivňující příjem živin

Intenzita kořenové výživy závisí na

- obsahu vody a vzduchu (resp. jejich poměru) v půdě;
- teplotě;
- půdní reakci;
- složení půdy (obsahu živin a jejich interakci);
- intenzitě syntézy živin do organických vazeb v kořenech a možnostech transportu biomasou;
- formě aplikace hnojiv, jedná-li se o hnojení (na půdní povrch nebo do půdy s promísením).

V procesu příjmu živin **voda** účinkuje jako médium – translokátor a distributor živin. Zároveň, protože je spojená s optimalizací životních podmínek většiny půdních organismů, se nepřímo podílí na mineralizaci a nitrifikaci a dalších procesech uvolňujících živiny do oběhu. Voda se významně podílí na tvorbě biomasy: na tvorbě 1 kg sušiny se účastní 300–800 l vody.

Za vyšší vlhkosti je ve výživě více přítomného Ca^{2+} a Mg^{2+} a zároveň se K^{+} lépe uvolňuje mineralizačními pochody. To plyne z hydratačního balu iontů (viz kapitolu 11.2.4, Tab. 11—2), který podmiňuje jejich hydratační energii. Ta je nezbytná proto, aby živina mohla být rostlinou přijata. Pro hydrataci různých iontů je zapotřebí uplatnit různé množství molekul vody, např. hořčík je v hydratovaném stavu obalen 14 molekulami vody, zatímco draslík 4 molekulami vody, což je zásadní

Příjem živin významně ovlivňuje **sluneční záření**. Rostliny však využívají při metabolických procesech pouhý zlomek záření dopadajícího na Zemi: za vegetační období je využíváno cca 2,5 % (2,0–4,0 %) globálního záření. To ovlivňuje příjem dusíku, fosforu, síry i draslíku, který je lépe přijímán při zastínění. Sluneční záření, jeho intenzita a světelný požitek mají těsnou vazbu na dusík obsažený v rostlinných pletivech. Ten je součástí chlorofylu, podílí se na konstrukci aminokyselin, nukleových kyselin a bílkovin a tím je základní složkou protoplazmy. Nedostatek dusíku má za důsledek změnu cukrů na škrob a tuky.

Optimální **teplota** pro příjem živin se u většiny rostlin mírného klimatického pásu pohybuje mezi 25 a 35 °C. Při teplotě pod 10 °C klesá mineralizace vlivem snížené aktivity nitrifikačních bakterií,

(z čehož plyne, že je vhodné aplikovat dusíkatá hnojiva v jarním období). Při teplotě nižší než 6 °C dochází ke snížení příjmu všech živin, zejména Ca a P. Teplota 5 °C je hraniční pro příjem NO_3^- (NH_4^+ je při této teplotě ještě metabolizován, což koresponduje se skutečností, že v chladných podmínkách horských poloh je v půdách více zastoupený dusík v amonné formě). Se stoupající teplotou stoupá rozpustnost látek a zvyšuje se rychlost metabolických procesů.

Příjem živin je ovlivněn také **složením atmosféry**. Celá řada rostlin je citlivých na zvýšený obsah SO_2 (hranice je 0,1 mg · m^{-3}), který způsobuje nekrotické skvrny na asimilačních orgánech. Zvýšená koncentrace CO_2 způsobuje snížení vodivosti průduchů, ale snižuje také vliv imisí, zvyšuje efektivitu využití vody v rostlině a nárůst biomasy (viz také kapitolu 15.4.2).

Komplexní pojetí výživy rostlin v tomto kontextu půdy jako výchozího substrátu pro jejich růst a v souvislosti se stanovištními podmínkami představuje **půdní úrodnost**. Jde o schopnost půdy jednak poskytovat rostlinám prostředí pro růst a vývoj (dostatek živin, vody, vzduchu apod.), jednak poskytovat podmínky pro život půdních organismů a jednak vyrovnávat v rámci pufračních schopností změny v půdním prostředí.

15 DEGRADACE A OCHRANA PŮDY, ENVIRONMENTÁLNÍ POJETÍ PŮDY

Za degradaci půdy lze považovat zhoršování půdních vlastností a tím i stanoviště antropogenními faktory.

Degradace půdy se projevuje ve zhoršování půdních fyzikálních, chemických nebo biologických vlastností. Je výsledkem vnějších faktorů, jako jsou geologické, klimatické, biologické a antropické podmínky, ale také vnitřních faktorů, které podmiňují stabilitu půdy, její kvalitu a „zdraví" (jako je půdní chemismus, půdní pufrovitost, biologická aktivita a celá řada dalších vlastností).

V oboru lesnické pedologie spočívá riziko degradace půdy zejména

- v acidifikaci půdy vlivem imisí
- v intoxikaci půdy cizorodými látkami (pesticidy, těžké kovy, soli)
- v neadekvátních melioračních opatřeních za účelem zmírnění acidifikace
- ve zhoršení fyzikálních vlastností vlivem těžební techniky
- v nevhodné dřevinné skladbě a následných změnách v půdním chemismu a společenstvech edafonu
- v intenzifikaci lesního hospodářství (plantáže a krátkověké rychle rostoucí dřeviny)
- záboru lesní půdy

15.1 Chemická degradace půdy

Chemická degradace spočívá ve změnách půdního chemismu prostřednictvím

- změn půdní reakce (acidifikace nebo alkalizace)
- změn v koncentraci solí v půdě
- ztráty trofismu půdy (vyplavení živin, snížení půdní sorpce)
- intoxikace rizikovými prvky (zejména těžkými kovy)
- snížení kvality organické hmoty

Chemická degradace lesní půdy je přirozeným procesem podmíněným celou řadou komplexně působících faktorů. V případě zvýšení intenzity okyselování zejména antropogenní činností hovoříme o *urychlené acidifikaci* půdy (Bedrna 2002, Hruška & Ciencala 2005, Šimek 2004). Acidifikace půdy je proces, který znamená změnu půdní reakce od alkalické směrem ke kyselé a je doprovázen snížením schopnosti půdy neutralizovat kyselé ionty H^+. Jak acidifikace, tak alkalizace jsou primárně přirozené změny v půdní reakci reflektující postglaciální vývoj půd, vyvolané např. procesem podzolizace, ilimerizace, salinizace (viz kapitolu 6.1). Antropogenní činnost se podílí na urychlené acidifikaci nebo alkalizaci zejména atmosférickou depozicí polutantů, kyselými dešti, nevhodnou dřevinnou skladbou, hnojením, vápněním nebo zimním solením. Přirozeně probíhá acidifikace v řádech stovek až tisíců let, zatímco urychlená acidifikace se může projevit i v rámci decenia.

Z hlediska výživy lesních dřevin mohou být v půdě navýšeny koncentrace prvků, které mohou být při normálním obsahu zcela neškodné, avšak při jejich navýšení se stávají toxickými – jako je hliník, zinek, nikl, olovo, arsen, ve vodě rozpustné soli, ale i karbonáty.

Vedle vlastních změn v půdním chemismu, kterými se budeme dále v této kapitole podrobněji zabývat, má každá změna v chemických vlastnostech půd odezvu ve **změně společenstev půdních organismů**. Vizuálními projevy je změna ve skladbě vegetace, která reaguje zejména na půdní reakci, trofismus půdy a vodní režim. Na úrovni edafonu se však také odehrává celá řada změn ve skladbě mikrobiálního společenstva, na které má změna v obsahu různých látek (forem dusíku, síranů, vodíku atd.) komplexní vliv. Reakce edafonu na změny v půdním chemismu má odezvu v kvalitě dekompozičních procesů a produktů humifikace, změnách humusových forem a koloběhů látek, ve snižování imunity mezoedafonu k mikrobiálním parazitům, houbám i prvokům, ve zkrácení životních cyklů, snížení plodnosti aj. Zejména v lesních půdách navazující vápnění s sebou nese v souvislosti s biologickou aktivitou značná rizika: zatímco vlivem acidifikace dochází k redukci počtu

druhů půdních organismů a následnému vyselektování acidofilního společenstva, následné meliorační vápnění nejen že původní společenstvo neobnoví, ale navíc působí drasticky na acidofilní společenstvo, které se uzpůsobilo nově nastoleným podmínkám. Takto je postupně redukováno také acidofilní půdní společenstvo a s ním také biologická aktivita i celá funkce edafonu (Rusek in Hruška & Cienciala 2005).

15.1.1 Acidifikace

Acidifikace je definována jako pokles neutralizační kapacity půdy. Zahrnuje procesy změn chemismu půdy, při kterých dochází ke snižování obsahu bází (živin) a naopak ke zvyšování obsahu kyselých kationtů (zejména hliníku a vodíku). Důsledkem a zároveň projevem je snížení půdní reakce (pH). Acidifikace tedy znamená změnu chemismu v čase a provází ji ztráta živin vymýváním v důsledku přirozených acidifikačních procesů, odběru biomasy spolu se sklizní (zemědělské půdy) nebo těžbou (lesní půdy) nebo také atmosférické depozice polutantů.

Díky pufrovitosti (viz kapitolu 11.1.2) půda disponuje schopností udržovat půdní reakci (půdní aciditu/půdní bazicitu) v určitých hodnotách pH. Zároveň však vlivem přirozených nebo antropogenních procesů dochází ke změnám v půdní reakci. V případě, že dochází k okyselování půdy, hovoříme o acidifikaci, snižování kyselosti je neutralizace a zvyšování pH nad 7 je alkalizace. V podmínkách mírného pásu a humidního klimatu mají půdy přirozenou tendenci se okyselovat, proto je v tomto textu acidifikaci věnována větší pozornost.

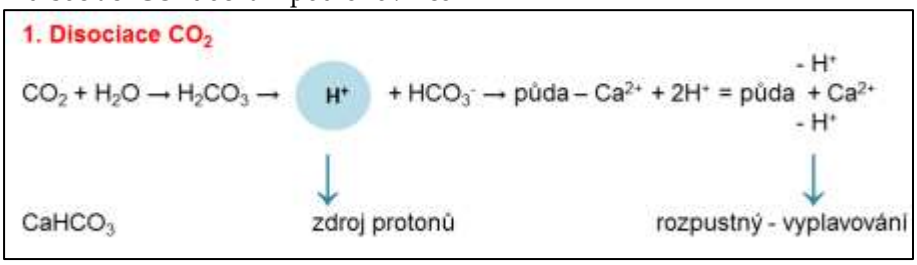
Urychlená acidifikace se odehrává v důsledku působení buď **(1)** interních zdrojů, jako je disociace CO_2, disociace organických kyselin, akumulace kationtů v biomase a jejich odběr z půdy v rámci koloběhů v lesním ekosystému, zvětrávací a dekompoziční procesy, oxidační procesy, hydrolýza při desorpci (zpětném uvolňování) iontů hliníku, nebo **(2)** externích zdrojů, z nichž jsou nejvýznamnější imise.

15.1.1.1 Příčiny acidifikace

Podstatné je, že acidifikace je v zásadě přirozený proces, který probíhá i bez antropogenních vlivů, zejména v půdách horských poloh, které jsou typické přirozeně nízkou hodnotou pH, nízkou bazickou saturací, nízkou sorpcí a pufrovitostí půdy. Vlivem lidské činnosti však může dojít k intenzivnějším acidifikačním procesům v půdě. Příkladem může být celá zemědělská produkce nebo další intenzivní způsoby využívání půdy, při kterých dochází k odběru živin. V takových případech jsou živiny do půdy zpětně dodávány nejrůznějšími formami hnojení (viz kapitolu 13). V případě lesních půd jsou podobné meliorační zásahy otázkou detailního šetření konkrétního stanoviště, na základě kterého je stanovena míra acidifikace a tím rizika chemické degradace půdy. Toto riziko však musí být vždy posuzováno v kontextu stanoviště, dřevinné skladby i zdroje případného polutantu nebo příčiny změny půdního chemismu. Proto zde uvádíme vedle antropicky podmíněné acidifikace také přirozené mechanismy, při kterých dochází ke změnám v půdním chemismu:

- **Disociace CO_2**

K disociaci CO_2 dochází podle rovnice



Během reakce dochází ke slabé disociaci vzniklých hydrogenuhličitanů, které jsou zdrojem protonů. Z vazeb uvolněný vodík je v půdě mobilní a dochází k jeho vyplavování.

- **Disociace organických kyselin**

V tomto případě má kyselost původ v humifikačních procesech. Proces lze vyjádřit podle rovnice

2. Disociace organických kyselin – pochází z humifikace!

$CH_3 - COOH \rightarrow CH_3 - COO^- + H^+$ (odštěpuje se vodíkový iont H^+)

produkce H^+ = (HCO^- + organické kyseliny) – vstup + organické kyseliny

Vodíkový iont se uvolňuje z karboxylových skupin do půdního prostředí.

- **Akumulace kationtů v biomase (odběr živin lesním ekosystémem)**

Při přijímání živin (kationtů) rostlinami dochází k ekvivalentnímu uvolňování iontů H^+ do půdy z kořenů rostlin. Produkce vodíkových iontů se tak rovná odběru živin z půdy a je snížena o přísun živin ve formě opadu a o export vodíkových iontů z půdy s půdní vodou do povrchových nebo podzemních vod.

- **Zvětrávací a dekompoziční procesy**

K uvolňování vodíkových kationtů dochází jednak při zvětrávání minerálů a hornin, jednak při dekompozici organických zbytků. Zároveň probíhá desorpce adsorbovaných aniontů (NO_3^-, SO_4^{2-}, $H_2PO_4^-$, Cl^-, F^- apod.), které jsou z půdy odnímány rostlinami. Produkce H^+ je potom rovná příjmu živin rostlinami, sníženému o přísun živin z atmosféry a z opadu.

- **Oxidační a redukční procesy**

Oxidační procesy probíhají ve vazbě na acidifikaci zejména v souvislosti s dusíkem. Zdrojem acidifikace je ale i oxidace dalších prvků, např. síry podle vztahu:

$$S \rightarrow FeS \rightarrow H_2S = H_2SO_4 \rightarrow 2H^+ + SO_4^{2-} \qquad (58)$$

Obdobně účinkují oxidační procesy v případě amonných sloučenin:

$$\mathbf{2NH_4^+ + 3O_2 \rightarrow 2HNO_2 + 2H_2O + 2H^+} \qquad (59)$$

$$2HNO_2 + O_2 \rightarrow 2HNO_3 \qquad (60)$$

Za zvýšeného přísunu dusíku (např. v případě imisí) dochází k nutriční nerovnováze. Zvýšený příjem dusíku má za následek zvýšenou produkci biomasy a také zvýšené odčerpávání dalších živin z půdy, jako vápníku Ca^{2+}, hořčíku Mg^{2+} nebo draslíku K^+.

Samotná amonifikace (viz kapitolu 12.2.2.3) je proces, při kterém v půdě nedochází primárně k produkci vodíkových iontů, avšak při příjmu dusíku rostlinami v amonné formě ano. Tvorba amoniakální formy dusíku v prvním stupni (NH_3) během rozkladu, zejména z bílkovin (z odumřelé hmoty opadu), nezahrnuje ani produkci ani spotřebu vodíkových iontů. Ve druhém stupni amonifikace dochází k protonaci – reakci vody s NH_3, čímž vzniká amoniakální forma dusíku NH_4^+, přijatelná rostlinami a adsorbovatelná na půdní sorpční komplex. Při tomto procesu jsou vodíkové ionty z půdy odebírány a čistá kumulativní produkce vodíkových iontů je deficitní (-1 H). Jestliže však je NH_4^+ odebírán porostem (zejména ve smrkových porostech) nebo mikroflórou, H^+ je uvolněn při odběru do půdy (+1 H). Kumulativní produkce vodíkových iontů je pak nulová.

Zejména v nižších polohách a na středně bohatých stanovištích dochází k nitrifikaci, tj. k oxidaci amonné formy na dusičnanovou (opět viz kapitolu 12.2.2.3), přičemž jsou uvolňovány při vzniku jednoho aniontu NO_3^- dva kationty H^+. Čistá kumulativní produkce při zohlednění protonace ($NH_3 \rightarrow NH_4^+$) je 1 H^+ (každý mol NH_3 přeměněný na NO_3^- produkuje 1 mol HNO_3).

Jestliže je NO_3^- odebírán porostem, pak je z porostu uvolněn hydroxylový aniont OH^- a produkce H^+ je nulová. Tato situace však zejména ve smrkových porostech nastává zřídka, neboť smrk preferuje výživu dusíkem v amonné formě (NH_4^+).

Je-li však aniont NO_3^- (dusičnanová forma dusíku) vyplaven, což je při jeho vysoké mobilitě dosti pravděpodobné, nastává čistá produkce 1 H^+ do půdy a dochází k acidifikaci. Nejsou-li dusičnany z půdy vyplavovány a nevyskytuje-li se vnější vstup N z ovzduší, čistá produkce vodíku je nulová.

V teplém období, nebo také při odlesnění, kdy je půdní povrch více prohříván, dochází ke zvýšené mineralizaci dusíku a tím také k nitrifikaci amoniaku NH_3 na dusičnany doprovázené uvolněním energie podle vztahů (srov. se vzorci 67 a 68):

$$NH_3 + 3/2O_2 \rightarrow NO_2^- + H^+ + H_2O + \mathbf{274.91\ kJ \cdot mol^{-1}} \qquad (61)$$

v procesu nitritace a

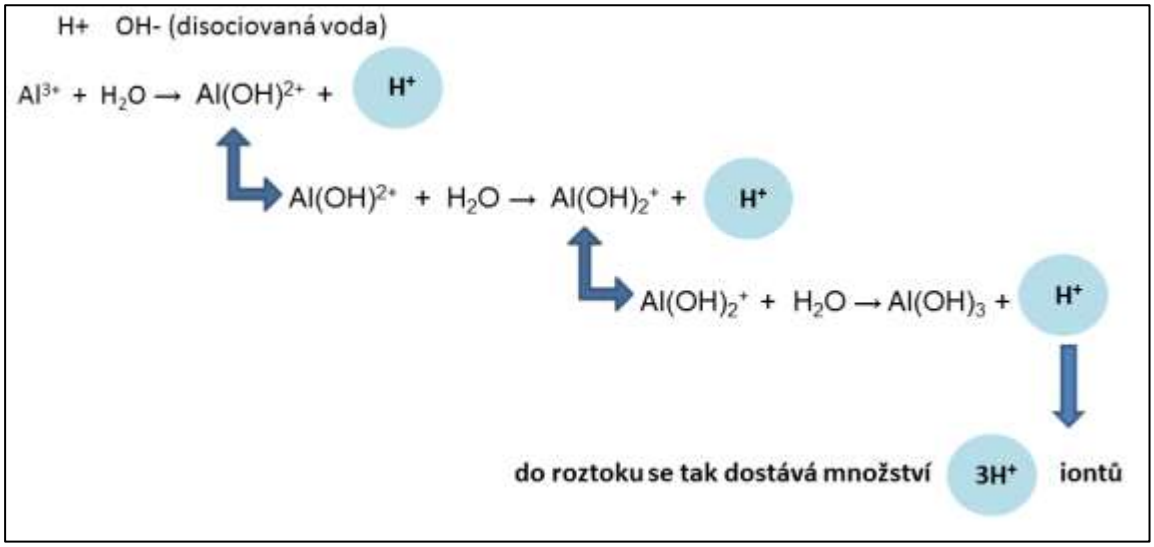
$$NO_2^- + ½\ O2 \rightarrow NO_3^- + \mathbf{74{,}16\ kJ \cdot mol^{-1}} \qquad (62)$$

v procesu nitratace (viz také kapitolu 12.2.2.3).

Je-li v takových případech dodán vápník formou vápnění, důsledkem je uvolnění vodíku z vazeb s dusičnany za vzniku $Ca(NO_3)_2$ a uvolnění vodíku do půdního roztoku. Dočasně tak může dojít k okyselení půdního roztoku.

- **Hydrolýza při desorpci iontů hliníku (Al^{3+}) a železa (Fe^{3+})**

Hydrolýza vlivem účinku hliníku a železa má za následek uvolňování vodíku ve velkém množství, a to podle vztahu



Do půdního roztoku se tak dostává trojnásobné množství iontů H^+ s tím, že kyselost způsobují adsorbované ionty H^+, Al^{3+}, Fe^{3+} i Fe^{2+}. Hliník je v půdě rozpustný v závislosti na pH (do výměnné formy Al^{3+} přechází až při pH < cca 5,5; do té doby je součástí nerozpustného gibbsitu). Tak např. při vápnění půd při kyselém pH jsou iontem vápníku Ca^{2+} nejprve desorbovány ionty H^+, zatímco při pH nad 5 jsou desorbovány ionty Al^{3+}, které jsou hydrolyzovány na ionty $Al(OH)^x$. Hliník ve vysokých koncentracích také působí fyziologické problémy kořenovému systému smrku (Hruška & Cienciala

2005). Zejména při nízkém poměru bazických kationtů a Al obsazuje hliník výměnná místa na buněčných membránách kořenového apopolastu a narušuje iontovou rovnováhu, brání aktivnímu transportu iontů, hlavně Mg^{2+}. Tím dochází k odumírání především jemných kořenů a k následným poruchám v příjmu živin a vody. Hliník také může blokovat aktivitu některých půdních enzymů.

15.1.1.2 Antropogenní acidifikace, imise – vliv základních polutantů S a N na lesní půdu

Přirozený proces acidifikace může být umocňován vlivem kyselé depozice nebo nevhodné dřevinné skladby (zejména prosazováním jehličnanů s kyselým opadem). Zároveň v těchto porostech roste opačný vliv melioračních a zpevňujících dřevin, jako je bříza nebo jeřáb, které mohou svým opadem zvýšit hodnoty pH až o 1,3 a zvýšit koncentrace bazických kationtů až 3–4×.

K antropicky podmíněné acidifikaci dochází také vlivem používání fyziologicky kyselých hnojiv, jako je močovina (následný vznik kyseliny dusičné), síran draselný nebo síran amonný (následný vznik kyseliny sírové).

Síra se z atmosféry ve formě polutantů dostává jako oxid SO_2. Ten přechází do formy iontu SO_4^{2-}, který je adsorbován na pevné fázi půdy nebo je sorbován biologicky. Dále vznikají síranové soli za spotřeby ekvivalentního množství kationtů. Na zemědělských půdách dochází k vazbám zejména s Ca^{2+}, Mg^{2+} a K^+ ($CaSO_4$, $MgSO_4$, K_2SO_4), což má za následek zakyselení půdy a eutrofizaci (obohacení) podzemních vod. V lesních půdách jsou sírany vázány převážně na ionty H^+ a Al^{3+} (H_2SO_4, $Al_2(SO_4)_3$), což má za následek zakyselování podzemních vod.

Důsledky imisí v lesních porostech jsou zřejmé z fotografií ze 70. a 80. let, kdy docházelo k rozsáhlému poškození porostů zejména v horských polohách v česko-německém a česko-polském pohraničí. Avšak vedle působení imisí na půdní prostředí je mnohem zásadnější vliv kyselých dešťů na asimilační aparát. Vlivem kyselin je poškozována kutikula a rostlina ztrácí jednak obranyschopnost vůči patogenům, jednak schopnost zadržovat vodu a zabraňovat zvýšené transpiraci.

Imisní zátěž hůře snášejí jehličnaté dřeviny. Zatímco listnáče každý rok obnoví poškozený asimilační aparát, u jehličnanů dochází k chronickému ataku polutantů na jehlice, které postupně opadávají rychleji, než stačí přirůstat. Vlivem toho se snižuje počet ročníků jehličí i na pouhé 2, které nejsou schopné zajistit dostatečnou asimilační plochu, a rostliny odumírají. V horských polohách zároveň dochází s námrazou spojenou s pozdními nebo časnými mrazíky k obalování nadzemních částí rostlin zmrzlou vodou obsahující ve vysoké koncentraci polutanty, které o to intenzivněji působí destrukčními účinky na asimilační aparát.

15.1.1.3 Opatření omezující acidifikaci

Opatření na omezení acidifikace půd lze zařadit do třech oblastí: (1) snížení emisí, resp. zaměření se na zdroj acidifikace; (2) chemická meliorační opatření; (3) úprava hospodaření v postižených ekosystémech.

Zaměření se na zdroj acidifikace spočívá ve zjištění způsobu vstupu kyselých iontů do ekosystému (emise, změna chemismu povrchových a podzemních vod, správná volba hnojiv a hnojivých dávek apod.) a jeho eliminace.

Mezi chemická opatření patří zejména vápnění, kterému je v tomto učebním textu věnována samostatná kapitola 15.1.2. Vzhledem k tomu, že chemická meliorace může mít a často také má komplexnější dopady na ekosystémy (ovlivnění biologické aktivity půdy, obsahu a forem organické hmoty, koloběhů látek apod.), často se přistupuje k technicko-hospodářským a bioremediačním melioračním opatřením.

Technická opatření spočívají např. v celoplošném odstranění intoxikovaných nebo extrémně kyselých svrchních vrstev půdy. Tento postup byl proveden v 80. letech 20. stol. v Krušných horách, kdy byly svrchní půdní horizonty odstraněny a shrnuty do valů. Jak se v tomto případě ukázalo (Kubelka et al. 1992), význam humusových horizontů z hlediska vodního režimu a výživy rostlin byl

těžce podceněn. Podobná opatření tak sice zajistí odstranění intoxikovaných vrstev půdy, ale za cenu ztráty vododržnosti a významné zásobárny živin a tím také ujímavosti dřevin. Jako vhodnější se tak jeví biologická opatření, mezi která patří např. změna dřevinné skladby s podporou melioračních a k extrémům v chemismu a mikroklimatu více rezistentních dřevin. Takto jsou zakládány přípravné porosty náhradních dřevin, zejména listnáčů jako bříza, buk, jeřáb nebo smrk pichlavý. Tyto dřeviny jednak produkují opad s příznivým obsahem živin a urychlují koloběh látek, jednak snižují depozici okyselujících látek a tím acidifikaci. Tak se lze vyhnout jak technickým opatřením, tak vápnění.

Volbu uvedených opatření je pochopitelně třeba posuzovat individuálně, ve vztahu ke konkrétnímu stanovišti, ve vazbě na obnovní cíl, míru degradace stanoviště, vliv stanovištních faktorů jako srážky, topografie apod. Ne všechny půdy vyznačující se silně kyselou půdní reakcí je třeba meliorovat, což platí zejména pro pohraniční pohoří, kde se půdy vyvíjejí na kyselých horninách, za výrazně humidního a chladného klimatu a na kterých má smrk ztepilý přirozený výskyt. Toto jsou příklady, kdy je třeba respektovat přírodní procesy vedoucí ke specifičnosti lesního stanoviště a kde jsou lesní porosty spíše ochranného než produkčního charakteru.

15.1.2 Karbonáty v půdě, vápnění lesních půd

Karbonáty se v půdách vyskytují zejména díky vyluhování z karbonátových (případně karbonáto-silikátových) hornin. V půdách humidního klimatu dochází nejčastěji k dekarbonizaci vlivem promyvného režimu půd a sestupování karbonátů do hlubších vrstev půdy, přechodu do půdního roztoku a jejich vyplavení. Na nepřirozeně zvýšené množství karbonátů v půdě rostliny mohou reagovat chlorózami a žloutnutím následkem špatné výživy ostatními elementy (dusík, železo, mangan, fosfor, popř. draslík u jehličnanů). Poruchy ve výživě mají komplexní fyziologické aspekty: přechod dusíku do dusičnanové formy a současně nedostatečná aktivita enzymů nitráto-reduktáz, zvýšení koncentrace iontu Ca^{2+} a současná redukce syntézy organických kyselin, snížení rozpustnosti některých oligoelementů při zvýšeném pH, redukce trojmocného železa na dvojmocné (Jabiol et al. 2009). Nepříznivý efekt karbonátů je výraznější v sušších půdách, zatímco ve vlhkých půdách je zmírněný.

Tab. 15—1: Hodnocení obsahu karbonátů v půdě. Upraveno podle Constantini et al. 2009, Jandák et al. 2009.

Obsah karbonátů [%]	Hodnocení obsahu karbonátů
< 0,3	Žádný
0,3–0,5	Velmi nízký
0,6–3,0	Nižší střední
3,1–5,0	Střední
5,0–10,0	Vyšší střední
10,1–20,0	Vysoký
20,1–40,0	Velmi vysoký
> 40,1	Extrémně vysoký

Dřeviny citlivé na zvýšené koncentrace karbonátů v půdě jsou smrk ztepilý, borovice lesní, borovice přímořská, douglaska, jedle kavkazská, kaštanovník, dub korkový a některé druhy eukalyptu. Dřeviny tolerantní ke zvýšeným koncentracím karbonátů jsou buk lesní, borovice černá, borovice pyrenejská, borovice limba, javory, jasan. Dub letní karbonáty také do značné míry snáší, je-li půda alespoň dostatečně saturována vodou, zatímco dub zimní a dub červený jsou nepříliš tolerantní.

Vápnění, stejně jako hnojení, má opodstatnění zejména v intenzivně obdělávaných půdách, tedy zemědělských půdách a v lesních školkách. V půdách lesních stanovišť by každé chemické melioraci mělo předcházet šetření zaměřené na stav edafických podmínek, případně na zdroje acidifikace a na výživu rostlin. V opačných případech s sebou vápnění nese četná rizika.

Již Ulrich a Keufel (1970) upozorňovali na nepřiměřená rizika spojená s vápněním lesních porostů, zejména v horských polohách, kdy došlo v důsledku celoplošného leteckého vápnění ke ztrátám až 15 t C a 470 kg N na 1 ha. Podobně Hüttl a Zöttl (1993) prokázali sice nárůst pH, ale současně ztráty v obsahu dusíku a draslíku, čímž předpokládaného efektu vápnění ve zvýšené

produkci dosaženo nebylo. Snížení obsahu ostatních živin ve prospěch vápníku v důsledku vápnění bylo zjištěno i dalšími autory (Mai & Fiedler 1979), a to i na tři dekády po aplikaci vápence (Lettl 1991, 1992).

K těmto podstatným změnám v půdním chemismu v zemědělských půdách nedochází, neboť tam přímo pracujeme s obsahem živin, který přizpůsobujeme pěstovaným plodinám s krátkým „obmýtím" (zpravidla 1–2 roky) – na rozdíl od lesních půd, kde je třeba přizpůsobovat dřevinnou skladbu přírodním podmínkám a respektovat stav edatopu. Vlivem vápnění dochází vedle zvýšení hodnot pH také ke stimulaci biologické aktivity. Důsledkem je zrychlená mineralizace nadložního humusu, který je zkonzumován půdní mikroflórou. Zejména v horských polohách s mocnými vrstvami nadložního humusu je povrchová vrstva půdy nenahraditelná z aspektu zásobárny živin, pufračního nárazníku, ale i vodního režimu půdy.

Vlivem půdní pufrovitosti je v případě horských poloh s půdami s mocnou vrstvou nadložního humusu navíc vápnění pro zvýšení pH minerální půdy velmi neefektivní.

V kontextu vývoje zdravotního stavu lesních porostů v uplynulých letech (70. léta 20. stol. až r. 2000) by se tak mohlo zdát, že lesní porosty zdárně odrůstají vlivem příznivých účinků vápnění. Jak však bylo zjištěno (Hruška & Cienciala 2005, Vavříček 2005), příčina zlepšení zdravotního stavu lesních porostů spočívá zejména ve snížení atmosférické depozice polutantů a tedy v odstranění přímého účinku imisí na asimilační orgány dřevin, zatímco z pohledu půdního chemismu výrazné kladné změny zaznamenány nebyly.

Vápnění půdy podle očekávání ovlivňuje stav iontů na půdním sorpčním komplexu. Zvyšuje se bazická saturace, zejména ionty Ca a Mg, na středně dlouhou dobu, avšak v půdě dochází k celé řadě dalších změn. Stimulace půdní bioty má za následek rychlejší humifikaci a mineralizaci a tím snižování zásoby humusu i živin, které jsou z půdy vyplavovány. Bylo tak zjištěno zvýšení obsahu dusíku v půdní vodě, zvýšení bakteriální aktivity, nárůst populací protozoa, ale také byla zjištěna výrazná reakce kořenů rostlin. Jejich kořenové vlášení se přesouvá do mělčích partií půdy s příznivějším obsahem živin. Důsledkem je pak značné riziko v souvislosti s přísušky, kdy zmineralizované organické horizonty nemají dostatečnou zásobu vody a mělká kořenová vrstva snadno prosychá. Zároveň se tím také zvyšuje riziko introskeletové eroze (viz kapitolu 15.3.3). V důsledku tak může vápnění způsobit prosychání porostů, poškození mrazem nebo nedostatečnou výživu hořčíkem. Toto je typické zejména pro smrk, zatímco buk může reagovat lepším kořeněním v minerální vrstvě půdy.

S efektem vápnění souvisí také půdní pufrovitost (viz také kapitolu 11.1.2). Ta účinkuje stabilizačně na půdní chemismus proti změnám nejen směrem ke snižování pH, ale i k jeho zvyšování. Z toho důvodu lze očekávat, že i zvýšení hodnot pH vápněním je v půdě dočasné a že se hodnoty vrátí v relativně krátké době do přirozeného stavu, kterým může být např. i to, že se půda nachází již v pufračním pásmu hliníku nebo železa. Pro vysokohorské prostředí na kyselých magmatitech a metamorfitech krystalinika s porosty smrku je to však zcela přirozený stav: v lesních ekosystémech je vývoj kyselého půdního prostředí přirozený proces, který ústí do charakteristických půdních jednotek, vázaných na proces brunifikace a podzolizace.

Už samotný vývoj kambizemí je v závislosti na charakteru klimatu doprovázen vyluhováním a acidifikací (Němeček a kol. 1990). K uvolňování železa a hliníku dochází ve svrchních částech půdního profilu hydratací, kyselou hydrolýzou a oxidací z mřížky primárních (hl. amfibolů, pyroxenů a biotitu) i sekundárních silikátových minerálů. Acidifikace je tak součástí ireverzibilního toku protonů, transferu protonů zahrnujícího vegetaci, půdní roztok a pevnou fázi půdy. Bilance acidifikace půd tak zahrnuje (a) zdroje H^+: vstupy H^+ a SO_4^{2-} z atmosféry, transformaci dusíku, uvolňování aniontů při zvětrávání, disociaci CO_2 a organických kyselin, asimilaci kationtů biomasou a (b) ztráty H^+: přeměny dusíku, asimilaci aniontů biomasou, vyplavování H^+ s půdním roztokem. Z hlediska acidifikace a náchylnosti k ní se jednotlivé půdní jednotky liší podmínkami vývoje půdního tělesa a v závislosti na stanovišti hodnotami chemických a fyzikálně chemických půdních parametrů, ale i vodním režimem, čemuž je nutné přizpůsobit dřevinnou skladbu porostů.

15.1.3 Hliník v půdě

Hliník ve formě kyselého kationtu Al^{3+} (ve výměnné formě) je hojný v kyselých půdách. Při zvýšeném pH je vázán s hydroxidy v nerozpustné formě v minerálu gibbsitu a nemá kyselý účinek na půdu.

Ke zvýšeným koncentracím hliníku v půdě je citlivá většina lesních dřevin, zejména listnatých. Zvýšený obsah hliníku v půdě se neprojevuje vizuálními karenčními jevy, jako jsou chlorózy apod. Projevuje se redukcí růstu nadzemní části stromu, u mladých jedinců také kořenového systému. Je také doprovázen neobvykle nízkým obsahem hořčíku a vápníku v jehlicích nebo listech. Zároveň nastává zhoršená výživa dusíkem, která však závisí na kvalitě humusu.

Škodlivé účinky hliníku spočívají zejména ve vytěsňování bazických kationtů ze sorpčního komplexu. Vedle toho však hliník také obsazuje povrch kořenových špiček a brání tak v příjmu živin do kořene. Tak může nastat situace, že i za optimálního obsahu živin může být zhoršený jejich příjem a tím zapříčiněna nedostatečná výživa. Zvýšený obsah hliníku a tím zvýšená kyselost také způsobuje změny ve skladbě edafonu, konkrétně houbových společenstev, a to ve prospěch hub vyžadujících (snášejících) zvýšené koncentrace Al^{3+}, avšak v neprospěch mykorhizních hub.

Především hořčík je při zvýšené koncentraci hliníku v půdě špatně adsorbován na půdní sorpční komplex. Proto mohou být živiny pocházející z externích zdrojů (se srážkami, z mineralizace, z hnojení) obtížně fixovány v půdě a tak mohou být vyplaveny s půdní vodou z ekosystému.

Vedle nedostatečné výživy však také dochází ke snižování samotné sorpční kapacity půdy, což je již dlouhodobý a obtížně vratný efekt.

15.1.4 Těžké kovy v půdě

Těžkými kovy rozumíme skupinu prvků, zejména kovů a polokovů, které představují riziko pro životní prostředí. Často se vyznačují vysokou měrnou hmotností ($> 5\ g \cdot cm^{-3}$), není to však pravidlem. Patří mezi ně zejména rtuť, měď, olovo, zinek, nikl, kadmium, chrom, kobalt, baryum, arsen, selen, telur, thalium, antimon, vanad, molybden aj. Celá řada z nich je pro organismy nezbytná, nicméně již při nepatrně zvýšených koncentracích se stávají toxickými.

Jakkoli se těžké kovy v půdě mohou vyskytovat pouze ve stopových koncentracích, mohou mít dalekosáhlé následky pro stav půdy, ale i rostliny a živočichy při jejich zvýšeném příjmu. Zvýšené koncentrace těžkých kovů v lesních půdách však nejsou rozšířeným fenoménem a mají zpravidla vazbu na antropickou činnost (vyjma oblastí s regionálně-geologickým výskytem ultramafických hornin). Jejich sledování je tak často omezeno zejména na eutrofizované půdy, antropogenní sedimenty, kaly, lomy a rudní ložiska nebo ultramafické horniny v půdotvorném substrátu, tedy na lokality určené k zalesnění a k remediacím.

Těžké kovy jsou řazeny do skupiny cizorodých látek, které se mohou významně podílet na kontaminaci životního prostředí. Toxicita těžkých kovů je závislá na jejich setrvání v půdě, zejména v humusem obohacených horizontech. Důsledkem účinků těžkých kovů v půdě je ekologická degradace půdy, obzvláště v oblasti biologické aktivity. U zemědělských půd riziko spočívá v intoxikaci potravin.

BOX 15—1: Limitní hodnoty pro koncentrace těžkých kovů v půdě.

Maximální přípustné koncentrace rizikových látek v půdě stanovuje příslušný právní předpis daného státu a jsou také předmětem mezinárodních úmluv v rámci EU. Rozdíly v mezních hodnotách kritických zátěží mohou být podle různých autorů a norem značné, přičemž závaznou normou pro hodnocení maximálních přípustných hodnot je platná česká legislativa (vyhláška č. 153/2016 Sb. o stanovení podrobností ochrany kvality zemědělské půdy a o změně vyhlášky č. 13/1994 Sb., kterou se upravují některé podrobnosti ochrany zemědělského půdního fondu):

Preventivní hodnoty obsahů rizikových prvků v zemědělské půdě zjištěné extrakcí lučavkou královskou [mg · kg^{-1} sušiny].

Kategorie půd	Preventivní hodnota[1]										
	As	Be	Cd	Co	Cr	Cu	Hg[2]	Ni	Pb	V	Zn
Běžné půdy[3]	20	2,0	0,5	30	90	60	0,3	50	60	130	120
Lehké půdy[4]	15	1,5	0,4	20	55	45	0,3	45	55	120	105

Indikační hodnoty, při jejichž překročení může být ohrožena zdravotní nezávadnost potravin nebo krmiv [mg · kg^{-1} sušiny].

Rizikový prvek	Půdní druh	pH/$CaCl_2$	Indikační hodnota	
			Extrakce lučavkou královskou	exrakce NH_4NO_3
As	-	-	40,0	1,0
Cd	Běžné půdy[3]	≤ 6,5	1,5	-
		> 6,5	2,0	0,1
	Lehké půdy[4]	> 6,5	2,0	0,04
Ni	-	≤ 6,5	150	-
	-	> 6,5	200	-
	-	-	-	1,0
Pb	-	-	300	1,5
Hg[2]	-	-	1,5	-

Za překročení indikační hodnoty obsahu rizikového prvku v zemědělské půdě se považuje překročení obou ze stanovení – pokud jsou pro ně indikační hodnoty stanoveny, tj. (a) extrakce lučavkou královskou; (b) extrakce NH_4NO_3, přičemž pro vyhodnocení je nutno chemické analýzy obsahu prvku provést nejprve lučavkou královskou a při překročení indikační hodnoty pak NH_4NO_3.

Indikační hodnoty, při jejichž překročení může být podezření z ohrožení růstu rostlin a produkční funkce půdy [mg · kg^{-1} sušiny].

Rizikový prvek	pH/$CaCl_2$	Indikační hodnota	
		Extrakce lučavkou královskou	Exrakce NH_4NO_3
Zn	-	400	-
	-	-	20
Ni	≤ 6,5	150	-
	> 6,5	200	-
	-	-	1,0
Cu	> 5,0	150	-
	5,0–6,5	200	-
	> 6,5	300	-
	-	-	1,0

Indikační hodnoty riziových prvků, při jejichž překročení může být ohroženo zdraví lidí a zvířat [mg · kg^{-1} sušiny].

Rizikový prvek	Indikační hodnota (extrakce lučavkou královskou)
As	40
Cd	20
Pb	400
Hg[2]	20

[1]) Hodnoty se netýkají půd geogenně anomálních, na které mají být použity sedimenty podle právních předpisů o používání sedimentů na zemědělské půdě.
[2]) Celkový obsh.
[3]) Běžné půdy: písčito-hlinité, hlinité, jílovitohlinité a jílovité půdy, které zaujímají převážnou část zemědělsky využívaných půd. Jedná se o půdy s normální variabilitou prvků, s normálním půdním vývojem v různých geomorfologických podmínkách včetně půd na karbonátových horninách.
[4]) Lehké půdy: půdny vzniklé na velmi lehkých a chudých matečních horninách jako jsou písky a štěrkopísky. Při vymezení těchto půd se vychází ze zastoupení jemných částic do 0,01 mm, které tvoří max. 20 % podíl. Tyto půdy se vyznačují velmi nízkou sorpční kapacitou.

OLOVO (Pb)

V půdě je olovo velmi málo mobilní. Jeho soli jsou slabě rozpustné v půdním roztoku, Pb^{2+} se dobře adsorbuje na humus (huminové kyseliny). Pb^{2+} inhibuje mikrobiální aktivitu. Přijaté z půdy se v rostlině kumuluje zejména v kořenovém systému a málo v reprodukčních orgánech, do asimilačních orgánů vstupuje převážně z atmosféry. Koncentrace olova v rostlině není zcela úměrná zvýšeným koncentracím v půdě: stoupne-li v půdě obsah olova 10×, v rostlině přibližně 2×.

Značnou zátěží pro životní prostředí byl dříve olovnatý benzín. Dalšími zdroji jsou hutě a energetika. Ve vzduchu se vyskytuje v koncentracích max. 0,05–0,2 mg · m^{-3}, z čehož max. 40 % je absorbováno dýchacími cestami.

V přírodě se olovo vyskytuje zejména v draselných minerálech (draselné živce, slídy). Je chalkofilní – vytváří sloučeniny se sírou, jako např. v sulfidu galenitu PbS, který je jeho hlavním rudním minerálem. Ve vyvřelých horninách je olovo obsaženo z cca 10–30 mg · kg^{-1}, v jílovitých sedimentech 20–40 mg · g^{-1}, v ultrabazických horninách jeho obsah klesá.

V půdě je olovo dobře poutáno humusovými látkami a jílovými minerály, ale také s FeO(OH) s tím, že v humusových látkách je poutáno pevněji než v jílových minerálech.

Nízkomolekulární organické kyseliny (kyseliny odvozené od ligninových jednotek, dále kyselina šikimová a další kyseliny produkované jako kořenové exsudáty) a fulvokyseliny mohou olovo mobilizovat tím, že je převedou do formy chelátů, které jsou v půdě stále pohyblivé. Tak se zvýší jak mobilita olova v půdě, tak také jeho přijatelnost rostlinami. Olovo je také mobilnější v kyselých půdách.

Naopak imobilizace (z důvodu zamezení vstupu do biomasy a do potravního řetězce) je možná pomocí organické hmoty. Protože se olovo váže na organickou hmotu, je možné jejím zapravením do půdy olovo v půdě imobilizovat. Dále lze využít tzv. chemisorpce vytvořením málo rozpustných solí olova. Olovo je také blokováno při vyšším pH, a tak lze jeho pohyblivost v půdě snížit vápněním (spíše na zemědělských půdách) nebo hnojením (s fosforečnými hnojivy tvoří olovo nerozpustné fosforečnany).

KADMIUM (Cd)

V půdě je kadmium podstatně mobilnější než olovo, čímž se dostává do větších hloubek půdy. Kadmium výrazně inhibuje mikrobiální aktivitu a ve vysokých dávkách poškozuje půdní mikroflóru. Zároveň má negativní vliv na rostliny, omezuje fixaci dusíku a zpomaluje mineralizaci. Vlivem kadmia bývá narušena aktivita enzymů (fenolázy, anhydrázy, proteinázy, peptidázy).

Kadmium je přijímáno kořeny i listy s tím, že v listech bývá obsaženo ve větším množství. V kořenech jeho převaha začíná až při obsahu v půdě nad 40 mg · kg^{-1}. V rostlinách se kadmium hromadí v proteinech.

Kadmium je jedním z nejtoxičtějších prvků pro člověka, zvířata i rostliny již při relativně malých dávkách (0,1–0,2 mg · kg^{-1}). Za posledních 150 let však jeho obsah v ekosystémech vzrostl o 27–60 %.

Zdrojem kadmia je zejména energetika (spalovny odpadů, méně spalovny uhlí), metalurgie (hutě, zpracování rud olova a zinku), doprava a výroba průmyslových barviv.

Přirozeně se kadmium vyskytuje v kyselých vyvřelých a některých sedimentárních horninách, kde zpravidla nepřesahuje koncentrace 0,3 mg · kg^{-1}. Dále se vyskytuje v organických sloučeninách a je sorbováno na půdní koloidy, zejména jílové minerály, z nichž nejvíce na vermikulit (až 61 mg · kg^{-1}). Sloučeniny kadmia jsou dobře rozpustné v půdním roztoku. Hromadí se ve fosfátech (apatitu) – i 2–3 g Cd · ha · rok^{-1} – a v půdě tak může dosahovat hodnot až 0,2–1,5 mg · kg^{-1}.

V půdě se kadmium kumuluje v hydratované formě s oxidy Mn, Fe a Al. Taky je vázané na humusové látky – huminové kyseliny – avšak tyto komplexy jsou méně stabilní než např. u olova. Největší koncentrace kadmia jsou do hloubky 0–5 cm.

S klesající hodnotou pH rozpustnost a pohyblivost kadmia silně stoupá. Nejpohyblivější je při pH = 4,5–5,5. Pohyblivost také zvyšují ionty Cl^-, které zvyšují množství kadmia vázaného na

montmorillonit. Kadmium je silně mobilní za nedostatku jílových minerálů v půdě a při převaze fulvokyselin.

Imobilizace spočívá v zamezení vstupu do biomasy a do potravního řetězce. Toho lze docílit navozením zásaditého prostředí: při pH = 7,5 kadmium přestává být rozpustné, neboť o jeho rozpustnosti rozhoduje přítomnost $CdCO_3$ a $Cd_3(PO_4)_2$. Účinnými prostředky pro imobilizaci kadmia jsou minerální hnojiva – fosforečnanová, vápenná, organická (např. statková) –, která mohou omezit pohyblivost i vstup do potravního řetězce. Aplikace síranů způsobuje vysrážení kadmia a snížení jeho rozpustnosti. Imobilizačně také působí aplikace huminových kyselin, které vytvářejí s kadmiem komplexy. Ty jsou však méně stabilní než v případě olova. Lze říci, že při zvýšení pH o 1 stupeň dojde ke snížení mobility kadmia až 100× a tím také ke snížení jeho obsahu v rostlinách až o 60 %. Koncentraci kadmia lze eliminovat aplikací sorbentů, jako je bentonit.

CHROM (Cr)

Sloučeniny s chromem ve formě Cr^{3+} jsou dobře rozpustný (a tím je i Cr^{3+} pohyblivý), přirozeně se vyskytující a neškodný; toxický pro rostliny je jako Cr^{2+} a jako Cr^{6+}, především ve formě chromanu – sůl kyseliny chromové (H_2CrO_4) nebo dichromanu – sůl kyseliny dichromové ($H_2Cr_2O_7$). Je to důležitý mikroelement pro zdravotní stav a výživu, avšak začíná být toxický už při nízkých koncentracích.

Chrom je obsažen ve vyšších koncentracích v humusových horizontech. Přirozeně se vyskytuje v minerálech jako je krokoit (chroman olovnatý $PbCrO_4$), přispívají k zabarvení smaragdu a rubínu, často současně s rudami železa, jako součást minerálu chromitu (oxid železnato-chromitý $FeCr_2O_4$) v ultrabazických a ultramafických vyvřelých horninách: v pyroxenitech, peridotitech (olivínovcích) a dunitech, a to v množství až 3400 mg · kg^{-1}; podobně je tomu v serpentinitech (hadcích). Ze sedimentárních hornin jej najdeme v lateritech (vzniklých z ultrabazik) a v uhlí. V nekontaminované půdě se obsah chromu pohybuje v rozmezí 5–120 mg · kg^{-1}.

Chrom je obsažen hlavně v kalech, v průmyslových kompostech, je uvolňován při spalování uhlí, při pokovování, výrobě nátěrů a čistících prostředků.

V zásaditém prostředí se sráží na oxidy Fe a Al (oxid železnato-chromitý $FeO \cdot Cr_2O_3$). V kyselých půdách tvoří rozpustné komplexy (při pH < 4 tvoří Cr^{3+} rozpustné komplexy s NO_3^-, OH^-, Cl^-, F^-, CN^-, SO_4^{2-}), zatímco v alkalických půdách málo rozpustné hydroxidy.

Cr^{6+} je forma vázaná zejména na antropogenní činnost. Je častá v mělkých zvodních s aerobními podmínkami, v kontaminovaných oblastech, je více mobilní a má karcinogenní a degenerativní účinky. Do této formy přechází nejsnáze při pH = 6–7. Šestimocný chrom může být redukován na Cr^{3+} účinky půdní organické hmoty, reakcí S^{2-} a Fe^{2+} v aerobním prostředí. Sloučeniny chromu ve formě Cr^{3+} jsou v půdě rozpustné a mobilní při vazbě na sírany a na dusičnany – stejně jako As, Cd, Hg a Pb snadno tvoří sloučeniny se sírou. Jejich mobilita se snižuje adsorpcí na jílové minerály a reakcí s oxidy při pH < 5 a tvorbou nerozpustných hydroxidů $Cr(OH)_3$ při pH > 7.

Účinným remediačním opatřením je vápnění (nejméně je chrom pohyblivý v neutrálních půdách), hnojení fosforem (je zabudován do málo pohyblivých fosfátů) a aplikace kvalitních humusových látek (humátů).

ARSEN (As)

Arsen je uvolňován do prostředí při spalování v popílcích z tepláren, v kalech koželužného průmyslu, z hutí a sléváren.

V zemské kůře je průměrně zastoupen v koncentraci 1,8 mg · kg^{-1}, je vázán v jílových sedimentech, v horninách obsahujících sulfidy a uhelné příměsi.

Mobilní je arsen při biologické methylaci s CH_3, kdy může volatilizovat (uvolňovat se v plynné formě) do atmosféry.

Arsen je nejméně pohyblivý v kyselých půdách, kde vytváří málo rozpustné arsenitany nebo arseničnany železa a hliníku. Účinným způsobem imobilizace arsenu je aplikace humusových látek,

vápence, síranu železnatého, fosforu a jílových minerálů, zejména kaolinitu. V suchém klimatu jsou sloučeniny arsenu v půdním profilu téměř nepohyblivé.

RTUŤ (Hg)

Rtuť se může vyskytovat v rámci pedogeneze ve třech formách:

1. elementární Hg, která je těkavá a slabě rozpustná ve vodě;
2. dvojmocná Hg^{2+} v anorganické formě, která se vyznačuje tendencí slučovat se s organickými i anorganickými skupinami obsahujícími sirné funkční skupiny (uhlí – markazit FeS_2);
3. methylrtuť (CH_3Hg^+), což je vysoce stálá a odolná sloučenina.

V zemské kůře je rtuť málo zastoupená. Přirozeně se vyskytuje více v kyselých horninách než v bazických, dále je obsažena např. v pískcích nebo karbonátech. V nízkých koncentracích se vyskytuje v jílech, ve vyšších koncentracích v některých jílovitých břidlicích (0,02–0,05 mg · kg^{-1}). V půdách je obsažena průměrně v koncentracích 0,02–0,2 mg · kg^{-1}, pozaďově může být nadlimitní pouze ve vazbě na antropogenní činnost.

Zdrojem rtuti jsou fosilní paliva, čistírenské kaly, fungicidy na bázi rtuti, odpady z chemiček, úpravny vod a některá hnojiva (např. NPK).

Kovová rtuť se rozpouští v půdním roztoku, kde je součástí $Hg(OH)_2$. Vyšší koncentrace jsou v povrchových horizontech, zejména při vyšší alkalinitě a teplotě půdy. V takových případech probíhá proces methylace. Rtuť se vyznačuje nízkou mobilitou a nízkým transferem do rostlin, přičemž za kritickou hodnotu zátěže rostlin se považuje 100 µg · kg^{-1} sušiny, který však dosud nebyl v ČR indikován (nejvyšší hodnoty byly monitorovány ve fluvických půdách, což pravděpodobně souvisí se zátopovou kontaminací, Němeček a kol. 2010).

Imobilizace rtuti probíhá ve vazbě na jílové minerály, kdy je kationtová forma rtuti dobře sorbovatelná půdními koloidy. Dvojmocná rtuť je silně vázána na organickou hmotu. Na hydratovaných oxidech Fe a Mn je rtuť poutána na sorpčních frakcích půdy.

ZINEK (Zn)

Zinek nepatří mezi silně fytotoxické prvky. Podílí se na metabolismu a aktivuje některé enzymy.

Přirozeně se zinek vyskytuje v minerální formě jako sulfid ZnS – sfalerit, starším názvem „blejno zinkové“. V rudních ložiscích velmi často doprovází galenit (PbS).

Zinek se hromadí v humusu, kde je přítomen ve formě vysoce polarizovaného iontu Zn^{2+}, který je výrazně mobilní a při zvýšeném pH se sráží v málo rozpustný $Zn(OH)_2$. Za zvýšeného pH (v alkalickém prostředí) vzniká z hydroxidu zinečnatého zinečnatan sodný. Tyto situace mají však zpravidla minoritní vazbu na lesní půdy – častěji s kyselou půdní reakcí; zpravidla se jedná o skládky nebezpečného odpadu obsahujících zinek. Nejmenší rozpustnost mají soli zinku (dusičnany, chloridy sírany) při pH = 5,5–6,9.

Ve slabě alkalickém prostředí přechází zinek do stabilních organických forem, ve slabě kyselém prostředí je adsorbován na minerální část půdního sorpčního komplexu.

Rozpustnost a přijatelnost zinku je nepřímo úměrná stupni nasycení půdy mědí a obsahu fosforu

Zlepšování půdních vlastností z hlediska kontaminace půdy těžkými kovy je zaměřeno na **(1)** fyzikální vlastnosti (zejména strukturu a texturu); pak spočívá ve vylehčování těžkých půd nebo hutnění lehkých půd či v aplikaci sorbentů (hydroabsorbentů), a na **(2)** chemické vlastnosti, jejichž zlepšování na zemědělských půdách spočívá zejména ve vápnění, hnojení a střídání osevních postupů a na lesních půdách v biologických opatřeních, úpravě dřevinné skladby a prevenci. Úpravou chemických vlastností lze na zemědělských půdách saturovat alespoň 30 % z celkové kapacity sorpčního komplexu, zatímco na lesních půdách cca 5–10 %.

Fytoremediace nemusí vždy znamenat jednoznačně příznivé účinky v souvislosti se snižováním koncentrací těžkých kovů v půdě: těžké kovy, jímané rostlinami, jsou v rostlině distribuovány do různých orgánů v různých koncentracích. Zejména v květech a v nektaru jsou těžké kovy obsaženy ve větším množství. Důsledkem tohoto tak může probíhat distribuce těžkých kovů z lokality jejich výskytu do širšího území prostřednictvím hmyzu, v důsledku pak také do potravních řetězců.

15.1.5 Zasolení půd

Přítomnost sodných solí v lesních půdách ve větších koncentracích je zřídkavý jev, neboť v podmínkách lesního porostu zpravidla nepřevažuje výparný režim a tím vzestupný tok půdní vody, a zároveň se lesní půdy obvykle vyznačují přirozenou tendencí k acidifikaci. S větší koncentrací solí v lesních půdách se však lze setkat v případech bezprostřední blízkosti vozovek udržovaných v zimě chemickým posypem, při zalesňování břehů litorálů nebo v případě vysoko položené hladiny podzemní vody s vysokým obsahem rozpuštěných solí.

Zasolování nastává v důsledku vzestupného proudění půdní vody obsahující rozpuštěné soli. Ty se buďto sráží v půdě, nebo jsou vynášeny až na půdní povrch, kde tvoří kůry, krusty a výkvěty.

Zvýšená koncentrace solí v půdě je spojená s extrémními chemickými půdními vlastnostmi, které mají negativní vliv na metabolické procesy rostlin, procesy příjmu vody a živin. Negativní účinek solí spočívá zejména v extrémním chemismu půdy. Při výrazném vstupu Na^+ do půdy jsou vytěsňovány ostatní kationty a dochází k poruchám ve výživě. Zároveň dochází k destrukci půdní struktury a disperzi půdních částic. Sodík jako jednomocný kationt nedisponuje koagulačními účinky, jako např. Ca^{2+} nebo Mg^{2+}, a půdní částice jsou tak individualizovány a půdní struktura se stává slitou a elementární. Sodík je navíc v hydratované formě velmi slabě vázán na půdní koloidy, které jsou tak od sebe v půdě více vzdáleny – na rozdíl od účinku dvojmocných bází, které jsou na koloidy těsněji vázány a koloidy jsou tak poutány van der Waalsovými silami (kapitola 6.1.6). Soli také výrazně ovlivňují vodní režim půdy. Vlivem disperze půdy se extrémně snižuje infiltrační schopnost a hydraulická vodivost a dochází ke snižování fyziologické dostupnosti vody pro rostliny a k poruchám ve výživě. K tomu dochází jednak vlivem snížení osmotického potenciálu, kdy rostliny nejsou schopné zajistit koncentrační spád směrem do kořene, a jednak vlivem iontového efektu, kdy sodík způsobuje nevyvážený příjem ostatních iontů a ionty si v příjmu vzájemně v podstatě konkurují.

K zasolení jsou citlivější mladší rostliny než starší. U smrku ztepilého se projevuje toxicita v důsledku sodných solí žloutnutím a opadem jehlic a nevratným chřadnutím, a to už při obsahu 0,33 g $NaCl \cdot kg^{-1}$ půdy. K zasolení půd jsou jehličnany značně citlivé, zatímco řada listnáčů dosti tolerantní.

Větší toxicitou se vyznačují sodné soli ve sloučeninách karbonátů (Na_2CO_3) než ve sloučeninách síranů (Na_2SO_4).

Negativní účinek solí v půdě výrazně eliminuje organická hmota. Při zasolení rozsáhlých území se přistupuje k proplachování půdy závlahovou vodou. Lze také využít vlastnosti hydroabsorbentů. V podmínkách středoevropského klimatu opatření vůči zasolení z pohledu lesnické pedologie spočívá zejména ve vhodném výběru dřevin (např. *Ailanthus altissima, Caria cordiformis, Caria laciniosa, Castanea sativa, Ginkgo biloba, Gleditsia triacanthos, Fraxinus pennsylvanica, Picea omorica, Picea orientalis, Pinus heldreichii, Pinus nigra, Pinus ponderosa, Pinus walichiana, Platanus acerifolia, Populus alba, Populus berolinensis, Populus canescens, Populus euroamericana, Populus koreana, Quercus cerris, Quercus frainetto, Sophora japonica, Tilia petiolaris, Tilia tomentosa, Ulmus laevis, Ulmus minor* – Smýkal a kol. 2008, Hurych 2003; využití většiny druhů připadá zejména na využití v urbanizované krajině), výběru vhodného místa pro zakládání lesních školek a ve sledování koncentrací solí v závlahové vodě.

BOX 15—2: Vybrané aspekty salinity půdy: Hodnocení zasolenosti půdy, hodnocení podílu Na na půdním sorpčním komplexu.

Koncentrace solí v půdě se stanoví z půdního výluhu prostřednictvím elektrické vodivosti (Electrical Concuctivity; EC), která je přímo úměrná koncentraci solí obsažených v půdě. Výluh se připravuje z poměru zeminy : reakčního činidla (demineralizovaná voda) 1 : 5 (hm./obj.). Následně se měří elektrická vodivost filtrátu pomocí elektrody, která udává hodnoty mS · m^{-1} nebo mS · cm^{-1}.
mS · m^{-1} (milisiemens/metr), dříve také nazývaná *mho*, vyjadřuje elektrickou vodivost jako převrácenou hodnotu k elektrickému odporu udávanému v ohmech (Ω). Při stanovení se vychází z toho, že samotná H_2O se vyznačuje velmi nízkou vodivostí elektrického proudu, při čemž vodivost roztoku (půdního extraktu) je přímo úměrná koncentraci rozpuštěných solí.
Pro stanovení je také důležité, že vodivost je závislá na teplotě roztoku. Běžné laboratorní konduktometry jsou vybaveny sondou s teploměrem a hodnoty vodivosti jsou tak přepočítávány na hodnoty odpovídající i jiné teplotě, než 25 °C. Na rozdíl od vodičů I. druhu (kovů), vodivost elektrolitů (roztoků solí) s teplotou vzrůstá.
Hodnocení salinity půdy

Elektrická vodivost (mS · cm^{-1})	Klasifikace zasolenosti	Reakce rostlin
< 0,7	Nezasolené	Normální stav
0,7–1,4	Středně zasolené	Reagují citlivější rostliny
1,4–2,8	Zasolené	Reagují nepříznivě i odolnější rostliny
> 2,8	Silně zasolené	Nesnášejí ani halofyty

Vedle elektrické vodivosti se v souvislosti se zasolením půd hodnotí také stav sorpčního komplexu půdy, resp. podíl sodíku Na^+ na KVK. Tuto hodnotu udává tzv. procentický podíl výměnného sodíku – Exchangeable Sodium Percentage (ESP), který udává stupeň saturace sorpčního komlexu půdy sodíkem. Ke stanovení se používá vzorec (71)

$$ESP = \frac{\text{výměnný } Na^+ [mmol/kg]}{KVK\ [mmol/kg]} \times 100\ [\%] \qquad (63)$$

Vyhodnocení ESP: pro rizikové hodnoty je používán limit ESP 10 %. Podle kritérií USA je hranice rizika ESP = 15 %, podle australských kritérií je hranice rizika ESP = 6 %. Pro klasifikci ESP lze využít následující tabulku:

ESP (%)	Hodnocení
< 6	Bez obsahu Na
6–10	Mírně zvýšený obsah Na
10–15	Zvýšený obsah Na
15–25	Vysoký obsah Na
> 25	Exrémní obsah Na

Také se lze setkat s parametrem SAR – Sodium Adsorption Ratio (poměr adsorbovaného sodíku), který se spočítá pomocí vzorce

$$SAR = \frac{\text{výměnný } Na^+}{\sqrt{(Ca^{2+}+Mg^{2+})/2}} \qquad (64)$$

15.2 Fyzikální degradace půdy

Fyzikální degradace půdy zahrnuje ztrátu půdní struktury, ztrátu pórovitosti, utužení a hutnění půdy. Degradace fyzikálních vlastností má za následek změny ve vodním režimu a provzdušněnosti půdy, ve zmenšování prostoru pro kořeny rostlin a v dalších půdních parametrech, jako je např. objemová hmotnost redukovaná, biologická aktivita aj.

V lesnické pedologii problematika fyzikální degradace souvisí zejména s pojezdem těžařské techniky, čehož následkem je pedokompakce neboli zhutňování půd. Míra zhutnění (ulehlosti) půdy se také sleduje v lesních školkách, kde je možné prostřednictvím aktivní práce s půdou fyzikální vlastnosti upravovat. Vedle antropogenního podmínění je pedokompakce přirozený proces spojený s procesy ilimerizace, inkrustace půdy solemi nebo se zvětráváním půdy a tvorbou jílových minerálů.

15.2.1 Specifika extrémně lehkých a těžkých půd

Lehké půdy (písčité, hlinitopísčité) se vyznačují výsušným vodním režimem, nízkou retenční vodní kapacitou i sorpční kapacitou pro bazické kationty. Jsou velmi propustné pro vodu (rychlost infiltrace až 0,5 cm · min^{-1}), probíhá v nich rychlá mineralizace a následné vyplavování organických látek, jsou náchylné k podzolizaci, trpí velkými teplotními výkyvy, více podléhají větrné erozi, mají nízkou nasycenost sorpčního komplexu (obsah jílové frakce nepřesahuje 10–20 %, převaha surového kyselého humusu), mají nízkou pórovitost (40–45 % a nižší), mají nedostatečnou hloubku biologicky využitelného půdního profilu a mají vysokou půdní aciditu.

Těžké půdy (jílovitohlinité, jílovité) se naopak vyznačují nedostatečnou provzdušněností a rizikem poškození kořenů při školkování a vyzvedávání sazenic nebo při vymrzání půdy a následných objemových změnách. Těžké půdy jsou hůře zpracovatelné, mají velmi pomalý vsak a tím

jsou náchylné k plošné a rýhové erozi, ke zhutnění a povrchovému zamokření. Mají omezenou biologickou aktivitu, což vede ke zpomalení biochemických procesů v půdě, mají omezenou výměnu látek s okolím včetně výměny plynů, jsou vymrzavé, proměnlivé v objemu ve vztahu k půdní vlhkosti (s důsledkem možného poškození kořenového systému a zpřetrhání kořenového vlášení), probíhají zde převážně redukční procesy a jsou málo strukturní nebo nestrukturní.

Extrémně těžké nebo lehké půdy vznikají v důsledku charakteru matečné horniny, mechanického zhutnění a dalších antropogenních vlivů např. v podobě narušení vegetace a půdního krytu (následná mineralizace může způsobit úbytek organické hmoty a zhutnění půdy).

Tab. 15—2: Kritické hodnoty pórovitosti půdy v závislosti na půdním druhu. Hodnoty jsou udávány pro podorniční vrstvu zemědělských půd; v lesnické pedologii je lze uplatnit v lesnickém školkařství. Upraveno podle Sáňka, Materna 2004).

Půdní druh	jíl, jílovitá	jílovitohlinitá	hlinitá	písčitohlinitá	hlinitopísčitá	písčitá
Pórovitost (%)	< 48	< 47	< 45	< 42	< 40	< 38

Lesní půdy se vyznačují velkou proměnlivostí objemové hmotnosti redukované v rámci půdního profilu. Zatímco v zemědělských půdách dochází vlivem kultivace k homogenizaci svrchní vrstvy půdy, v lesních půdách je organická hmota distribuována v organických horizontech nadložního humusu, kde způsobuje výrazné zvýšení pórovitosti a nižší hodnoty objemové hmotnosti redukované. Při půdním povrchu tak lesní půdy bývají lehčí a kypřejší.

Ke **zhutňování lehkých půd** se používají bentonity, tufogenní horniny, průmyslové komposty (40–100 kg · ha^{-1}), rašeliny, rybniční bahno (100–200 m^3 · ha^{-1}), sedimentační kaly, stromová kůra, sláma (za současného dohnojení dusíkem), uhelné odpady (karbohnojivo), oxyhumolit („kapucín“, což je rezavě až tmavě hnědý, nesoudržný druh hnědého uhlí s nízkým stupněm prouhelnění a s vysokým obsahem huminových kyselin) nebo ornice. Efektem dodávky jílovitých materiálů je zvýšení bobtnavosti s vlhkostí, zvětšení vnitřního sorpčního povrchu a celkové půdní sorpce, zvýšení půdní pufrovitosti. Efektem dodávky organických látek je zvýšení podílu humusu, zlepšení vodního a tepelného režimu, zvýšení sorpce a dodávka živin.

K **vylehčování těžkých půd** se používají písky, nejlépe vápnité, nebo stromová kůra (20 t · ha^{-1}), posklizňové zbytky, rašelina, hnůj, průmyslové komposty, karbohnojiva, organická hnojiva.

Problematika zhutňování nebo vylehčování půd je vždy otázkou konkrétního posouzení dané lokality. Mělo by probíhat po předcházejícím průzkumu hydrofyzikálních a texturních charakteristik, ale i chemických vlastností půdy. V každém případě se jedná o nákladný zásah do půdního prostředí, u kterého není vždy zaručen trvalý efekt: jakkoli organická hmota může půdu efektivně vylehčit, je třeba kalkulovat s její permanentní dodávkou – v opačném případě se můžou půdní vlastnosti vrátit do původního stavu. Stejně tak je třeba provést rozbor aplikovaného materiálu, a to nejen z aspektu fyzikálních vlastností, ale také co do obsahu rizikových prvků, pesticidů a dalších toxických látek.

Pro zlepšování fyzikálních vlastností půdy lze také využít **biologické postupy** a **fytotechnická opatření**. K těm patří volba vhodné skladby plodin nebo dřevin, dodávka organické hmoty do půdy, zelené hnojení, hloubkové meliorační kypření, snížení pojezdů, vhodné načasování provádění technologií, snížení tlaku na pneumatiku zdvojením kol, pásy nebo koberci.

15.2.2 Degradace fyzikálních vlastností půd vlivem těžební činnosti

Vlivem pojezdu techniky dochází i přes příznivý účinek organické hmoty v lesních půdách k výraznému zhutnění doprovázenému vznikem kolejí a rýh. V tomto ohledu je lesní půda vůči zhutnění odolnější ve srovnání se zemědělskou. Vrstva nadložního opadu tvoří účinné nárazníkové pásmo a společně s kořenovým skeletem, který v půdě tvoří doslova rošt, zejména ve smrkových porostech, je významným eliminačním faktorem fyzikální degradace půdy.

Problematikou ochrany půdy v těžebně-dopravní činnosti se česká legislativa dosud zabývá pouze v omezené míře (Vavříček a kol. 2014), a to především ve smyslu § 20, odst. 1 písmeno a a § 34 odst. 1 a 2 zákona č. 289/1995 Sb. O lesích a změně některých zákonů (lesní zákon) a jednotlivě

v zákoně č. 114/1992 Sb. O ochraně přírody a krajiny. Součástí těžební činnosti a soustřeďování dříví jsou i potěžební úpravy, v rámci kterých dochází k úpravám terénu do stavu, který nepředstavuje ohrožení funkcí lesů jako složky životního prostředí.

Bohužel jsou v lesnickém provozu stroje často nasazovány na příslušné práce spíše intuitivně, na základě subjektivních rozhodnutí. Důsledkem je neúměrné poškozování lesních půd, následná povrchová nebo vnitropůdní eroze a celková degradace půdy. Při opakovaných pojezdech dochází v koleji ke zhutnění půdy do hloubky až 30 cm (viz Tab. 15—3). Na půdách hlinitých, bezskeletových a zrnitostně těžších dochází ke zvyšování objemové hmotnosti redukované a ke snižování pórovitosti, na skeletnatých půdách a na svazích může docházet k narušení kompaktnosti půdního povrchu vytvořením souvislých nebo přerušovaných rýh.

Tab. 15—3: Vliv pojezdu přibližovací techniky na objemovou hmotnost redukovanou v půdách různých půdních druhů a v různých hloubkách půdy (ilimerizované půdy, Georgia). Upraveno podle Brady & Weil 2002.

Hloubka půdy	Před těžbou	Po přibližování, nesené kmeny	Po přibližování, vlečené kmeny
		Písčité půdy	
0–8	1,25	1,50	1,47
8–15	1,40	1,55	1,71
15–23	1,54	1,61	1,81
23–30	1,58	1,62	1,77
		Jílovité půdy	
0–8	1,16	1,36	1,52
8–15	1,39	1,49	1,67
15–23	1,51	1,51	1,66
23–30	1,49	1,46	1,61

Za účelem vyhodnocení rizika plynoucího z pojezdu těžební techniky jsou hodnoceny klíčové půdní parametry (detaily viz Vavříček et al. 2014):

1. **ÚNOSNOST PŮDY**, vyjadřující míru trvalé nebo přechodné deformace. Závisí na textuře, obsahu skeletu, konzistenci, hydrických poměrech, obsahu organických látek a vegetaci (hustotě vegetačního krytu, prokořenění). Míra únosnosti půdy je hodnocena podle hloubky stopy (koleje) vytlačené do povrchu půdy jednorázovým pojezdem.

Únosné půdní těleso se vyznačuje odoláváním měrnému tlaku ve stopě 200 kPa při vytvoření koleje o hloubce max. 7 cm, a to i při změně půdní vlhkosti. Středně únosné těleso odolává měrnému tlaku ve stopě 60–200 kPa při vytvoření koleje o hloubce 7–25 cm, neúnosné půdní těleso se vyznačuje odoláváním měrnému tlaku ve stopě max. 50 kPa při vytvoření koleje o hloubce nad 25 cm. Půdně taxonomické jednotky se vyznačují různou únosností půdy (Tab. 15—4).

Tab. 15—4: Kategorizace únosnosti půdy k pojezdu přibližovací technikou v závislosti na půdně taxonomických jednotkách.

Únosnost půdy	Definice - hloubka stopy LKT, konzistence	Půdně taxonomické jednotky
extrémně nízká sucho: 30–50 kPa vlhko: 5–12 kPa	≥ 35 cm; nesoudržná, silně drobivá, kašovitá	organosoly, glejsoly
velmi nízká sucho: 50–140 kPa vlhko: 12–22 kPa	25–35 cm; drobivá, jíly, hlíny; velmi měkká až mazlavá za vlhka	stagnosoly, glejové subtypy
snížená sucho: 140–300 kPa vlhko: 18–50 kPa	15–25 cm; mírně ulehlá, těžko rýpatelná; hlíny, písčité jíly; měkká za vlhka	oglejené subtypy kambisolů, luvisolů; fluvisoly
mírně snížená sucho: 300–600 kPa vlhko: 50–80 kPa	7–15 cm; ulehlá, středně tvrdá, těžko rýpatelná, tuhá ponechává tvar; písčité hlíny; za vlhka mírný otěr	suchá až mírně vlhká stanoviště kambisolů, luvisolů, koluvizemí, regosolů, černosolů
únosná sucho: > 600 kPa vlhko: 80–120 kPa	do 7 cm; pevná, tvrdá, tuhá, skeletnatá, (štěrk, kámen)	podzosoly, leptosoly, rankerové subtypy

2. EROZIVNOST PŮDY

Erozivnost půdy je výsledkem celého souboru vnějších faktorů (viz také kapitolu 15.3). Kvantitativní průběh eroze je vyjádřen ztrátou půdy v hmotnostních jednotkách (tuny) na jednotku plochy (ha) za určitý čas (rok), neboli $t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$. Erozivnost lze vyjádřit erozním faktorem půdy pomocí rovnice průměrné dlouhodobé ztráty půdy, uvedené v kapitole 15.3.1 (vzorec 75), která je modifikovaná pro účely využití na lesních půdách (Vavříček a kol. 2014).

3. REZISTENCE PŮD VE VZTAHU K TĚŽEBNĚ-DOPRAVNÍ EROZI

Rizika spojená s těžebně-dopravní erozí vyplývají jednak z vnějších podmínek, jako je klima, počasí nebo topografie, které působí svými účinky na zvyšování erodibility půdy, a jednak z vnitřních podmínek, jako jsou půdní vlastnosti, které vyjadřují odolnost nebo naopak náchylnost půdy k erozi. Tu je možné specifikovat pro specifické půdně taxonomické jednotky. Únosnost půdy spolu s dalšími pěti faktory (erodovatelnost půdy, skeletnatost, sklon svahu, délka svahu, vegetační kryt) podmiňují rezistenci lesních půd ve vztahu k těžebně-dopravní erozi.

Půdy velmi silně rizikové jsou zpravidla organosoly, glejsoly a další taxonomické jednotky s intenzivním hydrickým režimem. Jsou to také půdy s vysokou erodovatelností, mezi které patří některé půdy eolických substrátů s nízkým obsahem organické hmoty, jako jsou luvisoly, regosoly nebo arenické podzoly, pokud se vyskytují na svazích. Bývají to rovněž půdy velmi silně skeletnaté, vyskytující se na prudkých táhlých svazích, často s absencí vegetace. V takových případech je třeba omezit holosečný způsob obnovy lesa a dřevní hmotu přibližovat v plném závěsu pomocí lanových systémů nebo kolopásů. V případě pojezdu je třeba chránit půdní povrch pokládkou klestu nebo mobilními rohožemi. Těžbu je vhodné směrovat do zimního období, pokud to umožní mocnost sněhové pokrývky.

Mezi **půdy silně rizikové** zpravidla patří půdy s extrémním hydrickým režimem (stagnosoly, glejsoly, glejové subtypy) nebo půdy silně skeletnaté (rankery, rendziny, některé pararendziny), na flyšových nebo flyšoidních substrátech (např. jílovcích nebo jílovitých břidlicích). Bývají také na exponovaných stanovištích středně prudkých, dlouhých svahů, s pokryvností vegetace max. 50 %. Soustřeďování dříví by se zde mělo provádět lanovými dopravními zařízeními v polozávěsu nebo plném závěsu, ojediněle na krátkou vzdálenost koňmi. Alternativně lze použít traktory s nízkotlakými pneumatikami nebo kolopásy. Je doporučeno vyhnout se stromové metodě těžby. Umožňuje-li to terén, přibližovací linky by se měly vyhýbat vlhkým místům a přibližování by mělo probíhat v suchém nebo zimním období. Přibližovací linie by měly být opatřeny odvodněním ve formě propustků a upraveným dopadištěm na výtoku.

Mezi **půdy rezistentní, se střední odolností**, patří zpravidla oglejené subtypy kambisolů, luvisolů a fluvisoly, případně rankerové subtypy. Půdotvorným substrátem jsou nejčastěji flyšové sedimenty s převahou pískovců, dále slepence, slínovce nebo karbonátové sedimenty. Skeletnatost bývá nízká (do 5–10 %), topografie je již mírná, se sklonem svahu cca 17–30 %. Vegetace se vyznačuje vysokou pokryvností, zpravidla nad 50 %. Soustřeďování dříví lze provádět vlečením dopravními zařízeními a lanovými systémy na bázi dvoububnového navijáku na traktoru se zvýšeným tažným lanem. Na krátkých úsecích lze použít koňské potahy, alternativně lze použít UKT a SLKT s flotačními pneumatikami. Pro zřizování přibližovacích a vyvážecích linek je třeba využívat mírnější sklony svahu a vyhýbat se zamokřeným místům a korytům občasných vodotečí. Prudké úseky musí být opatřeny odvodňovacími prvky (svodnice, rošt z klestu, propustky, upravená dopadiště).

Mezi **půdy silně rezistentní** patří nejčastěji suchá až mírně vlhká stanoviště kambisolů, fluvisolů, luvisolů, některých regosolů (arenických) a černozemí, vyskytujících se na terénech mírných krátkých svahů, se souvislým vegetačním krytem. Bývají vyvinuté na psamitických sedimentech (pískovce, arkózy), slepencích, brekciích; na rulách, fylitech, svorech a podobných metamorfitech; na vápencích, na navětralých granitoidních horninách aj., se slabou až střední skeletnatostí. Soustřeďování dříví lze provádět pomocí UKT, SLKT, forwarderů vlečením i vyvážením, avšak po předem vytýčených linkách. Z vlhkých míst je třeba dříví vyklizovat lanem navijáku. Linky by měly vést mimo vlhká

místa nebo koryta byť jen dočasných vodotečí. V suchém období je třeba linky a cesty upravovat dozérskou radlicí.

Půdy velmi silně rezistentní jsou charakteristické vysokou odolností vůči těžebně-dopravní erozi. Patří sem některé půdy podzosolů, leptosolů a rankerové subtypy, dále kambisoly, černosoly, fluvisoly. Půdy bývají vyvinuté např. na různých horninách krystalinika, vulkanitech (kromě nezpevněných nebo málo zpevněných pyroklastik), na drobách, pískcích, křemitých pískovcích nebo fluviálních sedimentech. Skeletnatost je střední, zpravidla do 50 %, topograficky jsou pro ně typické roviny (plošiny) nebo krátké svahy do 100 m. Vegetace se vyznačuje souvislým, často vícepatrovým zapojením. Soustřeďování dříví lze provádět vlečením s využitím UKT, SLKT, bez předchozího vytýčení přibližovacích linek; vždy však s ohledem na minimalizaci porušení půdního krytu. Za srážkově vydatných období na těžkých půdách je třeba vyhnout se zřizování linek na stanovištích s tendencí k zamokření.

15.3 Půdní eroze

Z pohledu rychlosti její tvorby (převážně stovky až tisíce let) patří půda mezi neobnovitelné přírodní zdroje. Eroze půdy je celosvětový fenomén, kterému se navzdory obecnému povědomí o tom, že eroze „zkrátka probíhá“, nevěnuje dostatečná pozornost. Historické záznamy dokumentují situace celých civilizací, jejichž konec byl úzce spojen s degradací půdy erozí, kdy půda byla „smyta z povrchu země“ a „nezbylo než neplodná drť a skála“. Zejména v souvislosti s pěstováním zemědělských plodin je eroze často považována za globální hrozbu, zvláště se stoupající poptávkou po potravinách s narůstající lidskou populací. Mezi erozí zemědělských a lesních půd je však řada rozdílů.

Rozsah aktuální vodní eroze v České republice je na 1 780 000 ha, tj. na 42 % zemědělské půdy; výrazně poškozeno je 450 000 ha, tj. 10,7 % zemědělského půdního fondu (Vopravil a kol. 2010a, 2010b). Často jsou i na pozemcích v kategorii orná půda mělké půdy, které jsou zcela smyté nebo u kterých lze naměřit posun o jeden stupeň hloubky půdy níže (z 60 cm na 30 cm i méně). Větrnou erozí je potenciálně ohroženo 10,4 % orných půd, a to především na jižní Moravě a v Polabí (Vopravil et al. 2010; 2011).

Erozi lze definovat jako ztrátu nebo odnos zemského povrchu vlivem vody, větru, ledu nebo geologických faktorů za účasti zemské gravitace. Erozí půdy nedochází „jenom“ k rozrušování povrchu Země a odnosu půdních částic, ale také k fyzikální, chemické a biologické degradaci půdy. Erozí se zhoršuje půdní struktura, textura, objemová hmotnost, retence pro vodu, pórovitost, infiltrační schopnost, fyziologická hloubka atd. Také se snižuje obsah organické hmoty a minerálních živin. Je odnášena biologicky nejaktivnější část půdy. Zpomalují se tak koloběhy látek ekosystémem, dekompoziční a enzymatické procesy v půdě a vzniká nutnost lesnicko-technických zásahů.

Erozi lze rozdělit na geologickou a zrychlenou. **Geologická eroze** má za následek přeměnu půdy na sediment. Je to přirozený proces, který probíhá za každých okolností, bez přispění člověka. Geologická eroze má za následek snižování terénních vyvýšenin a zaplňování depresí transportovanými materiály pocházejícími ze zemského povrchu. Probíhá však tak pozvolna, že si ji často ani neuvědomujeme – už proto, že bývá pozvolnější než tvorba nové půdy. Rychlost geologické eroze závisí na intenzitě erozních činitelů a na odolnosti erodovaného materiálu. Nejintenzivnější je v semiaridních oblastech s intenzivními přívalovými srážkami a řídkou vegetací. Vegetace hraje v odolnosti půdy významnou roli a zvláště v semiaridních oblastech nastává situace, kdy jsou srážky velmi intenzivní a přívalové, avšak protože jsou koncentrované v krátkém období v roce, vegetace není schopná se vlivem sucha po většinu roku vyvinout. **Zrychlená eroze** probíhá ve vazbě na lidskou činnost spojenou zejména s odstraněním vegetace, ale v návaznosti také s nevhodnými agronomickými postupy (špatné načasování agronomických aktivit, orba po spádnici, nevhodné osevní postupy atd.). Zrychlená eroze je často i 10–1000× rychlejší než geologická. Roční ztráty půdy se pohybují v hodnotách až 30–40 $t \cdot ha^{-1}$.

15.3.1 Vodní eroze

Ztráta půdy vodní erozí závisí na erozivnosti (účinnosti deště a schopnosti tekoucí vody erodovat půdu) a na erodibilitě (odolnost půdy k vodní erozi), přičemž oba tyto termíny jsou zde zmiňovány v souvislosti právě s půdou, na rozdíl od erozivnosti břehů, hornin apod. Půda je odplavována nejčastěji ve formě suspenze, ve které jsou jednotlivé částice půdy unášeny. K tomu je zapotřebí rozrušit půdní agregáty. Jejich stabilita závisí na kinetické energii deště, která je až 200× větší než kinetická energie povrchově tekoucí vody.

V iniciálních fázích eroze probíhá ve vazbě na povrchový odtok jako **plošná eroze**. Množství povrchově odteklé vody je dáno množstvím vody, které zbyde po odečtení ztráty výparem, vsakem do půdy a retencí půdy (retenční kapacitou).

BOX 15—3: Stabilita a rozpadavost půdních agregátů (viz také kapitolu 10.2).

Stabilitu půdních agregátů lze vyjádřit pomocí stanovení jejich indexu rozpadavosti I_B (fr. *battance*, angl. *soil slaking;* Rémy & LaFleche 1970). Důsledkem rozpadavosti půdy je jednak plošná eroze, jednak individualizace půdní struktury a tvorba povrchových kůr v případě absence stabilizujících strukturních elementů. Mezi faktory významné pro stabilitu půdy patří zejména textura půdy, resp. obsah jílu a prachu, obsah organické hmoty a pH. Jíl a organická hmota působí agregačně a stabilizačně, zatímco prachová frakce stabilitu půdních agregátů oslabuje: ani nepůsobí agregačně ani není dostatečně propustná pro vodu, která by neměla nezůstávat na půdním povrchu. Půdní reakce (pH) je odrazem stavu půdního chemismu, obsahu vodíku a bazických kationtů. Vodík jako kyselý element působí destabilizačně, desagregačně a má za následek peptizaci půdy (vývoj elementární struktury).

$$I_B = \frac{1{,}5Lf + 0{,}75Lg}{A + 10MO} - 0{,}2(pH - 7) \qquad (65)$$

kde
Lf je obsah jemného prachu (0,002–0,02 mm) v ‰;
Lg je obsah hrubého prachu (0,02–0,05 mm) v ‰;
A je obsah jílu (< 0,002 mm) v ‰;
MO je obsah organické hmoty v ‰;
pH je půdní reakce.

Hodnocení stability půdních agregátů na základě indexu rozpadavosti.

Index rozpadavosti	Kategorie
< 1,4	nerozpadavé
1,4–1,6	mírně rozpadavé
1,6–1,8	středně rozpadavé
1,8–2	rozpadavé
> 2	silně rozpadavé

Vysoký stupeň rozpadavosti má za následek slehávání půdy vlivem deště nebo závlah, zvyšování objemové hmotnosti redukované a snižování pórovitosti, kdy se strukturní agregáty na půdním povrchu při kontaktu s vodou rozplavují a rozpadají. Půda smíchaná s vodou získává blátivou (kašovitou) konzistenci a agregáty se rozpadají na menší frakce. Při povrchovém odtoku jsou půdní částice odnášeny nebo se ukládají v bezprostřední blízkosti a formují usazeniny lístkovité struktury.
Vytvořené kůry snižují schopnost infiltrace a tím vstupu vody do půdy. Tím se zvyšuje povrchový odtok a intenzita eroze a zhoršuje se vodní a vzdušný režim půdy i její tepelný režim.
Půdy náchylné ke korovatění jsou zejména půdy na eolických substrátech s dominancí prachové frakce – spraše, sprašové hlíny.

Při neustávajícím povrchovém odtoku se charakter vody odtékající z území mění v **soustředěný odtok**. Při něm se na půdním povrchu tvoří stružky, rýhy a strže. K rýhové erozi přispívá plošný povrchový odtok a jím transportované částice z mezirýhového prostoru. Jestliže je objem odnosu splavenin z mezirýhového prostoru větší než transportní kapacita odtoku v erozních rýhách, začíná se i v erozních rýhách projevovat depozice sedimentu. To nastává v případě poklesu sklonu na bázích svahů a při ztrátě unášecí síly vody, která plyne z tzv. **tečného napětí**.

Eroze vodou probíhá ve třech fázích: **(1)** oddělení půdních částic z půdní masy; **(2)** transport uvolněných částic plavením, sesunem, tečením; **(3)** ukládání přemístěných částic na deponium v terénních depresích, na bázích svahů atd. – obecně v deponiích.

Intenzitu vodní eroze lze vyjádřit pomocí tzv. univerzální rovnice (USLE – Universal Soil Loss Equation) a na ní navazující revidované univerzální rovnice (RUSLE – Revised Universal Soil Loss Equation). Ztráta půdy je vyjádřena pomocí rovnice (viz také kapitolu 15.2.2)

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \qquad [t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}], \qquad (67)$$

kde

A je průměrná dlouhodobá ztráta půdy;

R je faktor erozního účinku deště, který vyjadřuje četnost výskytu, úhrny, intenzitu a kinetickou energii deště;

K je faktor erodovatelnosti půdy, vyjadřující půdní vlastnosti a rezistenci půdy vůči erozi. Pro stanovení faktoru K se používá buď rovnice, nebo tzv. nomogram (Constantini et al. 2009; Janeček et al. 2006). Vstupními veličinami pro stanovení K faktoru jsou zrnitostní třídy ornice, obsah organické hmoty, struktura, třída propustnosti půdního profilu. K faktor lze také určit pomocí bonitovaných půdně ekologických jednotek (BPEJ) nebo pro půdně taxonomické jednotky;

L je faktor délky svahu vyjadřující význam nepřerušené délky svahu;

S je faktor sklonu svahu;

C je faktor ochranného vlivu vegetačního pokryvu;

P je faktor účinnosti protierozních opatření.

Faktor R vyplývá z vlastností deště, faktory K, L a S vyplývají z vlastností půdy a stanoviště, faktory C a P vyplývají z managementu krajiny.

Univerzální rovnice byla vyvinuta v USA v 70. letech za účelem monitorovat a modelovat ztrátu půdy pomocí permanentně sbíraných dat a kvantifikovat rizika spojená s agronomickými postupy prakticky po celém světě. Univerzální rovnici lze použít pro lesní půdy s jistými omezeními. Ta vyplývají jednak z velké heterogenity *topsoil* lesních půd a jednak z heterogenity mikroreliéfu: zatímco na zemědělských pozemcích je půdní povrch kultivován, po jistou část roku obnažen a terénní nerovnosti jsou vyrovnány, takže vznikají souvislé svahy, v případě lesních půd jsou toto situace, které by za normálních okolností neměly nastávat. Proto je smysluplné kvantifikovat erozi v případech lokálního odlesnění, sesuvů nebo plošného narušení půdního krytu např. při celoplošné přípravě půdy, budování sjezdovek apod.

Na lesních půdách mezi preventivní protierozní opatření náleží zejména péče o půdní kryt a jeho souvislost. Je-li půdní kryt narušen, např. v důsledku těžebně-dopravní činnosti, za standard potěžebních úprav by měla platit asanace stanoviště a zajištění co nejrychlejšího zatažení půdního povrchu vegetací v součinnosti s technickými opatřeními. Je-li bezprostřední potěžební úprava terénu zanedbána, zvyšuje se tím výrazně riziko zvýšení erozního účinku proudící vody a vzniku erozních rýh. Mezi technická opatření patří terasování, budování průlehů a protierozních hrázek.

15.3.2 Větrná eroze

V případě větrné eroze lze nalézt podobné faktory jako u eroze proudící vodou. I zde je zapotřebí dostatečné unášecí schopnosti média (větru) a i zde probíhají 3 fáze eroze (uvolňování půdních částic, jejich transport a ukládání).

S důsledky větrné eroze se můžeme dnes setkat v podobě eolických sedimentů – spraší a sprašových hlín; navátých písků. Tento proces probíhá samozřejmě i v současnosti. Je vázán zejména na aridní a semiaridní oblasti s řídkou vegetací. Vedle unášení prachových a jemných písčitých částic má větrná eroze za následek také obrušování zemského povrchu, vznik hranců (lasturnatě obroušené kameny), přemisťování dun a za větrných bouří transport i úlomků větší velikosti.

Velikost částic má na efekt větrné eroze klíčový vliv:

Částice < 0,1 mm v průměru stoupají do výšky větší než 30 cm a mohou zůstat v atmosféře rozptýlené po delší čas i v mnohem větších výškách. Účinkují potom jako kondenzační jádra, na zemský povrch se dostávají se srážkami a jsou přepravovány na velké vzdálenosti v podobě mračen a prachových bouří. Obrovské objemy prachu byly přepravovány v průběhu pleistocenních zalednění, kdy byly periglaciální oblasti doslova zasypávány částicemi o velikosti 0,02–0,06 mm do podoby sprašových sedimentů.

Částice o velikosti 0,1–1 mm v průměru jsou obvykle vynášeny do výšky max. 30 cm a přemisťují se saltací, tedy doslova „skákavým“ nebo klouzavým pohybem, během kterého mohou buď uvíznout v mikrodepresích půdního povrchu, nebo také přispět k rozrušování půdního povrchu, půdních agregátů a dalších půdních částic.

Částice o průměru nad 1 mm se převážně kutálí po zemském povrchu. Mohou být uvedeny do pohybu buď větrem, nebo jinými částicemi.

Saltací může být přemístěno až 50 % půdní masy. Přesto však na kvalitu a čistotu ovzduší mají největší vliv nejmenší částice.

Z hlediska odolnosti půdy vůči větrné erozi účinně působí péče o vegetační kryt. Větrnou erozí méně trpí vlhké půdy a půdy s dobrou strukturou. Velmi náchylné k větrné erozi jsou odvodněné organické půdy, degradované např. v rámci těžby rašeliny. V semiaridních oblastech (např. Střední Východ) jsou budovány zábrany proti větrné erozi, a to buď v podobě prefabrikovaných bariér, nebo větrolamů a vegetačních pásů.

15.3.3 Introskeletová eroze

V lesních půdách se lze s tímto typem eroze setkat zejména v souvislosti s odlesňováním nebo s nepřiměřenou chemickou meliorací půdy. Introskeletová eroze je definována jako propadávání a proplavováních půdních částic do hlubších vrstev půdy dutinami mezi půdním skeletem, tedy štěrkem, kameny a balvany. Introskeletová eroze probíhá zejména v leptických, rankerových půdách, méně v rendzinách a pararendzinách. Zpravidla je antropicky podmíněná a je o to rizikovější, že dochází ke ztrátě půdy na stanovištích již chudých na jemnozem a kvalitní organickou složku.

Proces introskeletové eroze je iniciován odlesněním a je podpořen porušením půdního povrchu např. vlivem soustřeďování dříví. Ve vazbě na neuvážená pěstební opatření a nešetrné těžební postupy potom dochází ke zrychlené mineralizaci svrchní vrstvy půdy, která ztrácí kontinuitu a stabilitu.

Největší rizika introskeletové eroze jsou na geologickém podkladu granitů, granodioritů, dioritů a syenitů (Vacek et al. 2003), méně na svorových rulách, pararulách, migmatitech, svorech, fylitech, ortorulách, granulitech apod. – tedy na horninách krystalinika (např. na proterozoických horninách moldanubika).

Introskeletovou erozi lze velmi obtížně eliminovat už proto, že probíhá skrytě. Z tohoto důvodu není tak významná obrana, jako prevence. Ta spočívá zejména v péči o vegetační kryt, o souvislé zapojení půdního povrchu a ve volbě šetrných těžebních a přibližovacích technologií na rizikových stanovištích.

Ohroženost půd lze rozdělit do pěti tříd rizika (SLT = soubor lesních typů):

1. nízká – ojedinělé plošky sutě na kamenitých svazích (SLT 6-8M, 6-8N, 6-8Z, 8K)
2. střední – časté plošky sutě na kamenitých svazích (SLT 6Y, 6-8N, 6-8Z),
3. vysoká – rozsáhlé plochy sutě (SLT 7-8Y, 7-8Z, 7-8N)
4. velmi vysoká – plochy nad horní hranicí lesa s výskytem sutě (SLT 9Z, 9K)
5. extrémní – periglaciální sutě (SLT 9Y).

Stanoviště ohrožená introskeletovou erozí jsou velmi těžko zalesnitelná a z hlediska obnovy lesa a ochrany půdy velmi riziková. V takových případech se umělá obnova lesa prakticky neobejde bez dodávky zeminy nebo melioračních hmot (Souček et al. 2010) nebo bez využití obalované sadby.

15.4 Lesní půdy v kontextu klimatických změn

V současnosti je za klimatickou změnu považován vzestup průměrných teplot o 0,2 °C během jedné dekády po dobu 50 let (IPCC 2007).

Vedle otázky příčin globálních klimatických změn, v rámci kterých již nelze jednoduše hovořit jen o globálním oteplování, je neoddiskutovatelnou skutečností, že klima Země se v porovnání s dlouhodobými průměry výrazně mění. Od roku 1750 začalo lidstvo postupně produkovat značná množství znečišťujících látek a znečišťovat nejen vody, ale i atmosféru. Zvláštní význam v narušení rovnováhy látkových koloběhů získalo vypouštění radiačně aktivních plynů, zejména CO_2 a CH_4, a dalších (viz Tab. 15—5). Koncentrace některých z těchto látek jsou v troposféře díky činnosti člověka nejvyšší za posledních 420 000 let a koncentrace CO_2 možná i za posledních 20 miliónů let (Barnola et al. 1999 in Samec et al. 2008).

Znečištění prostředí a s ním související změny klimatu zasahují celou řadu zemských systémů:

- voda a omezené přístupy k pitné vodě;
- ekosystémy a biologická rozmanitost;
- potravní zdroje;
- pobřežní ekosystémy a lidská sídla;
- zdraví a nemocnost lidí, zvířat i rostlin.

Mezi klimatickou změnou a procesy v půdě jsou těsné vztahy (viz také kapitolu 15.4). Ty zahrnují např. rychlost koloběhů živin, ukládání uhlíku a jeho emisi v podobě CO_2, hodnotu primární produkce, kvalitu vody a její retenci v půdě. Na úrovni biologické aktivity se klimatické změny podílejí na změnách ve skladbě, aktivitě a metabolismu půdních organismů. Dlouhodobě se tento efekt projevuje na úrovni rostlinného společenstva a schopnosti jeho adaptace.

Jedny z nejodolnějších suchozemských ekosystémů vůči klimatickým změnám jsou lesní porosty. Jejich odlesnění se projevují vzrůstem teplot, poklesem výparu a v důsledku utlumením tvorby oblačnosti a snížení srážek, ale i nedozírnou devastací tropických půd, typických velmi nízkou odolností k erozi.

15.4.1 Hydrický režim lesů a lesních půd

Adaptabilita lesních ekosystémů nesouvisí pouze s reakcí na vzestup průměrných teplot, ale také se schopností reagovat na změnu ve srážkových úhrnech. A protože klimatické změny mají dopad na celé komplexní ekosystémy, ze kterých nelze půdy izolovat, bude i půda v následujících kapitolách pojata v kontextu s dalšími složkami lesních ekosystémů.

15.4.1.1 Hydrický režim horských lesů

Lesní porosty zejména horských oblastí a pramenišť hrají doslova klíčovou roli ve vodní bilanci krajiny. Jejich narušení má samozřejmě dopad na půdní prostředí a naopak: narušení půdního prostředí, půdního krytu nebo bilance živin se podepisuje na stavu lesních porostů (Samec et al. 2009).

Specifikem horských lesů je, že zajišťují stabilní odtok srážkové vody a mají i vedlejší srážkotvornou funkci. Jehličí působí tzv. „vyčesávání srážek“, pyl je jedním z typů kondenzačních jader oblačnosti. Hydrické funkce horských lesů se projevují:

- zvyšováním absolutního množství srážek zachytáváním horizontálních srážek;
- zvyšováním sumárního výparu intercepcí a transpirací a snížením evaporace;
- transportem většího množství vody do půdních zásob a vzrůstem vododržnosti lesních půd;
- snížením povrchového svahového odtoku a eliminací erozních škod;
- zmírněním odtoků, čímž dochází ke snížení kulminačních průtoků.

Horské lesy byly v minulosti postihovány neúměrnou těžbou, pastvou, klučením a vypalováním, přeměnou druhové skladby na smrkové monokultury nebo náhradní porosty v imisních oblastech. Odtokové poměry z lesů horských oblastí jsou limitovány retenční kapacitou půd a mají klíčový význam pro vznik nebo prevenci vůči povodňovým vlnám v níže položených oblastech. Půdy středohorských lesů jsou schopné tlumit déšť do úhrnů cca 50 mm. Při srážkovém přívalu 50–100 mm

již vzrůstá odtok lesní půdou. Kritická hranice vododržnosti nastává při srážkových úhrnech 150–200 mm. Míra retence půdy závisí jednak na nasycenosti půdních pórů před srážkovými epizodami a také na průběhu srážek a jejich časovém rozložení.

Především jehličnaté porosty se v celoroční hydrické bilanci mohou projevovat výraznější intercepcí a evapotranspirací. V zimním období a zejména v předjaří dokážou výrazně zpomalovat intenzitu tání sněhové pokrývky a zmenšovat povrchový odtok. K těmto jevům v listnatých porostech z důvodu absence listové plochy nedochází.

Během vegetačního období dosahuje evapotranspirace mladých smrkových horských porostů 234 mm, mladých bukových porostů 220 mm.

Nejvíce hydrický režim rozrůzňují jednak hospodářské způsoby, ale zejména podíl nelesních ploch. Přítomnost holin a lesních kultur může z malých lesních povodí jen nepatrně zvýšit odtok. Vytvoření zápoje významně mění hydrický režim lesního porostu. To souvisí s vytvořením kompaktní vrstvy nadložního humusu (Šach in Samec et al. 2008), která výrazně zvyšuje retenci svrchních půdních horizontů. Horské lesní porosty sice významně nesníží celkový odtok z povodí, naopak může dojít k jeho zvýšení vlivem horizontálních srážek, avšak naprosto klíčová je jejich funkce při extrémních srážkových úhrnech. I neextrémní srážkové úhrny mohou vyvolat povodňovou vlnu v odlesněném povodí. Na druhou stranu, zalesněná území jsou schopná mnohem snáze překonat i dlouhá bezesrážková období, což opět souvisí s vysokou retencí a tím značnou zásobou vody zejména ve vrstvě nadložního humusu.

15.4.1.2 Hydrický režim lužních lesů

Lužní lesy poskytují krajině kvalitativně jiné hydrické funkce než horské lesy. Lužní dynamika a lužní stanoviště bývají periodicky měněny ve vztahu k výrazným povodňovým vlnám, kdy může dojít jednak ke zvýšené sedimentaci nebo naopak odnosu půdního materiálu, ale i k celkové změně tvaru koryta toku. Zatímco horské toky jsou typické bystřinným prouděním a velkou dynamikou průtoků, kdy však voda zřídka opouští koryto toku, toky lužních oblastí se vyznačují pozvolnějším nárůstem a ústupem povodňové vlny a častějším rozléváním vody do krajiny. Lužní toky jsou také pozvolnější, méně přímé, spíše meandrující a mají značný význam pro půdní genezi.

Luhem se rozumí takový soubor přirozených lesních společenstev, jehož výskyt je vázán na poříční edatopy nebo se přirozeně vyvíjí podél jiných vodních ploch. Jejich hydrický režim je podmíněn především říční vodou a podmáčením. Zatímco horské potoční luhy jsou typické humidním až perhumidním režimem, pro úvalové luhy je typický spíše semihumidní až semiaridní vodní režim s častými suchými epizodami.

Úvalové luhy se dělí na tvrdé luhy a měkké luhy. Půdy těchto ekosystémů jsou většinou náplavové, z referenční třídy fluvisolů, které jsou často hlubokohumózní a záplavový režim je doslova jednou z podmínek jejich existence. Odlesněním takových oblastí dochází k rychlé erozi. Vodní režim lužních lesů tak nemá charakter zádržný ve smyslu samotné retence půd, nýbrž ve smyslu retence vody v rozlehlejších nížinných pánvích – tedy ve vazbě na topografii.

15.4.2 Klimatické změny: odezva lesních ekosystémů

15.4.2.1 Lesní společenstva v ekosystémovém pojetí

Rostlinné společenstvo, jehož základní determinantní a edifikátorovou složku tvoří dřeviny stromovitého vzrůstu, ve svém prostředí, se kterým je ve vzájemných interakcích, se nazývá lesní ekosystém. Jako každý ekosystém, i lesní „podléhá“ principům svého přirozeného vývoje a spěje tak ke stavu ustálené rovnováhy s vyrovnaným tokem látek, vyrovnanou bilancí energetických vstupů a výstupů. Ve chvíli dosažení tohoto stavu, tzv. klimaxového stadia ekosystému, se interakce s okolím omezují na minimum (např. jen na příjem sluneční energie či srážkové vody) a společenstvo nepodporuje svou životní aktivitou změny prostředí, ale je vůči nim maximálně odolné. Klimaxové

stadium pak představuje tzv. potenciální přírodní vegetaci. Ať už se jedná o vrcholná stadia vegetace zonálních, extrazonálních či azonálních společenstev, otázkou zůstává, zda v případě ekosystému, zachyceného v určitém čase, lze již hovořit o klimaxovém stadiu, nebo jen o některém z dílčích vývojových stadií ekosystému.

Při posuzování míry, do jaké lidská činnost, a tedy i globální oteplování, ovlivňuje společenstva tvořící ekosystém, je třeba „odmyslet" si působení člověka na krajinu. V případě našeho území rostlinná společenstva ze svých refugií migrovala po skončení poslední doby ledové a ustavovala novou rovnováhu se svým prostředím. Jaká by tedy byla původní skladba lesního společenstva, zůstává do jisté míry otázkou. Například v případě buku lesního, jehož počátek postupu na naše území lze lokalizovat do doby atlantiku, kdy červnové teploty poklesly po jejich vzestupu v boreálu na 17 až 19 °C, nebyl průnik této dřeviny do doubrav a horských smrčin v době, kdy člověk začal určovat podobu vegetačního krytu, dosud ukončen. Naopak lze dokonce předpokládat, že průměrný časový prostor v rámci holocenní doby meziledové byl příliš krátký na to, aby došlo k dosažení floristické vyváženosti i za člověkem „nerušeného" vývoje (Davis 1976).

15.4.2.2 Perturbace

Ekosystémy a jejich společenstva (a sem zahrnujeme i půdu) procházejí procesem změn ve vztahu ke svému okolí. Tyto změny probíhají jak ve vazbě na antropogenní činnost, tak i bez její účasti. Série změn jsou potom v rámci vývoje ekosystému nazývány sukcesí, nebo sukcesní sérií. Ta má tendenci ukončit svůj sled ustálením dynamické rovnováhy, v rámci které jsou vymezeny podmínky, za kterých společenstvo zůstává relativně neměnné. V případě změny podmínek (klimatických, edafických apod.) dochází k reakci, která znamená buď návrat zpět do výchozího stavu daného sukcesního stadia, nebo dojde k nastolení nové dynamické rovnováhy za vzniku kvalitativně jiného společenstva (v případě, že intenzita disturbancí překročí schopnosti autoregulačních mechanismů ekosystému). Změny tohoto typu, kdy společenstvo vlivem vnějších vlivů nabývá nových vlastností nebo sukcesních směrů, se nazývá perturbace. Nejedná se tedy o inhibici konfigurace stavu ekosystému, při které dochází k blokaci evoluce ekosystému bez jeho poškození či narušení jeho funkčnosti, jako například dočasně snížený přísun světla apod. (Otto 1998). Jedná se o změny s následkem nabytí nového vývojového směru nebo i návratu k iniciálním stadiím. Perturbace mají často za následek celý komplex změn. Ty mohou být biotické (např. kalamitní poškození hmyzem či houbovými patogeny) nebo abiotické (jako poškození ohněm nebo výrazné klimatické výkyvy) a zřídka působí izolovaně – častěji působí v perturbačních řetězcích. Jako příklad perturbačního řetězce lze uvézt poškození způsobené emisí polutantů do ovzduší: v podstatě se jedná o vnější antropickou perturbaci, která působí jednak přímo (přísun škodlivých látek do ekosystému), jednak také nepřímo (ovlivněním vitality jedinců a následně lesního společenstva). Vlivem toho je snížena obranyschopnost proti hmyzu a houbovým patogenům, stejně jako zvýšena acidifikace půdy (Hruška & Cienciala 2005). Každá z těchto změn má za následek další změny parametrů ekosystémů, charakterem humifikace počínaje, rostlinou a živočišnou skladbou konče.

Perturbace malého rozsahu bývají ekosystémem více méně absorbovány a mohou dokonce přispět ke zkvalitnění evolučního procesu – například vhodně směrovanou selekcí. Při perturbacích zpravidla dochází ke změně druhové skladby společenstva (Begon et al. 1997) a tím i narušení určitých článků v potravních řetězcích a toku energie a následně ke změně stavu, resp. plynutí (Míchal 1994) bez udání jeho směru. Z toho plyne, že se v okolí homeorhézní linie vývoje ekosystému vyskytují teoretické paralelní sukcesní série, které mohou být uplatněny jako mechanismy ochrany plynutí po trajektorii vedoucí k dynamické rovnováze a tedy vyšší ekologické stabilitě.

Na první pohled by se mohlo zdát, že v rámci ustalování dynamické rovnováhy musí docházet k ustavičnému nárůstu počtu jedinců přítomných v daném ekosystému, aby byla zvýšena šance na nahrazení „volného místa" v případě eliminace některé ze složek společenstva. Dynamická rovnováha, resp. ekologická stabilita však není přímo úměrná druhové pestrosti. Naopak existuje řada

případů, jako ekosystémy horských smrčin, stejnorodých bučin či rákosin, ve kterých druhová pestrost se stupněm vyspělosti ekosystému klesá.

Za perturbaci, která má za následek odklonění od původní sukcesní linie, lze považovat také změnu klimatických podmínek, která má podle mnohých názorů (Lawlor 2005, Roper 2006, Palmer & Räisänen 2002) příčinu v nadměrné emisi radiačně aktivních plynů do atmosféry, mezi nimiž hlavní místo zaujímá oxid uhličitý.

Zvýšení koncentrace oxidu uhličitého je faktor, který představuje pro rostliny celý komplex změn. Vyjma náhlého vzestupu teplot v době vegetačního klidu nebo náhlých teplotních šoků, při kterých dochází k poškození membrán thylakoidů (Méthy 1997), může mít mírné navýšení teplot pozitivní vliv na růst rostlin. Vedle potenciálního zvýšení rychlosti fotosyntézy a tím nárůstu biomasy (a v důsledku pak zvýšení konkurenceschopnosti vůči jinému jedinci) však dochází také ke zvýšení teploty prostředí. Při zvýšené teplotě a dostupnosti vhodného substrátu dochází ke zvyšování rychlosti chemických a biochemických procesů, avšak jen do té míry, kdy jsou enzymy vlivem nadměrných teplot rozloženy. Vysoké teploty mohou vést až k inhibici nebo dokonce denaturaci teplotně senzibilních enzymů (Peltzer et al. 2001) již při dlouhodobě navýšených teplotách jen o několik stupňů nad teplotu metabolického optima. Při teplotách převyšujících 25–40 °C dochází také k poškození funkce proteinů. Vysoké teploty rovněž znamenají navýšení rychlosti transpirace. Tím dochází k intenzivnější konzumaci metabolitů a jejich možnému deficitu a poruchám výživy. Teplota spolu se vzdušnou vlhkostí je také faktor určující rychlost transpirace. Za vysokých teplot a nízké vzdušné vlhkosti může dojít u rostlin, jež nejsou na tyto podmínky adaptovány, ke značným ztrátám vody a porušení vodního režimu, který podmiňuje termoregulační mechanismy rostlin i příjem živin.

Vyšší koncentrace uhlíku v ovzduší by měla přinést pozitivní odezvu v produkci lesa, která plyne z jeho snazší přístupnosti rostlinám a tím i jeho zvýšených vstupů do procesu fotosyntézy (Saxe et al. 2001).

Možným důsledkem dlouhodobých teplotních změn a dopadem na bukové porosty se zabýval Fotelli (2002). Zvýšené teploty a snížená přístupnost vody mohou mít přímý vliv na vodní režim bukových semenáčků, ale zároveň může v důsledku toho dojít k ovlivnění bilance dusíku vlivem snižování příjmu dusíku z půdy. V konečném důsledku dochází k ovlivnění růstu a metabolismu dusíku. Paradoxně pozitivní vliv v tomto případě může mít přítomnost a zvýšená depozice atmosférického dusíku, který může deficit ve výživě dusíkem částečně kompenzovat. Konkrétně u buku lesního by však z důvodu jeho citlivosti ke snížené dostupnosti vody k výrazným pozitivním změnám patrně nedošlo.

Z hlediska **dopadu na lesní ekosystémy** nelze předpokládat zvýšení přírůstu dřevin, nacházejících se v aktuálním čase na daném stanovišti (Saxe et al. 2001). Odezva na vyšší teploty v podobě většího přírůstu závisí na migračních možnostech rostlin, které budou v nastalé situaci hledat svou optimální ekologickou niku. Proto je vhodnější hovořit spíše o zvýšení produkční schopnosti stanoviště – pokud ovšem bude toto stanoviště obsazeno dřevinou optimálního druhu a provenience. Na urychlení tohoto procesu, který by v přírodních podmínkách sahal za horizont řádu stovek let, se může významně podílet vhodně zvolený lesní management. Paradoxně se jako adaptačně vhodnější jeví dlouhověké jehličnaté dřeviny, které projevují větší ekovalenci, širokou genotypovou i fenotypovou plasticitu a lepší schopnost migrace.

Na úrovni půdního prostředí se klimatické změny mohou projevovat různě, v závislosti na daném regionu, klimatickém pásmu atd. V každém případě je však klima jedním z pěti půdotvorných faktorů (viz kapitolu 2.1) a míra jeho vlivu se přímo nebo nepřímo odráží ve vývoji půd.

Přímý vliv spočívá ve změnách teploty, vodního režimu a skladbě půdní bioty. Od toho se odvíjí charakter dekompozičních procesů a koloběhu látek. Teplota je klíčovým faktorem pro biologickou aktivitu a kvalitu dekompozice (Wall et al. 2012) a stejně tak vlhkost – z hlediska extrémů i dlouhodobých průměrů. Např. arktické oblasti se vyznačují velikými zásobami radiačně aktivních plynů, zejména metanu, v rozsáhlých oblastech organozemí a permafrostu. Vzestup teploty má důsledek ve změně metabolismu půdních společenstev, nástupu oxidačních procesů, tání permafrostu

a prohlubování jeho aktivní vrstvy. Navíc vzhledem k tomu, že arktické oblasti jsou největším suchozemským úložištěm uhlíku, tání permafrostu způsobuje uvolňování CO_2 a CH_4 do globálního koloběhu.

Nepřímý vliv klimatických změn na půdní prostředí a půdní biotu probíhá prostřednictvím rostlin – účinky na jejich růst a skladbu vegetace. Ovlivněna je tak např. kvalita kořenových exsudátů, či opadu, nebo také schopnost rostlin stabilizovat půdu proti působení eroze (např. eliminací rozvoje kořenového systému). Dále mohou být ovlivněny symbiotické nebo saprofytické organismy, čímž dochází k řetězci změn v biologických, biochemických a chemických půdních procesech, které je velmi obtížné studovat, už z hlediska jejich komplexnosti.

15.4.2.3 Adaptační kapacita

Míra, s jakou jsou lesní dřeviny, lesní ekosystémy či jakékoliv systémy schopny odolávat perturbacím, se nazývá adaptační kapacita. Tímto termínem je rozuměna schopnost systému udržovat své vlastnosti nebo funkce v mezích rovnováhy v daných nebo nastávajících podmínkách. Pielke (1998) definuje adaptační kapacitu jako vyrovnávací schopnost, která je vymezena skupinou jedinců nebo je podmíněna institucionálním přístupem s cílem snižovat zranitelnost systému vzhledem ke klimatické změně. V antropocentrickém pojetí lze reakce členit na plánované, které zahrnují přispění lidského faktoru, nebo automatické, k nimž dochází „samovolně“, vlivem přírodních činitelů.

Definováním míry adaptační kapacity lze popsat i aplikovat adaptační strategie nebo reagovat na náhlé změny podmínek a snižovat závažnost dopadu těchto změn. Je však obtížnější kvantifikovat míru adaptační kapacity než risk plynoucí z nedostatku adaptačních mechanismů, neboť adaptační kapacita není přímo měřitelná. V projektovém šetření (Brooks & Adger 2005, UNDP/GEF 2003) lze adaptační kapacitu posuzovat pomocí souvisejících faktorů, které ovlivňují ekosystém.

V rámci adaptační kapacity systém disponuje určitou výbavou, kterou může použít jako adaptační nástroj. V nejširším slova smyslu, kdy nehledíme na typ či velikost systému, tyto adaptační zdroje mohou být přírodní, finanční, institucionální apod. Zranitelným či senzibilním systémem není jen ekosystém přírodního lesa, ale i všechny typy systémů, kterých se globální změny (a to i klimatu) dotýkají, jako je sociální, ekonomická sféra apod.

Na úrovni člověkem neřízeného ekologického systému bude míra adaptační kapacity záviset na takových faktorech, jako je biodiverzita nebo migrační potenciál. V ekosystémech s vyšší biodiverzitou bude vyšší pravděpodobnost rychlého obsazení nově vzniklých nik oproti druhově chudým ekosystémům.

V kontextu s tezí uvedenou v úvodu této kapitoly, že vyšší druhová diverzita není nutně zárukou ekologické stability, by se mohlo zdát, že tato teze je v rozporu s předpokladem adaptační kapacity, která je predikčně podmíněna druhově bohatým společenstvem (Brooks and Adger 2005). Zde je však nutné posuzovat adaptační kapacitu ze srovnatelné hierarchické úrovně. Na úrovni krajiny je stabilita, resp. schopnost absorbovat změny a obnovovat spontánně stav rostlinstva a živočišstva před narušením, vyšší za předpokladu vyšší diverzity. Na ekosystémové úrovni jsou však tyto změny uplatněny za cenu modifikace dílčích ekosystémů a ztráty či narušení klíčových prvků ekosystému. To následně vede k narušení ekosystému a změně jeho homeorhézní linie.

Adaptačně méně schopné jsou ekosystémy geograficky omezené, oproti ekosystémům, které mají možnost nejen horizontálního, ale i vertikálního posunu do optimální klimatické zóny.

Adaptace ekosystémů může být podpořena managementem krajiny, jako je budování biokoridorů vedoucích přes urbanizovanou či zemědělskou oblast nebo omezení fragmentace přírodních ekosystémů. Adaptační kapacita ekosystémů může být také zvyšována omezením „neklimatických“ vlivů, jako je snižování znečištění prostředí nebo omezení hospodářské činnosti v kriticky ohrožených oblastech, resp. podpora trvale udržitelného hospodaření.

Tab. 15—5: Charakteristiky význačných radiačně aktivních plynů (RAP), které v zemské atmosféře působí skleníkový efekt. Nejúčinnějším RAP je vodní pára, ostatní plyny mohou ke skleníkovému efektu přispívat v důsledku přirozených pochodů (geotermální procesy, sopečná činnost, zvětrávání atd.) nebo antropogenní činnosti (spalování fosilních paliv, zemědělství, průmysl aj.). Negativní dopady znečištění atmosféry jsou zvyšovány tím, že mnoho živých společenstev má antropicky potlačenou přirozenou schopnost vyvíjet se a reagovat na změny vnějších podmínek. Ekologické dopady klimatické změny se různí v přirozených ekosystémech se zachovanou adaptabilitou a koevolucí a v ekosystémech antropicky podmíněných (vyžadujících neustálou kontrolu látkových vstupů a výstupů). Přirozená společenstva dokážou některé disturbance účinně tlumit, ale většina antropogenních ekosystémů má tuto schopnost sníženou nebo ji zcela postrádá.

Atmosférická složka	Zdroj	Místa resorpce	Koncentrace v atmosféře	Možný vliv na radiační bilanci a klima	Poznámka
vodní páry	Do atmosféry je voda navracena zejména výparem z moří a oceánů a sladkovodních terestrických zdrojů, transpirací rostlin i evaporací z vegetace aj. biologickými a geologickými procesy (např. při vulkanické činnosti vodní páry zaujímají až 60 % celkového objemu emitovaných plynů). Lidskou činností je evaporace často spíše snižována (např. zmenšením odparné plochy vykácením lužního lesa).	Srážky ve formě vody, sněhu nebo ledu, desublimace.	Kdyby atmosférická voda okamžitě zkondenzovala, její roční koncentrace může představovat kolem 25 mm kapalné vody rozprostřené po celém povrchu Země. Průměrný roční úhrn srážek však činí asi 1000 mm, což svědčí o velmi rychlém koloběhu vody v ovzduší. Cca 99,99 % atm. vodních par je obsaženo v troposféře.	Latentní teplo, které je v atmosféře z vodních par uvolňováno při kondenzaci, je jedním z nejvýznamnějších zdrojů atmosférické energie.	Voda je zásadní látkou působící skleníkový efekt. V troposféře voda setrvává cca 10 dní. Skleníkový efekt ovlivňují z 36–70 %.
oxid uhličitý CO_2	Významnými zdroji CO_2 jsou sopky, oceány a geotermální činnost. Je také odpadním produktem dýchání a aerobní dekompozice. Dalšími zdroji CO_2 je spalování fosilních paliv a biomasy, rozklad rostlin a organických zbytků (oxidace humusu), využívání organických půd pro zemědělství, intenzivní agrotechnika, respirace organismů.	Oceány (až 50× větší obsah než v atmosféře; absorbují až 1/3 CO_2, emitovaného do atmosféry lidskou činností), biosféra, lužní polohy.	Koncentrace v předindustriální době (v roce 1832) byla cca 284 ppm. Současná koncentrace je 383 ppm (vzestup o 37,77 %).	Podle různých modelů je možný vzestup teploty cca o 3 K v případě zdvojnásobení koncentrace v atmosféře, ochlazení stratosféry o cca 10 K. V atm. absorbuje infračervené záření a záření o vlnové délce 4,26 mm a 14,99 mm.	V atmosféře nereaguje. Reaguje s chlorofylem, narušení fotosyntézy. Skleníkový efekt ovlivňuje z 9–26 %.
metan CH_4	Jeden z vůdčích plynů v anoxické atmosféře Země. Přirozeně je produkován geotermálně nebo v zemědělství (hospodářská zvířata – trávicí trakty živočichů); rýžová pole, těžba a užití fosilních paliv, skládky organických hnojiv a odpadů. Cca 55 % celkové emise pochází z lidské činnosti.	V atmosféře může být oxidován na CO_2 a H_2O. Resorpce probíhá oxidací OH radikálu.	V roce 1750 cca 700 ppb, v roce 1998 byla koncentrace 1745 ppb (vzestup o 150 %).	Skleníkový efekt; vliv na radiační bilanci (ovlivňování množství troposférického ozonu). Absorbuje infračervené záření cca 25× efektivněji než oxid uhličitý.	Perzistence v troposféře cca 4–7 let. Metan má 25× větší vliv na skleníkový efekt než CO_2. Skleníkový efekt ovlivňuje z 4–9 %.
oxidy dusíku: N_2O a NO_x	N_2O: dusičná hnojiva, organická hnojiva; NO_x: spalování fosilních paliv a biomasy. (Až 65 % z lidské produkce pochází z chovu hospodářských zvířat. Průmyslové zdroje cca 20 %.)	N_2O: fotolýza; NO_x: rainout (vymývání vodními srážkami), suchá depozice.	N_2O: 314 ppb; od roku 1750 koncentrace stoupla o 44 ppb (vzestup o 16 %); NO_x: 0,5–20 ppb.	Skleníkový efekt vlivem zvyšování koncentrace N_2O, způsobujícího snižování množství ozonu. NO_x vstupuje do cyklu stratosférického	Doba účinnosti N_2O: několik let. Perzistence NO_x: několik dní; vliv na vodu v atmosféře. Na hmotnostní jednotku má NO_2 298× větší vliv na skleníkový efekt než

				ozonu.	CO_2.
ozon O_3	Nepřímé zdroje: fotolýza antropického NO_2.	Katalytické reakce s různými prvky (např. Cl_x, NO_x, HO_x).	V troposféře: 20 ppb; ve stratosféře 15 ppm do výšky 25 km.	V případě silné redukce O_3: ochlazování stratosféry a zvyšování účinku UV záření na povrchu země; vliv na meteorologické procesy.	Doba perzistence více než 1 měsíc; globální účinek, ale regionálně specifický; vliv na fotochemickou regulaci ozonu. Skleníkový efekt ovlivňuje z 3–7 %.
halogenderiváty (halogenové uhlovodíky)	Výroba a použití plastů, chladící látky, aerosoly. V současnosti omezené použití (Vídeňská úmluva, Montrealský protokol).	V troposféře nepodléhá degradaci; neprůkazný fotolytický rozklad ve stratosféře.	(F)11: 268 ppt; (F)12: 533 ppt; (F)113: 84 ppt.	Přispívá ke skleníkovému efektu; destrukce stratosférického ozonu.	Poločas rozpadu 50–100 let. 2 skupiny chlorovaných uhlovodíků jsou začleněny do Kjótského protokolu: hydrofluorokarbonáty (HFCs) a perfluorokarbonáty (PFCs). HFCs se na globálním oteplování podílejí 12500× více než CO_2.
oxid siřičitý SO_2	Spalování fosilních paliv, sopečné erupce, postvulkanická činnost.	Suchá i mokrá depozice, oxidace v atmosféře.	0,2 ppb, regionálně specifické.	Oxidací vznikají síranové aerosoly, ovlivňující radiační bilanci a tvorbu oblaků.	Regionální vliv; především v podobě kyselých dešťů. Perzistence látky: několik dní.
amoniak NH_3	Přirozeně pochází z dekompozičních procesů, dále ve vazbě na zemědělství (hospodářská zvířata) a spalování uhlí	Vymývání srážkami, suchá depozice, oxidace na NO_x.	0,2 ppb	Malý vliv na radiační bilanci (skleníkový efekt).	Krátkodobá perzistence.
aerosoly (částice v suspenzi)	Produkty spalování	Sedimentace, vymývání.	10–15 mg · m^{-3}	Vliv na tvorbu mraků a uvolňování srážek; absorpce, odraz a rozptylování slunečního a zemského záření.	Možný vliv na albedo a tepelnou distribuci atmosféry.

Seznam literatury

Alcamo J., Shaw R. a Hordijk L. (1990): The Rains Model of Acidification. Science and Strategies in Europe. Kluwer, Dordrecht., 402 s.

Alcamo J., Shaw R. a Hordijk L. (1990): The Rains Model of Acidification. Science and Strategies in Europe. Kluwer, Dordrecht., 402 s.

Baize D., Girard M.C. (coord.) (2008): Référentiel pédologique. Association française pour l´étude du sol (Afes). Édition Quae, RD 10 78026 Versailles Cedex, France. ISBN: 978-2-7592-0186-0.

Bedrna, Z., (1989): Pódne režimy, SAV, Bratislava, 322 s.

Bedrna, Z. (2002). Environmentálne pôdoznalectvo. Bratislava: Veda, SAV.

Begon M., Harper J.L., Townsend C.R. (1997): Ekologie: jedinci, populace a společenstva. Vydavatelství Univerzity Palackého v Olomouci. ISBN 80-7067-695-7.

Brady, N. C., & Weil, R. R. (2002). The Nature and Properties of Soil. (S. Helba, Ed.) (13th ed.). New Jersey: Prentice Hall.

Brethes A., Brun J-J., Jabiol B., Ponge J., Toutain F. (1995): Classification of forest humus forms: a French proposal. Annales des Sciences Forestières, 52 (6): 535-546, EDP Sciences.

Brooks N., Adger N. (2005): Assessing and enhancing adaptive capacity. In Adaptation Policy Frameworks for Climate Change: Developping strategies, Policies and Measures. p. 165 – 181. Cambridge Pniversity Press, Cambridge UK.

Buček, A., & Lacina, J. (2002). Gebiocenologie II. (second.). Brno: Mendel univerzity of agriculture and forestery.

Buffle, J., Greter, F.L., Haerdi, W. (1977): Measurement of compexation properties of humic and fulvic acids in natural waters with lead and copper ion-selective electrodes. Anallytical Chemistry 49: 216-222.

Buzek, L., (1995): Půdní fond a jeho ochrana, Učební texty VŠ, Ostravská universita, Ostrava, 138 s.

Cape, J.N., Freer-Smith, P.H., Paterson, I.S., Parkinson, J.A., Wolfenden, J. (1990): The nutritional status of Picea abues [L.] Karst. across Europe and implications for forest decline. Trees, 4: 211-224.

Cibulka, J. a kol. (1991): Pohyb olova, kadmia a rtuti v biosféře, Academia Praha, 432 s.

Čater M., Simončič P., Batič F. (1999): Pre-drawn water potential and nutritional status of pedunculate oak (Quercus robur L.) in the north-east of Slovenia. Phyton; annales rei botannicae 39(4): 13-22.

Čermák, P. (2012): Vliv půdní struktury na hydraulické vlastnosti půdy. Bakalářská práce. Brno, Fakulta stavební ČVUT.

Číhalík, J. a kol. (1992): Vliv zemědělství na životní prostředí, Zemědělské nakladatelství Brázda, Praha, 88 s.

ČSN 46 5735 (1991): Průmyslové komposty.

ČSN CEN ISO/TS 17892-11 (721007): Geotechnický průzkum.

Dambrine, E., Carisey, N., Pollier, B., Granier, A. (1993). Effects of drought on the yellowing status and the dynamics of mineral elements in the xylem sap of declining spruce (Picea abies L.)., Plant-and-Soil.; 150(2): s. 303-306.

Darwinkel, A., Kusters, P.J.J.M. (1998): Sulfur fertilization of winter wheat becoming more important. PAV Bulletin Akkerbouw (February): 10-12.

Davis, M. G. (1976): Pleistocene Biogeography of temperate deciduous forests. Geoscience and Man, 13, 13 – 26.

Dohnal, Z. (1965): Československá rašeliniště a slatiniště, NČAV, Praha, 336 s.

Duchaufour, P. (1960). Précis de Pédologie (VI.). Paris: Masson&Cie.

Duchaufour, P. (1977): Pédologie 1: Pedogenèze et classification. Masson, Paris, New York, Barcelone, Milan, ISBN: 2-225-47.432-X.

Dundek, P. (2010): Hodnocení vybraných půdně-fyzikálních parametrů pro charakteristiku změněného stavu po vyklizování UKT v lesním hospodřství. Diplomová práce, MENDELU v Brně.

FAO (2006): Guidelines for Soil Description, 4th edition. FAO, Rome.

Fotelli M. N. (2002): Effect ov climate and forest management on the water and nitrogen status of European beech regeneration and understorey vegetation. Inaugural-Dissertationjzur Erlangung der Doktorwürde der Forstwessenschaftlichen Fakultät der Albert-Lidwigs-Universität Freiburg im Breisgau.

Gobat, J-M, Aragno M., Matthey W. (2010): Le sol vivant, Bases de pédologie – Biologie des sols. Presses polytechniques et universitaires Romandes, Lousanne, 3ème edition, ISBN 978-2-88074-718-3.

Gryndler, M., Baláž M., Hršelová H., Jansa J., Vosátka M. (2004): Mykorhizní symbióza. O soužití hub s kořeny rostlin. Academia, Praha, ISBN 80-200-1240-0.

Hájek, M. (1998): Mokřadní vegetace Bílých Karpat, Sborník Přírodovědeckého klubu, Uherské Hradiště, 158 s.

Hanč, A., Plíva, P. (2013): Vermikompostování bioodpadů (certifikovaná metodika). MZE ČR, odbor rostlinných komodit, č.j. 81090/2013-MZE-17221.

Harvey L. (2006): La capacité d´adaptation des forêts aux changement. Bulletin automnal 2006 des Amis du Parc de la Gatineau.

Hell, R., Rennenberg, H. (1998): The plant sulphur cycle. Agroecosystems 2: 135-173.

Hraško, J. a kol. (1991): Morfogenetický klasifikační systém pôd ČSFR. VÚPÚ Bratislava, 106 s.

Chlupáč I. a kol. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia, Praha. ISBN 80-200-0914-0.

Holík, L. (2007): Vliv opuštění tradičně mírně kosené horské louky na aktivitu půdních proteáz potenciální a limitovanou teplotou a pH v průběhu vegetační sezóny roku 2006. Diplomová práce UGP LDF MZLU v Brně, 51 s.

Holišová, P. (2005). Aktivita kyselé fosfomonoesterázy v půdě pod lučními společenstvy Moravskoslezských Beskyd. Bakalářská práce. UGP LDF MZLU v Brně, 36 str.

Hradil, R. (ed.) (2015): Půda zdravá, živá, úrodná. Fabula, Olomouc. ISBN 978-80-87635-5.

Hruška, J., Ciencala, E. (2005): Dlouhodobá acidifikace a nutriční degradace lesních půd – limitující faktor současného lesnictví. ČGS, IFER.

Hurych, V. (2003): Okrasné dřeviny pro zahrady a parky. Praha, Květ. 203 s., ISBN 80-85362-46-5.

Hüttl R.F., Zöttl H.W. (1993): Liming as mitigation tool in Germanys declining forests – reviewing results from former and recent trials. Forest – Ekology-and-Management, Ebrdwalde, German, 61: 3/4, 56 ref., 325-328.

Chytrý, M., Kučera, T., Kočí, M. (2001): Katalog biotopů České republiky, Agentura ochrany přírody, Praha, 307 s.

IPCC 2007: Climate change: Fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.

Jabiol B., Brethes A., Ponge J.F., Toutain F. (2007): L´humus sous toutes ses formes, 2e edition refue et corrigée. ENGREF, Nancy, 63 photographies, 68 p.

Jabiol B., Lévy G., Bonneau M., Brêthes A. (2009): Comprandre les sols pour mieux gérer les forêts. AgroParisTech ENGREF – Centre de Nancy. ISBN 978-2-85710-081-2.

Janeček, M. a kol. (2006): Ochrana zemědělské půdy před erozí. ISV Praha, ISBN 85866-85-8.

Jankovská, V. (1997): Počáteční vývoj rašelinišť České a Slovenské republiky a kryogenní jevy - fakta a úvahy, Sborník Flóra a vegetace rašelinišť, Nitra, str. 51 - 54

Jankovská, V. (1997): Počáteční vývoj rašelinišť České a Slovenské republiky a kryogenní jevy - fakta a úvahy, Sborník Flóra a vegetace rašelinišť, Nitra, str. 51 - 54

Johnoson, D.W. (1984): Sulfur cycling in forests. Biogeochemistry 1: 29-43.

Kazda, M. (1990): Indications of unbalanced nitrogen nutrition of Norway spruce stands. Plant and Soil, 128: 97-101.

Klinka, K. (ed.) (1997): Towards a Taxonomic Classification of Humus Forms: Third Approximation. Scientia Silvica, Extension Series. Vol. 9. ISSN 1209-952X. Dostupné na URL http://www.biosoil.ru/files/00002069.pdf.

Koling, N., Pauli, B., Handrle, K.H., Rehfuess, K. E. (1997): Magnesium deficienty in zouny Norway spršce (Picea abies) trees induced by NH_4, NO_3 application. Plant Soil 195, 283 – 291

Krečmer, V., Pobědinskij A. (1984): Funkce lesů v ochraně vod a půdy, Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 256 s.

Kubelka, L. et al. (1992). Obnova lesa v imisemi poškozované oblasti severovýchodního Krušnohoří. Praha: Agrospoj.

Kučera, A., Holík, L., Dundek, P., Marosz, K. (2014): Geology and soils. In Maděra, P. et al. (2014): Czech villages in Romanian Banat: landscape, nature and culture. Mendel University in Brno. 348 p., ISBN 978-80-7375-960-5.

Kutílek, M. (2012): Půda planety Země. Dokořán, Praha. ISBN 978-80-7363-212-0.

Kynický, J., Brtnický, M., Vavříček, D., Yondon, M. (2009): Permafrost a klimatické změny v Mongolsku.

Lal, R. (2004): Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. Science 304, 1623.

Lawlor D. W. (2005): Plant responses to climate change: impacts and adaptation. In: Plant Responses to air Pollution and Global Change. Book chapter, p. 81 - 88. Springer Japan.

Lettl, A. (1991): Akutní a dlouhodobý vliv vápnění a hnojení na půdní mikroflóru lesních porostů. I. Vápnění smrkových porostů bez přízemní vegetace, Lesnictví – Forestry 37, 655-662.

Lhotský, J. (1971). Způsoby meliorace středně těžkých onemocnělých lesních půd a jejich účinnost na zlepšení půdních vlastností, Vědecké práce Výzkumného ústavu meliorací ve Zbraslavi, 227-247

Lhotský, J. a kol. (1994): Kultivace a rekultivace půd, Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Praha, 198 s.

Libus, J., Mauer, O., Vavříček, D. (2007): Impact of the whole-area soil preparation by ploughing and agroforestry on some characteristics of floodplain ecotopes. In HOBZA, P. Forest Management Systems and Regeneration of Floodplain Forest Sites. Brno: MUAF , s. 121--133. ISBN 978-80-7375-089-3.

Mackovčín, P., Janderková, J. (2000): Systém komplexního hodnocení půd, Projekt VaV/640/3/99), Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Brno, 90 s.

Mackovčín, P., Janderková, J. (2000): Systém komplexního hodnocení půd, Projekt VaV/640/3/99), Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Brno, 90 s.

Macků, J. (1989): Meliorační průzkum, pracovní postupy ÚHÚL, Brno, 39 s.

Maděra, P. et al. (2014): Czech villages in Romanian Banat: landscape, nature and culture. Mendel University in Brno. 348 p., ISBN 978-80-7375-960-5.

Mai, H., Fiedler, H.J. (1979): Bodenmikrobiologische Untersuchungen an einen Fichtendüngungsversuch im Rauschadgebiet des Erzgebirges. Zbl. Bakt. II., 134, 651 – 659.

Materna, J. a Mejstřík, V. (1987): Zemědělství a lesní hospodářství v oblastech se znečištěným ovzduším, Státní zemědělské nakladatelství Praha, 152 s.

Mathieu, C., Lozet, J. (2011): Dictionnaire encyclopédique de science du sol: avec index anglais-français. Lavoisier, p. 733.

Matula, J. (1999): Výživa a hnojení sírou. Agro, s. 11-18.

Matyášek, J. (1998): Mineralogický systém. Masarykova Univerzita v Brně, Pedagogická fakulta, Brno. ISBN 80-210-1893-3.

Matyášek J., Suk M. (2002): Základy petrologie. Masarykova Univerzita v Brně, Pedagogická fakulta, Brno. ISBN 80-210-3011-9.

Méthy, M., Gillon D., Houssard C. (1997): Temperature-induced changes of photosystem II activity in Quercus ilex and Pinus halepensis. Canadian journal of forest research 27(1): 31–38.

Míchal, I. (1994): Ekologická stabilita. Veronica, ekologické středisko ČSOP.

Mohamed, A.D., Ranger, J., Dambrine, E., Bonneau, M., Gelhaye, D., Granier, A. (1993): The effects of limestone and limestone plus NPK fertilization on the soil and mass balance of spruce stand (*Picea abies* L. Karst.) in the Vosges mountains. Forest Ecology and Management 60 (3 – 4), 291 – 310.

Morel R. (1996): Les sols cultivés. Lavoisier, Paris.

Murach D., Schuenmann E. (1985): Reaktion der Feinwurzeln von Fichten auf Kalkngsmassnahmen. Allg. Forstz. 41, 1151 – 1154

Němeček, J. E. A. (2001). Taxonomický klasifikační systém půd České republiky (Taxonomical classifical system of soil of the Czech Republic) (First.). Praha: ČZU Praha spolu s VÚMOP Praha.

Němeček J. a kol. (2011): Taxonomický klasifikační systém půd České republiky, 2. upravené vydání. Praha ČZU, p. 94, ISBN 978-80-213-2155-7.

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

Němeček, J., Vácha, R., Podlešáková, E. (2010): Hodnocení kontaminace půd v ČR. VÚMOP, v.v.i. 148 s., ISBN 978-80-86561-02-4.

Neruda J., Pokorný E., Ulrich R., Vavříček D. (2008): Použití pneumatik nebo kolopásů při vyvážení sortimentů dřeva. In Těžebně dopravní technologie a stavební úpravy v kalamitních těžbách. Praha: Česká zemědělská univerzita v Praze, s. 86--89. ISBN 978-80-213-1791-8.

Nettleton W.D., Olson C.G., Wysocki D.A. (2000): Paleosol classification: Problems and solutions. Catena 43 (2): 91-92.

Novák F. (2000): Vliv vápnění na transformace dusíku v půdě horského smrkového lesa na Boubíně (Šumava). [Nitrogen transformation in limed and unli mmed Norway spruce forest soils in Boubín stand (Bohemian Forest). Silva Gabreta 5, 41-50pp

Osman, K.T. (2013): Forest soils – Properties and management. Springer Cham Heidelbert New York Dordrecht London, p. 274, ISBN 978-3-319-02541-4.

Otto, H.J. (1998): Écologie forestière. Institut pour le développement forestier.

Palmer, T.N., Räisänen J. (2002): Quantifying the risk of extreme seasonal precipitation events in a changing climate. Nature 415, n°6871, pp. 512-514.

Pancová Šímková, P., Vavříček, D. (2008): Soil properties as component of predisposition factors of Norway spruce forest decline in the Hanušovická highland mountain zone. In Forest and sustainable development. s. 6.

Pancová, Šimková, P., Vavříček, D., Samec, P. (2008): Development of the soil physical properties after windrow cultivation by heavy mechanization on the Ore Mts. Plateau. In Skoupý, A., Máchal, A., Mareček, L. Proceedings of the 3rd ISC Fortechenvi 2008. 1. vyd. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, s. 333--338. ISBN 978-80-7375-182-1.

Pelíšek, J. (1964). Lesnické půdoznalství. Praha: SZN Praha.

Peltzer, D., Dreyer E., Polle A. (2001): Differential temperature dependencies of antioxidative enzymes in two contrasting species: Fagus sylvatica and Coleus blumei Plant Physiollogy and Biochemistry 40 (2002). p. 141–150.

Perminova, I.V., Frimmel, F.H., Kudryavtsev, A.V., Kulikova, N.A., Abbt-Braun, G., Hesse, S., Petrosyan, V.S. (2003): Molecular weight characteristics of humic substances from different environments as determined by size exclusion chromatography and their statistical evaluation. Environ. Sci. Technol 37 (2477-2485).

Perruchoud, D., Joos, F., Fischlin, A., Hajdas, I., Bonani, G. (1999): Evaluating timescales of carbon turnover in temperate forest soil with radiocarbn data. Global biogeochemical cycles, 13 (2): 555–573.

Persson, T. (1994): Effects of liming on soil organisms and soil biological processes. In: Nilsen, P. (ed) Proceedings from an internaional seminar on Counteractions against in forest ecosystems. March 3-4 1994, Mastemyr, Norway, Nr. 14-94, 13-16p.

Peřina, V., Podrázský, V. (1988): Účinnost vápnění v Jizerských horách. Lesnická práce, 12-17

Pielke, R. A. Jr. (1998): Rethinking the role of adaptation in climate policy. Global Environmental change. Volime 8, Issue 2 (159-170).

Pivničková, M., (1997): Ochrana rašelinných mokřadů, Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Praha, 31 s.

Pivničková, M., (1997): Stepní formace a jejich ochrana, Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Praha, 40 s.

Plíva, P. a kol. (2009): Kompostování v pásových hromadách a na volné ploše. Profi Press, Praha. ISBN 978-80-86726-32-8.

Podrázský, V. (1989): Vliv vápnění na chemické vlastnosti lesních půd Jizerských hor, Orlických hor a Krkonoš. Práce VÚHLM, 74, 169 – 205.

Podrázský, V. (1990): Dosavadní výsledky výzkumu vápnění v imisních oblastech Jizerských hor, Krkonoš a Orlických hor. Lesnická práce 399 – 404.

Post, W. M., Emanuel, W. R., Zinke, P. J., Stangenberger, A. G. (1982): Soil carbon pools and world life zones. Nature 298 (156).

Preiningerová, E. (1994): Monitoring vstupů rizikových látek do potravních řetězců ze složky ovzduší (Monitoring of uptake of risk substances into fook chains from air), 12. – VÚRV Praha.

Průša, E. (2001): Pěstování lesů na typologických základech. Lesnická práce, Kostelec nad Černými lesy. ISBN 80-86386-10-4.

Puhe, J. (1994): Die Wurzelentwicklung der Fichte (Picea abies) bei unterschiedlichen chemischen Bodenbedinungen. Ber. Forschung centr. Waldekosyst. Univ. Gotingen, p. 108.

Raspe, S. (1997): Fine root development. In: Hüttl, Schaaf (eds) Magnesium deficienty in forest ecosystems. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, 309-322.

Rejšek, K. (1999). Lesická pedologie - cvičení (Forest pedology-practice) scriptum. Brno: MZLU.

Rožnovský, J., Havlíček, V. (2000). Bioklimatologie. Brno: MZLU.

Roper, L. D. (2006): Relationship of Antarctica Temperature to Atmospheric Carbon Dioxide and Methane. http://www.roperld.com/science/CO2_Temp.pdf

Rybka, V. (1996): Mokřady střední Moravy, Sagittaria, Olomouc, 64 s.

Říha, J. a kol. (1998): Vypracování soustavy hodnocení a oceňování užitků a aktiv přírodních statků v ekonomii životního prostředí, (Projekt VaV/620/1997) MŽP České republiky, ECOIMPACT Praha, 173 s.

Samec, P. (ed.) 2008: Změny klimatu a lesnictví. ČZU v Praze, Praha. 142 s. ISBN 978-80-213-1841-0.

Samec, P., Vavříček, D., Koblížková, V., & Kynický, J. (2009). Ohrožení a obnova přeměn půdního dusíku. Praha: ČZU v Praze ve spoluprácí s ÚHÚL Brandýs nad Labem.

Samec, P., Vavříček, D., Kučera, A. (2008): Povodně a hydrické potenciály lesních půd v Moravskoslezském kraji. In: SAMEC, P. Změny klimatu a lesnictví. Praha: ČZU v Praze, ÚHÚL Brandýs nad Labem, 2008. s. 91--124. ISBN 978-80-213-1841-0.

Samec, P., Vavříček, D., Macků, J. (2008): Acidifikace versus pufrace lesních půd. Lesnická práce. 2008. sv. 4, č. 5, s. 25--30.

Samec, P., Vavříček D., Skoták V., Formánek P., Kisza L. (2007): Aktivita katalázy v lesních půdách Moravskoslezských Beskyd. Acta Naturalis Musei Beskidensis. sv. 16, č. 1, s. 7--15.

Samec, P., Vavříček, D., Šimková, P., Pňáček, J. (2007): Multivariate statistical approach to comparison of the nutrient status of Norways spruce (Picea abies (L.) Karst.) and top-soil properties in differently managed forest stands. Journal of forest science : Lesnictví. sv. 53, č. 3, s. 101--112. ISSN 1212-4834.

Sáňka, M., Materna, J. : Indikátory kvality zemědělských a lesních půd ČR. Planeta 11, 2004, MŽP Praha, 84s

Saxe H., Cannell M. G. R., Johnsen Ø., Ryan M. G., Vourlitis G.: Tree and forest functioning in response to global warming. New Phytologist 149: 369-400.

Shukla, M.K. (ed) (2011): Soil hydrology, land use and agriculture – Measurement and modelling. New Mexico State University, CAB International, USA. ISBN-13: 978-1-84593-797-3.

Schaaf, W. et al. (1988): Nitrogen output of declining Norway spršce stands in NE-Bavaria (nepublikovaný rukopis)

Schnitzer, M. (2000): A lifetime perspective on the chemistry of soil organic matter. Advan Agron 68: 1-58.

Schnug, E. (ed.) (1998): Sulphur in Agroecocystems. Dordrecht, Netherlands, Kluwer Academic Publishers, p. 228, ISBN 0-7923-51232-1.

Schuler, G. (2002): Protection of acidified soils in sustainable managed forests. Results of 10 years of interdisciplinary research. Allgemeine Forst und Jagdzeitung 173, 1-7.

Simanov, V., Macků, J., Popelka, J. (1992): Terénní klasifikace z pohledu ekologizace výrobních procesů v lesním hospodářství, Sborník Progresivní trendy těžebně dopravního obhospodařování lesů, Zvolen, str. 156 – 161.

Smýkal, F. a kol. (2008): Arboristika II. VOŠ Za a ŠS Za v Mělníku. Mělník.

Souček, J., Kriegel, H., Nárovec, M., Šach, F. (2010): Obnova lesa na lokalitách ohrožených introskeletovou erozí. Recenzovaná metodika, Lesnický průvodce 2/2010, VULHM Strnady ISBN 978-80-7417-029-4.

Spirhanzl, J., 1951: Rašelina, její vznik, těžba a využití, Přírodovědecké nakladatelství, Praha, 356 s.

SSSA, 1997: Glossary of soil science terms. SSSA, Wisconsin.

Stejskal, J., Húsenica, J., Hruška, B., Brunclík, O. (1968): Lesnická geologie, Praha.

Stevenson, F.J. (1982): Humus chemistry genesis, composition, reactions. Willey Interscience, New York.

Stredaňský, J., (1993): Veterná erózia pódy, Acta Fytotechnica, Nitra, 68 s.

Šály, R. (1998): Pedológia. Technická univerzita vo Zvolene, Fakulta ekológie a environmentalistiky, Katedra prírodného prostredí. ISBN 80-228-0714-1.

Šamonil, P. (2005): Typologie lesů Českého krasu ve vztahu k půdní diverzitě. Jan Farkač, Praha. 169 pp. ISBN 80-903590-1-9.

Šamonil, P. (2014): Evoluce názorů na evoluci půd aneb Cesta tam, ještě kousek dál a trochu zpátky. Vesmír 93 (418-421).

Šamonil, P., Vašíčková, I., Daněk, P., Janík, D., Adam, D. (2014): Disturbances can control fine-scale pedodiversity in old-growth forests: is the soil evolution theory disturbed as well? Biogeoscences 11 (5889-5905).

Šantrůčková, H. (2014): Základy ekologie půdy, Skriptum. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Přírodovědecká fakulta, Katedra biologie ekosystémů. Dostupné na http://kbe.prf.jcu.cz/sites/default/files//prednasky/kbe/521/skripta-puda-metody-final.pdf.

Šarapatka, B., Bednář, M. (eds.) (2006): Pedogeneze a kvalitativní změny půd v podmínkách antropicky ovlivněných území. Sborník referátů z 11. pedologických dnů, Kouty nad Desnou 20. – 21. 9. 2006. Univerzita Palackého v Olomouci, Česká pedologická společnost ve spolupráci s Mendelovou zemědělskou a lesnickou univerzitou v Brně a Ústavem pro hospodářskou úpravu lesů Brandýs nad Labem. ISBN 80-244-1448-1.

Šrámek, V. a kol. (2014): Vápnění lesů v České republice. MZe, VÚLHM, Praha, ISBN 978-80-7434-150-2.

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

Šimek, M. (2004). Základy nauky o půdě 4. Degradace půdy. České Budějovice: Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Biologická fakulta.

Šimek, M. (2005). Základy nauky o půdě: Neživé složky půdy (2 nd.). České Budějovice: Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Biologická fakulta.

Šimková, P., Formánek P., Vavříček D. (2007): The influence of technologies and mineral fertilizers shortly after application on the mineralised non-sorbed nitrogen (NH4 and NO3) in the substrates of cultivated windrows in the Krušné hory Mts. In KULA, E. -- HRDLIČKA, P. Forestry Research in the Ore Mts. Brno: Mendel University of Agriculture and Forestry Brno, s. 61--73. ISBN 978-80-7375-081-7.

Šimková, P., Vavříček D. (2005): Soil disturbance - study case Ore Mountains, Czech Republic. In LESLIE, E. -- WHITE, V. Proceedings of the International Forestry Students' Symposium 2005 Australia. Melbourne: Melbourne University, s. 114--119.

Šimková, P., Vavříček D., Samec P. (2006): Fyzikální poměry rozpracovaných valů ve vztahu k použitým technologiím a k současnému stavu na skarifikovaných plochách i v liniových valech na území LS Klášterec. In SLODIČÁK, M. -- NOVÁK, J. Lesnický výzkum v Krušných horách. Opočno: VÚLHM VS, s. 49--64. ISBN 80-86461-66-1.

Toman, F., (1996): Protierozní ochrana půdy, Učební texty VŠ, MZLU, Brno, 73 s.

Tonkonogov, V.D., Lebedeva I.I., Shishov L.L. (eds.) 1997: Classification of soils of Russia. English version, Ed. by Arnold R.W., 2001, 221 pp.

Trumbore, S. (2000): Age of soil organic matter and soil respiration: radiocarbon constraints on belowground C dynamics. Ecological Applications 10 (2): 399-411.

Ulrich, B., Keufel W. (1970): Auswirkungen einer Bestandeskalkung zu Fichte auf den Nährstoffhaushalt des Bodens. Forstarchiv, 41, s. 30 - 35.

UNDP/GEF (2003): Capacity development indicators. New York, US.

URL [1]. Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. Elektronická verze. (http://klasifikace.pedologie.czu.cz/index.php?action=showHomePage). Citováno 25.12.2013.

URL [2]. Atlas lesních půd. Elektronická verze. (http://ldf.mendelu.cz/ugp/wp-content/ugp-files/atlas_pud/index.html). Citováno 10.11.2015.

URL [3]. Soils – Part 2: Physical Properties of Soil and Soil Water. Dostupné na http://passel.unl.edu/pages/informationmodule.php?idinformationmodule=1130447039&topicorder=10&maxto=10. Citováno 20.10.2014.

URL [4]. Nasycená hydraulická vodivost – dvouválcový infiltrometr. Dostupné na http://hydropedologie.agrobiologie.cz/dvouvalec.html. Citováno 20.10.2014.

URL [5]. Vavříček, D.; Pancová Šimková, P. (2009): Rašeliny – využití a ochrana, multimediální pomůcka. Dostupné na http://ldf.mendelu.cz/ugp/wp-content/ugp-files/raseliny/. Citováno 20.10.2015.

URL [6]. Soil map of the world: Revised legend with corrections and updates. Published by ISRIC, Wageningen, 1997.

Dostupné na http://www.fao.org/fileadmin/user_upload/soils/docs/isricu_i9264_001.pdf. Citováno 10.11.2015.

URL [7]. FAO/UNESCO Soil map of the world. Dostupné na http://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/soil-maps-and-databases/faounesco-soil-map-of-the-world/en/. Citováno 10.11.2015.

URL [8]. Pettit R.E.: Organic matter, humus, humate, humic acid, fulvic acid and humin: their importance in soil fertility and plan health. Dostupné na http://www.humates.com/pdf/ORGANICMATTERPettit.pdf. Citováno 30.12.2015.

URL [9]. Lal R.: Crop residues and soil carbon. Carbon management and sequestration center, The Ohio State University, Columbus. Dostupné na http://www.fao.org/ag/ca/Carbon%20Offset%20Consultation/CARBONMEETING/3FULLPAPERSBYCONSULTATIONSPEAKERS/PAPERLAL.pdf. Citováno 4.1.2016.

USDA-NRCS. (1999). Soil Taxonomy, A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys (2nd ed.). Washington, DC.

USDA-NRCS (2010). Keys to Soil Taxonomy (11th ed.). USDA.

Vacek, S., Podrázský, V., Mikeska, M., Moser, W.K. (2003): Introskeletal erosion in mountain forests of the Czech Republic. Journal of Forest Science 49 (7), p. 313-320.

Vaněk, D. (2005): Rychlost dekompozice organické hmoty v půdách ledovcových jezer na Šumavě. Bakalářská práce, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Biologická fakulta, Katedra ekologie a hydrobiologie.

Váša J. (1959): Stanovení půdních hydrokonstant. Vodní hospodářství 3, Praha, s 104-107.

Vavříček, D. (2005): Některá rizik vyplývající z povrchového vápnění lesních ekosystémů ve vyšších polohách. In Hruška, J., Cienciala, E. Dlouhodobá acidifikace a nutriční degradace lesních půd – limitující faktor současnéh lesnictví. ČGS, Praha a Jílové u Prahy, ISBN 80-7075-655-1.

Vavříček, D. (2008): Stav půd na území Krkonoš a Kněhyně v Moravskoslezských Beskydech. In: SAMEC, P. Metody zpracování dat v lesnickém monitoringu. 1. vyd. Folia Forestalia Bohemica. Kostelec nad Černými lesy: Lesnická práce, s. 33--44. ISBN 978-80-87154-24-3.

Vavříček, D., Chaloupka V. (2005): Nezbytnost definice půdního prostředí při mapování SLT na příkladu oblasti Babí lom. In Douda J., Joza V., Šamonil P. Problematika lesnické typologie VII. Praha: ČZU v Praze, s. 24. ISBN 80-213-1399-4.

Vavříček, D., Pancová Šimková P., Samec P., Baláž G. (2008): Půdní chemické vlastnosti rozpracovaných valů a holosečných ploch imisní oblasti Krušných hor. Zprávy lesnického výzkumu. sv. 53, č. 4, s. 249--257.

Vavříček, D., Pecháček, J. (2008): Revitalizace půdního prostředí liniových valů v 7. LVS Krušných hor. In Lesnické hospodaření v Krušných horách. 1. vyd. Opočno: VÚLHM, s. 37--38.

Vavříček, D., Pecháček, J., Staněk, L., Pancová Šimková, P. (2008): Soil taxonomical units and influence of species composition on the selected qualitative humus parameters in the flysch belt of the National Nature Reserve Čertův Mlýn (6th and 7th forest vegetation belt). Beskydy. sv. 1, č. 2, s. 199--208. ISSN 1803-2451.

Vavříček, D., Samec, P., Pancová Šimková, P., Neruda J., Ulrich R. (2008): Vliv pojezdu vyvážecího traktoru na půdu. Lesnická Práce. 2008. sv. 87, č. 3, s. 20--21. ISSN 1212-8449.

Vavříček, D., Samec, P., Šimková, P. (2005): Soil properties as a component of predisposition factors of Norway spruce forest decline in the Hanušovická highland mountain zone. Journal of forest science : Lesnictví. sv. 51, č. 12, s. 527--538. ISSN 1212-4834.

Vavříček, D., Samec, P., Šimková, P., Formánek, P. (2007): The soil environment and biological activity in the forest soils of the mountain area national natural reservation Čertův mlýn, Moravian-Silesian Beskids. In Kula E., Tesař V. Beskydy. 20. vyd., Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně. Lesnická a dřevařská fakulta, s. 109--116. ISBN 978-80-7375-069-5.

Vavříček, D., Šimková, P. (2005): Možnosti obnovy lesa v 7. - 8. LVS masivu Králického Sněžníku. In HALFAR, J. Sborník referátů z konference k 35. výročí CHKO Jeseníky. Jeseník: Správa CHKO Jeseník, s. 65--69.

Vavříček, D., Šimková, P. (2005): The taxonomy and current soil characteristics of mountain soils of the Jeseniky Mts. crystalline complex. In Miechówka A, Gasiorek M. Mountain soils - their genesis, features and risks. Krakow: Polish society of soil science, s. 108. ISBN 83-922389-0-7.

Vavříček, D., Šimková, P. (2006): Strukturní a fyzikálně chemické hodnocení původních liniových valů na monitorovacích plochách LS Klášterec. In SLODIČÁK, M. -- NOVÁK, J. Lesnický výzkum v Krušných horách. Opočno: VÚLHM VS, s. 65--78. ISBN 80-86461-66-1.

Vavříček, D., Šimková, P. 2006): Nejdůležitější diagnostické znaky základních půdních jednotek pro lesní ekosystémy. In Grygarová, K. Problematika lesnické typologie VIII. Praha: ČZU Praha, s. 50--56. ISBN 80-213-1506-7.

Vavříček, D., Šimková, P., Baláž, G. (2007): The soil environment of the cultivated windrows in comparison to stands without organic mineral material at the Ore Mts. Plateau. In KULA, E. -- HRDLIČKA, P. Forestry Research in the Ore Mts. Brno: Mendel University of Agriculture and Forestry Brno, 2007, s. 74--92. ISBN 978-80-7375-081-7.

Vavříček, D., Šimková, P., Chaloupka, V. (2005): Druhová skladba dřevin a modifikace půdního prostředí na příkladu svahové katény různých půdotvorných substrátů. In Meliorační a zpevňující dřeviny - přínos nebo ztráta pro lesní hospodářství. 1. vyd. Kostelec nad Černými Lesy: Česká zemědělská univerzita v Praze, Lesnická práce s.r.o., s. 43--53. ISBN 80-213-1332-3.

Vavříček, D., Šimková, P., Samec, P., Formánek, P. (2006): Soil aspects of forest site revitalization after windrow cultivation by heavy mechanization on the Krušné hory Mts. Plateau. Journal of forest science : Lesnictví. sv. 52, č. 1, s. 1--12. ISSN 1212-4834.

Vavříček, D., Šimková, P., Vranová, V. (2006): The relations between selected physical-chemical and chemical properties of forest humus forms and top-soil of different soil types of the National Natural Reserve Kněhyně. Beskydy/The Beskids Bulletin. č. 19, s. 43--48. ISBN 80-7157-966-1.

Vavříček, D., Ulrich, R., Kučera, A. (2014): Ochrana půdy v těžebně-dopravní činnosti. Mendelova univerzita v Brně, pp. 100, ISBN 978-80-7509-148-2.

Vavříček, D. (2011): Péče o úrodnost v lesních školkách. In Foltánek V. a kol. Péče o půdu v lesních školkách. Sborník referátů přednesených na instruktážním kurzu. Sdružení školkařů ČR, Brno, Tribun EU, ISBN 978-80-263-0022-9.

Vyhláška č. 341/2008 Sb. o podrobnostech nakládání s biologicky rozložitelnými odpady a o změně vyhlášky č. 294/2005 Sb., o podmínkách ukládání odpadů na skládky a jejich využívání na povrchu terénu a změně vyhlášky č. 383/2001 Sb., o podrobnostech nakládání s odpady, (vyhláška o podrobnostech nakládání s biologicky rozložitelnými odpady).

White, R. E. (2006). Principles and Practice of Soil Science: the Soil as a Natural Resource (fourth.). Oxford: Blackwell.

Vokoun, J. a kol. (2002): Příručka pro průzkum lesních půd. Taxonomický klasifikační systém půd ČR (Jan Němeček a kol.) v lesnické praxi. ÚHÚL, Brandýs nad Labem.

Vopravil , J. a kol. (2011): Půda a její hodnocení v ČR, Díl II., 1. vyd., Praha, VÚMOP, v.v.i., 156 s., ISBN 978-80-87361-08-5.

Vopravil, J. a kol (2010): Půda a její hodnocení v ČR, Díl I., 2. vyd., Praha, VÚMOP, v.v.i. 148 s., ISBN 978-80-87361-05-4.

Vranová, V., Vavříček, D., Formánek, P. (2006): Vztah mezi přirozenou obnovou lesních dřevin a formami nadložního humusu Národní přírodní rezervace Kněhyně. Zprávy České botanické společnosti, Praha. sv. 41, č. 1, s. 247--253.

Wall, D.H. (ed.) (2012): Soil Ecology and Ecosystem Services. Osford University Press, ISBN 978-0-19-957592-3.

Wiklander, L. (1980): The senzitivity of soil to acid precipitation. In: Hutchinson, T.C., Havas, M. (eds) Effect of acid precipitation on terrestrial ecosystems Plenum Pess, New York, 553 – 568.

WRB (2014): World reference base for soil resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legend for soil maps. World soil resources reports 106, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

Zanella, A., Jabiol, B, Ponge, J.F., Sartori, G., De Waal, B., Graefe, U., Cools, N., Katzensteiner, K., Hager, H., Englisch, M., Brethes, A., Broll, G., Gobat, J.M., Brun, J.J., Milbert, G., Kolb, E., Wolf, U., Frizzera, L., Galvan, P., Kolli, R., Baritz, R., Ke mmers, R., Vacca, A., Serra, G., Banas, D., Garlato, A., Chersich, A., Chersich, S., Klimo, E., Langohr, R. (2011): European humus forms reference base. Hyper Articles en Ligne HAL-00541496, version 2.

Zbíral, J. (2002): Analýza půd I. Jednotné pracovní postupy. ÚKZÚZ, Brno. ISBN 80-86548-15-5.

Zbíral, J., Honsa, I., Malý, S., & Čižmár, D. (2004). Analýza půd III. Jednotné pracovní postupy. Brno: ÚKZÚZ Brno.

Zelený, F., Zelená, E. (2002): Changes in Sulfur Supply and Need for Oilseed Rape in the Czech Republic. Phyton, special issue: „Global change“ 42 (3): 265-270.

Zimov, S.A., Kavydov, S.P., Zimova, G.M., Davydova, A.I., Schuur, E.A.G., Dutta, K., Chapin, F.S. (2006): Permafrost carbon: Stock and decomposability of a globally significant carbon pool. Geophysical research letters 33, L20502.

Žabková, N., 1971: Rozšíření a využití rašelinového fondu v ČR, Sborník referátů, Praha, 123 s.