PŮDA 1:

NEŽIVÉ SLOŽKY PŮDY

Miloslav Šimek

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Biologická fakulta

2003

OBSAH

1. Základní pojmy a definice …. 3
2. Půdotvorný materiál …….. 9
3. Půdotvorný proces …… 13
4. Klasifikace půd …….. 20
5. Minerální složka půd ..…….. 25
6. Fyzikální vlastnosti půd …... 36
7. Půdní voda …….. 47
8. Půdní vzduch …… 61
9. Půdní organická hmota 73
10. Chemické vlastnosti půd .. 86
11. Literatura …… 101

Studijní materiál **Půda 1: Neživé složky půdy** je upravenou a zkrácenou verzí publikace Základy nauky o půdě, část 1. Neživé složky půdy. Je součástí souboru základních informací o půdě: 1. Neživé složky půdy (CD-ROM), 2. Půdní organismy (připravuje se), 3. Biogeochemické cykly (CD-ROM), 4. Degradace půdy (připravuje se).

1. ZÁKLADNÍ POJMY A DEFINICE

1.1. Půda – dynamický přírodní útvar
1.2. Obecné rysy a vlastnosti půd
1.3. Výměra a stav půdy

1.1. Půda – dynamický přírodní útvar

Podle jedné z definic **je půda přírodní útvar, který umožňuje růst rostlin**. Jiná definice říká, že půda je dynamický přírodní útvar tvořený minerálním a organickým materiálem a živými organismy, ve kterém rostou rostliny. Půda byla také definována jako **samostatný přírodně historický útvar, který vzniká a vyvíjí se z povrchových zvětralin zemské kůry a zbytků organismů působením půdotvorných faktorů a je schopný zajišťovat životní podmínky organismům v něm žijícím**. Jako půda se také označuje **svrchní část litosféry, do které zasahují půdotvorné procesy.**

Půda vzniká a vyvíjí se po velmi dlouhou dobu zvětráváním hornin a minerálů pochody fyzikálními a chemickými při postupně vzrůstající účasti organismů a biologických procesů.

Vznik a vývoj půdy je doprovázen přemisťováním částic, proměnami minerálů a změnami v obsahu a kvalitě organických látek. Procesy tvorby půd jsou do značné míry obecné a platné pro všechny přírodní podmínky a půdy. Na tvorbě půd se však podílí celá řada faktorů (půdotvorných faktorů), jejichž výsledným působením pak vzniká půda určitých vlastností (které se ovšem, tak, jak vývoj půd stále pokračuje, postupně mění).

Půda je dynamický útvar a jednotlivé půdotvorné faktory se projevují a působí v čase, jenž sahá od sekund (biologické procesy), přes roky (např. vliv vegetace) až k tisíciletím, během nichž zvětrává matečná hornina. Relativní význam jednotlivých faktorů a jejich vliv na tvorbu půdy určitých vlastností je různý.

Kromě přírodních faktorů a zákonitostí podléhá vývoj půdy také **vlivu člověka**, a to přinejmenším od doby, kdy lidé začali půdu vědomě užívat pro pěstování rostlin a pro získávání potravy, rostlinných vláken a dřeva. Faktor hospodaření na půdě nebo obecněji vliv člověka působí v čase podstatně rychleji a do jisté míry nezávisle na ostatních faktorech. Na vývoj půd zejména v obydlených oblastech má však vesměs zásadní dopad.

1.2. Obecné rysy a vlastnosti půd

Působením půdotvorných faktorů, jejich různou kombinací a intenzitou, se vytvořilo velké množství různých půd, které však mají některé základní rysy společné.

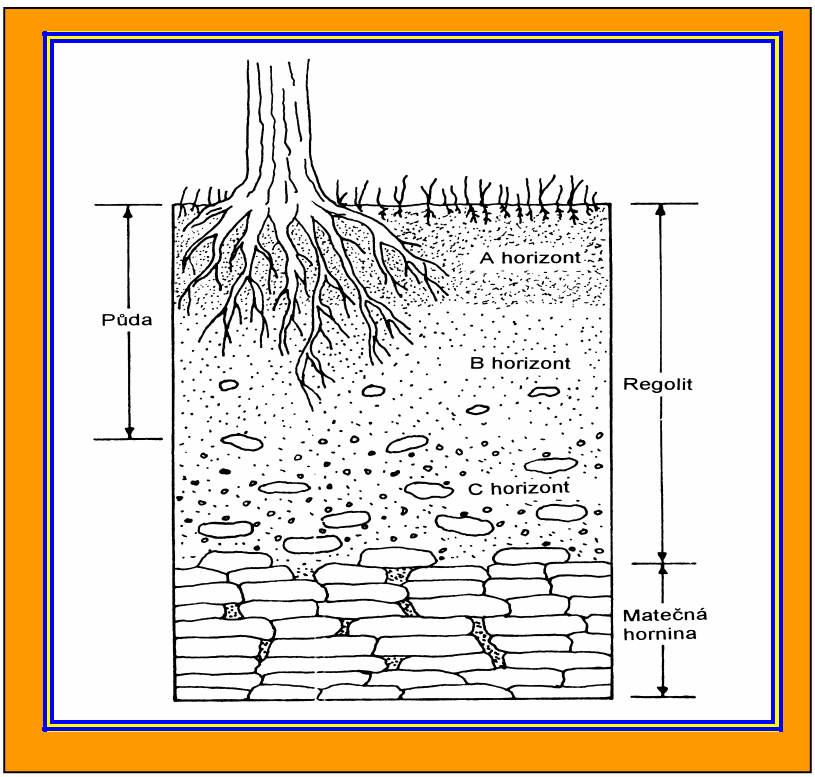
Skalní podklad je pokryt neuspořádaným materiálem, jenž se nazývá **regolit**. Tato vrstva, jejíž mocnost může být několik mm až několik desítek m, vznikla buď zvětráváním skalního podkladu - **matečné horniny** - nebo byla vytvořena z materiálu přineseného odjinud větrem, vodou, ledovcem, apod. Svrchní vrstva regolitu o mocnosti až několika m se odlišuje od spodní vrstvy: rostou v ní rostliny, respektive jejich kořeny, je oživena obrovským množstvím nejrůznějších organismů, obsahuje jejich odumřelé a pozměněné zbytky. Tato vrstva regolitu je **půda** (**obrázek 1.1**).

Na obnaženém **půdním profilu** jsou odlišitelné vrstvy, které se nazývají **půdní horizonty**. Každá vyvinutá a neporušená půda má charakteristické horizonty, podle nichž se pak řadí do určité skupiny půd. Většina půd se označuje jako **půdy minerální**. Jejich pevný podíl je tvořen především minerálními částicemi, obsah organických látek nepřesahuje několik (hmotnostních) procent. Naproti tomu existuje skupina půd, které jsou z 15 - 20 i více procent tvořeny organickými látkami. Tyto se nazývají **půdy organické**.

Neživá část půdy sestává z několika složek. Jsou to **minerální částice, organická hmota, voda a vzduch. Další složkou půdy jsou půdní organismy**. Zastoupení jednotlivých složek, zejména obsah vody a vzduchu v půdě, je proměnlivé. V typické minerální půdě velmi přibližně polovinu až 2/3 objemu zaujímají pevné částice (45 % minerální + 5 % organické = 50 %) a polovinu až 1/3 objemu vyplňují póry, asi z poloviny zaplněné vodou, z poloviny vzduchem, jak schematicky ukazuje **obrázek 1.2.** Ve skutečnosti však může být zastoupení složek půdy značně odlišné a mění se i v čase.

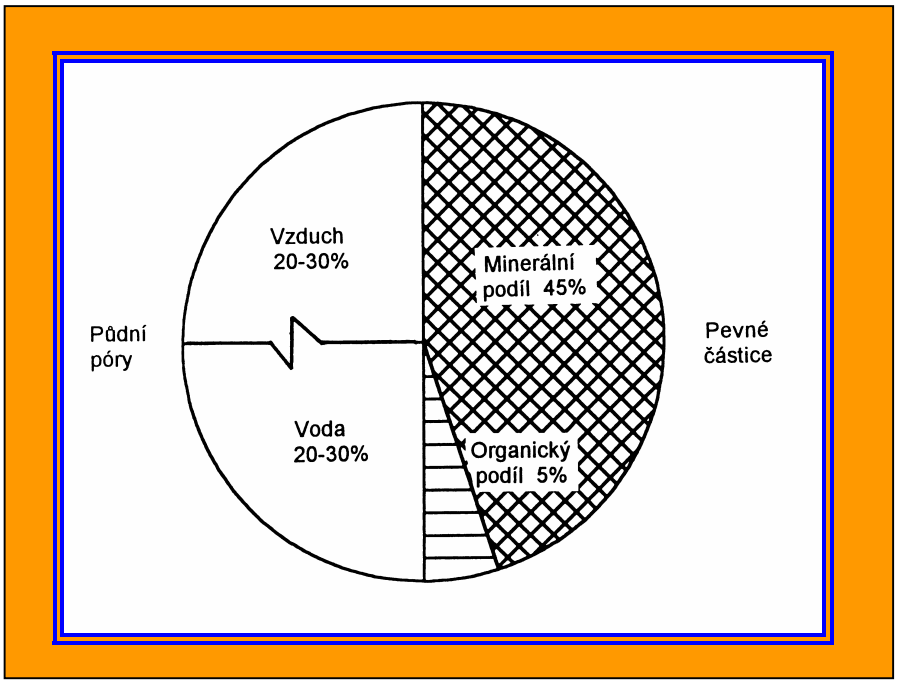
Minerální podíl je tvořen nejrůznějšími anorganickými sloučeninami a částicemi různé velikosti, od velkých úlomků hornin a balvanů až po koloidní částice. Určité zastoupení jednotlivých velikostních skupin minerálních částic definuje **zrnitostní složení (texturu) půdy**. Půdní částice jsou vždy uspořádány určitým způsobem, vyskytují se v půdě izolovaně nebo častěji tvoří společně s jinými částicemi agregáty, které mohou mít např. tvar granulí, desek, bloků, hranolů či sloupců. Vzniká tak **struktura půdy**.

Obrázek 1.1. Schématický půdní profil minerální půdy. Neuspořádaný materiál překrývající matečnou horninu se nazývá regolit. Může mít mocnost od několika milimetrů do několika desítek metrů. Svrchní, biologicky a biochemicky pozměněná a prokořeněná vrstva regolitu je půda. Jednotlivé vrstvy půdy se nazývají horizonty. V některých případech nelze spodní vrstvu regolitu odlišit a matečná hornina přechází přímo v půdu. (upraveno podle: Brady, 1990)



Další složkou půdy je **organická hmota**. Je tvořena rostlinnými a živočišnými zbytky a odumřelými buňkami mikroorganismů, které jsou v různém stádiu rozkladu a přeměny na nové látky. Část organické hmoty v půdě, která prošla procesy přeměn zahrnujících rozkladné i syntetické procesy, se nazývá **humus**. Humusové látky napomáhají tvorbě agregátů minerálních částic, jsou zásobárnou živin pro rostliny i mikroorganismy a zdrojem energie. Významně ovlivňují vodní režim půdy.

Obrázek 1.2. Průměrné zastoupení jednotlivých složek minerální hlinité půdy ve stavu příznivém pro růst rostlin (v objemových procentech). Poměrné zastoupení vzduchu a vody je velmi proměnlivé a do značné míry ovlivňuje půdní procesy a růst rostlin. (upraveno podle: Brady, 1990)



Půdní voda představuje kapalnou fázi půdy. Ve skutečnosti se jedná o půdní roztok, o vodný roztok nejrůznějších minerálních a organických látek, jenž zabezpečuje zásobování rostlin vodou a živinami. Celková koncentrace látek v půdním roztoku většinou nepřesahuje 1 % a často je mnohem nižší (cca 0,05 %). Kromě elementárního složení půdního roztoku je důležitou charakteristikou jeho pH (acidita nebo alkalita) a pochopitelně celkový obsah vody v půdě.

Půdní vzduch představuje plynnou fázi půdy. Nachází se v půdních pórech, které nejsou zaplněny půdní vodou. Kromě celkového obsahu vzduchu v půdě je důležité jeho složení, které je odlišné od složení nadzemního atmosférického vzduchu. Půdní vzduch má často až 100 % relativní vlhkost, obsahuje více CO_2 a méně O_2 než nadzemní vzduch a někdy značná množství dalších plynů: metanu, oxidů dusíku a síry, sirovodíku, uhlovodíků aj.

Půdní organismy představují živou složku půdy. Půda, její neživé složky, je pro ně životním prostředím a na druhou stranu právě **půdní organismy vytvářejí z půdy unikátní přírodní dynamickou entitu obdařenou charakteristickými vlastnostmi a funkcemi.** Půdní organismy zahrnují nejrůznější formy a stupně organizace, od virů a

bakterií, mikromycet, sinic a řas, přes prvoky a nižší živočichy až po drobné obratlovce. Půdní mikroorganismy v interakcích s půdními živočichy zabezpečují nepřetržitý tok látek a energie půdou: rozkladné a syntetické procesy, procesy přeměn jednotlivých prvků a živin, interakce mezi půdou a jejím okolím.

1.3. Výměra a stav půdy

Lidstvo má v současnosti na Zemi k dispozici asi 8 700 000 000 ha (= 87 milionů km^2) půdy, což představuje 67 % povrchu kontinentů (bez Arktidy a Antarktidy) (**tabulka 1.1**). Relativně velká část této půdy byla však již obděláváním a jinými vlivy postižena natolik, že se považuje za více či méně poškozenou (degradovanou) půdu. Problém udržení vysoké kvality půdy a problematika setrvalého využívání půdy představují jeden z nejzávažnějších problémů lidstva.

Tabulka 1.1. Celková plocha kontinentů, celková plocha půdy, plocha půdy využívané pro zemědělství, jako pastviny a lesy či křoviny a podíl degradované půdy (DGR). (miliony hektarů) (upraveno podle: FAO 1989 aj., cit. in Oldeman, 1994)

Kontinent	Plocha			Zemědělská půda		Trvalé pastviny		Lesy a křoviny	
	Celkem	Půda	%	Celkem	% DGR	Celkem	% DGR	Celkem	% DGR
Afrika	2 964	1 663	56	187	65	793	31	683	19
Asie	4 375	2 787	64	536	38	978	20	1 273	27
Jižní Amerika	1 753	1 516	86	142	45	478	14	896	13
Střední Amerika	300	198	66	38	74	94	11	66	38
Severní Amerika	1 832	1 131	62	236	26	274	11	621	1
Evropa	1 002	796	79	287	25	156	35	353	26
Austrálie a Oceánie	842	644	76	49	16	439	19	156	8
Svět	**13 069**	**8 735**	**67**	**1 475**	**38**	**3 212**	**21**	**4 048**	**18**

Pozn.: Trvalé travní porosty využívané k pasení dobytka (tj. pastviny) se dle české terminologie řadí také do zemědělské půdy.

V České republice máme k dispozici asi 4 300 000 ha (= 43 000 km^2) zemědělské půdy, což představuje 55,4 % výměry státu (**tabulka 1.2**). Některé odhady předpokládají, že k zajištění výživy obyvatel by postačovalo pouze 2 700 000 ha půdy (a zbylá půda by mohla být využita např. k pěstování rostlin pro biomasu využitelnou k výrobě energie). Přes tento zdánlivý nadbytek nemáme půdy nazbyt; naopak, stejně jako v jiných zemích, je část půdy v ČR degradována erozí (**tabulka 1.3**), znečištěním škodlivinami, zhutněním a dalšími negativními jevy. Výměra zemědělské půdy se stále snižuje v důsledku záborů pro stavbu sídel, cestní sítě aj., ale v poslední době i převodem do lesní půdy; část půdy dnes leží ladem (**tabulka 1.4**).

Tabulka 1.2. Celková plocha (tisíc ha) a výměra zemědělské půdy (zp) na obyvatele (ha) v České republice v letech 1927- 2000. (upraveno podle: Statistická ročenka ČR, 2000)

Kategorie	1927	1937	1948	1956	1966	1976	1986	1996	2000
plocha zp	5095	4988	4751	4667	4513	4444	4327	4280	4282
zp na obyv.	0,49	0,46	0,53	0,50	0,46	0,44	0,42	0,41	0,41

Tabulka 1.3. Ohrožení zemědělských půd v České republice vodní erozí.
(upraveno podle: Janeček, 1996)

Kategorie ohrožení	tisíc hektarů	%
velmi slabé	130	3
slabé	1 094	26
střední	1 055	25
silné	729	17
velmi silné	484	11
extrémní	783	18
celkem	**4 275**	**100**

Tabulka 1.4. Plocha a využití zemědělské půdy v České republice v roce 2000.
(upraveno podle: Statistická ročenka ČR, 2000)

Kategorie	tisíc hektarů	%
celková výměra státu	7 886	---
zemědělská půda	4 282	100
z toho: - orná půda	3 096	72,3
- louky	665	15,5
- pastviny	285	6,6
- vinice a chmelnice	27	0,6
- ovocné sady	49	1,1
- trvalé kultury	75	1,8
- zahrady	160	3,7
lesní půda	2 634	---
rybníky a ostatní vodní plochy	159	---

2. PŮDOTVORNÝ MATERIÁL

2.1. Rozdělení a vlastnosti hornin
2.2. Zvětrávání
2.3. Faktory ovlivňující zvětrávání

2.1. Rozdělení a vlastnosti hornin

Svrchní část tělesa Země se nazývá **zemská kůra**. Její elementární chemické složení do hloubky cca 16 km je následující (v % hmotnostních): 49,13 % O; 26,00 % Si; 7,45 % Al; 4,20 % Fe; 3,25 % Ca; 2,40 % Na; 2,35 % K; 2,35 % Mg; 1,00 % H. Na těchto 9 prvků tedy připadá 98,13 % hmotnosti zemské kůry. Z mineralogického hlediska je zemská kůra tvořena zejména živci (plagioklas 40 %, ortoklas 18 %), dále jsou zastoupeny augit, olivín a amfibol (dohromady 16 %), křemen (12 %) atd. (Kočárek a Trdlička, 1976). Průměrné elementární složení povrchových hornin a obsah prvků v půdách uvádí **tabulka 2.1**.

Tabulka 2.1. Průměrný obsah vybraných prvků v půdách a v povrchových horninách (mg.kg^{-1}). (upraveno podle: Sposito, 1989)

Prvek	Obsah v půdě	Obsah v horninách		Prvek	Obsah v půdě	Obsah v horninách
O	490 000	474 000		Mn	550	950
Si	310 000	277 000		P	430	1 000
Al	72 000	82 000		Sr	240	370
Fe	26 000	41 000		Zr	230	190
C	25 000	480		Cl	100	130
Ca	24 000	41 000		V	80	160
K	15 000	21 000		Rb	67	90
Na	12 000	23 000		Zn	60	75
Mg	9 000	23 000		Cr	54	100
Ti	2 900	5 600		Nd	46	38
N	2 000	25		La	37	32
S	1 600	260		B	33	10
F	950	430		Cu	25	50
Ba	580	500		Li	24	20

Povrch větší části zemských kontinentů je pokryt půdou, která vznikla z půdotvorného materiálu. Půdotvorným materiálem je podložní hornina nebo mateční hornina. Z hornin se zvětráváním vytvořila základní hmota půd (minerální podíl pevné složky půd). Horniny tvořící svrchní vrstvu zemského povrchu se od sebe liší původem, minerálním a chemickým složením a výskytem. **Podle původu se horniny obvykle dělí na vyvřelé (magmatické), usazené (sedimentární) a přeměněné (metamorfované**).

2.2. Zvětrávání

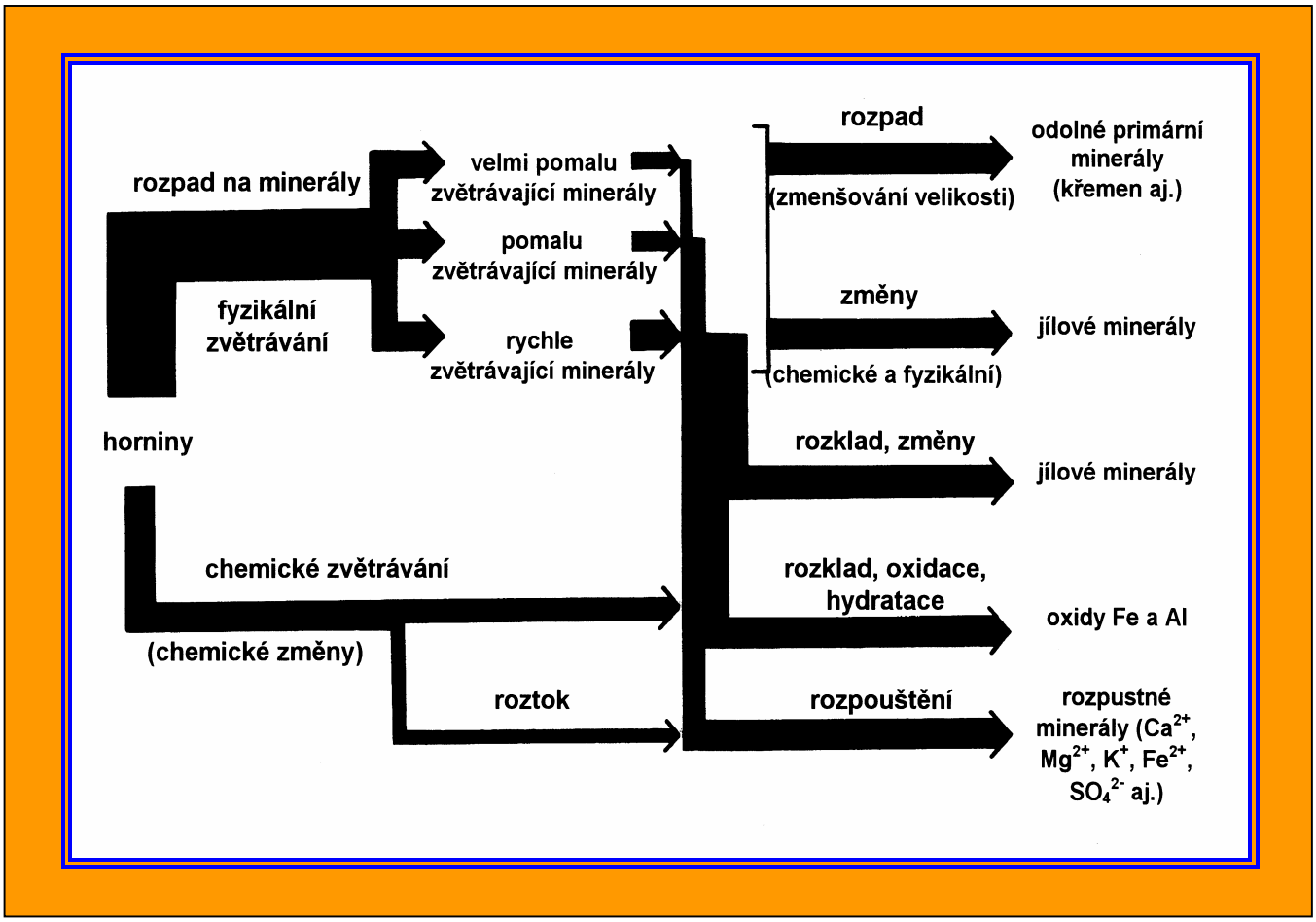
Zvětrávání začíná rozpadem hornin na menší úlomky či částice a jednotlivé minerály, které horninu tvoří, a to vlivem fyzikálních faktorů. K nim se záhy přidává působení chemických faktorů, které částečně nebo i podstatně mění složení původních primárních minerálů. Chemické změny jsou provázeny dalším snižováním velikosti částic a uvolňováním rozpustných látek, jež se buď vyplavují nebo formují nové, sekundární, minerály (**obrázek 2.1**). Těch vzniká v průběhu zvětrávání několik typů a spolu s velmi rezistentními minerály, jako je např. křemen, nakonec v půdách převažují (viz také kapitola 5).

Fyzikální (mechanické) zvětrávání zahrnuje zejména **vlivy střídání teploty a působení vody a větru (eroze a ukládání).** Jednotlivé minerály mají různé tepelné vlastnosti, např. se různě roztahují (vlivem zvýšené teploty) a smršťují (vlivem nízké teploty). Velikostní změny minerálů způsobují pnutí v horninách, vznikají nejprve jemné, později větší pukliny a původně kompaktní horniny se rozpadají, zvětšuje se jejich povrch a vytvářejí se lepší podmínky pro další zvětrávání. Povrchová tekoucí voda s sebou unáší částice různé velikosti, které se tak obrušují, třídí podle velikosti a specifické hmotnosti a postupně usazují. Led ve formě ledovců zásadně přetváří krajinu včetně přesunu obrovského množství materiálu, hornin, minerálů i již vytvořených půd. Značné zvětrávací účinky má voda (periodicky) mrznoucí a tající v puklinách hornin. Vítr se podílí na zvětrávacích procesech obrušováním unášených částic i skalních útvarů, o něž se obrušují. Zvlášť výrazně se uplatňoval v minulosti, ve vegetací nechráněné krajině.

Chemické zvětrávání nastupuje zároveň s fyzikálním a oba mechanismy se vzájemně prolínají a doplňují, čímž se jejich účinek zvyšuje. Významnou roli v přeměnách a zvětrávání minerálů má voda a v ní rozpuštěné látky, jako jsou různé soli, kyseliny aj. Působením vody pevné látky **hydrolyzují** a vznikají rozpuštěné látky, nebo **hydratují** a vznikají nové, sice také pevné látky, ale obsahující určitý počet molekul vody, čímž se mohou zásadně změnit jejich vlastnosti. Intenzita chemického zvětrávání se podstatně zvyšuje s přítomností vodíkových iontů ve vodě

(rozpuštěním anorganických i organických kyselin). **Kyslík** způsobuje oxidaci redukovaných forem mnohých prvků, např. železa. Oxidace dvojmocné formy Fe^{2+} na trojmocnou Fe^{3+} vede ke vzniku labilnějších sloučenin náchylnějších k dalšímu rozkladu a horniny obsahující minerály s Fe^{3+} pak snadněji zvětrávají. Zvětrávání se tedy projevuje nejen v morfologii zvětrávaného substrátu a vznikající půdy, ale zásadní změny lze pozorovat i ve složení minerálů, zejména minerálů jílové frakce půd (viz také kapitola 5).

Obrázek 2.1. Schéma zvětrávání hornin v podmínkách vlhkého klimatu mírného pásu. Rozpad hornin na minerály je fyzikální proces, zatímco rozklad, rozpouštění, oxidace, redukce aj. jsou chemické změny. Produktem zvětrávání jsou sekundární jílové minerály a rozpustné minerály, které spolu s rezistentními primárními minerály tvoří minerální podíl půdy. Za aridnějších podmínek převládá fyzikální zvětrávání, za humidnějších převládají chemické zvětrávací procesy. (upraveno podle: Brady, 1990)

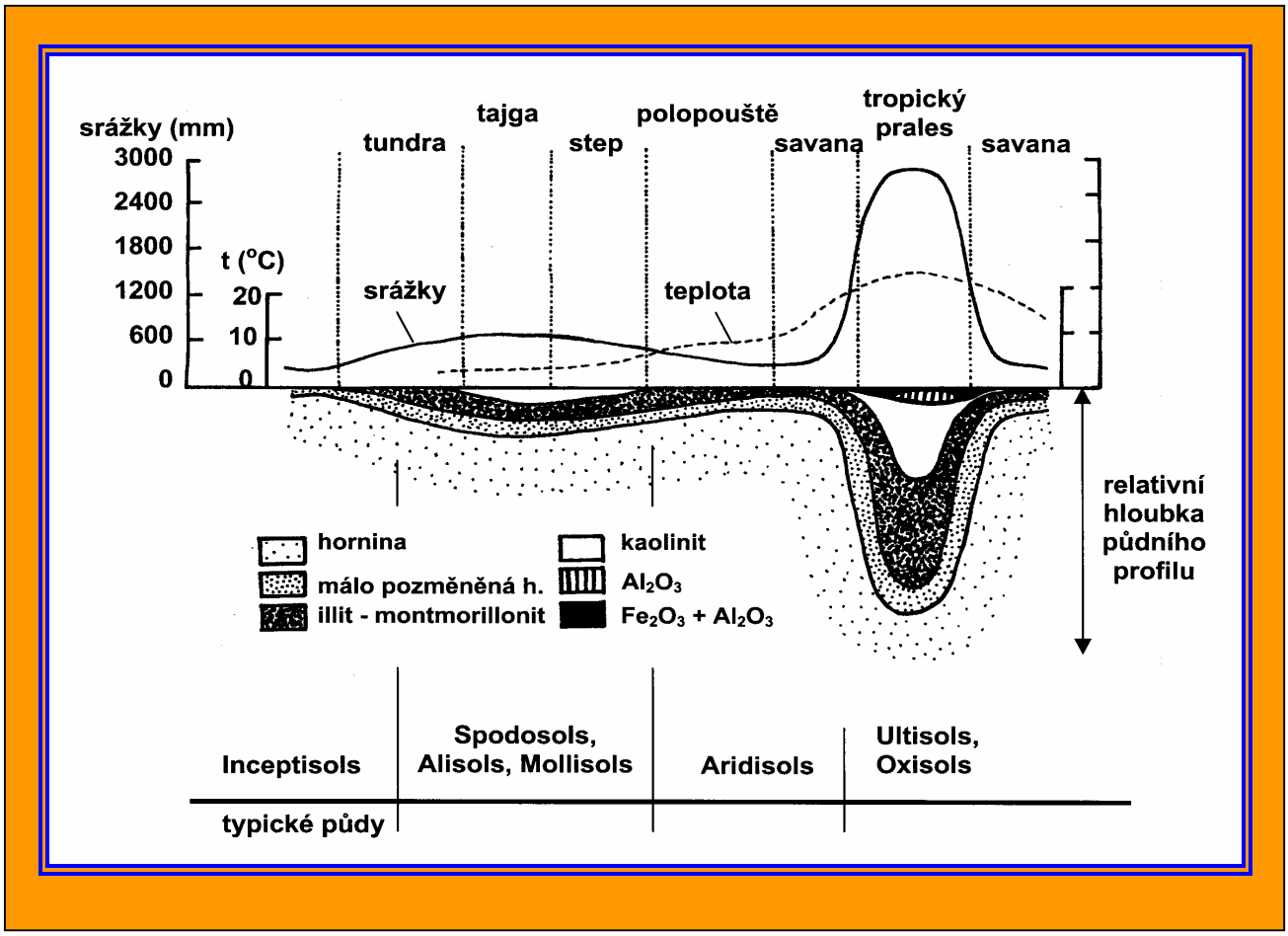


Působení organismů doplňuje fyzikální a chemické procesy. Mikroorganismy a nižší rostliny, zejména řasy a sinice, mechy, lišejníky aj. mohou často růst i na zcela nebo téměř inertních anorganických substrátech, na úlomcích hornin, balvanech a na

skalním podkladu. Minerální živiny získávají buď z podkladu, nebo z prachových částic přinášených větrem i jiných depozic. V procesu **primární sukcese** organismů postupně vzniká vrstvička organické hmoty, která umožňuje rozvoj dalších organismů, rostlin i živočichů. Jejich nejrůznějšími životními projevy se podklad narušuje a zvětrává. Mechanismy zvětrávání jsou přitom jak fyzikální, tak chemické povahy.

Rozličné zvětrávací procesy se vzájemně doplňují, jejich působení se kombinuje a násobí. Intenzita a charakter zvětrávání, a tím do značné míry vlastnosti vznikajících půd, pak závisejí zejména na klimatických podmínkách a dále na fyzikálních, chemických a strukturních vlastnostech zvětrávané horniny (**obrázek 2.2**).

Obrázek 2.2. Zvětrávání v závislosti na klimatických faktorech. V různých biomech se v závislosti na klimatických podmínkách (zejména v závislosti na teplotě a srážkách) a spolupůsobením i ostatních půdotvorných faktorů vytvářejí různé půdy, pro které je i typická určitá hloubka půdního profilu a do jisté míry složení minerálního podílu půdy. (Názvy půd jsou podle americké *Soil Taxonomy*.) (upraveno podle: Strachov, 1967, cit. in Ellis a Mellor, 1995)



3. PŮDOTVORNÝ PROCES

3.1. Faktory ovlivňující tvorbu půd
3.2. Dílčí pochody půdotvorného procesu

3.1. Faktory ovlivňující tvorbu půd

Zvětráváním matečné horniny vzniká půdotvorný substrát, který je půdotvorným procesem přeměňován na půdu. Zatímco zvětrávání je v podstatě soubor fyzikálních a chemických změn, **v půdotvorném procesu se velmi významně uplatňují organismy – rostliny, půdní mikroorganismy a půdní živočichové**.

Na tvorbě půdy se podílí celá řada faktorů (půdotvorných faktorů), jejichž výsledným působením pak vzniká půda určitých vlastností. Nejvýznamnější půdotvorné faktory zahrnuje vztah

$$P = \text{funkce}\ (h, k, r, v, o)t_1 + (c)t_2$$

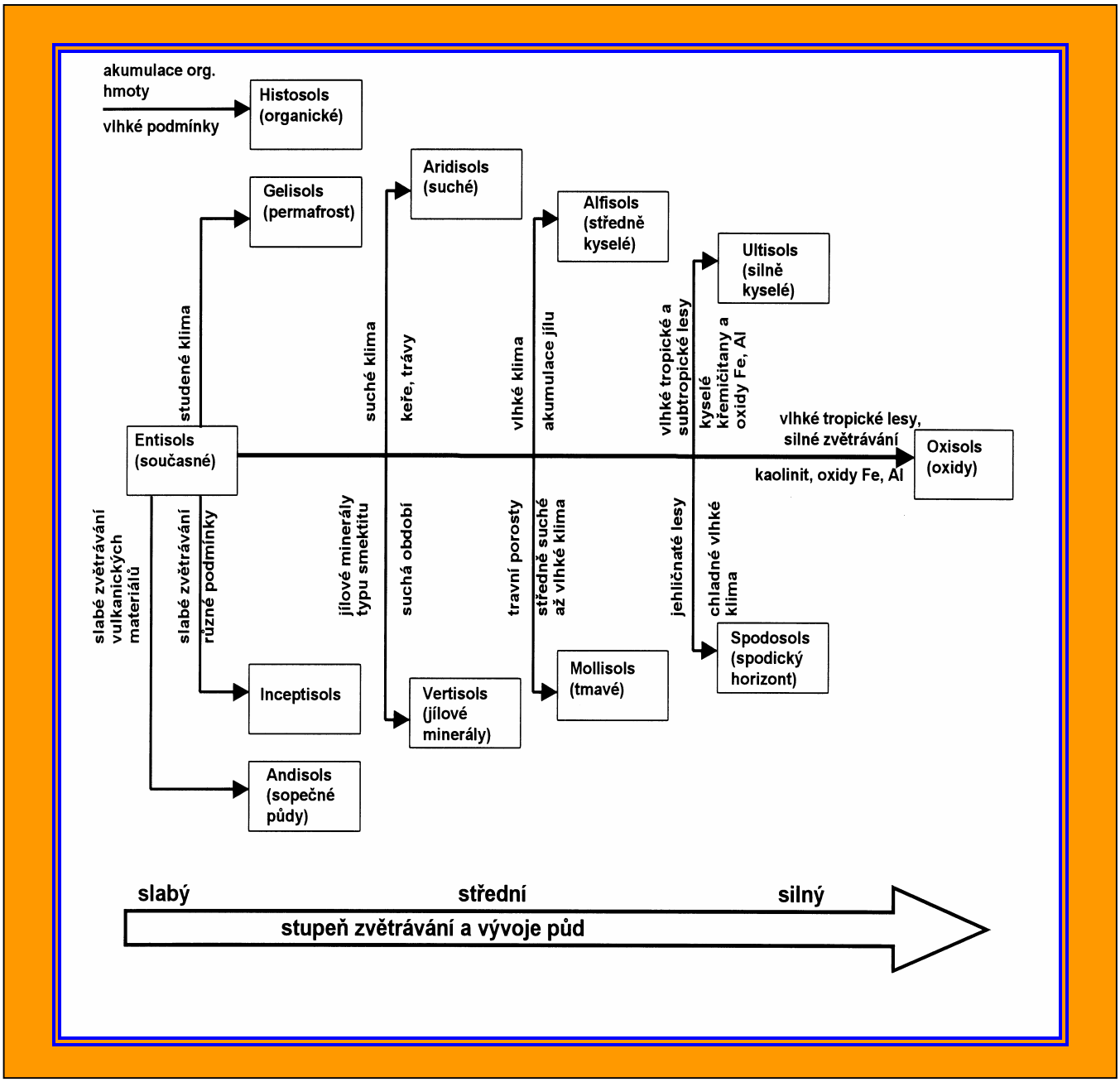
podle něhož **půdní vlastnosti (P) závisí zejména na vlastnostech matečné horniny (h), na klimatických poměrech (k), na topografii terénu (r), na vegetaci (v) a na půdních organismech a biologických procesech (o), které působí v čase (t_1).** Relativní význam jednotlivých faktorů a jejich vliv na tvorbu půdy určitých vlastností je různý a mění se i s vývojem půdy. Velmi významně může vývoj půdy ovlivňovat **člověk (c),** jehož působení je sice kratší (t_2), avšak často velice intenzívní. Mezi další půdotvorné faktory patří i **podzemní voda**.

Základem minerálního podílu pevné složky půdy je **matečná hornina**. Půdotvorný substrát ovlivňuje průběh půdotvorného procesu a následně vlastnosti půdy dvojím způsobem: jednak svým mineralogickým složením, jednak texturou (zrnitostí).

Klima předznamenává intenzitu a druh zvětrávání matečné horniny a má zásadní význam pro průběh půdotvorného procesu. Z klimatických faktorů se při tvorbě a

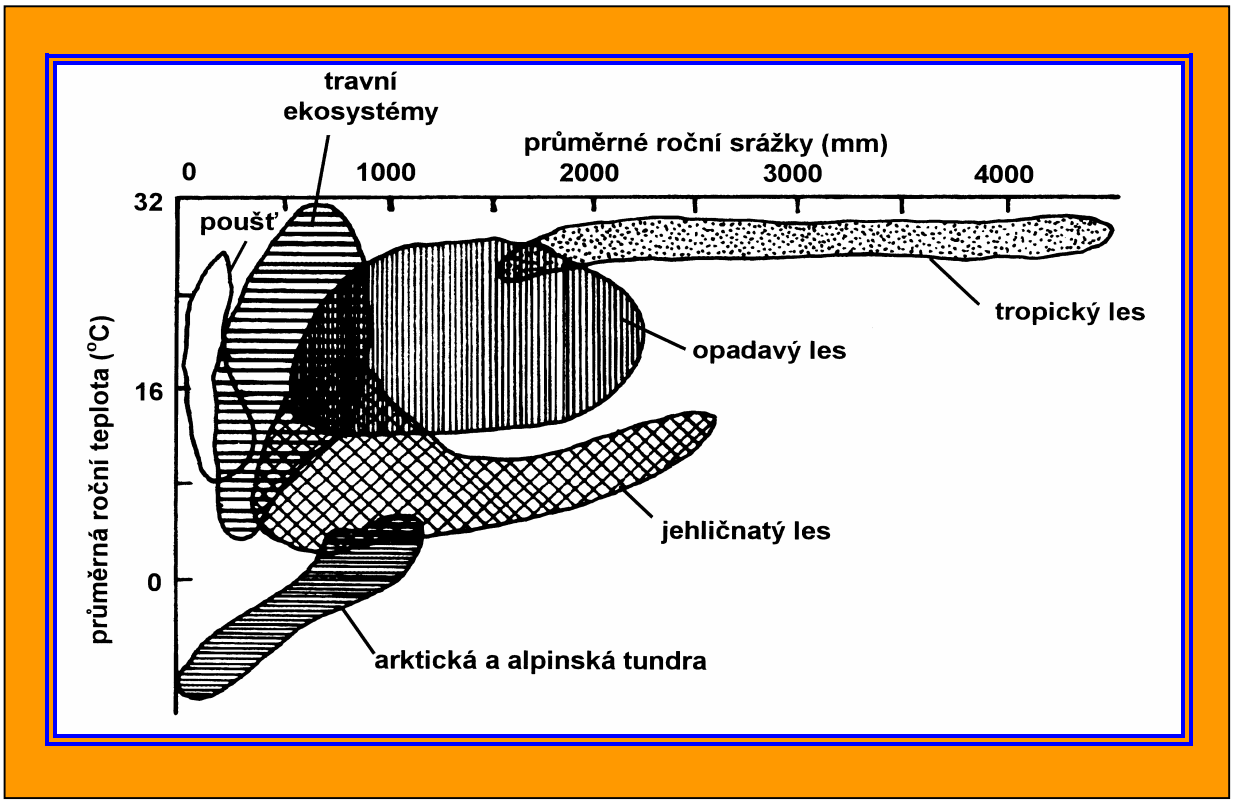
vývoji půd uplatňují zejména srážky a teplota. Např. nedostatek vody (srážek) v aridních oblastech nedovoluje vymývání rozpustných solí z půdy, které se tak mohou hromadit a vést k zasolení půdy. V podmínkách vyšších teplot a dostatku vody je rychlost zvětrávání a půdotvorných procesů nejvyšší (**obrázek 3.1**). Teplota ovlivňuje většinu chemických a biologických procesů včetně procesů rozkladu organických látek a tvorby humusu.

Obrázek 3.1. Vývoj půd. Vývoj půd bezprostředně souvisí se stupněm zvětrání matečné horniny. Schéma také zachycuje obecné klimatické podmínky a vegetaci typickou pro jednotlivé skupiny půd. Názvosloví půd je podle americké *Soil Taxonomy*. (upraveno podle: Brady a Weil, 1999)



Přítomnost **rostlin** (zpočátku nižších – řas, mechů, lišejníků,..), **mikroorganismů a živočichů** v půdě vede k tvorbě a hromadění organických látek v půdě, způsobuje biochemické zvětrávání, mísení látek v půdním profilu, podstatně urychluje nebo vůbec umožňuje koloběhy prvků a toky energie, vede k tvorbě a stabilizaci agregátů z půdních částic. Rostlinný pokryv snižuje erozi povrchové vrstvy půdy. Drobní obratlovci i bezobratlí živočichové (žížaly aj.) vytvářejí chodby v půdě a tím zvyšují pronikání vody a vzduchu do půdy, vynášejí materiál ze spodních vrstev na povrch půdy, zanechávají v půdě své exkrementy atd. V průběhu vývoje půd se v souvislosti s převládajícím klimatem i vlivem jiných faktorů prostředí formuje typická vegetace (**obrázek 3.2**).

Obrázek 3.2. Vliv klimatu na vegetaci. Obecný vztah mezi průměrnou teplotou a množstvím srážek a vegetačním typem. (upraveno podle: Brady, 1990)



Topografie terénu v širším smyslu zahrnuje nadmořskou výšku, svažitost, expozici ke světovým stranám. Topografie může zrychlit nebo zpomalit účinky jiných půdotvorných faktorů, zejména klimatických. Eroze, odnos a přemisťování materiálů je intenzivnější na svazích, naopak materiál se hromadí na přilehlých rovinách.

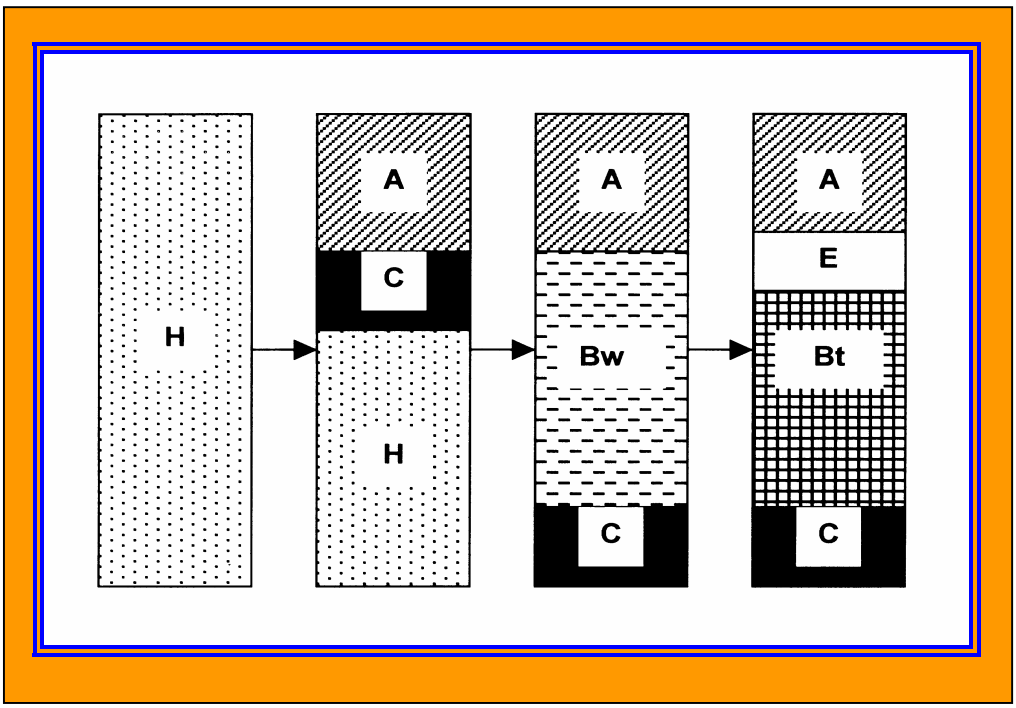
Využíváním půdy pro pěstování plodin i mnoha dalšími nepřímými mechanismy ovlivňuje vývoj půd i **člověk**. Vliv lidských aktivit je v mnoha případech tak významný, že ruší vliv jiných půdotvorných faktorů. Mechanickým zpracováním kultivovaných půd se mění vodní a vzdušný

režim půd a narušuje se původní stratigrafie, hnojením se pozměňuje chemismus půd, melioračními a rekultivačními zásahy (odvodňování, závlahy, meliorační vápnění, slínování, aj.) se může půda zcela změnit. Dlouhodobější (pomalejší) je vliv antropogenních depozic, vnášení nejrůznějších polutantů do půdy, rychlé změny mohou způsobit různé havárie spojené s únikem látek (ropných produktů, chemikálií) do půdy.

3.2. Dílčí pochody půdotvorného procesu

V půdotvorném procesu dochází k řadě změn, které je možné zařadit do jedné ze 4 skupin: (1) **přeměny** (transformace; např. přeměna primárních minerálů zvětráváním na sekundární minerály, rozklad organické hmoty), (2) **přemisťování** (translokace; např. iontů v půdním profilu, půdních částic prostřednictvím živočichů), (3) **obohacování** (např. přísun organické hmoty listů a opadu na povrch půdy, suchý a mokrý spad, přísun rozpuštěných látek z podzemní vody), (4) **ztráty** (např. vymývání látek průsakovou vodou, eroze povrchových vrstev půdy). V důsledku pochodů půdotvorného procesu dochází při vývoji půd k rozčlenění původního substrátu na různý počet lépe nebo hůře ohraničených vrstev, které se nazývají horizonty (nebo genetické horizonty) (**obrázek 3.3**).

Obrázek 3.3. Schéma vývoje půdy na sedimentární hornině (H = matečná hornina, podle současné terminologie se značí R; ostatní symboly označují jednotlivé půdní horizonty, podle české terminologie se horizont Bw značí symbolem Bv). (upraveno podle: Foth, 1990)



Posloupnost horizontů a jejich počet vytvářejí **stratigrafii půdy** (půdního profilu). Stratigrafie půdy spolu s význačnými morfologickými znaky (barva, struktura, textura, vlhkost, konzistence, novotvary, pórovitost, prokořenění, biologické oživení aj.) je základem pro klasifikaci půd. Symboly používané pro označení horizontů vysvětluje **tabulka 3.1**.

Tabulka 3.1. Symboly používané pro označování půdních horizontů.
(upraveno podle: Coyne, 1999)

Symbol	Charakteristika
O	nadložní vrstva, typicky tvořená organickými zbytky (opadem rostlin apod.)
A	minerální horizont tvořící povrch půdy nebo horizont pod horizontem O
E	minerální horizont, z něhož byly vyplaveny jílové částice, Fe a Al; tvořený převážně částicemi prachu a písku (tzv. eluviální čili ochuzený horizont)
B	minerální horizont tvořený zvětralinami matečné horniny a obsahující materiál z nadložního E horizontu (tzv. iluviální čili obohacený horizont; může být i přeměněný (metamorfický, např. kambický Bv)
C	horizont tvořený zvětralinami a úlomky matečné horniny, málo ovlivněný půdotvornými procesy (půdotvorný substrát)
R	matečná hornina (žula, rula, pískovec, vápenec,…)

Schématickou stavbu trojrozměrného půdního tělesa (které se nazývá **pedon** a tvoří jej **půda a matečná hornina**) a jeho rozčlenění do horizontů podle některých klasifikačních systémů uvádí **obrázek 3.4.**

Nejvýznamnějším dílčím pochodem půdotvorného procesu je **humifikace**, tj. soubor biochemických přeměn primárních organických látek na humusové látky. Kromě rozkladných (mineralizačních) pochodů a pochodů syntézy humusových látek dochází k dalším přeměnám organických látek v půdě: k rašelinění (ulmifikaci), uhelnatění (karbonizaci) a zrání sedimentů obohacených organickými látkami v nivách vodních toků (ripeningu).

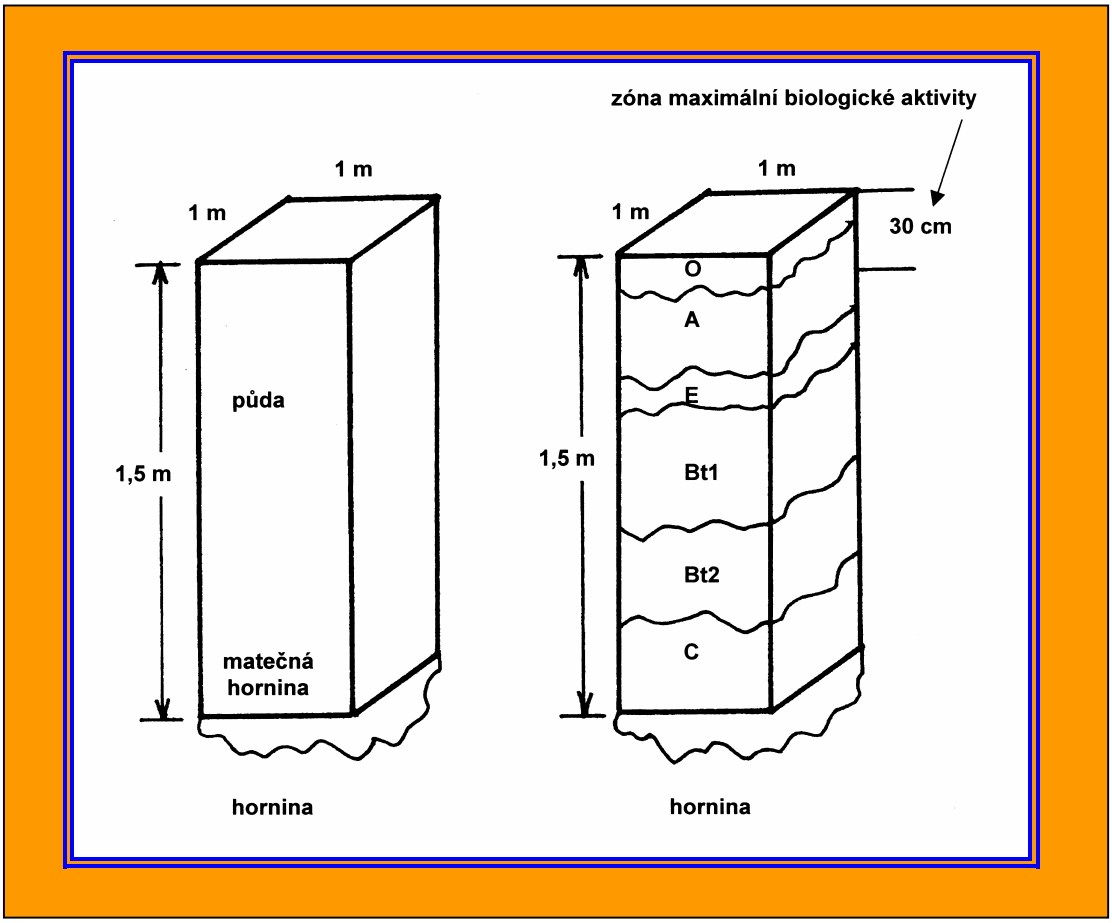
Jiným významným pochodem je **illimerizace**, přemisťování peptizovaných koloidů (hlavně jílů) gravitační vodou v půdním profilu, aniž by došlo k destrukci koloidů. K illimerizaci dochází při slabě kyselé půdní reakci.

Podzolizace je částečná destrukce jílových minerálů a transport sesquioxidů ve formě komplexů nebo chelátů s humusovými látkami (fulvokyselinami). Probíhá v silně kyselých půdách, v iluviálních horizontech (viz dále) se hromadí organické látky a sesquioxidy.

Při nadměrném ovlhčení půdy, vysokých teplotách a intenzivní biologické aktivitě dochází působením kyseliny uhličité k **laterizaci** – proplavování kyseliny křemičité do iluviálního horizontu a k relativnímu hromadění sesquioxidů.

V některých půdách dochází k **hnědnutí**, které spočívá v intenzívním zvětrávání uvnitř půdního profilu. Dochází k uvolňování sesquioxidů z primárních minerálů (hlavně Fe^{3+}), k tvorbě jílových minerálů, tvoří se typické hnědě zbarvené horizonty.

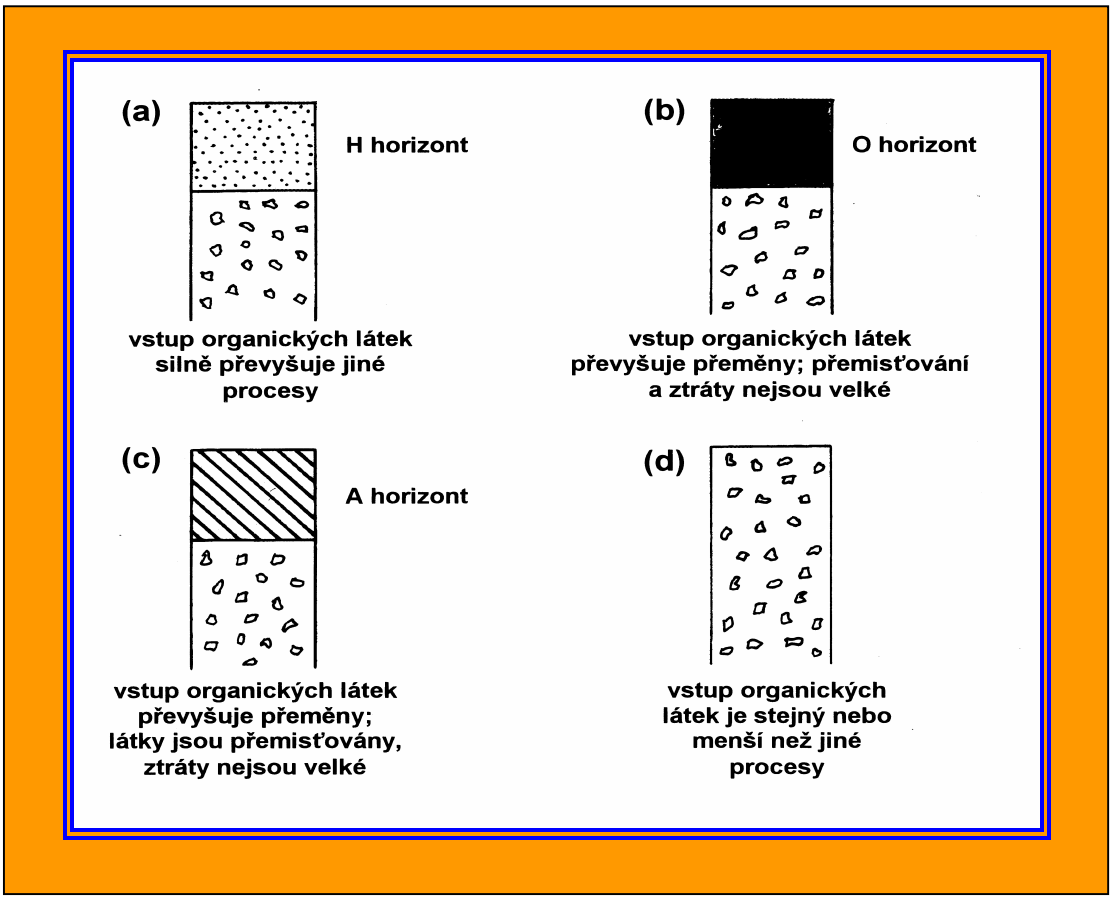
Obrázek 3.4. Obecná stavba pedonu – charakteristické horizonty.
(upraveno podle: Coyne, 1999)



Při převaze redukčních pochodů v půdách s vysokou hladinou podzemní vody probíhá **glejový pochod**, při nadměrném ovlhčení povrchovou vodou probíhá **oglejení**. V prvním případě se vytváří glejový horizont, jeho oxidovaná část má velké rezivé až černohnědé skvrny, redukovaná část má zelenavou až modrošedou barvu. Při povrchovém oglejení vzniká oglejený horizont, jehož vlastnosti jsou obdobné jako u oxidované části glejového horizontu. Další pochody zahrnují odvápnění části nebo celé půdy (dekalcifikace), proplavení lehce rozpustných solí (desalinizace), vymytí Na^+ a solí (dealkalizace), vyplavení křemíku (desilikace), hromadění novotvarů $CaCO_3$ (kalcifikace), hromadění lehce rozpustných solí (salinizace), akumulaci Na^+ (alkalizace) aj.

Vstup **organických látek** do vznikající půdy významně ovlivňuje tvorbu typických povrchových horizontů. V případě, že vstup organické hmoty vysoce převyšuje jiné procesy, vytváří se typický horizont H (**obrázek 3.5a**), za jiných situací se vytvářejí jiné charakteristické horizonty (**obrázek 3.5b,c,d).**

Obrázek 3.5. Vliv vstupu organických látek do půdy a dalších půdotvorných procesů na tvorbu charakteristických půdních horizontů. (upraveno podle: Ellis a Mellor, 1995)



4. KLASIFIKACE PŮD

4.1. Klasifikační systémy v ČR
4.2. Porovnání některých klasifikačních systémů

4.1. Klasifikační systémy v ČR

Klasifikace půd není ve světě jednotná. Jednotlivé klasifikační systémy vycházejí z různého historického vývoje a třídí půdy podle různých hledisek. V minulosti vznikly různé (jednodušší) klasifikační systémy založené např. na

- matečné hornině (půdy útvaru křídového, permského, silurského atp.)
- chemických vlastnostech (půdy sulfátové, karbonátové, silikátové atp.)
- minerálním složení (tzv. „silné“ půdy na čedičích, „chudé“ půdy na vápencích atd.).

V České republice probíhal v letech 1961-1971 rozsáhlý **komplexní průzkum půd (KPP)**, v jehož rámci bylo provedeno 700 000 kopaných půdoznaleckých sond a analyzováno přes 2 miliony půdních vzorků. Na základě tohoto průzkumu byly vypracovány půdní mapy (v měřítku 1:10 000), průvodní zprávy a další materiály. Pro klasifikaci půd byl použit tzv. **geneticko-agronomický systém**. Jeho základem je půdní typ. Poslední verze tohoto systému z roku 1967 obsahuje 17 půdních typů, které jsou rozděleny na 63 subtypů. Geneticko-agronomický systém byl později použit i pro vymezení **bonitovaných půdně ekologických jednotek (BPEJ)** používaných pro účely bonitace a ocenění zemědělské půdy. V lesnictví se však používal poněkud jiný klasifikační systém půd. Proto ve snaze sblížit hodnocení zemědělských a lesních půd byl vypracován a v r. 1987 publikován **morfogenetický klasifikační systém půd (MKSP)**.

V roce 2000 byl Českou pedologickou společností schválen nový **Taxonomický klasifikační systém půd České republiky (TKSP)** (viz Němeček a kol., 2001). Tento systém zahrnuje jak půdy zemědělské, tak půdy lesní a jeho další předností je maximální kompatibilita se zahraničními klasifikačními systémy. Systém TKSP je tedy jediným současným platným systémem klasifikace půd v České republice; přesto

se i v odborné literatuře stále používají termíny ze starších klasifikačních systémů i ze zahraničních systémů – v kapitole 4.2 je proto uvedena terminologie dle MKSP i TKSP a v kapitole 4.3 jsou některé systémy alespoň stručně porovnány.

Základní kategorií klasifikačního systému je půdní typ, který se identifikuje podle typických diagnostických horizontů a analytických znaků**. Diagnostické horizonty jednotlivých klasifikačních systémů se mohou lišit.**

4.2. Porovnání některých klasifikačních systémů

Jak již bylo uvedeno výše, v České republice se používal **geneticko-agronomický systém,** který byl využit v klasifikaci půd pro účely **komplexního průzkumu půd (KPP**). Poslední verze **morfogenetického klasifikačního systému půd (MKSP**) je z roku 1991. Porovnání hlavních půdních skupin tohoto systému s dřívějšími půdními typy systému pro KPP a zároveň porovnání s klasifikací podle FAO-UNESCO uvádí **tabulka 4.1**. **Americký klasifikační systém je uveden v tabulce 4.2**.

Taxonomický klasifikační systém půd České republiky - TKSP ČR - navazuje na dřívější domácí systémy, avšak je lépe srovnatelný s novými systémy světovými. Nejvyšší kategorií je v tomto systému **referenční třída**. Každá referenční třída zahrnuje větší skupinu půd podle hlavních rysů jejich vzniku. Název třídy má koncovku **–sol**. Další kategorií je **půdní typ**. Půdní typy jsou hlavní jednotkou celého systému. Používají se pro ně tradiční názvy (glej, podzol atd.) nebo mají koncovku **–zem** (černozem, kambizem atd.). Nižší kategorií je **půdní subtyp** a dále **půdní varieta** a **půdní subvarieta** (porovnání kategorií TKSP s řády půd USA viz **tabulka 4.2.)** Zastoupení půdních typů v ČR uvádí **tabulka 4.3**. **Tabulka 4.4.** uvádí celkovou výměru jednotlivých skupin půd; tento přehled zahrnuje veškeré půdy světa kromě oblastí pokrytých ledem.

Tabulka 4.1. Porovnání různých systémů klasifikace půdních typů a hlavních půdních skupin. (upraveno podle: Ledvina a Horáček, 1998; Němeček a kol., 2001).

TKSP ČR	MKSP (1991)	KPP (1967)	FAO-UNESCO
Leptosoly (litozem, ranker, rendzina, pararendzina)	ranker, litozem	nevyvinutá půda	Lithosol Leptosol (Ranker)
	rendzina, pararendzina	rendzina	Leptosol (Rendzic Leptosol)
Regosoly (regozem)	regozem	drnová půda	Regosol
Fluvisoly (fluvizem, koluvizem)	fluvizem	nivní půda	Fluvisol
Vertisoly (smonice)	smonice	černozem smonice	Vertisol
Černosoly (černozem, černice)	černozem	černozem	Chernozem
	černice	lužní půda	Phaeozem
Luvisoly (šedozem, hnědozem, luvizem)	šedozem	černozem illimerizovaná	Greyzem
	hnědozem	hnědozem	Luvisol
	luvizem	illimerizovaná půda	Luvisol (albic)
Kambisoly (kambizem, pelozem)	kambizem	hnědá půda	Cambisol
Podzoly (podzol, kryptopodzol)	podzol	podzolovaná půda	Podzol
Stagnosoly (pseudoglej, stagnoglej)	pseudoglej	oglejená půda	Stagnosol
Glejsoly (glej)	glej	glejová půda	Gleysol
Salisols (solončak)	solončak	solončak	Solonchak
Natrisoly (solonec)	slanec	solonec	Solonetz
Organosoly (organozem)	organozem	rašelinová půda	Histosol
Antroposoly (kultizem, antrozem)	kultizem, antrozem	antropogenní půda	Anthrosol
Andosoly (andozem)	andozem	---	Andosol

Tabulka 4.2. Referenční třídy (skupiny půdních typů) Taxonomického klasifikačního systému půd (TKSP) České republiky a stručná charakteristika řádů půd podle klasifikačního systému USA. (upraveno podle: Foth, 1990; Němeček a kol., 2001)

Referenční třída, půdní typy (TKSP ČR)	Řád (USA)	Charakteristika řádu
Leptosoly (litozem LI; ranker RN; rendzina RZ; pararendzina PR) **Regosoly** (regozem RG) **Fluvisoly** (fluvizem FL; koluvizem KO)	Entisols	Půdy s nevyvinutým profilem kromě mělkého horizontu A. Vyskytují se v některých zaplavovaných nížinách a písečných polopouštích.
Organosoly (organozem OR)	Histosols	Organické půdy obsahující 20 až 30 % organické hmoty ve vrstvě více jak 30 cm silné, která se vytvořila akumulací rostlinných zbytků v rašeliništích apod.
	Gelisols	Půdy, které se tvoří v prostředí s velmi nízkými teplotami. V hloubce do 200 cm se nalézá vrstva stále zmrzlé půdy (permafrost).
Kambisoly (kambizem KA; pelozem PE)	Inceptisols	Půdy tvořící se ve vlhčím klimatu s málo vyvinutými půdními horizonty v důsledku nízkých teplot, zaplavení a nebo vzhledem k nedostatku času.
Andosoly (andozem AD)	Andosols	Půdy obsahující více než 60 % sopečného popela. Obsahují tmavě zbarvený horizont A, půdní profil je jen slabě vyvinut.
Salisols (solončak SK) **Natrisols** (solonec SC)	Aridisols	Půdy tvořící se v aridním klimatu. Některé obsahují horizonty hromadění vápence, sádrovce nebo solí.
Vertisoly (smonice SM)	Vertisols	Půdy s vysokým obsahem jílu, který za vlhka bobtná, za sucha se smršťuje, a tím se v půdě vytvářejí pukliny. Obsahují charakteristický horizont A. Vznikají v mírném a tropickém klimatu s výrazně odlišným suchým a vlhkým obdobím.
Luvisoly (šedozem SE; hnědozem HN; luvizem LU)	Alfisols	Lesní půdy vznikající ve vlhkém a polovlhkém klimatu. Při vzniku těchto půd se uplatňuje částečné vyplavování, jíl se akumuluje v horizontu B. Jsou slabě až středně kyselé.
Černosoly (černozem CE; černice CC)	Mollisols	Vznikají pod travními porosty, mají hluboký tmavý horizont A.
	Ultisols	Silně kyselé a silně zvětralé půdy v tropických a subtropických oblastech. Jíl se akumuluje v horizontu B.
Podzosoly (kryptopodzol KP; podzol PZ)	Spodosols	Písčité půdy chladných oblastí s jehličnatými lesy. Obvykle obsahují horizont E, charakteristický je horizont B s akumulovanou org. hmotou a sesquioxidy Fe a Al. Jsou kyselé v celém profilu.
	Oxisols	Vyskytují se v tropických a subtropických oblastech. Jsou málo úrodné, kyselé, často přes 3 m hluboké, obsahují silně zvětralý (oxický) horizont v němž převládají oxidy železa a hliníku.
Stagnosoly (pseudoglej PG; stagnoglej SG)	aquic…..	
Glejsoly (glej GL)	Aqu…s	
Antroposoly (kultizem KT; anthrozem AN)		

Tabulka 4.3. Zastoupení jednotlivých půdních typů v České republice. Klasifikace podle MKSP, zastoupení půdních typů podle výsledků KPP. (% zemědělské půdy) (upraveno podle: Ledvina a Horáček, 1998)

Typ	%	Typ	%
kambizemě	45,0	rendziny	3,7
hnědozemě	12,7	černice	1,8
černozemě	11,4	podzoly	1,55
pseudogleje	6,7	litozemě a regozemě	1,5
fluvizemě	5,9	organozemě	0,2
luvizemě	5,1	kultizemě	0,05
gleje	4,4	celkem zemědělská p.	100,00

Tabulka 4.4. Celková výměra hlavních půdních skupin. Názvosloví podle systému USA. (upraveno podle: Wilding, 2000)

Skupina	Plocha	
	km^2 ($x10^3$)	%
Alfisols	12 621	9,6
Andisols	912	0,7
Aridisols	15 728	12,0
Entisols	21 137	16,2
Gelisols	11 260	8,6
Histosols	1 527	1,2
Inceptisols	12 830	9,8
Mollisols	9 006	6,9
Oxisols	9 810	7,5
Spodosols	3 354	2,5
Ultisols	11 054	8,5
Vertisols	3 160	2,4
ostatní	18 398	14,0
celkem	130 797	100,0

V České republice byly v roce 1999 přiřazeny k jednotlivým pozemkům (parcelám podle katastru nemovitostí) **bonitované půdně-ekologické jednotky (BPEJ),** na jejichž základě se stanovuje **úřední cena zemědělské půdy (ÚCZP).** **Tržní cena** tuto úřední cenu často mnohonásobně převyšuje (ojediněle až 100 x). Na výši tržní ceny nemá vliv kvalita půdy (vyjádřená bonitovanou půdně-ekologickou jednotkou), ale zejména **poloha pozemku** ve vztahu k velkým sídlům a rekreačním oblastem a jiné podobné aspekty.

5. MINERÁLNÍ SLOŽKA PŮD

5.1. Elementární složení půd
5.2. Minerální složení půd
5.3. Iontový výměnný systém

5.1. Elementární složení půd

Z chemického hlediska jsou půdy heterogenní otevřené biogeochemické systémy sestávající z pevné, kapalné a plynné fáze. To, že jsou otevřené, znamená, že jsou propojené řadou procesů s okolím, tj. s atmosférou, hydrosférou a litosférou. Prostřednictvím těchto procesů se realizuje globální koloběh látek a energie v ekosystému Země, kde půdy mj. vystupují jako dynamický zásobník chemických prvků.

Tabulka 5.1 udává výskyt 50 nejběžnějších prvků v půdách a v povrchových horninách. Je z ní zřejmé, že pořadí výskytu 10 nejhojnějších prvků v půdách (O > Si > Al > Fe > C > Ca > K > Na > Mg > Ti) se poněkud odlišuje od pořadí 10 nejhojnějších prvků v horninách (O > Si > Al > Fe > Ca > Mg = Na > K > Ti > P).

Tabulka 5.1. Průměrný obsah vybraných prvků v půdách a v povrchových horninách ($mg.kg^{-1}$). (upraveno podle: Sposito, 1989)

Prvek	Obsah v půdě	Obsah v horninách		Prvek	Obsah v půdě	Obsah v horninách
O	490 000	474 000		Mn	550	950
Si	310 000	277 000		P	430	1 000
Al	72 000	82 000		Sr	240	370
Fe	26 000	41 000		Zr	230	190
C	25 000	480		Cl	100	130
Ca	24 000	41 000		V	80	160
K	15 000	21 000		Rb	67	90
Na	12 000	23 000		Zn	60	75
Mg	9 000	23 000		Cr	54	100
Ti	2 900	5 600		Nd	46	38
N	2 000	25		La	37	32
S	1 600	260		B	33	10
F	950	430		Cu	25	50
Ba	580	500		Li	24	20

5.2. Minerální složení půd

Většina chemických prvků se v přírodě nevyskytuje izolovaně ve formě čistých prvků, ale tvoří sloučeniny s dalšími prvky a tvoří minerály. Minerály pak utvářejí horniny. Z tisíců známých minerálů se jich však na tvorbě většina hornin účastní jen asi 30 (**horninotvorné** minerály). Podle vzniku se minerály dělí na **primární**, které krystalizovaly přímo z magmatu, a na **druhotné (sekundární)**, které vznikly různými přeměnami z nerostů primárních. Nerosty podléhají různým dlouhodobým proměnám (chloritizace, serpentinizace aj.) a zvětrávají (kapitola 2.2). **Minerální podíl půd je tak směsí úlomků hornin, minerálů uvolněných z matečné horniny a minerálů vzniklých v procesech tvorby půdy**.

Křemičitany (silikáty)

Křemičitany jsou nejhojněji se vyskytující minerály v půdě. Jejich přehled je uveden v **tabulce 5.2**. Základní stavební jednotkou křemičitanů je křemíkový čtyřstěn čili tetraedr $[SiO_4]^{4-}$. Ten se může vyskytovat v 5 různých formacích, podle nichž se křemičitany rozdělují do skupin: jako izolované jednotky, jako skupiny několika tetraedrů, jako řetězce tetraedrů, a to jednoduché nebo zdvojené, jako vrstvy tetraedrů a konečně v plné trojrozměrné sestavě.

Z hlediska utváření půd je významné to, že **jednotlivé skupiny křemičitanů různě snadno zvětrávají** a při jejich zvětrávání se uvolňují různé ionty: olivíny obsahující jednotlivé tetraedry zvětrávají poměrně snadno, spotřebovávají se při tom protony a do půdního roztoku se uvolňuje kyselina křemičitá a Mg^{2+}. Vznikají sekundární minerály smektit a goethit. Pyroxeny a amfiboly obsahují řetězce tetraedrů s řadou dvojmocných kationtů, Na^+ a Fe^{3+} ve své struktuře. Jejich zvětráváním vzniká také smektit, oxidy Fe a kyselina křemičitá. Do půdního roztoku se uvolňují např. Na^+, Ca^{2+} a Mg^{2+}. Slídy jsou tvořeny vrstvami tetraedrů s ionty K, Al, Mg a Fe ve své struktuře. Muskovit zvětrává na vermikulit, ten na smektit. Další slída, biotit, zvětrává podobně a uvolňuje se K^+ a Fe ve formě goethitu. Živce jsou tvořené trojrozměrnou strukturou tetraedrů podobně jako křemen, ale některé tetraedry živců obsahují místo čtyřmocného Si trojmocný Al. Volná vazebná místa obsazují ionty Na^+, K^+ nebo Ca^{2+}. Živce zvětrávají na alofan, montmorillonit a smektit, může vznikat i kaolinit a dále gibsit. Zvětrávací pochody primárních hlinitokřemičitanů uvádí **obrázek 5.1.**

Tabulka 5.2. Rozdělení a přehled nejvýznamnějších půdotvorných křemičitanů.
(upraveno podle: Brady, 1990; Foth, 1990)

Skupina	Název	Chemické složení	Poznámka
nesosilikáty	olivín	$(MgFe)_2(SiO_4)$	lahvově zelený
	granáty: almandin	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$	tmavě červený
	pyrop	$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$	"český granát"
	grosular	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	žlutozelený
	zirkon	$ZrSiO_4$	
sorosilikáty	beryl	$Al_2Be_3(Si_6O_{18})$	velmi tvrdý
	turmalín	4 - 11% B_2O_3	komplikované složení
inosilikáty	pyroxeny: -diopsid	$CaMgSi_2O_6$	
	-augit	$(Ca, Mg, Fe, Ti, Al)(SiAl)_2O_6$	
	amfiboly:	$(Na, K, Ca)_{2,3}(Mg, Fe, Al)_5(OH, F)_2$	proměnlivé složení
	obecný amfibol	$(Si, Al)_2Si_6O_{22}$	
	aktinolit	$NaCa_3Al(Mg, Fe)_{10}(OH)_4Si_{16}O_{44}$	
fylosilikáty	mastek	$Mg_3(OH)_2Si_4O_{10}$	
	slídy: -muskovit	$KAl_2(OH, F)_2AlSi_3O_{10}$	
	-biotit	$K(Mg, Fe, Mn)_3(OH, F)_2AlSi_3O_{10}$	vysoký obsah Fe a Mn
	jílové minerály	nestálé a komplikované složení	
tektosilikáty	ortoklas	$K(AlSi_3O_8)$	
	mikroklín	$K, Na(AlSi_3O_8)$	
	albit	$Na(AlSi_3O_8)$	
	nefelín	$Na(AlSiO_4)$	sodný zástupce živců
	leucit	$K(AlSi_2O_6)$	draselný zástupce živců
	natrolit (zeolit)	$Na_2(Al_2Si_3O_{10}).2H_2O$	

Zvětrávání primárních křemičitanů má jisté společné znaky: spotřebovávají se protony, uvolňuje se kyselina křemičitá a kovové kationty Na^+, K^+, Mg^{2+} a Ca^{2+}, zvyšuje se obsah Al, oxiduje se Fe^{2+}. Jako příklad je možné uvést zvětrávání živce albitu. Ten podléhá hydrolýze podle vztahu:

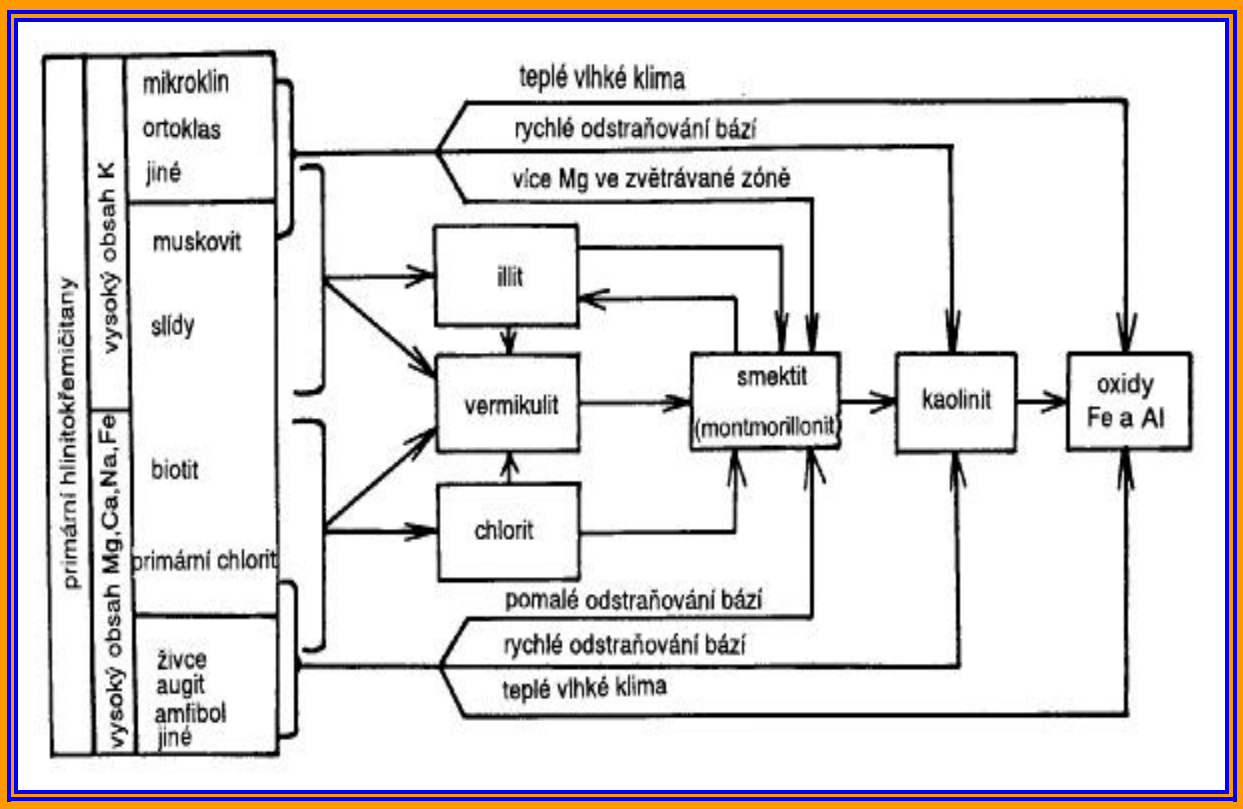
$$\mathbf{2\ NaAlSi_3O_8 + 9\ H_2O + 2\ H^+ \ ®\ \ H_4Al_2Si_2O_9\ (kaolinit) + 4\ H_4SiO_4 + 2\ Na^+}$$

Vzniklý kaolinit tvoří nejprve malé částice, které se postupně spojují a sdílejí a tvoří se částice větší velikosti. Kaolinit je poměrně stabilní, avšak za určitých podmínek může také zvětrávat na jiný minerál, gibsit:

$$\mathbf{H_4Al_2Si_2O_9 + 5\ H_2O \ ®\ \ 2\ Al(OH)_3\ (gibsit) + 2\ H_4SiO_4}$$

Je zřejmé, že se v průběhu zvětrávání albitu na kaolinit snížil poměr SiO_2/Al_2O_3, že se uvolnila kyselina křemičitá a ionty Na^+. Pokračující zvětrávání kaolinitu na gibsit uvolnilo další kyselinu křemičitou.

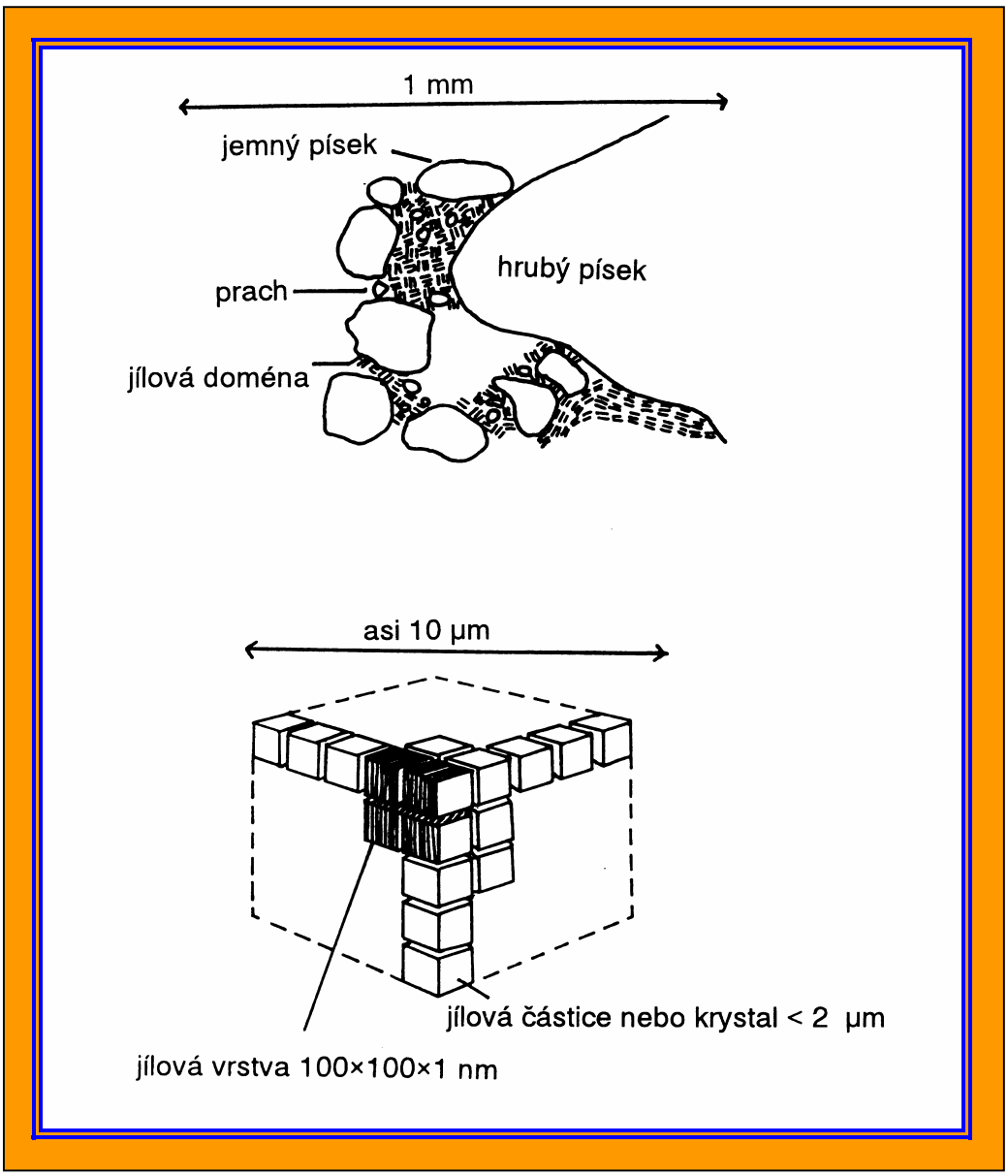
Obrázek 5.1. Zvětrávací pochody hlinitokřemičitanů a obecné podmínky pro formování různých jílových minerálů. Illit, vermikulit a chlorit jsou produkty relativně mírného zvětrávání, jílové minerály typu smektitu jsou produkty středně intenzivního zvětrávání a kaolinit a oxidy Fe a Al vznikají jako konečné produkty zvětrávacích procesů. Procesy tvorby a přeměn jílových minerálů jsou provázeny vymýváním některých prvků (K, Na, Ca, Mg), jejichž obsah se proto v půdě postupně snižuje. (upraveno podle: Brady, 1990)



Jílové minerály

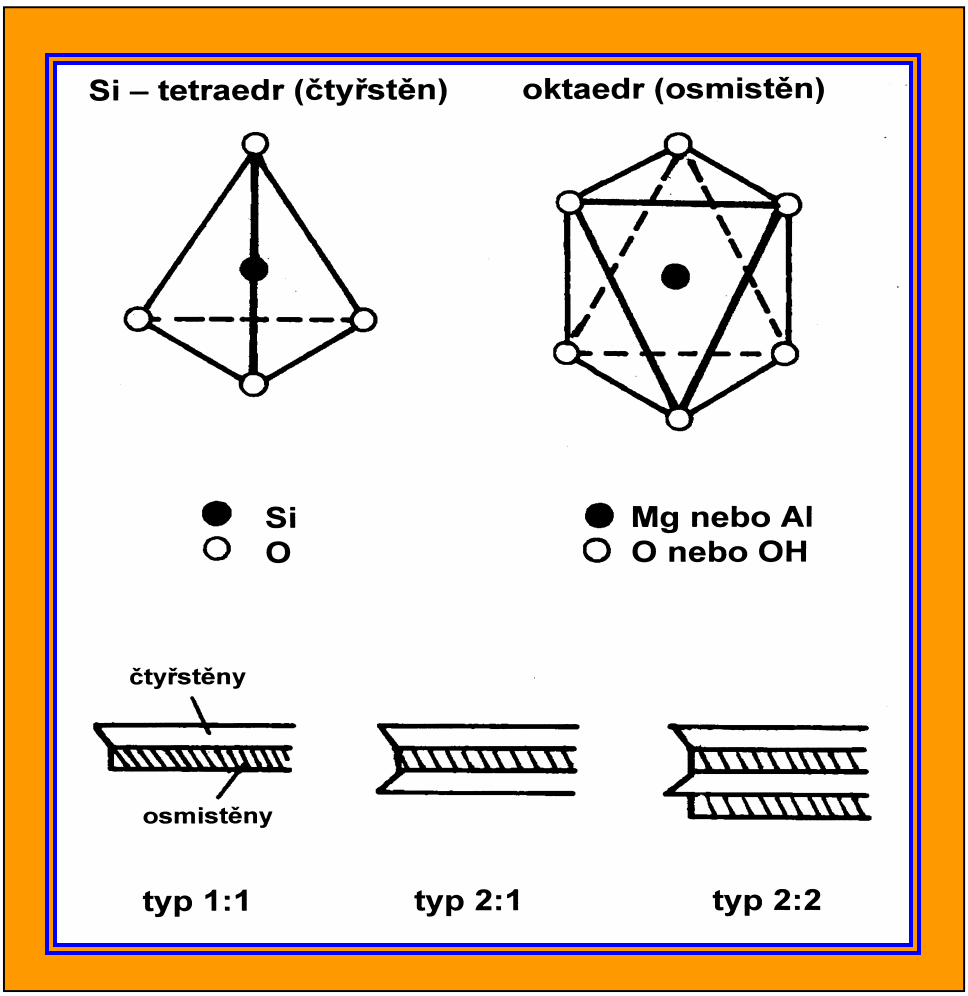
Jako jílové minerály se označují **hlinitokřemičitany (alumosilikáty)**, které převládají v jílové frakci (viz kapitola 6.1) půd ve střední a pokročilejší fázi zvětrávání. Částice jílových minerálů jsou menší než 2 µm a jsou tvořeny dalšími, vrstevnatými strukturami. Shlukují se do větších jednotek o průměru asi 10 µm, které opět tvoří větší celky (**obrázek 5.2**). Jednotlivé částice nebo krystaly mají, jak řečeno, vrstevnatou strukturu: jsou tvořeny vrstvami z vrstviček křemíkových tetraedrů a hořčíkových a hliníkových oktaedrů (**obrázek 5.3**).

Obrázek 5.2. Jílové minerály v půdě – velikost a organizace jílových částic.
(upraveno podle: Rowell, 1994)



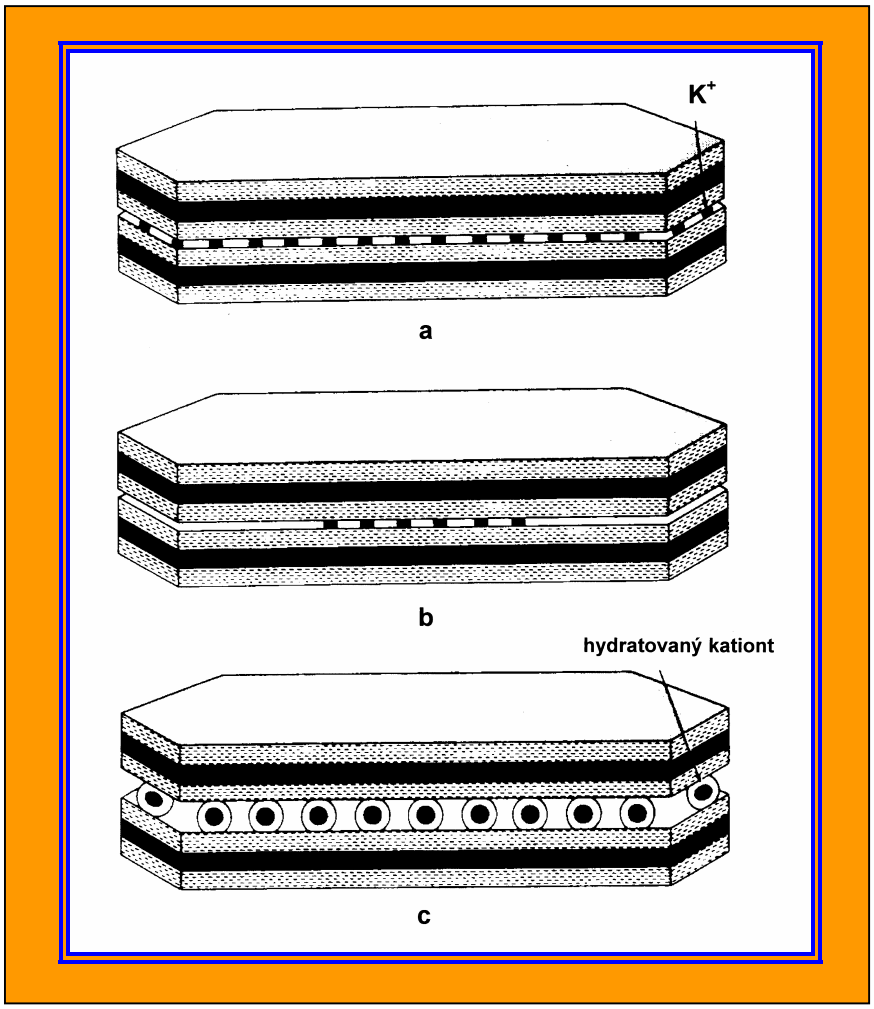
Podle toho, jak se jednotlivé vrstvičky střídají, se rozlišují 3 typy jílových minerálů, 1:1, 2:1 a 2:2. Vrstvičky jsou uspořádány ve vrstvách, které tvoří krystaly. Typ 1:1 je tvořen jednou tetra- a jednou oktaedrovou vrstvičkou a je reprezentován minerály skupiny kaolinitu. **Kaolinit** může vzniknout buď zvětráváním primárních minerálů (např. albitu, viz výše) a následnou krystalizací nebo částečnou dezintegrací jílových minerálů typu 2:1. Děje se tak v kyselém prostředí a ve vývojově starých nebo intenzívně zvětrávaných půdách. Částice kaolinitu jsou poměrně velké a odolné dalšímu zvětrávání. Půda s vyšším obsahem kaolinitu může mít s ohledem na jeho relativně velké částice dobré strukturní vlastnosti.

Obrázek 5.3. Stavební jednotky vrstviček jílových minerálů (Si-čtyřstěny a Mg- nebo Al-osmistěny) a uspořádání vrstviček do vrstev u jednotlivých typů jílových minerálů. (upraveno podle: Rowell, 1994)



Typ 2:1 je tvořen dvěma tetraedrovými vrstvičkami, mezi nimiž je vrstvička oktaedrová, a patří k němu minerály skupiny illitu, vermikulitu a montmorillonitu (smektitu). V půdách mírného pásu jsou běžné jílové minerály typu **illitu** (glaukonit aj. jemnozrnné slídy s vysokým obsahem Al^{3+} a K^{+}). Jejich zvětráváním a zvětráváním slíd muskovitu a biotitu, tj. uvolněním kationtů K^{+}, vzniká **vermikulit**, který má tedy vysoký negativní náboj a váže množství kationtů (**obrázek 5.4**). **Montmorillonit**, nejběžnější jílový minerál ze skupiny smektitů, vzniká zvětráváním primárních křemičitanů v prostředí s vysokým obsahem Mg^{2+} a kyseliny křemičité, tj. v prostředí se sníženým vyplavováním iontů.

Obrázek 5.4. Schéma zvětrávání slídy (muskovitu a biotitu) na jílový minerál vermikulit. Slída (a) se mění na hydratovanou slídu (b), která ztratila část atomů K a posléze na jílový minerál vermikulit (c). Různé hydratované ionty obsazují vnitřní prostory minerálu a neutralizují negativní náboj vzniklý uvolněním kationtů draslíku. (upraveno podle: Foth, 1990)



Sopečný popel obsahuje velké množství amorfních (nekrystalických) minerálů. V příhodných humidních a teplých podmínkách mohou tyto minerály poměrně rychle zvětrávat na amorfní jílový minerál **alofán**. Alofán pak postupně krystalizuje a tvoří se haloyzit, který se dále přeměňuje na kaolinit. Alofán může nést negativní i pozitivní náboj a tím se podobá sesquioxidům (viz dále).

Jílové minerály mají některé vlastnosti, díky kterým zaujímají mezi půdními minerály zvláštní místo. Jsou to zejména velký specifický povrch, elektrický náboj, schopnost kationtové výměny a bobtnavost (**tabulka 5.3).**

Tabulka 5.3. Vlastnosti nejvýznamnějších jílových minerálů.
(upraveno podle: Brady, 1990; Rowell, 1994)

Minerál	Typ	Tloušťka vrstvy (nm)	Negativní náboj ($cmol.kg^{-1}$)	Vnitřní povrch ($m^2.g^{-1}$)	Vnější povrch ($m^2.g^{-1}$)	Bobtnavost
kaolinit	1:1	0,7	2-10	-	10-30	ne
smektit	2:1	1,0	80-120	550-650	70-120	velká
illit	2:1	1,0	25	-	20	velmi malá
vermikulit	2:1	1,4	100-180	500-600	50-100	malá
chlorit	2:2	1,4	10-40	-	10-100	ne

Velký specifický povrch je dán malými rozměry a stavbou částic jílových minerálů. **Elektrický náboj** a schopnost kationtové výměny souvisejí s velikostí a uspořádáním mezivrstevných prostor jílových minerálů. V procesech vzniku jílových minerálů jsou některé ionty tetraedrů (Si) a oktaedrů (Mg, Al) nahrazeny jinými kationty s nižší mocností a vzniká tak přebytek negativního náboje. Ten přetrvává pokud se nezmění struktura krystalu, je však neutralizován kationty poutanými na povrchu krystalu. Tyto ionty, např. Al^{3+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+ a H^+, se nazývají výměnné kationty, neboť mohou být nahrazeny jinými kationty. Proces se nazývá **kationtová výměna** a celkový náboj jílového minerálu pak **kationtová výměnná kapacita**. Udává se např. v molech (centimolech, cmol) na 1 kg minerálu (blíže viz kapitola 10.3). Působením vody se u jílových minerálů různě zvětšují mezivrstevné prostory a dochází k objemovým změnám – **bobtnání (obrázek 5.5)**. Při ztrátě vody se jílové minerály **smršťují**.

Oxidy a hydroxidy (sesquioxidy)

Vzhledem ke svému relativně vysokému obsahu v povrchových horninách tvoří kromě SiO_2 většinu oxidů a hydroxidů v půdě Fe, Al a Mn**.**

Mnohé z oxidů a hydroxidů vznikají v procesech zvětrávání z jílových minerálů, např. **gibsit** z kaolinitu, jak bylo již ukázáno výše. Ke zvětrávání jílových minerálů typu kaolinitu dochází v podmínkách promyvného režimu, kdy kyselina křemičitá je stále vymývána ze struktury kaolinitu ($H_4Al_2Si_2O_9$) a Al oktaedry pomalu polymerizují na gibsit ($Al(OH)_3$). Ten je nerozpustný a odolný dalším přeměnám. Půdy s vyšším obsahem gibsitu většinou obsahují také oxidy Fe, jako jsou **hematit** (Fe_2O_3) nebo **goethit** (FeOOH), nejběžnější Fe-oxid v půdě, velmi stabilní a těžko rozložitelný. V kyselých půdách se mohou vyskytovat oxidy Mn a zřídka také oxidy Ti. Oxidy a hydroxidy se typicky vyskytují v červeně zbarvených zejména tropických půdách. Mohou vznikat také přímo zvětráváním primárních minerálů.

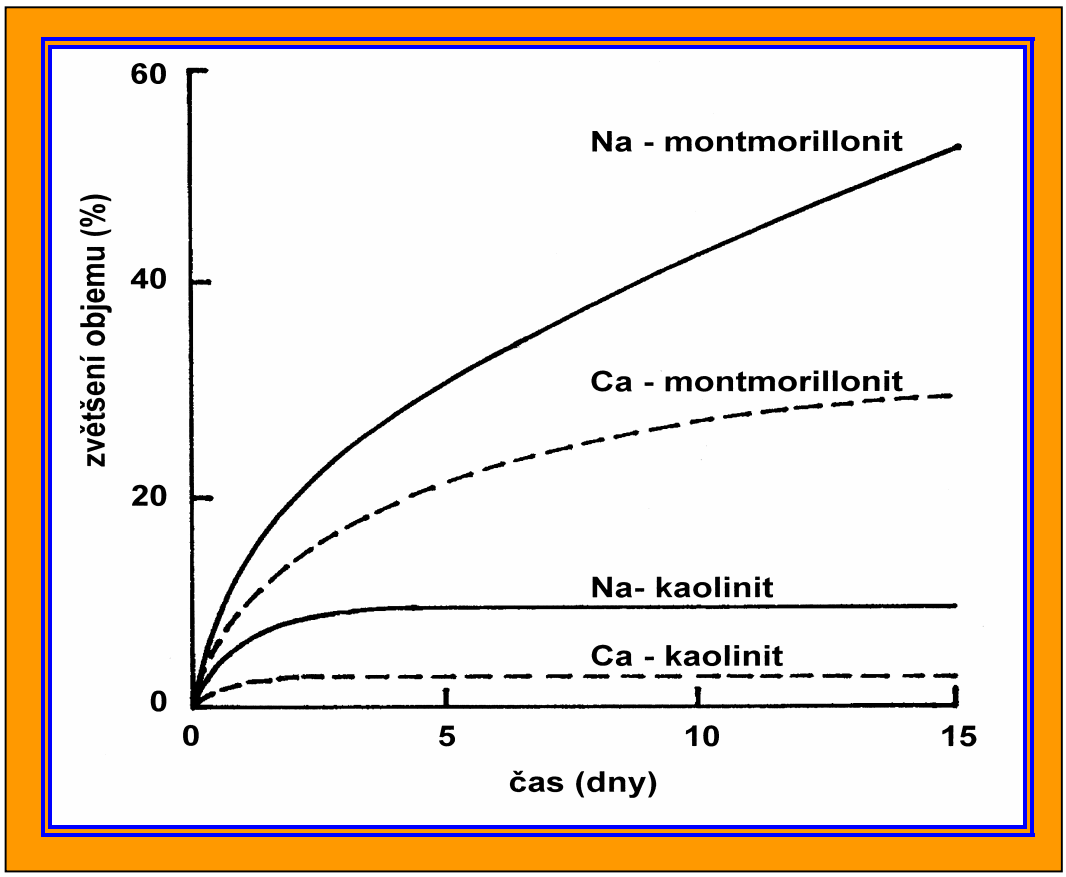
Uhličitany (karbonáty)

V půdě se vyskytují také mnohé uhličitany, a to ve formě bezvodé i vodnaté. **Kalcit** ($CaCO_3$) vzniká zejména zvětráváním primárních Ca-nerostů, např. plagioklasů. V sedimentech je nejčastěji biogenního původu, vzniká i srážením z půdního roztoku, často obohacený o Mg. $CaCO_3$ je v půdě velmi významný, působí příznivě na

chemizmus i fyzikální vlastnosti půd. Jinou modifikací uhličitanu vápenatého je řidčeji se vyskytující **aragonit**. Velmi častým půdním uhličitanem je také **dolomit** [$CaMg(CO_3)_2$]. Méně často se vyskytují magnezit ($MgCO_3$) a siderit ($FeCO_3$).

Z vodnatých uhličitanů se v půdách vyskytuje zejména **natrit** (soda, $Na_2CO_3.10\ H_2O$) vznikající zvětráváním půdotvorných minerálů v aridním podnebí a hromadící se v povrchové vrstvě půdy. Sekundární Ca nebo Ca+Mg uhličitany se často vyskytují (podobně jako sekundární oxidy a hydroxidy) jako povlaky na jiných minerálech.

Obrázek 5.5. Změny objemu některých jílových minerálů při jejich sycení vodou. Je vidět, že minerály typu montmorillonitu mají podstatně větší schopnost bobtnání než minerály typu kaolinitu. (upraveno podle: Hillel, 1998)



Fosforečnany (fosfáty)

Jsou to velmi důležité půdní minerály, neboť jsou zdrojem P pro výživu rostlin a mikroorganismů. Mezi primární fosforečnany patří zejména **apatit** $Ca_5[F,Cl,OH/(PO_4)_3]$, který je poměrně odolný zvětrávání. Sekundární fosforečnany (fosfority) vytvářejí ložiska biogenních fosfátů, které jsou surovinou k výrobě fosforečných hnojiv. Mají také původ sedimentární a zvětrávací.

Chloridy (a další halovce)

Halit (NaCl) vzniká zvětráváním v aridním klimatu i vysrážením z mořské vody. Chloridy K a Mg jsou důležitou součástí draselných hnojiv, vznikají také z mořské vody. **Fluorit** (CaF_2) zvětrává pomalu, tvoří příměs vápenců a dolomitů.

Sirníky (sulfidy)

Je jich velké množství, jako půdotvorný nerost se uplatňuje zejména **pyrit** (FeS_2). Je poměrně nestálý, oxiduje a hydratuje za vzniku kyseliny sírové, která pak umožňuje nebo urychluje rozklad dalších nerostů. Obsah pyritu proto významně ovlivňuje zvětrávání hornin (kyzové zvětrávání). Sirníky jsou důležité rudy mnoha „barevných“ kovů: Cu, Pb, Ni, Mo aj.

Sírany (sulfáty)

Sekundární sírany se někdy hromadí jako produkty zvětrávání v aridních podmínkách. Vznikají zde sírany Ca, Mg a Na, z nichž nejdůležitější jsou **sádrovec** ($CaSO_4 \cdot 2\ H_2O$) a **anhydrit** ($CaSO_4$). Sádrovec, podobně jako kalcit a oxidy, se může vyskytovat ve formě povlaků, sírany Na podobně jako uhličitany Na se hromadí při povrchu půdy při převažující evaporaci.

Minerální složení půdy a její stáří

Z výše popsaných mechanismů zvětrávání je zřejmé, že zvětrávání primárních minerálů na sekundární a další přeměny sekundárních minerálů na sebe jistým způsobem navazují. Výskyt určitých minerálů v půdě tak souvisí s jejím stářím, se stupněm jejího vývoje. **Tabulka 5.4** uvádí 13 stádií zvětrávání, sestavených od nejslabšího po nejsilnější. Klasifikace stádií zvětrávání je založena na dominantním výskytu minerálů ve frakcích jemný prach a jíl (viz kapitola 6.1), tj. v částicích o velikosti pod 0,01 mm. Vzhledem k tomu, že se v průběhu zvětrávání z minerálů do okolní půdy postupně uvolňují ionty, které se pak nejrůznějšími cestami dostávají z půdy (vymýváním, příjmem rostlinami) nebo se srážejí v nerozpustné (nezvětratelné) minerály, a množství primárních minerálů se stále zmenšuje, s postupující dobou a stupněm zvětrávání se snižuje celkové množství živin v půdě. Nakonec půda přestává mít schopnost zásobovat rostliny živinami a hostit půdní organismy a stává se z ní mrtvý jíl.

Tabulka 5.4. Stádia zvětrávání (1-13) podle výskytu dominantních minerálů ve frakci půdních částic menších než 0,01 mm a příklady typických půd.
(upraveno podle: Foth, 1990)

Skupina	Stádium	Dominantní minerály	Typické půdy
slabé	1	sádrovec, kalcit, ledky	málo zvětralé půdy ve všech klimatických oblastech, zejména však aridních, kde nedostatek vody limituje chemické zvětrávání
	2	kalcit, dolomit, apatit	
	3	olivín, pyroxeny	
	4	biotit	
	5	albit	
střední	6	křemen	půdy zejména mírného pásma pod travními i lesními porosty
	7	muskovit	
	8	vermikulit aj. minerály typu 2:1	
	9	montmorillonit	
vysoké	10	kaolinit	zejména tropické půdy kyselé a neúrodné
	11	gibsit	
	12	hematit, goethit	
	13	anatas, rutil, zirkon	

5.3. Iontový výměnný systém

Podle výskytu jílových minerálů, oxidů a hydroxidů se v minerálních půdách formují 3 různé iontově-výměnné systémy: (1) systém jílových minerálů, (2) systém oxidů a hydroxidů a (3) kombinovaný systém (viz také kapitola 10.3).

Systém (vrstevnatých) jílových minerálů. Většinou je silně negativně nabitý a má tedy vysokou kationtovou výměnnou kapacitu. Negativní náboj je stálý a není příliš ovlivňován půdní reakcí, i když se může částečně zvyšovat (stávat se negativnější) se zvyšujícím pH.

Systém oxidů a hydroxidů. Vytváří se v půdách s vyšším obsahem oxidovaných forem minerálů, které obalují krystaly kaolinitu. Výsledný náboj může být negativní i pozitivní a závisí na pH. Za kyselých podmínek s převahou H^+ se vytváří pozitivní náboj, který dává půdě aniontovou výměnnou kapacitu. Při určitém pH se pozitivní a negativní náboje vyrovnají a anulují. Při vyšším pH se podobně jako u jílových minerálů vytváří negativní náboj, a tedy vzniká kationtová výměnná kapacita.

Kombinovaný systém. Vytváří se v půdě, kde jsou jílové minerály částečně obaleny oxidy a hydroxidy; vesměs se jedná o červeně zbarvené půdy v tropických oblastech.

6. Fyzikální vlastnosti půd

6.1. Textura půdy
6.2. Struktura půdy
6.3. Technologické vlastnosti půdy
6.4. Barva a teplota půdy

6.1. Textura půdy (zrnitostní skladba půdy)

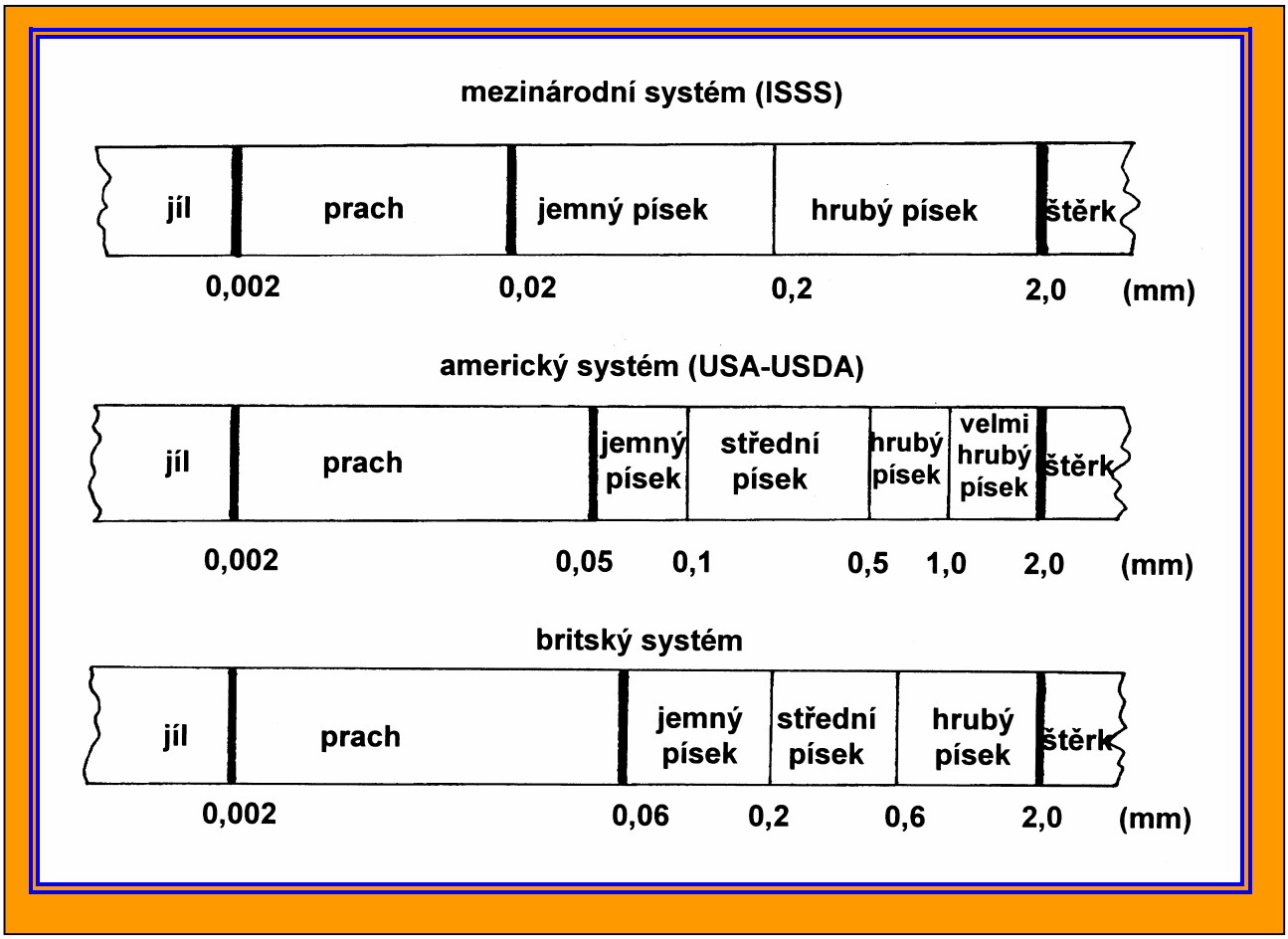
Velikost minerálních částic v půdě, respektive zastoupení jednotlivých velikostních kategorií, zásadně ovlivňuje fyzikální a chemické vlastnosti půdy. Postupně byly vytvořeny různé systémy třídění částic podle velikosti, např. nejjednodušší stupnice rozlišuje kategorie štěrk, písek, prach a jíl, jiné jsou podstatně detailnější. Jak vyplývá z **obrázku 6.1** a **tabulek 6.1 a 6.2**, jednotlivé klasifikační systémy se mohou i podstatně lišit, je proto správné i účelné uvádět spolu s údajem o textuře půdy také použitou klasifikační stupnici (**Taxonomický klasifikační systém půd ČR používá systém USA-USDA, viz obrázek 6.1. a obrázek 6.2)**. Pro praktické stanovení textury, tj. druhu půdy, vyplývající ze zastoupení jednotlivých velikostních kategorií, se používá trojúhelníkový diagram (**obrázek 6.2**), který ovšem vždy vychází z určité stupnice.

Tabulka 6.1. Systém třídění půdních částic podle velikosti používaný v ČR (Československu) – podle Kopeckého.

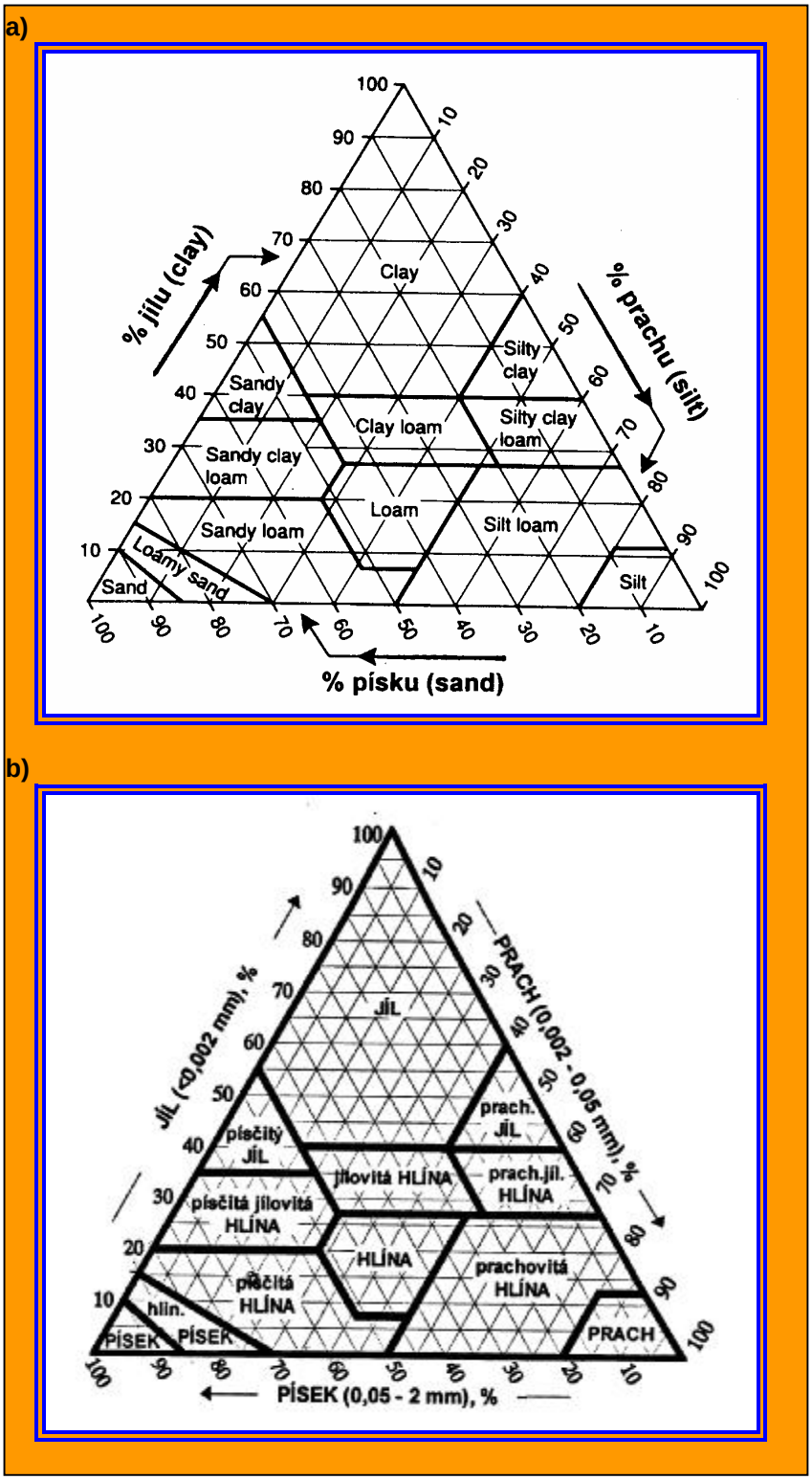
Pojmenování	Průměr částic	Kategorie
jíl	pod 0,002 mm	
jemný prach	0,001 - 0,01 mm	I. (jílnaté částice)
prach	0,01 - 0,05 mm	II.
práškovitý písek	0,05 - 0,1 mm	III.
písek	0,1 – 2 mm	IV.
skelet	nad 2 mm	

Podle textury, tj. zastoupení hlavních zrnitostních frakcí v hmotnostních procentech, se rozlišují **půdní druhy**, a to v zásadě **půdy písčité, hlinité a jílovité** a přechody mezi nimi, případně další kategorie. Jejich anglická verze je uvedena v trojúhelníkových diagramech na **obrázku 6.2**. Kromě toho se pro písčitou půdu používá také termín lehká, pro hlinitou střední a pro jílovitou půdu termín těžká půda. Tyto názvy souvisejí se zpracovatelností jednotlivých skupin půd. Na **obsahu jílnatých částic** (částic o průměru pod 0,01 mm) je založeno třídění a názvosloví půdních druhů dle Nováka, které se u nás stále ještě používá (**tabulka 6.2**).

Obrázek 6.1. Velikostní kategorie půdních minerálních částic (zrnitostní kategorie) podle nejpoužívanějších klasifikačních systémů. Kromě rozdílného názvosloví pro jednotlivé frakce písku se tyto systémy liší velikostní hranicí mezi prachem a pískem. (Pozn.: ISSS = International Soil Science Society, nyní IUSS = International Union of Soil Sciences) (upraveno podle: Brady, 1990)



Obrázek 6.2. Trojúhelníkové diagramy na stanovení druhu půdy podle obsahu jílu, prachu a písku (v % hmotnostních). Systém podle ministerstva zemědělství USA (a) a z něho odvozený systém, který používá Taxonomický klasifikační systém půd ČR (b), Velikost jednotlivých velikostních kategorií je také zřejmá z obrázku 6.1. (upraveno podle: Rowell, 1994; Němeček a kol., 2001)

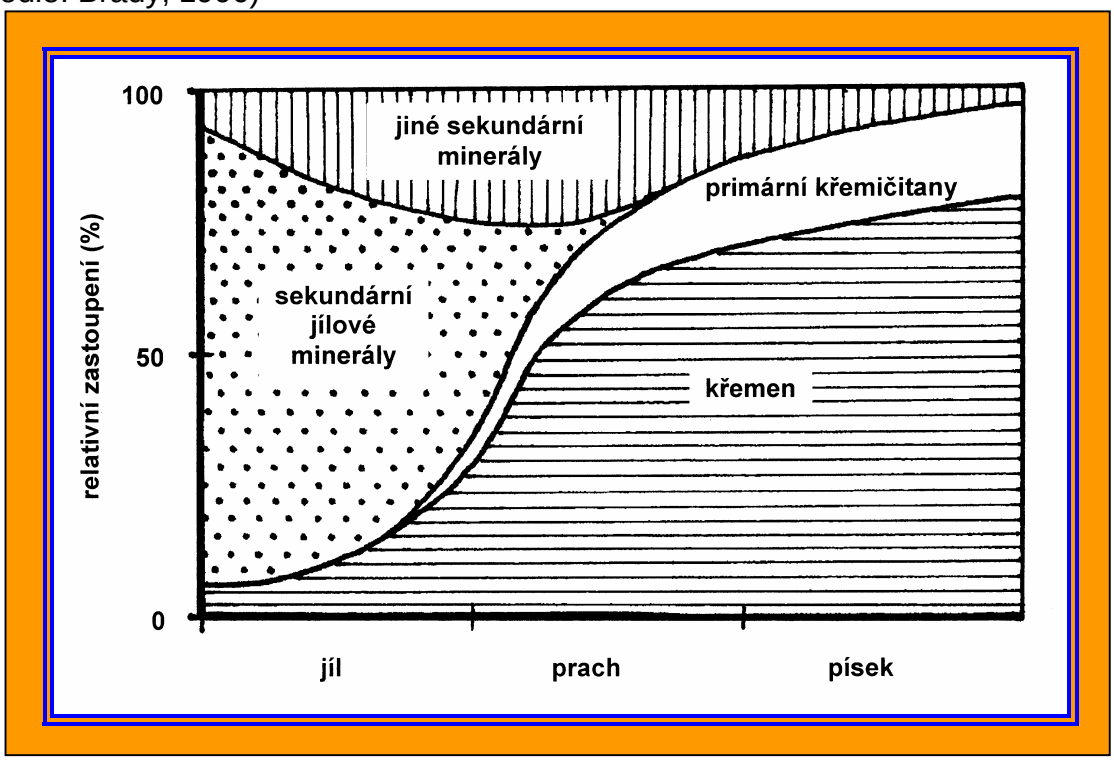


Tabulka 6.2. Klasifikační stupnice půdních druhů podle Nováka pro půdy bez $CaCO_3$. (upraveno podle: Haslbach a Vaculík, 1976)

Skupina půd	Půdní druh	Obsah jílnatých částic (pod 0,01 mm) (% hmotnostní)
těžké	jíl	nad 75
	jílovitá zemina	60 – 75
	jílovitohlinitá zemina	45 – 60
střední	hlinitá zemina	30 – 45
	písčitohlinitá zemina	20 – 30
lehké	hlinitopísčitá zemina	10 – 20
	písčitá zemina	0 – 10

Částice určité velikosti jsou obvykle tvořeny určitými minerály (**obrázek 6.3**). Písek a prach v oblastech mírného pásma jsou tvořeny zejména křemenem, na vápencích pak kalcitem nebo dolomitem. V tropech převládají oxidy železa a hliníku, neboť tamějšímu intenzivnímu zvětrávání podléhá i křemen. V aridních oblastech dominují obecně primární minerály, neboť pro nedostatek vody zde probíhá chemické zvětrávání jen velmi pomalu. Mohou se také vyskytovat pedogenní minerály (v půdě vzniklé), jako kalcit nebo sádrovec, které rekrystalizují z rozpuštěných forem. Jílové částice jsou tvořeny zejména jílovými minerály, sesquioxidy, amorfními minerály a humusovými látkami a běžně se vyskytují ve formě koloidů (kapitola 10).

Obrázek 6.3. Obecný vztah mezi velikostí půdních částic a jejich minerálním složením. Křemen tvoří většinu větších částic, primární křemičitany se vyskytují zejména ve velikostní kategorii písek (*sand*) a částečně v kategorii prach (*silt*). Sekundární jílové minerály převládají v nejmenších (jílových) částicích. (upraveno podle: Brady, 1990)



6.2. Struktura půdy

Tvorba půdní struktury a její charakteristika

Půda je pórovité médium. Uspořádání pevných částic v půdním horizontu, jejich shlukování do agregátů, velikost, tvar a distribuci pórů mezi nimi popisuje vlastnost (či atribut) půdy zvaná **struktura půdy**.

Struktura půdy patří k nejvýznamnějším fyzikálním charakteristikám půdy. Podobně jako její textura (zrnitost), podmiňuje struktura půdy velikostní zastoupení půdních pórů (makropórů a mikropórů) a tím významně ovlivňuje vodní a vzdušné poměry v půdě, má vliv na záhřevnost půdy, vymezuje a určuje prostor pro chemické i biologické procesy v půdě. Při posuzování struktury půdy se hodnotí velikost a tvar strukturních agregátů a jejich stabilita (zejména vodostálost).

Půdní struktura se vyvíjí současně s vývojem půdy za spolupůsobení mnoha faktorů. Patří mezi ně tři skupiny faktorů**: fyzikální** (např. vysychání a zvlhčování půdy, mrznutí a tání)**, chemické a biologické faktory.**

Ze strukturního stavu půdy vyplývá další důležitá vlastnost - **pórovitost půdy**, tj. celkový objem pórů v neporušené půdě. Povrchové horizonty minerální půdy mají pórovitost 40 - 60 % neboli 0,4 – 0,6 $cm^3.cm^{-3}$, což znamená, že 40 - 60 % objemu půdy je tvořeno póry, zbytek pevnými částicemi. Póry jsou vyplněny vzduchem nebo vodou.

Pórovitost půdy je charakterizována několika parametry. Kromě již zmíněné celkové pórovitosti, tj. objemu pórů, jsou to i **velikost** (průměr a délka), **tvar a distribuce pórů**. Póry o průměru větším než 50 µm se nazývají **makropóry**, menší než 50 µm **mikropóry**. Toto dělení souvisí s jejich funkcí. Makropóry dovolují rychlý pohyb vody, např. průsak při silném dešti nebo závlaze. Jakmile se tyto póry vyprázdní, zasakování se silně zpomalí. V tomto stavu se vlhkost půdy označuje jako **polní kapacita** (viz kapitola 7.2) a voda je zadržována již jen v mikropórech. Při dalším vysychání půdy začnou od určité vlhkosti vadnout rostliny. Tento stav vlhkosti půdy se nazývá **bod trvalého vadnutí**. Voda je držena již jen v pórech menších než přibližně 0,2 µm. Vztah mezi velikostí pórů a jejich funkcí dovoluje stanovit objem makropórů (a tedy i mikropórů) z hodnot celkové pórovitosti a obsahu vody v půdě při polní vodní kapacitě. Podobně obsah vody při bodu trvalého vadnutí udává objem **reziduálních (zbytkových) mikropórů**. Odečtením objemu reziduálních mikropórů od celkového objemu mikropórů dostaneme objem **zásobních mikropórů** (**tabulka 6.3**).

Tabulka 6.3. Rozdělení půdních pórů podle velikosti a jejich typický objem a celková pórovitost v lehké, střední a těžké minerální půdě. (upraveno podle: Rowell, 1994)

Druh pórů	Velikost (µm)	Lehká půda (% obj.)	Střední půda (% obj.)	Těžká půda (% obj.)
makropóry	nad 50	20 - 30	10 - 15	5 - 15
zásobní mikropóry	0,2 - 50	5 - 15	20 - 25	15 - 20
reziduální mikropóry	pod 0,2	5 - 10	15 - 20	25 - 35
pórovitost	---	**35 - 45**	**45 - 55**	**50 - 70**

Vzájemné prostorové uspořádání jemných částic půdy a mikropórů se označuje termínem **mikrostruktura půdy**. Studuje se pomocí mikroskopu, preparáty se připravují ve formě výbrusů nebo ultratenkých řezů půdních vzorků upravených speciálním postupem (**obrázek 6.4**).

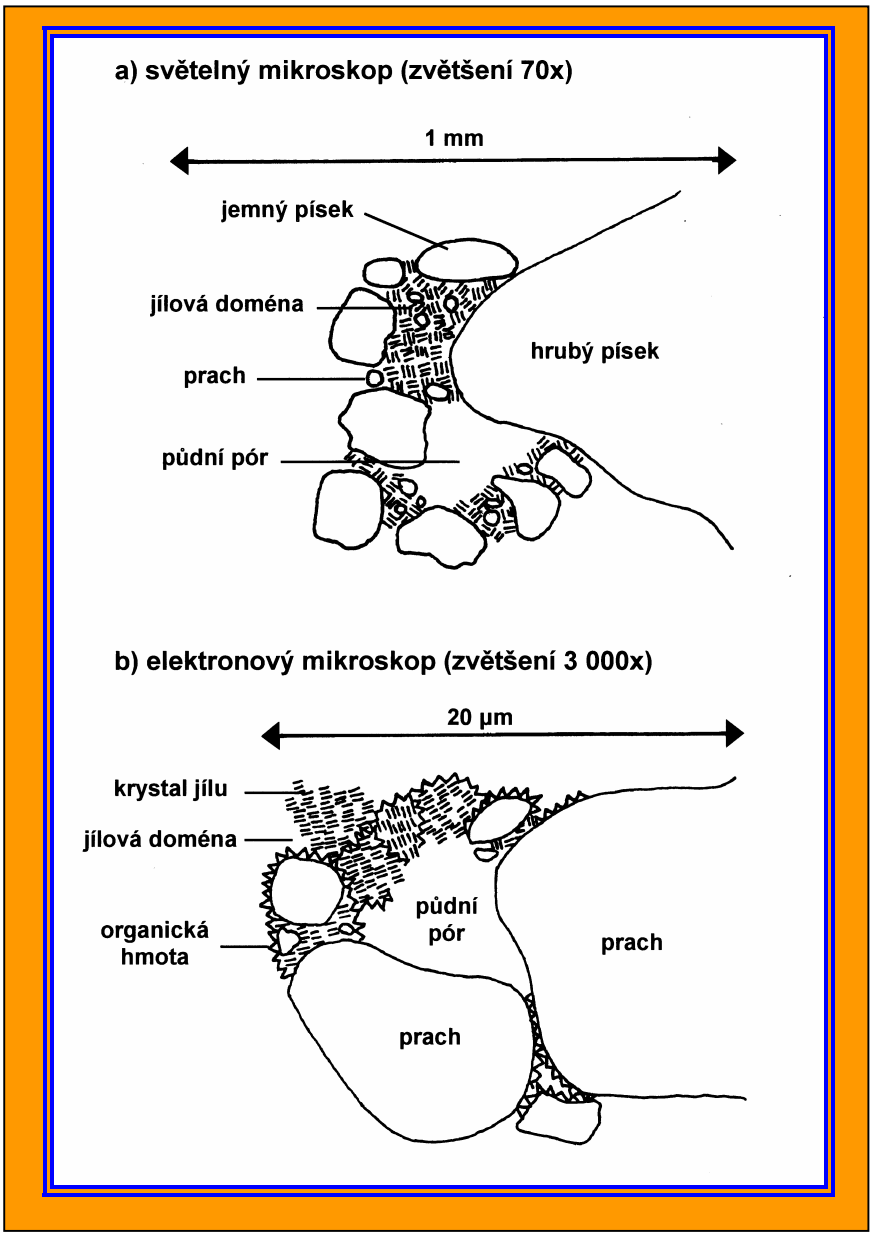
Hodnoty specifické hmotnosti, objemové hmotnosti a pórovitosti typické pro některé půdy uvádí **tabulka 6.4.**

Tabulka 6.4. Hodnoty specifické hmotnosti, objemové hmotnosti vysušené půdy a pórovitosti typické pro různé půdy. (upraveno podle: Rowell, 1994)

Půda	Specifická hmotnost ($g.cm^{-3}$)	Objemová hmotnost ($g.cm^{-3}$)	Pórovitost (% obj.)
střední až těžší minerální	2,60	0,8-1,4	46-69
lehčí minerální	2,60	1,4-1,7	35-46
luční a lesní, svrchní vrstvy	2,40	0,8-1,2	50-67
rašeliny	1,40	0,1-0,7	79-93

Podle objemové hmotnosti a pórovitosti lze dobře posoudit nakypřenost respektive ulehlost (utuženost) půdy. Za kritickou mez, kdy začínají být půdy ulehlé, lze považovat objemovou hmotnost 1,5 g $.cm^{-3}$, resp. pórovitost pod asi 40 % obj. Je však nutno přihlédnout i k půdnímu druhu. Pro půdy s poškozenou strukturou je charakteristický relativní nárůst objemu mikropórů a pokles objemu makropórů.

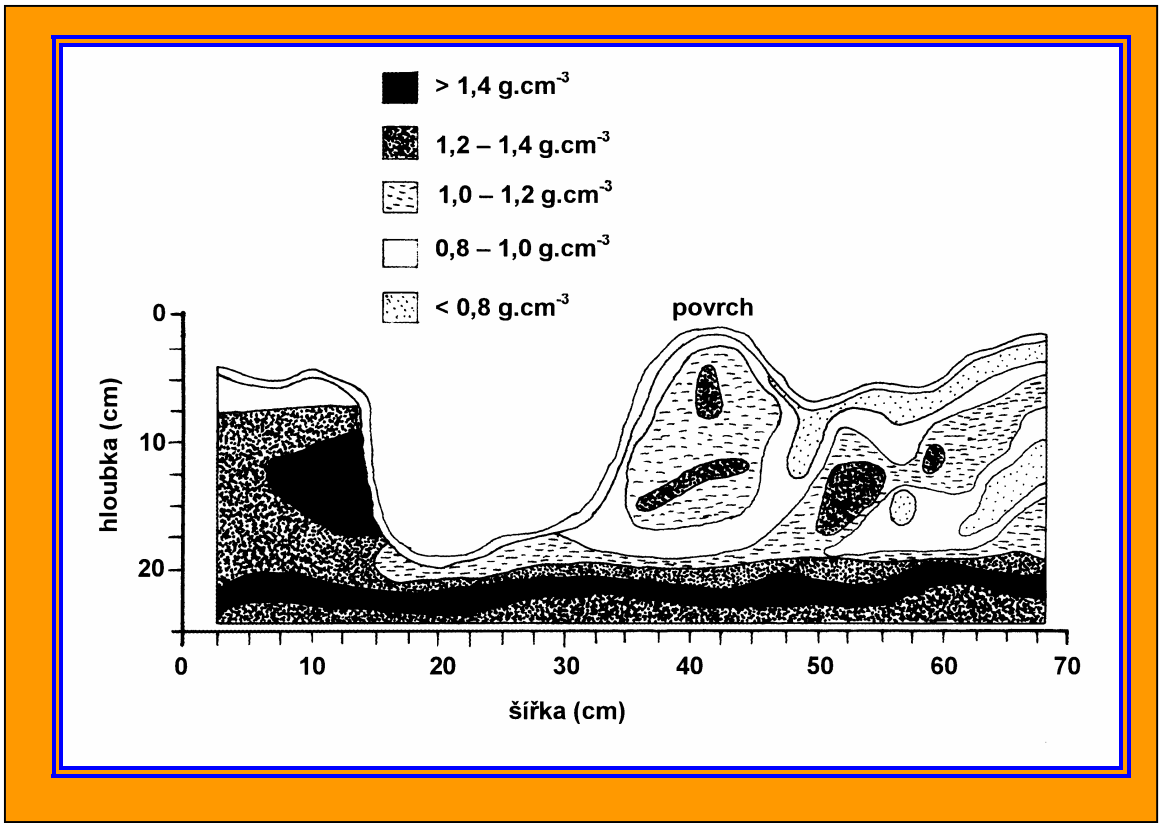
Obrázek 6.4. Schéma půdní mikrostruktury, jak ji lze pozorovat světelným a elektronovým mikroskopem. (upraveno podle: Rowell, 1994)



Stabilita půdní struktury

Čerstvě zpracovaná půda např. orbou se postupně vlivem gravitace sesedá, konsoliduje. Půda přirozených a nekultivovaných ekosystémů je v rovnováze se svým prostředím. Konsolidace půdy vede ke snížení její pórovitosti, stejně jako **zhutnění půdy**. Zhutnění je vyvoláno působením vnějších sil na půdu, např. tlakem kol mechanismů a strojů jezdících po poli. Na kultivovaných pozemcích se pod zpracovávanou, kypřenou a obracenou vrstvou půdy - ornicí - často vytváří zhutnělá vrstva jako důsledek působení tlakových sil na půdu (**obrázek 6.5**). Kultivace také obecně mění objemovou hmotnost, pórovitost a jiné vlastnosti půd (**tabulka 6.5**).

Obrázek 6.5. Distribuce objemové hmotnosti v půdě před orbou (vlevo) a po orbě (v pravé části obrázku). Opakovanou orbou na stejnou hloubku vzniká utužená vrstva půdy v podorničí. (upraveno podle: Rowell, 1994)

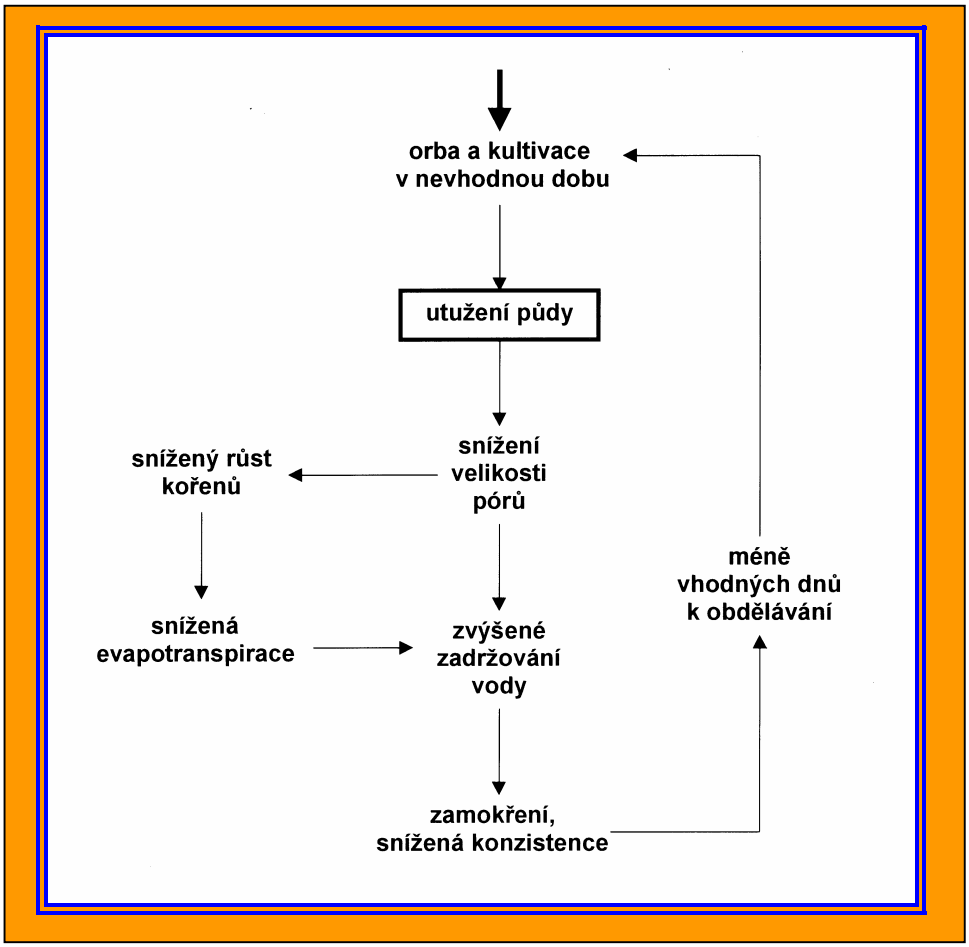


Tabulka 6.5. Objemová hmotnost a pórovitost povrchové vrstvy půdy kultivované (K) a půdy nekultivované (NK) z blízkého okolí. Kultivace půdy se projevuje zvýšením objemové hmotnosti a snížením pórovitosti půdy. Klasifikace půd podle systému USA. (upraveno podle: Tiessen a kol. 1982 a Lyon a kol., 1952, cit. in Brady a Weil, 1999)

Půda	Textura	Kultivace (roků)	Objemová hmotnost ($g.cm^{-3}$)		Pórovitost (%)	
			K	NK	K	NK
Udalf (Pensylvánie)	hlinitá	58	1,25	1,07	50,0	57,2
Udoll (Iowa)	hlinitá	50	1,13	0,93	56,2	62,7
Aqualf (Ohio)	hlinitá	40	1,31	1,05	50,5	60,3
Ustoll (Kanada)	hlinitá	90	1,30	1,04	50,9	60,8
Cambid (Kanada)	jílovitá	70	1,28	0,98	51,7	63,0
Cambid (Kanada)	jílovitá	70	1,38	1,21	47,9	54,3
Ustalf (Zimbabwe)	jílovitá	20 – 50	1,44	1,20	54,1	62,6
Ustalf (Zimbabwe)	písčitohlinitá	20 – 50	1,54	1,43	42,9	47,2

Nářadí a stroje používané ke zpracování půdy různým způsobem ovlivňují a mění strukturu půdy: stlačují některé partie, drobí půdní agregáty apod. Každá půda má určitou **odolnost** (resilienci) k těmto vlivům. Málo odolné jsou např. lehké půdy tvořené především pískovými a prachovými částicemi, neboť jsou chudé na jílové částice, sesquioxidy a humus, které stabilitu půdních agregátů vesměs zvyšují. Odolnost však závisí také na vlhkosti půdy. Struktura půdy kultivované mimo období optimální vlhkosti se zpravidla silně zhoršuje (**obrázek 6.6**). Strukturu půdy lze ovšem řadou opatření také zlepšovat, a to např. aplikováním organických hnojiv, pěstováním určitých plodin, aplikací syntetických polymerů, vhodnou kultivací, apod.

Obrázek 6.6. Negativní vliv orby a kultivace půdy v nevhodnou dobu – např. při nevhodné vlhkosti půdy. (upraveno podle: Briggs a Courtney, 1989, cit. in Ellis a Mellor, 1995)



6.3. Technologické vlastnosti půdy

Technologické vlastnosti půd se uplatňují při jejich mechanickém zpracování. Musí se k nim přihlížet při volbě nářadí na zpracování půdy i při volbě termínů jednotlivých operací.

Koheze a adheze

Koheze je soudržnost půdních částic. Projevuje se odporem, který půda klade vnikání nářadí (předmětů). Závisí na textuře (zejména na obsahu jílových minerálů), obsahu humusu, struktuře a vlhkosti půdy. Jílovité půdy se vyznačují vysokou soudržností, písčité půdy naopak nízkou soudržností. **Adheze** je přilnavost, lepivost půdních částic na povrch těles vnikajících do půdy. Závisí na podobných parametrech jako koheze.

Konzistence

Konzistence označuje určitý stav půdy daný její kohezí a adhezí a momentální vlhkostí. Pro popis konzistence se užívají (subjektivní) termíny jako tvrdost a stmelenost, tvárlivost, mazlavost, kašovitost, rozbředavost, tekutost, sypkost, aj. Kromě toho se dají stanovit i různé konzistenční konstanty (mez ztekucení, mez lepkavosti, mez vláčnosti či mez spojitosti), které pro danou půdu souvisí s určitou vlhkostí.

Uléhavost a hutnost

Uléhavost a hutnost se projevují zvýšením objemové hmotnosti a snížením pórovitosti. Závisejí na struktuře, textuře a vlhkosti půdy. Do hloubky půdního profilu se většinou zvyšují. Nadměrné **utužení půdy** vyvolané většinou pojezdy těžké mechanizace a související i s dalšími technologickými zásahy (kultivací, hnojením, ošetřováním a chemickou ochranou) je velmi nežádoucí z hlediska pěstování plodin.

Mezi další významné technologické vlastnosti půd patří **tření půdy** a **orební odpor**, **bobtnání** (zvětšování objemu půdy při zvyšování vlhkosti), **smršťování** (zmenšování objemu při vysychání), **kornatění** čili tvorba povrchového škraloupu, **hrudovatění** (k němu dochází zejména při orbě za nevhodné vlhkosti) a **rozprašování** (rozpad strukturních agregátů).

6.4. Barva a teplota půdy

Barva půdy a půdních horizontů je důležitou vlastností, jež mnoho vypovídá o procesech v půdě probíhajících, o pohybu vody v půdě, o aeraci a obsahu organické

hmoty. Barva půdy má i praktický význam, neboť ovlivňuje tepelné poměry v půdě a nepřímo i vlhkost půdy. Tmavé půdy absorbují více tepla než světlé, větší záhřevnost pak zvyšuje výpar a snižuje vlhkost půdy.

Barva půdy je v prvé řadě závislá na **obsahu a kvalitě organické hmoty**. Organická hmota přeměněná na humus má barvu černou nebo téměř černou, zatímco rostlinné zbytky v různém stádiu rozkladu mají barvu hnědavou, hnědou až hnědočernou. Černá barva může být také způsobena vyšším výskytem oxidů manganu.

Zásadní vliv na barvu zejména podpovrchových půdních horizontů má **železo** v různém stádiu oxidace, redukce nebo hydratace. Jasně **červená barva** mnoha tropických půd je způsobena dehydratovaným a oxidovaným železem, minerálem **hematitem** (Fe_2O_3). Hydratovaný a oxidovaný minerál **goethit** (FeOOH) má barvu **žlutavě hnědou**, zatímco redukované a hydratované sloučeniny železa jsou **šedé**. Převládající barva sloučenin železa v půdě tedy souvisí s provzdušněním půdy a s jejím vodním režimem a do značné míry je indikuje. Tak půdy na svazích mívají horizont B zbarvený nejčastěji do hněda nebo hnědočervena, neboť jsou vesměs dobře provzdušněné a nebývají zamokřené, zatímco půdy ve sníženinách, kde se často hromadí voda, mají horizont B zbarvený do šeda. **Bílá barva** indikuje akumulaci solí (v povrchových horizontech) nebo $CaCO_3$ (ve spodních horizontech). Barva vývojově mladých půd může být značně ovlivněna barvou půdotvorného substrátu.

Intenzita chemických a biologických procesů závisí na teplotě. Se snižující se teplotou klesá a při teplotách pod 0^oC je jen velmi nízká. Voda, důležité médium chemických reakcí, mrzne, mikrobiální procesy se zpomalují, aktivita půdních živočichů ustává. Mrznutím vody se zvětšuje její objem, střídáním mrznutí a tání vznikají trhliny a pukliny různých rozměrů. **Teplota je tedy důležitá charakteristika půdy ovlivňující jak vznik a vývoj půdy, tak i její fyzikální, chemické i biologické vlastnosti (obrázek 6.7).**

Teplotní bilance půdy zahrnuje příjem a ztráty tepelné energie. Primárním zdrojem energie pro ohřev půdy je **sluneční záření**. Absorpci energie půdou ovlivňuje řada faktorů, zejména barva půdy, expozice a sklon terénu a vegetace. Tmavé půdy pohlcují více energie, nemusí však být záhřevnější. Obsahují totiž více organické hmoty a tím vody, a tak na jejich ohřev je třeba daleko více energie než je tomu u půd lehčích a třeba světlejších.

Teplota svrchních vrstev kolísá v průběhu dne i roku více než teplota spodních vrstev půdy. Teplota svrchní vrstvy kopíruje teplotu vzduchu, je však obecně vyšší a zatímco maximální teploty vzduchu se dosahuje kolem 2. hodiny odpolední, půda se ohřívá na maximum později. Vegetace působí jako izolační vrstva. Holá půda se zahřívá daleko rychleji, ale také rychleji chladne než půda pokrytá vegetací.

Teplotu půdy je možné regulovat **mulčováním**, tj. nastýláním různého materiálu na povrch půdy, a úpravou vodního režimu půdy. Mulčování snižuje kolísání teploty, v teplém období povrch půdy ochlazuje, v chladném otepluje.

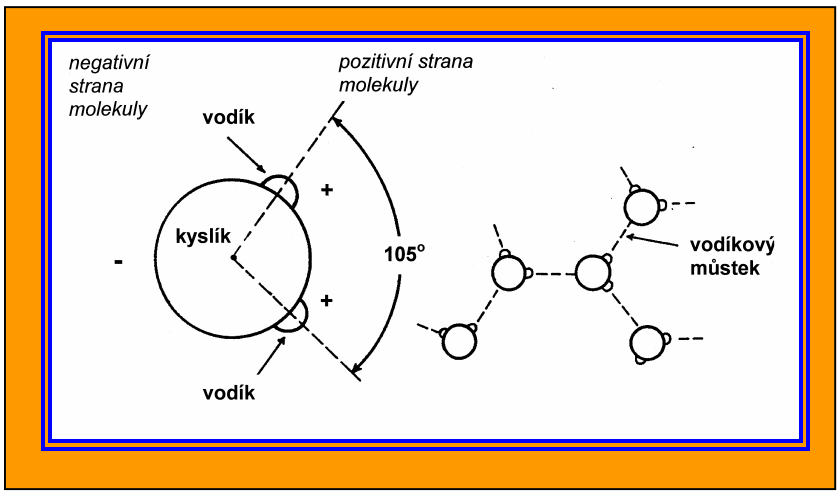
7. PŮDNÍ VODA

7.1. Vlastnosti vody
7.2. Obsah vody v půdě, půdní hydrolimity
7.3. Koncepce vodního potenciálu
7.4. Obsah vody v půdě a vodní potenciál
7.5. Zdroje a pohyb vody v půdě
7.6. Kategorie půdní vody
7.7. Rozpustnost minerálů a složení půdního roztoku

7.1. Vlastnosti vody

Molekula vody je složena z jednoho atomu kyslíku a dvou atomů vodíku. Prvky jsou vázány kovalentně, každý vodíkový atom sdílí svůj elektron s kyslíkem. Vazba H-O-H svírá úhel 104,5^{o}, proto na jedné straně molekuly, kde jsou atomy vodíku, převládá kladný náboj, na druhé straně pak záporný náboj (**obrázek 7.1**). Molekula vody je tedy **polární** a tato charakteristická vlastnost má zásadní vliv na chování molekul vody a na vlastnosti vody: pozitivní konec molekuly se váže k negativnímu konci jiné molekuly a naopak. Molekuly tak tvoří **polymerní strukturu**.

Obrázek 7.1. Znázornění molekuly vody s velkým atomem kyslíku a dvěma mnohem menšími atomy vodíku. H-O-H úhel (cca 105°) způsobuje vznik kladného náboje na straně vodíků a záporného náboje na opačné straně molekuly. Jednotlivé molekuly jsou navzájem poutány vodíkovými můstky. (upraveno podle: Brady, 1990)

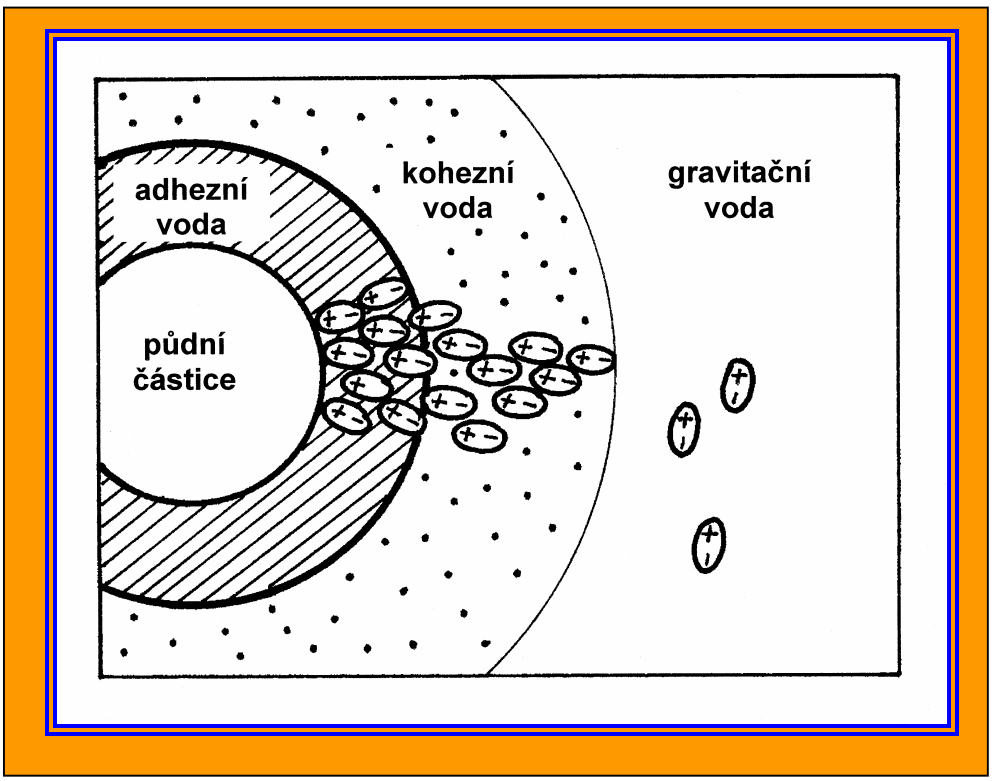


Adheze (také adsorpce) spočívá v poutání molekul vody k povrchům pevných částic v důsledku existence negativních nábojů (např. kyslíku) na těchto površích, dále pomocí vodíkových můstků a van der Waalsovými silami. Vazba je poměrně silná, adhezní síly jsou relativně velké a zahrnují několik vrstev molekul vody. Voda tvořící v důsledku adheze tenkou vrstvu (film) na povrchu částic, se nazývá **adhezní voda** (nověji spíše **adsorpční voda**). Je vždy v půdě přítomna a dá se odstranit jen umělým vysoušením (**obrázek 7.2**).

Koheze zahrnuje síly, kterými na sebe molekuly vody působí vzájemně. Kohezní síly jsou slabší než adhezní. Kohezními silami jsou další vrstvy molekul vody poutány k adhezní vodě a tloušťka vodního filmu se zvětšuje. S rostoucí vzdáleností od povrchu částice se však snižují síly adhezní i kohezní, a tak počet vrstev takto poutaných molekul vody nepřesahuje 15 - 20. Tato kategorie se nazývá **kohezní voda** (nověji spíše **kapilární voda**).

Povrchové napětí je obecný fenomén na přechodu mezi kapalnou a plynnou fází. Povrchové napětí vzniká v důsledku koheze, tj. vzájemného přitahování molekul vody. Koheze je silnější než síly mezi molekulami vody a molekulami plynu, a proto na povrchu kapaliny existují síly směřující do kapaliny, jejíž povrch se pak do jisté míry chová jako elastická membrána. Existence povrchového napětí a adheze umožňuje **kapilaritu vody**. Tato vlastnost se projevuje vzlínáním vody v úzkých kapilárách včetně půdních pórů.

Obrázek 7.2. Vztah mezi různými formami půdní vody. Adhezní voda je poutána nejsilněji a je nepřístupná pro rostliny. Gravitační voda se pohybuje ve směru působení gravitace a v půdě se dlouho nezdrží. Kohezní voda představuje nejvýznamnější zásobárnu vody v půdě. (upraveno podle: Foth, 1990)



7.2. Obsah vody v půdě, půdní hydrolimity

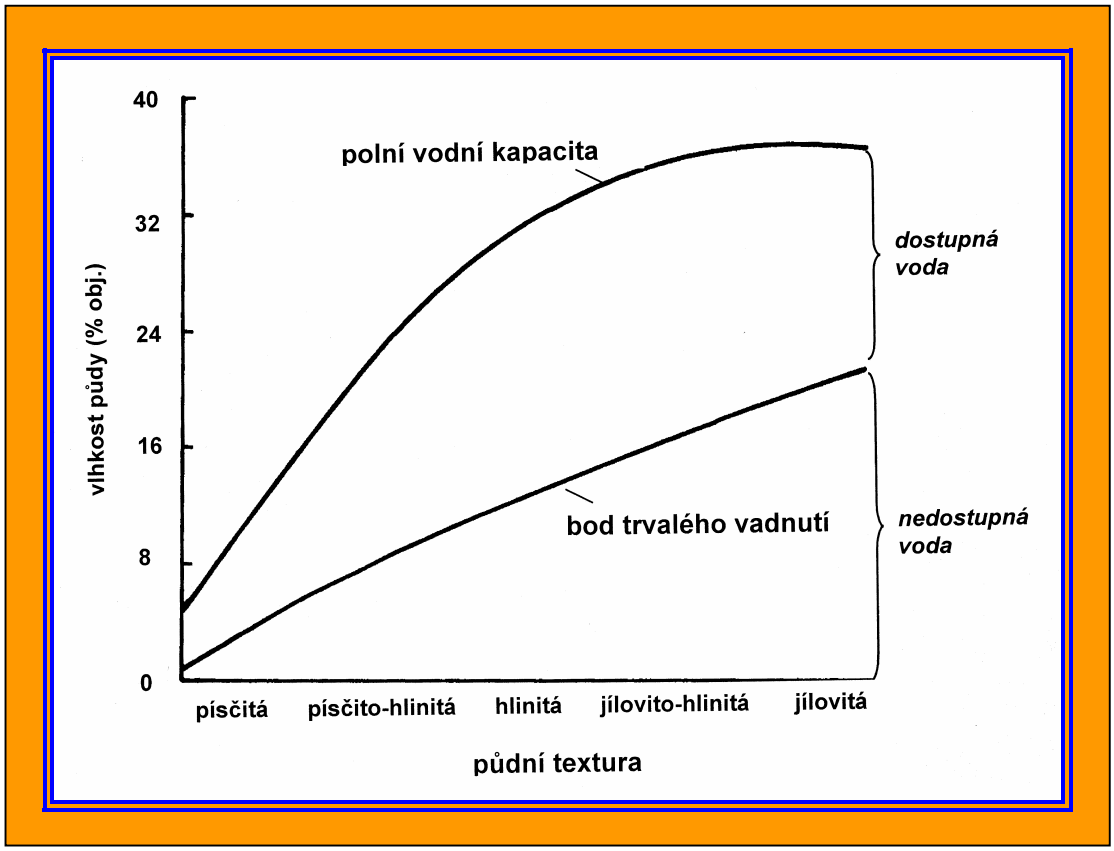
Obsah vody v půdě se vyjadřuje nejčastěji hmotnostně nebo objemově. **Hmotnostní obsah vody** je dán hmotností vody na jednotku hmotnosti půdy, a to buď ve vlhkém nebo suchém stavu (pokud není udáno jinak, rozumí se na jednotku suché půdy). Užívané jednotky pak jsou $g.g^{-1}$, $g.kg^{-1}$ nebo hmotnostní % (tj. g H_2O na 100 g suché půdy).

Objemový obsah vody v půdě je dán objemem vody v jednotkovém objemu půdy (ve vlhkém stavu) a udává se v cm^3 H_2O na cm^3 půdy. Takto vyjádřený obsah vody v půdě je přímo srovnatelný s pórovitostí půdy (kapitola 6). Udává se i v objemových %.

Množství vody, které ještě půda může zadržet, se nazývá **maximální vodní kapacita** a závisí na celkové pórovitosti. Tato situace se v polních podmínkách prakticky nevyskytuje, neboť i půda třeba dočasně zcela zaplavená nebo vrstvy půdy pod hladinou spodní vody vesměs obsahují zadržené bublinky půdního vzduchu. Vzhledem k tomu, že pórovitost svrchních horizontů je obvykle 40 – 60 %, maximální obsah vody v půdě se může blížit 40 – 60 % objemu půdy. Po nasycení půdy na maximální vodní kapacitu (či na hodnotu jí blízkou) např. po silném dešti, se nejprve působením gravitace vyprazdňují makropóry, až se obsah vody v půdě sníží na množství nazývané **polní vodní kapacita**. Tehdy ustává nebo téměř ustává pohyb vody dolů v půdním profilu způsobovaný gravitací a voda zaujímá 10 – 55 % objemu půdy (opět podle struktury, textury, pórovitosti atd.). Evaporací a transpirací se obsah vody dále snižuje, až klesne na hodnotu 5 - 35 % objemu půdy, kdy rostliny již nejsou schopny překonat kohezní a adhezní síly poutající molekuly vody v půdě. Tento obsah vody v půdě se nazývá **bod trvalého vadnutí**. Další evaporací se obsah vody může snížit téměř na nulu v lehkých půdách nebo na asi 8 % objemových v těžkých půdách. Půda je tzv. na vzduchu suchá. Obsah vody v půdě a její dostupnost souvisí s texturou půdy (**obrázek 7.3**).

Často užívanou charakteristikou je také **retenční vodní kapacita (RVK),** která odpovídá vodě zadržené v kapilárních pórech, a **maximální kapilární vodní kapacita (MKK),** která se dříve používala jako míra schopnosti půdy zadržovat vodu pro potřeby rostlin. Pro hodnocení biologických procesů v půdě má zvláštní význam **míra zaplnění půdních pórů vodou a vzduchem** (tj. relativní zaplnění všech pórů vodou resp. vzduchem).

Obrázek 7.3. Obecný vztah mezi vlhkostí a texturou půdy. Čím více jemných částic půda obsahuje, tím více nedostupné vody poutá (bod trvalého vadnutí se zvyšuje s obsahem velmi malých částic). Obsah vody v půdě při polní vodní kapacitě vzrůstá od písčité až po jílovitohlinitou půdu. (upraveno podle: Brady, 1990)



7.3. Koncepce vodního potenciálu

Zadržování nebo pohyb vody v půdě, její příjem rostlinami i ztráty do atmosféry jsou spojeny s fenoménem energie. Voda v půdě má vždy určitou energii a její energetický stav charakterizuje parametr **volná energie**, jež je výslednicí působení nejrůznějších sil. V této souvislosti je důležité připomenout, že voda stejně jako jiné látky má vždy tendenci změnit stav z vyšší volné energie na nižší. Tak např. v půdě při jinak stejných podmínkách se bude voda pohybovat z oblasti vysoké volné energie (vlhká půda) do oblasti nízké volné energie (suchá půda).

Na vodu v půdě působí a její volnou energii ovlivňují zejména 3 druhy sil. Jsou to **matriční síly** (dané adsorpcí a kapilaritou), které podstatně snižují volnou energii molekul vody poutaných adhezí a částečně i kohezí, **osmotické síly** (vyvolané vzájemnou vazbou molekul vody a iontů a dalších látek) snižující volnou energii

roztoku oproti čisté vodě, a **gravitační síly**, jež působí na molekuly vody ve směru zemské gravitace.

Vodní potenciál

Rozdíl mezi volnou energií vody v půdě a volnou energií čisté vody se nazývá vodní potenciál. Jednotlivé složky vodního potenciálu se nazývají podle sil, jež ho vytvářejí. Jsou to tedy zejména **gravitační potenciál, matriční potenciál a osmotický potenciál.** Vodní potenciál půdního roztoku se vyjadřuje v různých jednotkách, např. jako výška vodního sloupce v cm, nebo v jednotkách tlaku (atmosféra, bar). V soustavě jednotek SI se vodní potenciál vyjadřuje v pascalech (Pa, kPa, MPa). Platí vztah: 1MPa = 10 bar (at) = 10200 cm.

Gravitační potenciál

Gravitační síla působí na půdní vodu stejně jako na každé jiné těleso. Gravitační potenciál půdní vody lze vyjádřit matematicky: **f = g.h**, kde g je gravitační zrychlení a h je výška půdní vody nad referenční hladinou. Referenční hladina se volí v půdním profilu zpravidla na hladině spodní vody; gravitační potenciál tedy nabývá nad hladinou podzemní vody vždy kladných hodnot. Gravitace hraje významnou úlohu v regulaci vodního režimu půdy tím, že odnímá přebytečnou vodu po silném dešti nebo závlaze.

Matriční potenciál

Matriční potenciál (nazývaný také **vlhkostní potenciál**) je výsledkem adhezních a kohezních sil a kapilarity. Povrchy pevných částic a jejich výměnné ionty adsorbují molekuly vody a uvolňuje se energie. Volná energie vody se tak snižuje a proto je matriční potenciál půdní vody vždy negativní. Matriční potenciál přímo ovlivňuje zadržování vody v půdě i pohyb půdní vody: již bylo zmíněno, že voda se pohybuje z místa s vysokou volnou energií do místa s nízkou volnou energií. I když tento pohyb může být pomalý, má zásadní význam např. pro zásobování kořenů rostlin vodou.

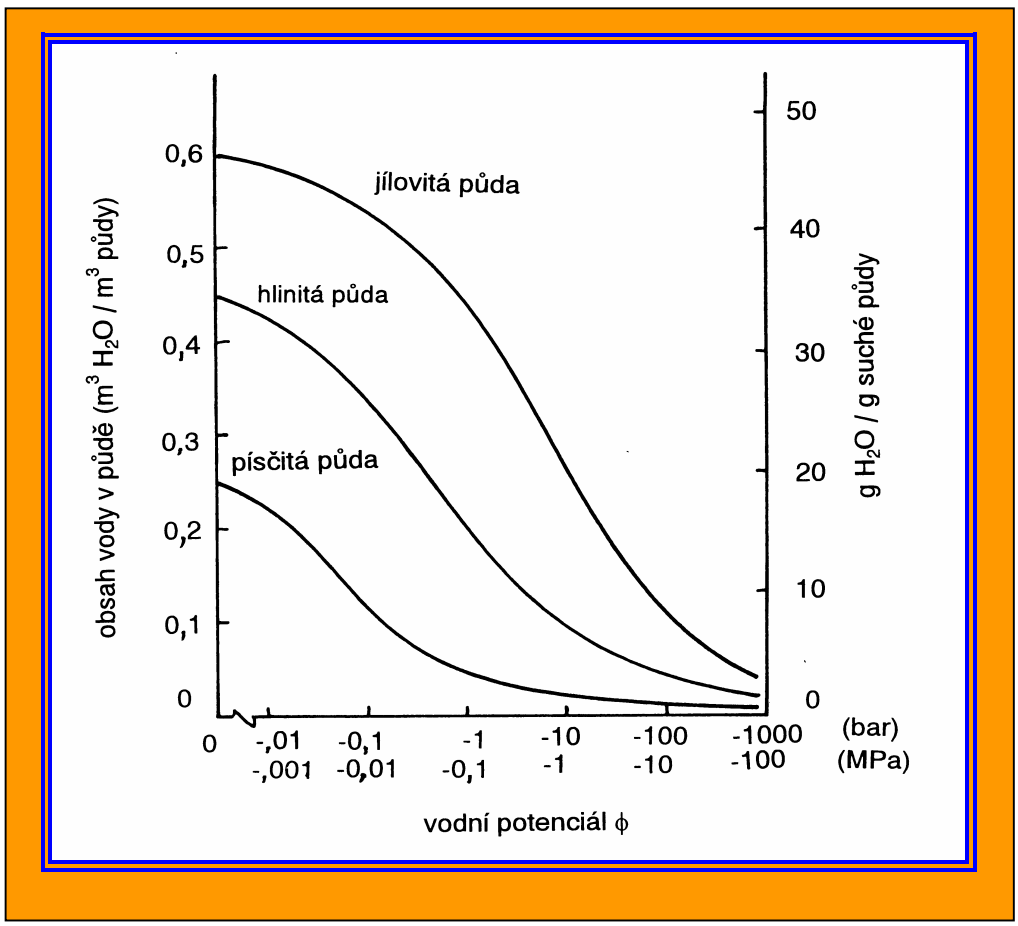
Osmotický potenciál

Osmotický potenciál půdního roztoku je dán rozpouštěním látek v půdní vodě. Poutáním molekul vody ionty nebo molekulami rozpuštěných látek se snižuje volná energie půdní vody. Osmotický potenciál je tedy vždy negativní. Nemá prakticky žádný vliv na pohyb vody v půdě, zato se může významně uplatňovat při příjmu vody kořeny rostlin. V půdách mírného pásma je koncentrace půdního roztoku obvykle nízká a osmotický potenciál nemá praktický význam. Jinak je tomu např. v zasolených půdách. Je-li koncentrace půdního roztoku vysoká, nabývá osmotický potenciál vyšších (záporných) hodnot než potenciál uvnitř rostlinných buněk. Volná energie půdního roztoku je tak nižší než volná energie roztoku v buňkách, a to znemožňuje příjem vody buňkami.

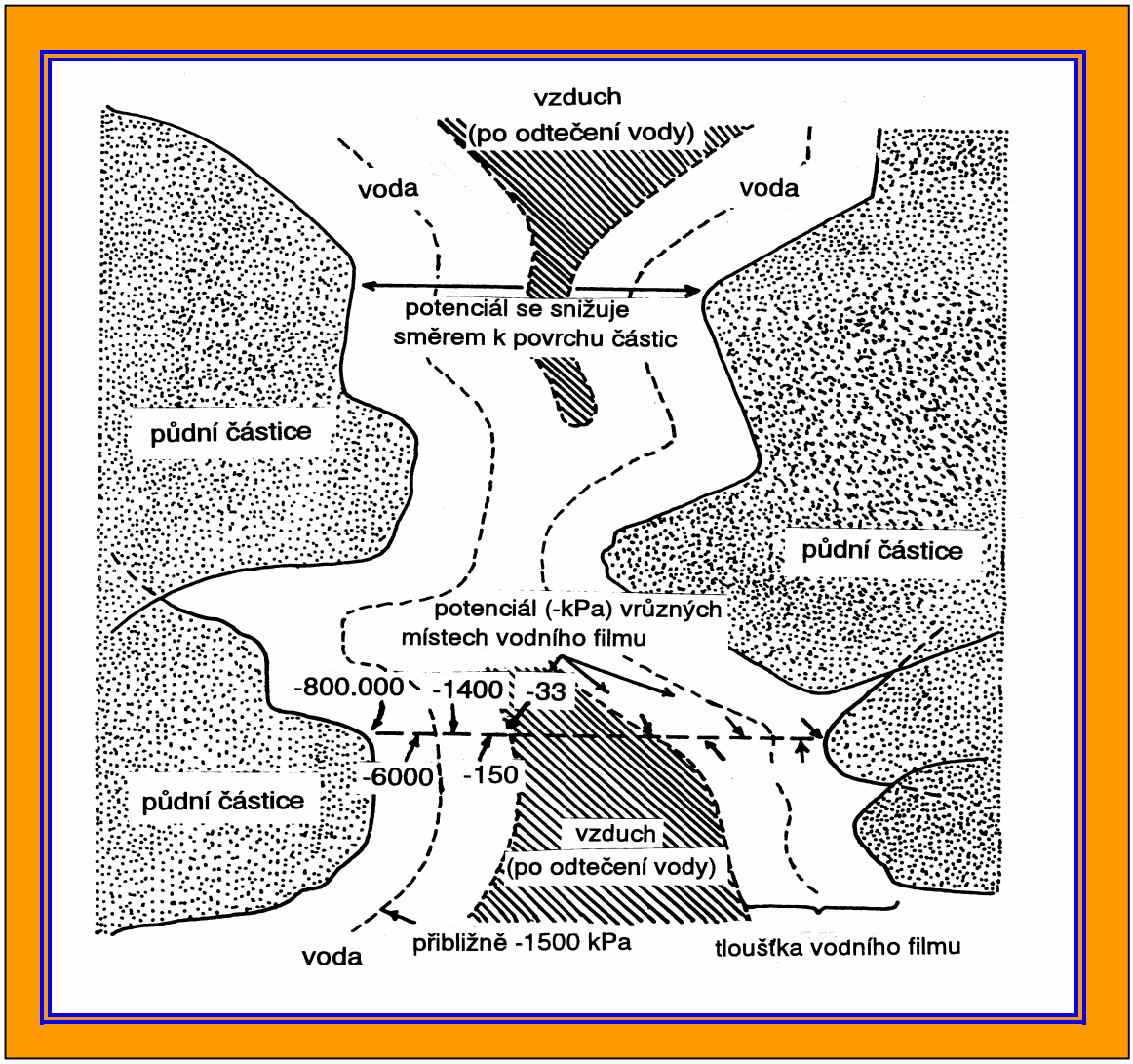
7.4. Obsah vody v půdě a vodní potenciál

Z výše uvedeného je zřejmé, že mezi obsahem vody v půdě a silami, které vodu v půdě zadržují, je nepřímý vztah. Čím vyšší je obsah vody v půdě, tím snadněji se tato voda z půdy uvolňuje (odtéká, je přijímána rostlinami, atd.) a naopak. S klesajícím obsahem vody se zvyšují síly, které vodu poutají. Tyto síly, jak bylo vysvětleno, sestávají z matričního a osmotického potenciálu a jsou zřejmě ovlivněny strukturou a kvalitou povrchu půdních částic, tedy půdní texturou. Jílovitá půda zadržuje při stejné hodnotě vodního potenciálu mnohem více vody než půda hlinitá, a ta více než půda písčitá. Také platí, že při stejné vlhkosti, tj. obsahu vody v půdě, je voda v jílovité půdě poutána daleko silněji než voda v hlinité půdě či dokonce písčité půdě (**obrázky 7.4 a 7.5**).

Obrázek 7.4. Závislost obsahu vody v půdě na vodním potenciálu pro půdy s různou texturou. Vodní potenciál vyjadřuje mj. přístupnost vody pro rostliny. Z obrázku je zřejmé, že např. těžká jílovitá půda obsahuje při stejném potenciálu (tj. při stejné dostupnosti vody) mnohem více vody než půda střední nebo dokonce lehká. Z toho také vyplývá, že samotný obsah vody v půdě vyjádřený objemově nebo hmotnostně (v procentech) bez dalších údajů, zejména bez znalosti textury půdy, dostatečně neinformuje o přístupnosti vody pro organismy. (upraveno podle: Brady, 1990)



Obrázek 7.5. Průřez půdním pórem znázorňující velikost vodního potenciálu v různých místech vodního filmu obalujícího půdní částice po odtoku gravitační vody z půdy. Čím blíže povrchu pevných částic, tím je voda poutána silněji. Po odtečení gravitační vody se obsah vody sníží na polní vodní kapacitu, kdy je vodní potenciál cca –10 až –33 kPa (tj. –0,1 až - 0,3 bar). Při dalším vysychání půdy se vodní potenciál snižuje a při obsahu vody v půdě odpovídající bodu trvalého vadnutí činí asi –1500 kPa (tj. –15 bar). Srovnej obrázek 7.6. (upraveno podle: Miller a Donahue, 1990)

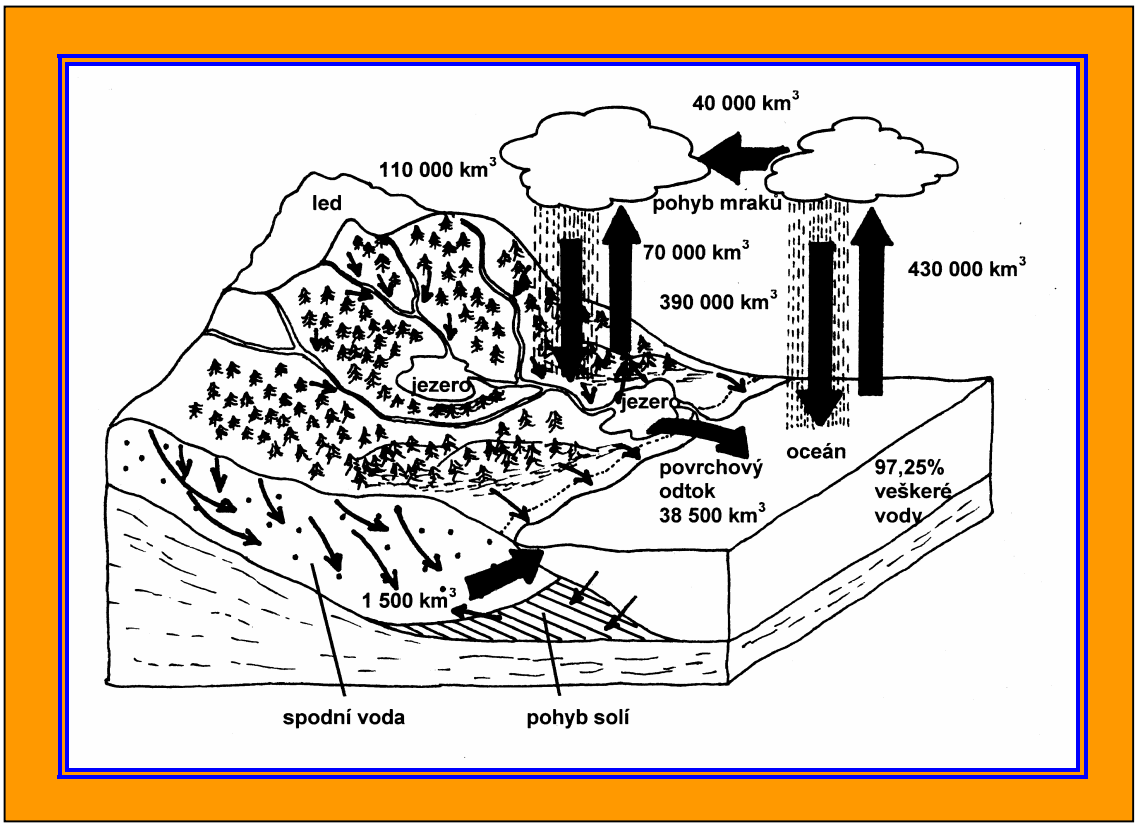


7.5. Zdroje a pohyb vody v půdě

Primárním zdrojem půdní vody jsou srážky. **Obrázek 7.6** znázorňuje globální hydrologický cyklus. Sluneční záření podporuje vypařování vody z kontinentů i

oceánů. Vodní pára posléze v atmosféře kondenzuje a voda se vrací ve formě srážek na povrch Země. Asi 40 000 km^3 vody se ročně přesouvá z oceánů nad pevniny ve formě mraků a přibližně stejné množství vody se vrací do oceánů vodními toky a infiltrací. **Obrázek 7.7** ve větším detailu znázorňuje cyklus vody v zalesněném povodí.

Obrázek 7.6. Globální hydrologický cyklus Země. (upraveno podle: Brady a Weil, 1999)

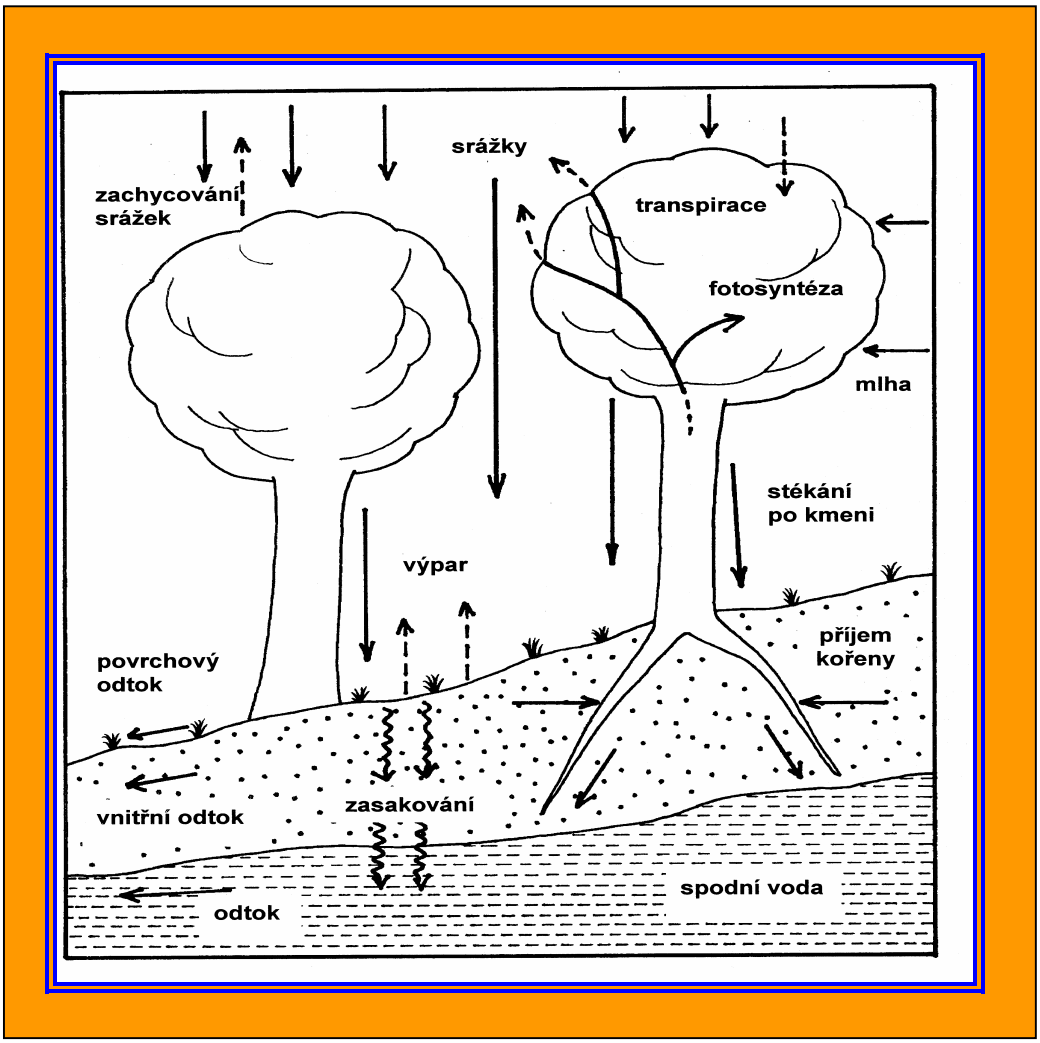


Pohyb vody v půdě a z půdy do kořenů rostlin se vždy děje z místa s vyšší volnou energií do místa s nižší volnou energií (z místa vlhčího do místa suššího, z místa vyššího vodního potenciálu do místa nižšího vodního potenciálu). Jestliže má voda ve dvou místech v půdě stejný potenciál, je mezi nimi tzv. nulový tok, voda se nepohybuje. Při změně vodního potenciálu v určitém místě např. příjmem vody rostlinou nebo výparem vznikne gradient vodního potenciálu a voda se pak pohybuje v tomto gradientu. **Rychlost pohybu vody je přímo závislá na velikosti gradientu, tj. na rozdílu potenciálů na jednotku délky (vzdálenosti).**

Rychlost vodního toku je však také závislá na **schopnosti půdy propouštět vodu**: tok vody většími póry je mnohem snazší než malými póry. Tuto vlastnost půdy vyjadřuje parametr **hydraulická vodivost** (také **hydraulická konduktivita**). Čím je hydraulická vodivost vyšší, tím je tok vody rychlejší. Protože obecně je rychlost toku kapaliny v trubici přímo úměrná čtvrté mocnině poloměru, v půdním póru o poloměru

10 x větším může být rychlost toku vody 10 000 x vyšší. Teoreticky je tok vody pórem o průměru 1 mm ekvivalentní toku 10 000 pórů o průměru 0,1 mm, ačkoliv na stejný průřez, jako má pór o průměru 1 mm, připadá pouze 100 pórů o průměru 0,1 mm. **Rychlost pohybu vody je tedy přímo spjata s pórovitostí půdy a s velikostním zastoupením pórů:** tok vody je rychlejší v půdě písčité než jílovité, strukturní než ulehlé atp.

Obrázek 7.7. Hlavní procesy v hydrologickém cyklu v zalesněném povodí. Obrázek znázorňuje detailněji pohyb vody v terestrickém ekosystému. Významnou roli v regulaci vodního režimu mají půdy. Pro spodní vodu se v půdoznalství užívá termín podzemní voda – tato voda zasahuje do půdního profilu. (upraveno podle: White, 1997)



Rychlost pohybu vody v půdě však závisí také na **vlhkosti půdy**: se snižující se vlhkostí se snižuje hydraulická vodivost. Podle množství vody v půdě se proto rozlišuje saturovaný tok a nesaturovaný tok vody (také nasycený a nenasycený tok).

K **saturovanému toku** dochází, jestliže jsou dané půdní póry zcela zaplněny vodou. Rozhodující silou pro saturovaný tok vody v půdě na vzdálenost **d** je gravitační potenciál, který je dán rozdílem výšek **h**. Množství vody **Qw**, která proteče půdou o průřezu **a** za dobu **t** je pak dáno Darcyho vztahem:

$$Qw = k \cdot a \cdot t \cdot h / d$$

kde **k** je hydraulická vodivost ($cm.h^{-1}$). Saturovaná hydraulická vodivost nabývá hodnot 0,1 - 0,5 $cm.h^{-1}$ v půdách málo propustných, 0,5 - 12,5 $cm.h^{-1}$ v půdách středně propustných a je větší než 12,5 - 25 $cm.h^{-1}$ v půdách velmi propustných pro vodu. Saturovaný tok vody se děje zejména ve velkých pórech, a to např. ve spodních horizontech špatně propustných půd nebo i v dobře propustných půdách ve vrstvě nad nepropustnými jílovými vrstvami.

K **nesaturovanému toku** vody dochází v půdě (půdní vrstvě nebo horizontu) ne zcela nasycené vodou. Větší póry jsou v takové půdě zaplněny vzduchem a jak vody v půdě ubývá, jen stále jemnější póry jsou zaplněny vodou. Rozhodující silou pro nesaturovaný tok vody v půdě je matriční potenciál, respektive rozdíl v matričních potenciálech mezi vlhčí a sušší zónou v půdě. Při ubývání vody v půdě se hydraulická vodivost prudce snižuje a pohyb vody půdou se značně zpomaluje. Hydraulická vodivost se může snížit např. z 10 $cm.d^{-1}$ (matriční potenciál 0, saturovaná půda) na 0,1 $cm.d^{-1}$ (matriční potenciál –33 kPa, polní vodní kapacita) a dále se snižuje při dalším vysychání půdy. Voda je proto v nesaturované půdě velice **nepohyblivá** a ve skutečnosti se pohybuje jen na velmi malé vzdálenosti, např. při příjmu vody kořeny rostlin. Rostliny pak vadnou ne kvůli absolutnímu nedostatku vody v půdě, ale kvůli pomalému pohybu vody ke kořenům.

Vyvinutá půda se obvykle vyznačuje tím, že je tvořena horizonty o různých vlastnostech. Následkem toho se pohyb vody v půdě může značně změnit při přechodu z jednoho horizontu do druhého a je také různý v jednotlivých horizontech.

Voda v půdě se vyskytuje ve **formě kapalné** a ve **formě vodní páry**. V aridních oblastech může mít pohyb vody ve formě vodní páry zásadní význam pro zásobování suchovzdorných a suchomilných rostlin vodou.

7.6. Kategorie půdní vody

V kapitole 7.2 pojednávající o obsahu vody v půdě jsou zmíněny **půdní hydrolimity**: maximální vodní kapacita, polní vodní kapacita a bod trvalého vadnutí a vyjadřování obsahu vody v půdě hmotnostně a objemově. Jiným způsobem vyjadřování obsahu vody v půdě je údaj o **vodním potenciálu** (kapitola 7.3) a v předchozí kapitole byly použity termíny saturovaný a nesaturovaný pohyb vody v

půdě. Je zřejmé, že pro popis obsahu nebo stavu vody v půdě se používají různé kategorie, jež spolu pochopitelně souvisejí. Polní vodní kapacita např. odpovídá vodnímu potenciálu cca –10 až –33 kPa (-0,1 až -0,3 bar), bod trvalého vadnutí odpovídá vodnímu potenciálu asi –1 500 kPa (-15 bar), a další hydrolimita, hygroskopický koeficient (kdy je voda poutána tak pevně, že se jí většina vyskytuje v nekapalné formě a může být přemístěna jen jako vodní pára) odpovídá potenciálu cca -3100 kPa (-31 bar) (viz **obrázek 7.5**).

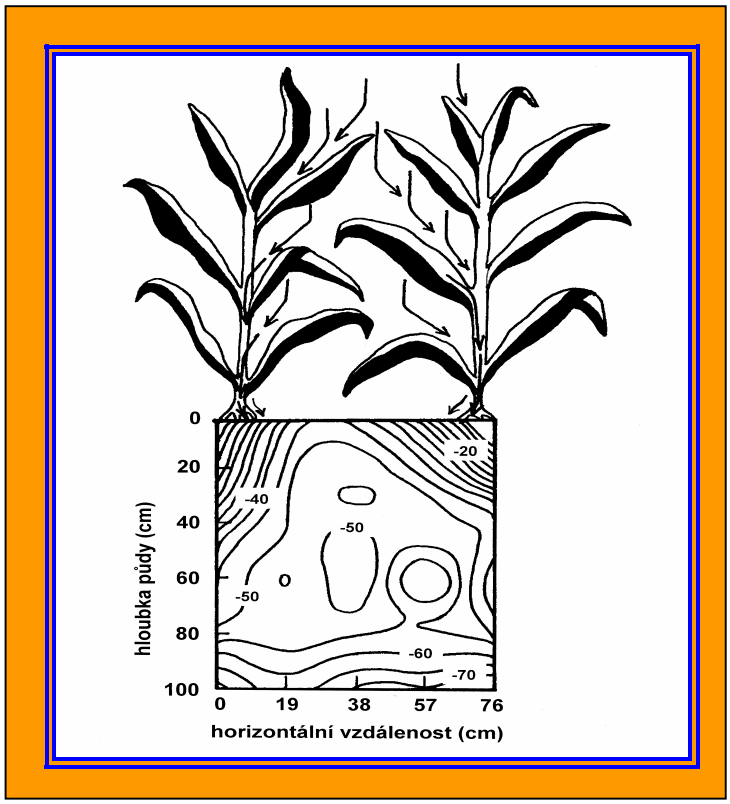
Kategorie půdní vody se klasifikují podle fyzikálního a biologického přístupu. Z **fyzikálního hlediska** se půdní voda dělí na **gravitační, kapilární a hygroskopickou**. Přebytek vody nad polní vodní kapacitou (–10 až –33 kPa, tj. -0,1 až -0,3 bar a více) se nazývá **gravitační voda**. Gravitační voda není většinou využívána rostlinami, neboť je v půdě přítomna jen po krátká období po silných deštích apod. **Kapilární voda** se v půdě nachází v kapilárních pórech a má potenciál –10 až 3 100 kPa (-0,1 až -31 bar). Je většinou přijímána rostlinami i mikroorganismy. **Hygroskopická voda** je v půdě silně poutána, má potenciál nižší než –3 100 kPa (-31 bar) a může být přijímána jen některými mikroorganismy.

Z **biologického hlediska**, z hlediska pěstování rostlin, je obsah vody vyšší než polní vodní kapacita přebytečný a **škodlivý**, obsah vody mezi polní vodní kapacitou a bodem trvalého vadnutí je voda **přístupná** a voda o potenciálu nižším než –1 500 kPa (-15 bar) je pro většinu rostlin **nepřístupná**. Mezi jednotlivými kategoriemi půdní vody však není ostrá hranice a tyto kategorie jsou tedy do jisté míry nepřesné. Optimální obsah vody v půdě pro většinu rostlin odpovídá potenciálu –10 až –100 kPa (-0,1 až -1 bar), tj. vlhkosti blížící se polní vodní kapacitě. Za kritický hydrolimit se někdy považuje **lentokapilární bod (L_B),** který odpovídá hranici mezi dobře a těžce přístupnou kapilární vodou (potenciál -1,23 – (-3,1) bar). Je znám též jako „vlhkost přerušení kapilární spojitosti“. Při poklesu obsahu vody k této hranici se i do kapilárních pórů dostává tolik vzduchu, že se sloupce vody přerušují, výrazně klesá pohyb vody v půdě, a tím se podstatně snižuje dostupnost vody pro rostliny (Ledvina, ústní sdělení).

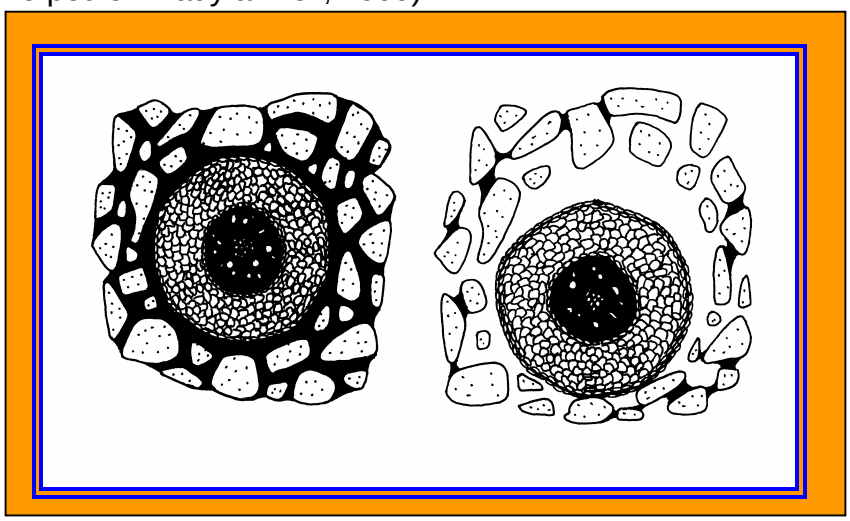
Obsah vody v půdě a její přístupnost pro rostliny mohou být značně nerovnoměrné (**obrázek 7.8**). Při nízkém obsahu vody v půdě se zhoršuje její dostupnost pro rostliny, a to také pro narušení přímého styku kořenů rostlin s vodou v půdních pórech (**obrázek 7.9**).

Voda ovlivňuje zvětrávání matečné horniny (kapitola 2.2), půdotvorný proces (kapitola 3.1) a jeho mnohé specifické dílčí pochody (kapitola 3.2) někdy velmi zásadním způsobem. Působením vody v půdě při spolupůsobení dalších půdotvorných faktorů dochází ke vzniku typických půdních horizontů i vývoji typických půd (**obrázek 7.10**).

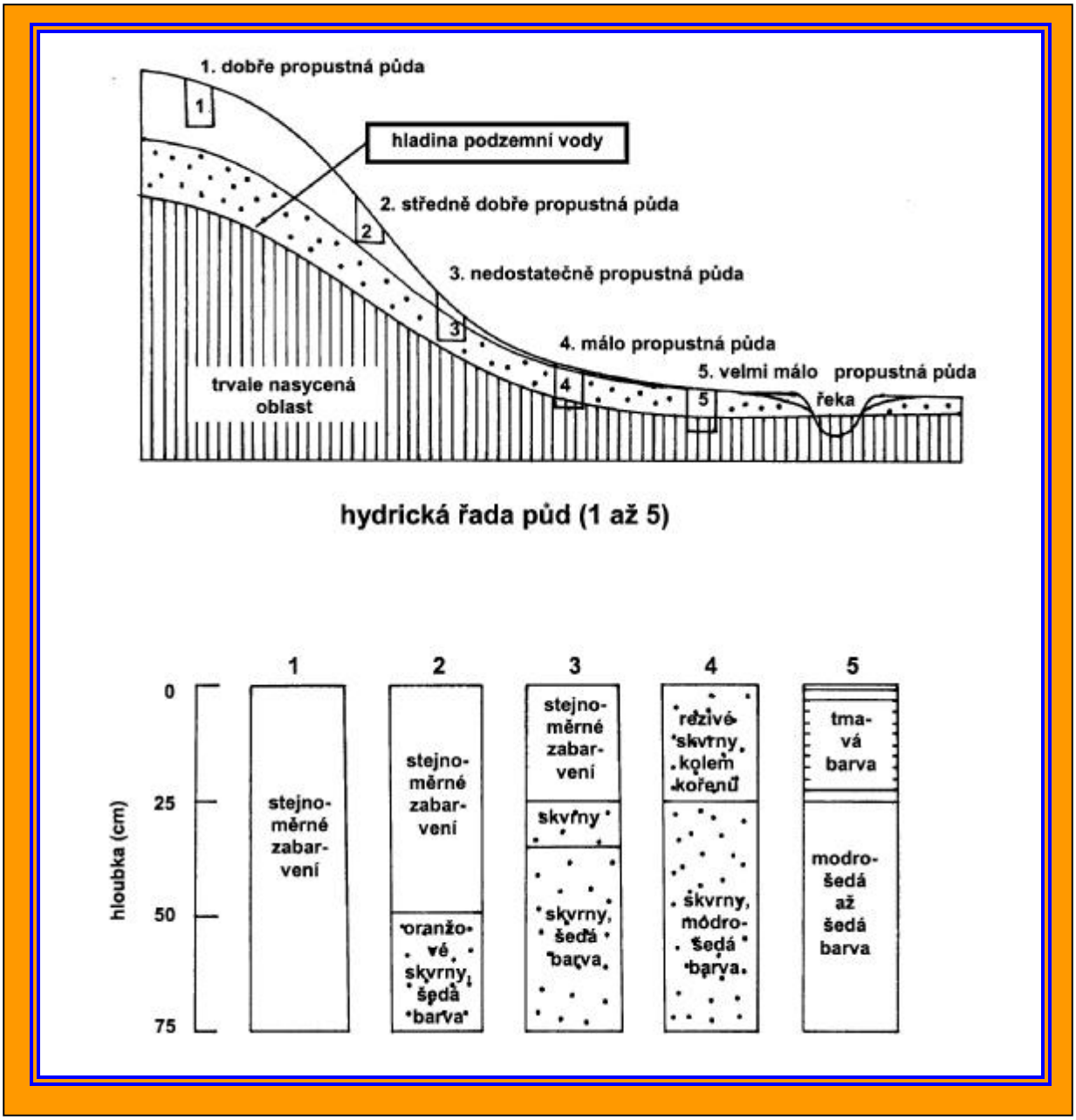
Obrázek 7.8. Distribuce vody v půdě. Obrázek znázorňuje situaci v půdě pod kukuřicí po silnějším dešti. Velká část vody v zapojeném porostu stéká po rostlinách do půdy (viz šipky), což má za následek velmi nerovnoměrné rozdělení srážkové vody (čísla vyjadřují vodní potenciál v kPa). (upraveno podle: Brady a Weil, 1999)



Obrázek 7.9. Průřez kořenem obklopeným půdou. V období dostatečné půdní vlhkosti je většina půdních pórů zaplněna vodou a kořen vyplňuje celý půdní pór (a). Při vyschnutí půdy dojde k částečnému smrštění nedostatečně saturovaného kořene, a tak se velmi podstatně naruší kontakt kořene s okolní půdou (b). Ke stejné situaci může opakovaně docházet v horkých dnech i v půdě relativně dobře zásobené vodou. (upraveno podle: Brady a Weil, 1999)



Obrázek 7.10. Řez svahem a přilehlým údolím znázorňující hydrickou řadu půd a příslušné změny (zejména barevné a chemické) v profilech vzniklých půd (hydromorfismus). Svahovitost a pokrytí vegetací ovlivňují intenzitu působení vody v půdotvorném procesu. Půdy na vrcholku svahu jsou propustné, hladina podzemní vody je hluboko. Na dně údolí jsou půdy špatně propustné, hladina podzemní vody je blízko povrchu půdy nebo je půda (periodicky či dlouhodobě) zaplavena vodou. Na stejné matečné hornině tak různým působením vody může vzniknout řada rozdílných půd. (upraveno podle: Batey, 1971, cit. in White, 1997)



7.7. Rozpustnost minerálů a složení půdního roztoku

Kapalná fáze půdy, tzv. půdní voda, je ve skutečnosti **vodný roztok** nejrůznějších látek. Zatímco uvolňování iontů z dobře rozpustných minerálů nebo povrchových výměnných iontů z minerálů se silnými kovalentními vazbami probíhá poměrně rychle a řídí se zákony difuze, rozpouštění jílových minerálů, oxidů a většiny uhličitanů je velmi pomalé a lze je popsat jako reakci kinetiky nultého řádu. Rozpouštěcí reakce pak závisejí na mnoha faktorech, jako jsou teplota, tlak, velikost povrchu minerálu, koncentrace H^+ (tedy pH) aj. Pomalé rozpouštění jílových minerálů je vlastně jejich zvětrávání dané dlouhodobým působením vody. Minerály typu 2:1 se mění na minerály typu 1:1 a ty na hydratované oxidy (viz kapitola 5.2).

Prvky se vyskytují v půdním roztoku v různé formě, jako **jednotlivé ionty** nebo častěji v asociacích s jinými atomy jako **komplexy**. Centrální skupinu těchto komplexů tvoří např. ionty Si^{4+}, Al^{3+} nebo CO_3^{2-}, zatímco jako ligandy vystupují např. OH^- a H^+ nebo složitější organické sloučeniny (**tabulka 7.1**).

V hydrogenních půdách a v půdách humidního klimatu převládají v půdním roztoku organické sloučeniny, zatímco v půdách aridního klimatu převládá minerální podíl, tedy zejména rozpuštěné soli. **Koncentrace solí** v půdním roztoku je normálně v řádu setin procenta, avšak v zasolených půdách může vzrůst až na celá procenta.

Významnou složkou půdního roztoku jsou také rozpuštěné plyny (kapitola 8).

Tabulka 7.1. Vliv pH půdy na formu výskytu jednotlivých kationtů v půdním roztoku. Při nízkém pH převažují volné kationty (a protonované anionty), zatímco při vysokém pH se zvyšuje výskyt karbonátových a hydroxylových komplexů. (upraveno podle: Sposito, 1989)

Kationt	Forma výskytu v půdě	
	kyselé půdy	**alkalické půdy**
Na^+	Na^+	Na^+, $NaHCO_3$, $NaSO_4^-$
Mg^{2+}	Mg^{2+}, $MgSO_4$, organické l.	Mg^{2+}, $MgSO_4$, $MgCO_3$
Al^{3+}	organické l., AlF^{2+}, $AlOH^{2+}$	$Al(OH)_4^-$, organické l.
Si^{4+}	$Si(OH)_4$	$Si(OH)_4$
K^+	K^+	K^+, KSO_4^-
Ca^{2+}	Ca^{2+}, $CaSO_4$, organické l.	Ca^{2+}, $CaSO_4$, $CaHCO_3^+$
Cr^{3+}	$CrOH^{2+}$	$Cr(OH)_4^-$
Cr^{6+}	CrO_4^{2-}	CrO_4^{2-}
Mn^{2+}	Mn^{2+}, $MnSO_4$, organické l.	Mn^{2+}, $MnSO_4$, $MnCO_3$, $MnHCO_3^+$, $MnB(OH)_4^+$
Fe^{2+}	Fe^{2+}, $FeSO_4$, $FeH_2PO_4^+$	$FeCO_3$, Fe^{2+}, $FeHCO_3^+$, $FeSO_4$
Fe^{3+}	$FeOH^{2+}$, $Fe(OH)_3$, organické l.	$Fe(OH)_3$, organické l.
Ni^{2+}	Ni^{2+}, $NiSO_4$, $NiHCO_3^+$, organické l.	$NiCO_3$, $NiHCO_3^+$, Ni^{2+}, $NiB(OH)_4^+$
Cu^{2+}	organické l., Cu^{2+}	$CuCO_3$, organické l., $CuB(OH)_4^+$, $Cu[B(OH)_4]_4$
Zn^{2+}	Zn^{2+}, $ZnSO_4$, organické l.	$ZnHCO_3^+$, $ZnCO_3$, organické l., Zn^{2+}, $ZnSO_4$, $ZnB(OH)_4^+$
Mo^{5+}	H_2MoO_4, HMO_4^-	$HMoO_4^-$, MoO_4^{2-}
Cd^{2+}	Cd^{2+}, $CdSO_4$, $CdCl^+$	Cd^{2+}, $CdCl^+$, $CdSO_4$, $CdHCO_3^+$
Pb^{2+}	Pb^{2+}, organické l., $PbSO_4$, $PbHCO_3^+$	$PbCO_3$, $PbHCO_3^+$, organické l., $Pb(CO_3)_2^{2-}$, $PbOH^+$

8. PŮDNÍ VZDUCH

8.1. Obsah vzduchu v půdě
8.2. Složení půdního vzduchu
8.3. Půdní vzduch a půdní organismy a procesy
8.4. Pohyb plynů v půdním prostředí
8.5. Rozpustnost plynů v kapalinách

8.1. Obsah vzduchu v půdě

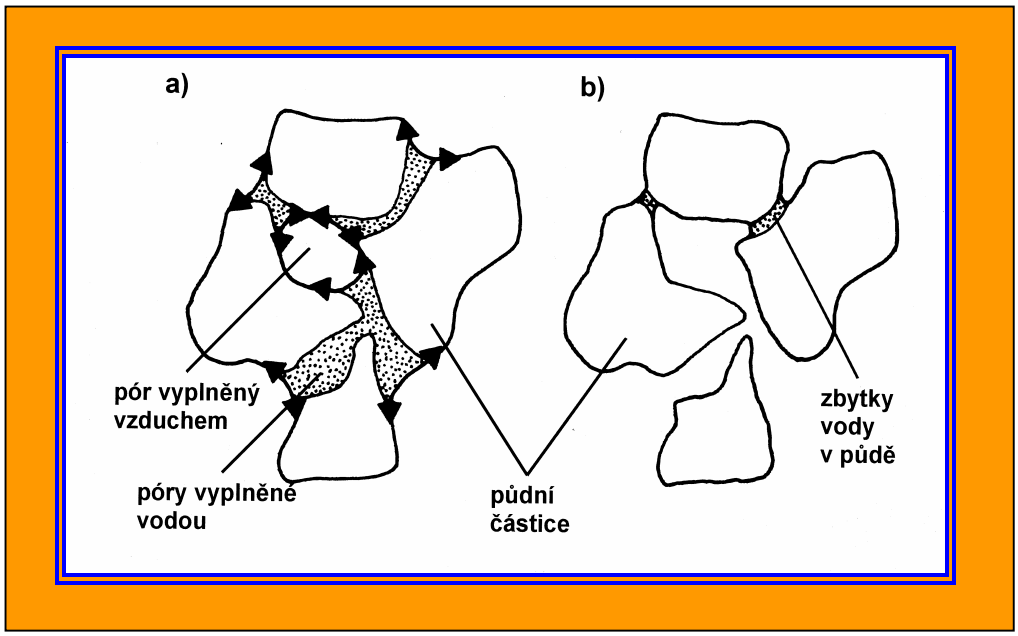
Půdní vzduch vyplňuje půdní póry, které nejsou zaplněny vodou. Aktuální obsah vzduchu v půdě se nazývá **provzdušněnost** nebo (**absolutní**) **vzdušnost** a dá se zjistit z **celkové pórovitosti** (která představuje celkový objem pórů v půdním tělese vyjádřený v % z celkového objemu půdy v neporušeném stavu (nebo v $cm^3.cm^{-3}$ či v $m^3.m^{-3}$) a z **aktuální vlhkosti** vyjádřené objemově (vzdušnost = pórovitost – vlhkost). Podobně jako celková pórovitost se vzdušnost vyjadřuje v % z celkového objemu zeminy v neporušeném stavu nebo v $cm^3.cm^{-3}$ či v $m^3.m^{-3}$. Celková pórovitost půdy může být 25 % (ulehlé horizonty minerálních půd) až 90 % (rašeliny), ale obvykle dosahuje v minerálních půdách hodnoty 40 - 60 % (kapitola 6.2). Vzdušnost bývá také různá, mění se zejména se změnami obsahu vody v půdě (tj. vlhkosti; **obrázek 8.1**), a též se změnami pórovitosti. Obvykle však nepřesahuje 40 % (0,4 $m^3.m^{-3}$) (srovnej **obrázek 1.2**).

Jinou charakteristikou provzdušnění půdy, vhodnou zejména pro srovnání různých půd, je **polní vzdušná kapacita**, která vyjadřuje obsah vzduchu v půdě při nasycení půdy vodou na polní vodní kapacitu (je to půda, z níž po zaplavení odtekla voda z makropórů – viz kapitola 7.2). Polní vzdušná kapacita primárně závisí na půdní textuře: v písčitých půdách může být vyšší než 25 % obj. (tzn. že více jak 25 % celkového objemu půdy v přirozeném stavu zaujímá půdní vzduch), v hlinitých půdách bývá 15 – 20 % obj. a v jílovitých půdách, které mají tendenci zadržet nejvíce vody, je často nižší než 10 % obj.

Polní vzdušnou kapacitu ovlivňuje i struktura půdy. V půdách nebo půdních vrstvách tvořených agregáty větších rozměrů (několik mm i více) je vzdušnost vysoká

a polní vzdušná kapacita je 20 – 30 % obj. V půdách nestrukturních s malým výskytem agregátů a tím i makropórů klesá polní vzdušná kapacita pod 5 % obj.

Obrázek 8.1. Distribuce vzduchu a vody v půdě (a) při větší vlhkosti, (b) po vyčerpání většiny vody rostlinami. (upraveno podle: Rowell, 1994)



Malá vzdušnost (provzdušnění, aerace) způsobená zaplavením půdy vodou (tj. snížením objemu pórů vyplněných vzduchem) nebo utužením půdy či poškozením její struktury pojezdy nebo jinými vlivy (tj. snížením celkové pórovitosti) může silně inhibovat růst rostlin a zásadně ovlivnit mikrobiální procesy přeměn látek v půdě. **Kritická vzdušnost, při níž dochází k negativnímu ovlivnění růstu rostlin**, byla stanovena v různých půdách na **5 – 20 % obj.** (průměrně kolem 10 % obj.), podle dalších okolností a jiných vlastností studovaných půd (Hillel, 1998), i podle druhu kultury: v půdách travních porostů 5 % obj., v orných půdách 10-12 % obj. (Ledvina, ústní sdělení).

8.2. Složení půdního vzduchu

Půdní vzduch je tvořen stejnými složkami (plyny) jako vzduch atmosférický (**tabulka 8.1**. Ve srovnání s atmosférickým vzduchem však půdní vzduch obsahuje **méně kyslíku** (obvykle 20 - 10 % obj., ale také jen stopy) **a více oxidu uhličitého** (obvykle 0,1 - 5 %, ale také přes 10

% a extrémně až 50 % obj.). Obsah **argonu** a ostatních inertních plynů se prakticky nemění. Obsah **dusíku** kolísá většinou v rozsahu několika procent jako výsledek kolísání celkového obsahu CO_2 a O_2. Za anoxických podmínek s vysokou koncentrací CO_2 a CH_4 se může obsah N_2 snížit až na 30 - 40 % obj. a ve vyšších koncentracích se mohou objevit i další plyny: **H_2S, N_2O, C_2H_4, H_2**. **Vodní pára** je přítomna v množství odpovídajícímu 93 - 100 % nasycené vodní páry. Tlak vodní páry je při teplotách 0 – 30°C 0,6 až 4,2 kPa a nepřesahuje tedy 4,2 % celkového atmosférického tlaku. Proto se obsah vodní páry v půdním vzduchu obvykle zanedbává. *[Pozn.: Normální atmosférický tlak je 1 atm (atmosféra) = 101 325 Pa (pascal), tj. 101,325 kPa (kilopascal) či 0,101325 MPa (megapascal) či 1013,25 hPa (hektopascal).]*

Složky půdního vzduchu, tj. jednotlivé plyny, se vyskytují jednak v plynné formě, jednak rozpuštěné v půdním roztoku. Jejich rozpustnost je však různá, např. u CO_2 vysoká, u O_2 a N_2 nízká. Proto celkový obsah O_2 v půdě je v podstatě dán obsahem O_2 v půdním vzduchu a mění se s kolísáním vzdušnosti, zatímco celkový obsah CO_2 v půdě je přibližně stejný i při velkých změnách poměru vzduch/voda v půdě. Suma **CO_2+O_2** je v půdním vzduchu za oxických podmínek **kolem 20 %** obj. nebo poněkud nižší v důsledku rozpuštěného CO_2, za anoxických podmínek může být vyšší (což způsobuje vysoký obsah CO_2).

Složení půdního vzduchu je proměnlivé. V určitém mikroprostředí a v určitém čase je výslednicí procesů spotřeby a uvolňování plynů v půdě a rychlosti výměny plynů mezi půdou a atmosférou.

Tabulka 8.1. Složení suchého čistého atmosférického vzduchu. Koncentrace některých složek, např. oxidu uhličitého, methanu a oxidů dusíku, se stále zvyšuje. (ppmv = *part per million* objemově) (upraveno podle: Brimblecombe, 1996)

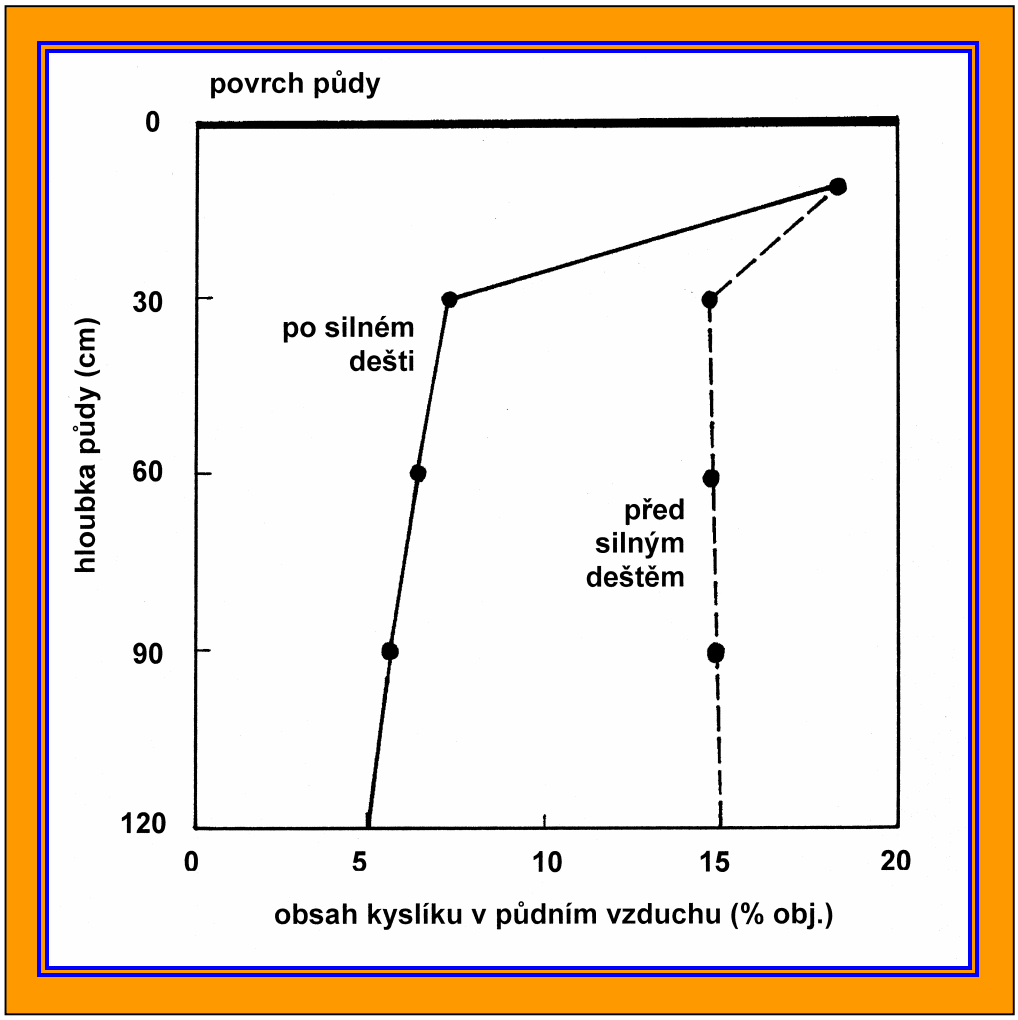
Složka	**Koncentrace (% obj., ppmv)**
dusík	78,084 %
kyslík	20,946 %
argon	0,934 %
oxid uhličitý	360 - 370 ppmv
neon	18,18 ppmv
helium	5,24 ppmv
methan	1,60 – 1,74 ppmv
krypton	1,14 ppmv
vodík	0,5 ppmv
oxid dusný	0,30 – 0,32 ppmv
xenon	0,087 ppmv

Kyslík

Zdrojem kyslíku v půdním vzduchu je spodní vrstva atmosféry. Z ní se kyslík dostává difuzí nebo prouděním do půdy (kapitola 8.3). Kyslík je v půdě přítomen především v její plynné fázi a jen částečně v půdním roztoku. Rozpustnost kyslíku v půdním roztoku je nižší než v čisté vodě pro přítomnost rozpuštěných solí a jiných látek a také kvůli přítomnosti dalších rozpuštěných plynů. Rozpustnost kyslíku je však celkově relativně nízká (viz kapitola 8.5).

V dobře provzdušněné kultivované půdě koncentrace kyslíku v půdním vzduchu **obvykle neklesá pod 15 % obj.** a většinou se snižuje s hloubkou půdy (**obrázek 8.2**). V půdách s horší strukturou a malou vzdušností se může koncentrace O_2 snižovat a **klesnout až na nulu.** Vzdušnost je přitom hlavní parametr, který určuje koncentraci O_2. Kritická vzdušnost, při níž koncentrace O_2 klesá k nule, je různá v různých půdách a činí 7 - 20 % obj.

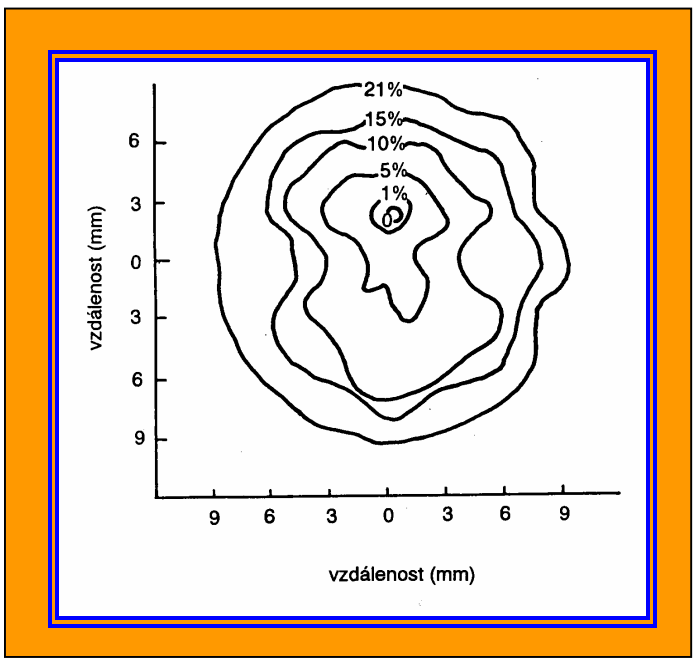
Obrázek 8.2. Koncentrace kyslíku v půdním vzduchu v půdním profilu před a po silném dešti (% obj.). Během několika hodin až dnů může při zaplavení povrchu půdy vodou klesnout koncentrace kyslíku jen na několik procent a při trvajícím zaplavení až na nulu. (upraveno podle: Brady a Weil, 1999)



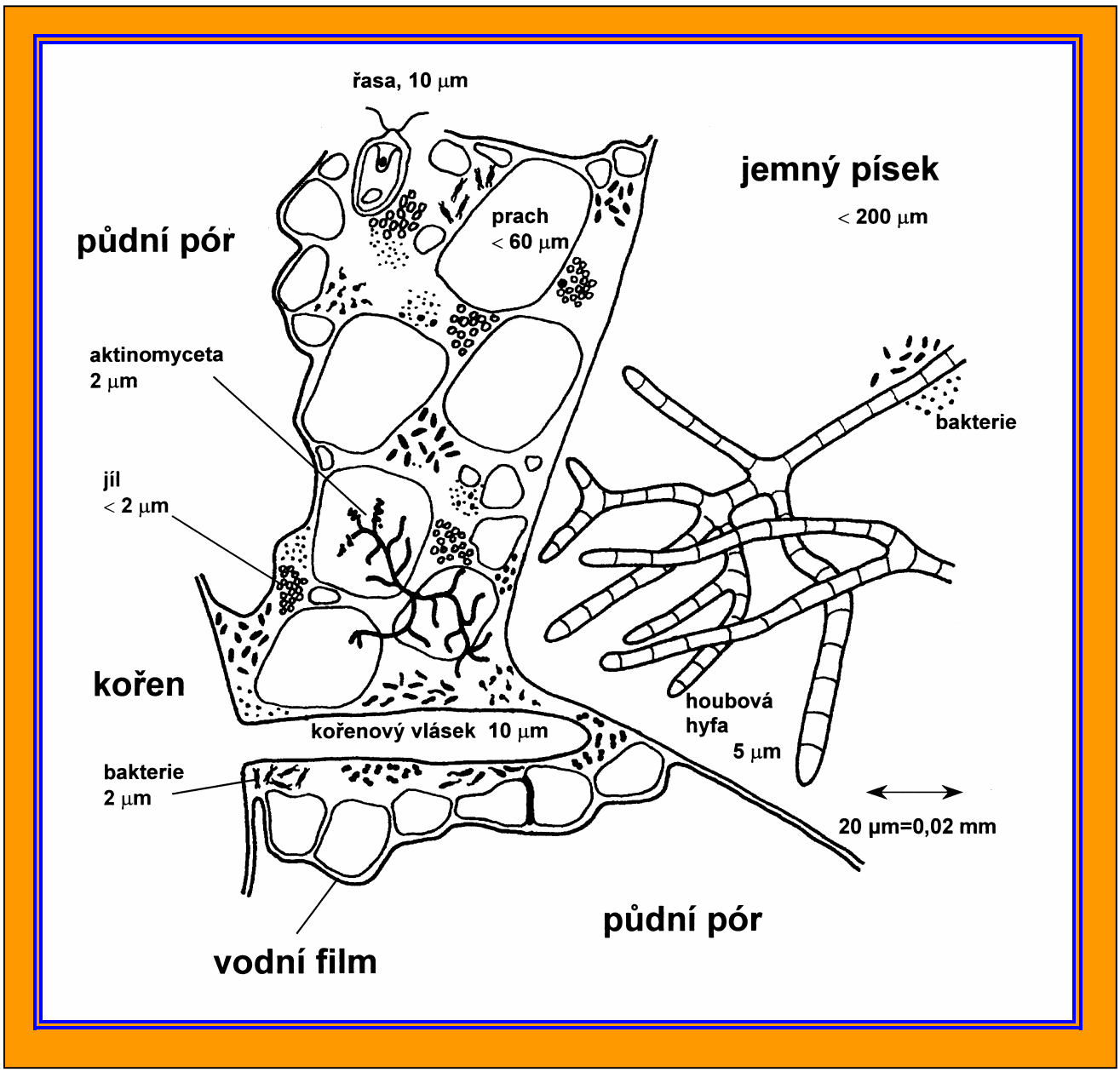
Koncentrace kyslíku v půdním vzduchu je určována faktory, které ovlivňují výměnu plynů mezi půdou a atmosférou a spotřebu kyslíku (respirační aktivitu) v půdě. Difuzní koeficient je mj. určován vlhkostí půdy a půdní strukturou. Tak např. náhlý podstatný vzrůst vlhkosti při zavlažování půdy nebo po dešti může vést k úplnému vyčerpání zásoby kyslíku v půdě během cca 24 hodin, jak naznačuje **obrázek 8.2**. Utužení půdy také značně omezuje výměnu plynů v půdě. Mezi technologické zásahy, které zvýší respiraci a tím sníží koncentraci O_2 v půdě, patří např. zaorání hnoje nebo biomasy rostlin (tzv. zelené hnojení).

Kromě průměrné koncentrace kyslíku (ale i ostatních složek půdního vzduchu), kterou je možné zjistit např. odběrem a analýzou vzduchu v půdních makropórech, existují v půdě mikroprostředí, v nichž může být koncentrace plynů zcela jiná. Pokud jde o kyslík, jeho koncentrace klesá až na nulu např. uvnitř (i nevelkých) půdních agregátů a pravděpodobně i v blízkém okolí intenzívně se rozkládajících organických látek (**obrázky 8.3, 8.4**).

Obrázek 8.3. Koncentrace kyslíku (% obj.) v půdním agregátu. Poblíž středu agregátu o průměru menším než 2 cm bylo zjištěno anoxické prostředí, byť byl při měření agregát obklopen normálním atmosférickým vzduchem o obsahu kyslíku cca 21 % obj. (upraveno podle: Sextone a kol., 1985, cit. in Brady, 1990)



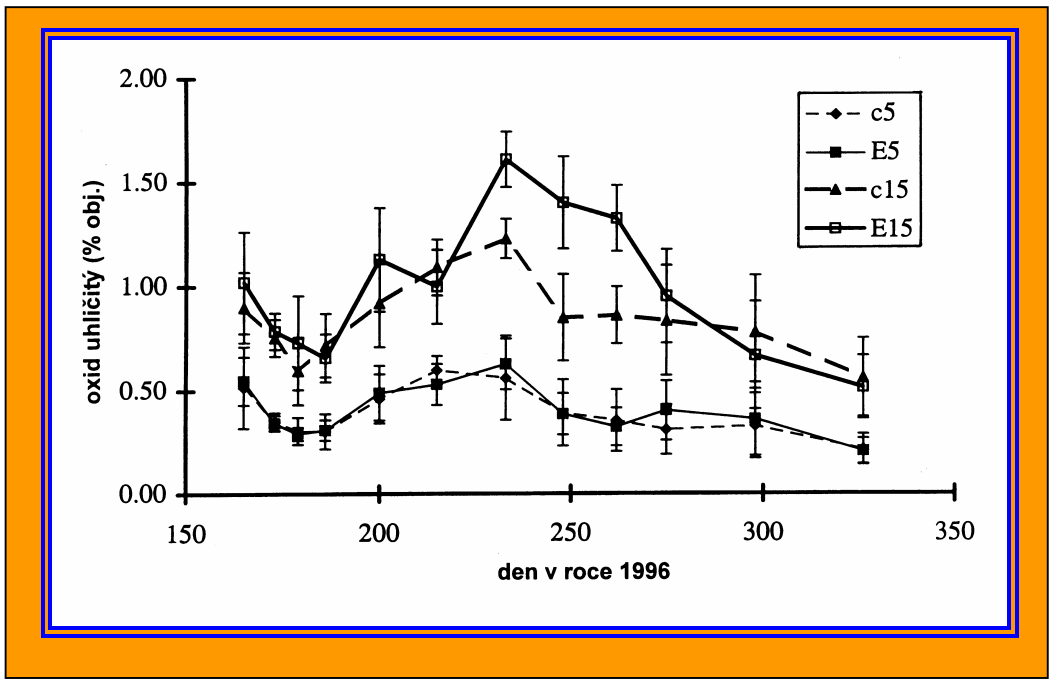
Obr. 8.4. Schéma prostorových vztahů mezi organismy, aktivními místy respirace v půdě, minerálními částicemi a vodním filmem. Půda je velmi heterogenní prostředí s velmi mnoha různými mikroprostředími obývanými mikroorganismy o různé velikosti a s různými nároky. (upraveno podle: Rowell, 1994)



Oxid uhličitý

Zdrojem oxidu uhličitého v půdě jsou převážně biologické procesy respirace a odbourávání organických látek. Obsah CO_2 v půdě kolísá v opačném smyslu než obsah O_2: v dobře aerované půdě je zvýšení koncentrace CO_2 v půdním vzduchu úměrné snížení koncentrace O_2. V takové půdě obsah CO_2 obvykle **nepřesáhne několik objemových procent (obrázek 8.7),** dokonce i v hloubce několika metrů. V půdách s hlubokou hladinou podzemní vody dosahuje koncentrace CO_2 maxima obvykle v polovině profilu. V půdách s vysokou hladinou podzemní vody se koncentrace CO_2 obvykle zvyšuje s hloubkou a dosahuje maxima (10 - 20 % obj.) u hladiny spodní vody. Podobných hodnot může koncentrace CO_2 dosáhnout v celém profilu po několika dnech zaplavení povrchu půdy vodou. Při vyšší koncentraci CO_2 v půdním vzduchu lze očekávat i větší emise CO_2 z půdy do atmosféry.

Obrázek 8.7. Koncentrace oxidu uhličitého v hloubce 5 cm (c5, E5) a 15 cm (c15, E15) půdy, v nádobových mikrokosmech obsahujících žížaly (E) a v kontrolních nádobách (c) během roku. (Šimek a kol., nepubl.)



Nejvyšší koncentrace CO_2 se v půdním profilu objevují v obdobích zvýšené vlhkosti a teploty. Zásahy jako zavlažování, hnojení čerstvým rostlinným materiálem, hnojem, tekutými odpady a bahny, pěstování rostlin atd. zvyšují koncentraci CO_2 v půdním vzduchu. V extrémních podmínkách může koncentrace CO_2 **přesáhnout 20 %** obj. jako důsledek **zvýšení respiračního kvocientu** (viz dále) za anoxických podmínek. Na rozdíl od kyslíku je vždy relativně mnoho oxidu uhličitého rozpuštěného v půdním roztoku, což plyne z rozdílných koeficientů rozpustnosti obou plynů.

Oxid dusný

Zdrojem N_2O v půdě jsou zejména mikrobiální procesy transformace dusíkatých látek. Koncentrace N_2O v půdním vzduchu může být až 0,01 - 0,65 % obj. a je v půdě velmi variabilní. Většina N_2O vzniká v půdách denitrifikací, nelze však pominout ani další procesy přeměn N v půdě – např. nitrifikaci a asimilační i disimilační redukci nitrátů na amonium. Přítomnost N_2O tedy nemusí být indikátorem anaerobních podmínek. (Pozn.: Denitrifikace může probíhat i v "celkově aerované" půdě v anaerobních mikroprostředích.)

Ethylen

Ethylen může i ve velmi nízkých koncentracích (nižších než 1 ppmv) ovlivnit jako hormon rostliny). Jeho koncentrace v půdním vzduchu dosahuje hodnot 0,01 - 10 ppmv, maximálně až 40 ppmv. Zdrojem ethylenu v půdě mohou být rostliny (kořeny), mikroorganismy (zejména houby a sporulující bakterie) i abiotické děje. Typicky se ethylen tvoří v kyselejších lesních půdách.

Methan a další nasycené uhlovodíky

V anoxických poměrech a při nadbytku organické hmoty v půdě může koncentrace methanu v půdním vzduchu dosáhnout několika % či až několika desítek % obj. Současně se mohou vyskytovat propan, ethan i butan. Typické prostředí, kde se hojně tvoří methan, jsou zaplavované půdy, půdy rýžových polí a organické půdy, a také sedimenty.

8.3. Půdní vzduch a půdní organismy a procesy

Biotické a v menší míře i abiotické procesy probíhající v dané půdě v určitém čase mají zásadní vliv na složení půdního vzduchu. Nejvýrazněji ovlivňuje složení půdního vzduchu **respirace.**

Proces oxické respirace, tj. respirace za přítomnosti O_2, lze sumárně zapsat:

$$\mathbf{C + O_2 = CO_2 + energie}$$

nebo pro glukózu, která je základním substrátem respirace:

$$\mathbf{C_6H_{12}O_6 + 6O_2 = 6CO_2 + 6H_2O + 2\,883\ kJ\ celkové\ energie}$$

(asi 1 270 kJ biologicky využitelné energie, tj. 38 mol ATP)

Respirací se tedy spotřebovává kyslík a produkuje jako konečný metabolit oxid uhličitý (viz také kapitola 9.4). Zvýšení množství CO_2 v půdním vzduchu přibližně odpovídá snížení množství O_2 (pouze přibližně, neboť oba plyny se částečně rozpouštějí v půdním roztoku a nelze také vyloučit současné uvolňování O_2 ze snadno redukovatelných sloučenin a produkci CO_2 anoxickou respirací). Vzhledem k poměrně nízké koncentraci CO_2 a vysoké koncentraci O_2 ve vzduchu jsou však relativní změny koncentrací obou plynů nesrovnatelné. Např. při poklesu koncentrace O_2 z obvyklých cca 20 % obj. na 16,4 % obj. a vzrůstu koncentrace CO_2 z obvyklých cca 0,036 % obj. na 3,6 % obj. dojde k 1,22 násobnému snížení koncentrace O_2, avšak ke 100 násobnému zvýšení koncentrace CO_2.

Molární poměr produkovaného CO_2 a spotřebovaného O_2 (CO_2/O_2) se nazývá **respirační kvocient (RQ). RQ** závisí na typu respirace a na druhu respirovaného substrátu. RQ půdy je v případě dobře provzdušněných půd kolem 1 a vzrůstá při výskytu anoxického metabolismu (produkuje se relativně více CO_2 vzhledem ke spotřebě O_2). Za oxických podmínek je teoretický RQ 1,3 pro organické kyseliny, 1,0 pro cukry, 0,8 pro bílkoviny a 0,7 pro tuky.

Zvyšování RQ nad 1 obecně indikuje anoxický metabolismus. U rostlin se vyskytuje zřídka a jen na krátkou dobu. Fakultativně anaerobní mikroorganismy mohou zřejmě plynule přecházet z oxické respirace na anoxickou a naopak. Akceptorem elektronů při oxické respiraci je O_2, při anoxické respiraci anorganické sloučeniny (NO_3^-, Fe^{3+}, Mn^{4+}, SO_4^{2-}, H^+) a organické látky (viz také kapitola 10.4).

Mikrobní respirace v půdě je ovlivňována řadou faktorů: vlhkostí, teplotou, množstvím a druhem rozkládaných organických látek, kyslíkem, fyzikálními vlastnostmi a minerálním složením půdy, pH, hnojivy, pesticidy atd.

Snížení koncentrace O_2 v půdním vzduchu vede ke snížení jeho spotřeby. V půdě pak dochází ke změně poměru aktivních aerobních a anaerobních mikroorganismů.

8.4. Pohyb plynů v půdním prostředí

Pohyb plynů v půdě a výměna plynů mezi půdou a atmosférou vytvářejí podmínky, které umožňují aerobní procesy a oxickou respiraci v půdě. Pohyb plynů v půdě způsobují různé jevy:

- změny teploty a atmosférického tlaku způsobují rozpínání a smršťování vzduchu v půdních pórech,
- srážková voda zasakující do půdy obsahuje rozpuštěný kyslík (i jiné plyny) a vnáší jej do spodnějších vrstev půdy,
- pohyb atmosférického vzduchu („vítr“) způsobuje nasávání vzduchu do půdy nebo jeho vysávání z půdy,

- příjem vody kořeny rostlin způsobuje tlakový deficit, který se projevuje nasáváním vzduchu do půdy,
- kultivace půdy, jako např. orba, a utužení půdy pojezdem těžkých mechanismů po půdě a jinými vlivy vyvolávají dočasné změny tlaku v půdě vedoucí k proudění plynů v tlakovém gradientu.

Vlastní pohyb molekul plynu se děje dvěma základními způsoby: **prouděním** (konvekcí) a **difuzí**. K proudění dochází při vzniku **tlakového gradientu** (proudění ve směru z vyššího tlaku do nižšího), zatímco k difuzi při vzniku **difuzního gradientu** (difuze z oblasti vyšší koncentrace do oblasti nižší koncentrace). **Propustnost půdy pro vzduch** při jeho proudění v půdě závisí přímo na pórovitosti půdy a na druhé mocnině poloměru půdních pórů, a nepřímo na všech faktorech ovlivňujících tyto dvě charakteristiky (vlhkost, utužení aj.). Propustnost půdy pro plyny lze zjistit buď výpočty nebo přímým měřením**.**

Difuze má pro pohyb plynů v půdě většinou větší význam než proudění. Jde o kontinuální proces přenosu molekul plynů ve směru nižší koncentrace. Makrodifuzi, tj. difuzi plynů v půdním profilu, charakterizuje relativní difuzní koeficient D/D_0, kde D je difuzní koeficient v půdě a D_0 je difuzní koeficient v atmosférickém vzduchu za stejné teploty a tlaku, vše pro daný plyn. Mikrodifuzí se rozumí difuze plynů přes vodní film, např. na povrchu kořenů rostlin. Plyny mají různou schopnost difuze v plynném a kapalném prostředí – např. difuze oxidu uhličitého i kyslíku je ve vodě přibližně 10 000 x pomalejší než ve vzduchu. Rychlost difuze plynu v určitém prostředí charakterizuje difuzní koeficient – vyšší difuzní koeficient znamená rychlejší difuzi. Rychlost difuze je ovlivněna zejména teplotou difuzního prostředí a tlakem plynu.

8.5. Rozpustnost plynů v kapalinách

Ve dvoufázovém systému plyn – kapalina je vždy část plynu rozpuštěna v kapalině. Rozpustnost plynu ovlivňují hlavně tři faktory:

1. **Chemická povaha plynu a kapaliny**. V případě, že plyn s kapalinou chemicky reaguje, je rozpustnost velká – např. amoniak se dobře rozpouští ve vodě. Nedochází-li k chemické reakci (např. kyslík a voda), je rozpustnost relativně malá. Přesto je mnohdy třeba vzít v úvahu, že část plynu je v kapalině rozpuštěna. V kapalinách se částečně rozpouštějí (pohlcují) i inertní plyny, jako např. helium.

2. **Tlak**. V případě, že plyn s kapalinou spolu nereagují, je množství plynu rozpuštěné v kapalině přímo úměrné tlaku plynu nad kapalinou. Je-li v plynné fázi přítomno více plynů, je rozpustnost každého z nich úměrná jeho parciálnímu tlaku. Vztah mezi rozpustností plynu a jeho tlakem vyjadřuje tzv. **Henryho zákon**. Podle něho tedy platí:

   V = a **. P,** kde **V** je objem plynu rozpuštěný v jednotce objemu rozpouštědla, **P** je parciální tlak plynu a a je Bunsenův absorpční koeficient (je to objem plynu měřený za normálních podmínek – při $0^{o}C$ a 0,101325 MPa – který se rozpustí v objemové jednotce rozpouštědla při dané teplotě a za parciálního tlaku 0,101325 MPa).

3. **Teplota**. Rozpouštění plynů v kapalinách je ve většině případů exotermní proces. Proto za konstantního tlaku rozpustnost plynů s rostoucí teplotou klesá. Plyn lze tedy obecně vypudit z kapaliny zahříváním.

Z Henryho zákona lze odvodit vztah: $\mathbf{c_m = s_c \cdot p_i / p_0}$, kde $\mathbf{c_m}$ je koncentrace rozpuštěného plynu v kapalině, $\mathbf{s_c}$ je koeficient rozpustnosti, $\mathbf{p_i}$ je parciální tlak daného plynu v plynné fázi a $\mathbf{p_0}$ je celkový tlak atmosféry (plynné fáze). Koeficienty rozpustnosti různých plynů v kapalinách byly stanoveny experimentálně (viz např. **tabulka 8.2**). S jejich využitím lze vypočítat množství plynů rozpuštěných za daných podmínek v kapalině, a to zejména pro nižší parciální tlaky plynů (pod 0,05 MPa).

Tabulka 8.2. Koeficienty rozpustnosti s_c některých plynů ve vodě při různé teplotě. Snižující se koeficienty rozpustnosti se zvyšující se teplotou vyjadřují skutečnost, že za vyšších teplot je v kapalinách rozpuštěno méně plynů. (upraveno podle: Hillel, 1998)

Teplota (^{o}C)	Plyn			
	Dusík	Kyslík	Oxid uhličitý	Vzduch (bez CO_2)
0	0,0235	0,0489	1,713	0,0292
10	0,0186	0,0380	1,194	0,0228
20	0,0154	0,0310	0,878	0,0187
30	0,0134	0,0261	0,665	0,0156
40	0,0118	0,0231	0,530	---

Pozn. Uvedené koeficienty rozpustnosti číselně odpovídají tzv. Ostwaldovým absorpčním koeficientům. **Ostwaldův koeficient** (někdy se označuje symbolem β) vyjadřuje objem plynu za daného tlaku a teploty rozpuštěný v jednotkovém objemu kapaliny za týchž podmínek. Hodnoty v tabulce platí pro normální tlak 0,101325 MPa. Např. při teplotě $20^{o}C$ se tedy v 1 ml čisté vody rozpustí 0,878 ml CO_2 bude-li parciální tlak CO_2 0,101325 MPa (bude se tedy jednat o nasycený roztok CO_2 ve vodě). Při použití Ostwaldova koeficientu odpadá přepočet objemu plynu na aktuální teplotu – viz poznámka k **tabulce 8.3**.

Rozpustnost plynů ovlivňují kromě teploty a parciálního tlaku i další faktory prostředí, např. koncentrace solí v roztoku a jeho pH – obecně platí, že při vyšší koncentraci solí v roztoku se zmenšuje rozpustnost plynů; v nasycených roztocích se rozpouští jen velmi málo plynů.

Pro praktické účely výpočtů množství rozpuštěných plynů při půdně biologických studiích byl z Henryho zákona odvozen vztah (Tiedje, 1982):

$$M = C_g (V_g + V . a)$$

kde **M** je celkové množství plynu v plynné i kapalné fázi, $\mathbf{C_g}$ je koncentrace plynu v plynné fázi, $\mathbf{V_g}$ je objem plynné fáze, $\mathbf{V_l}$ je objem kapalné fáze a a je Bunsenův absorpční koeficient (viz **tabulka 8.3**).

Tabulka 8.3. Bunsenův absorpční koeficient vybraných plynů ve vodě při různých teplotách. (upraveno podle: Tiedje, 1982; Glinski a Stepniewski, 1985 – údaje pro CO_2)

Teplota (°C)	Bunsenův absorpční koeficient					
	N_2O	NO	N_2	C_2H_2	O_2	CO_2
5	1,060	0,0646	0,0211	1,51	0,0430	1,450
10	0,882	0,0575	0,0189	1,31	0,0382	1,238
15	0,743	0,0517	0,0171	1,16	0,0343	1,075
20	0,632	0,0470	0,0157	1,03	0,0311	0,942
25	0,544	0,0431	0,0145	0,928	0,0285	0,829
30	0,472	0,0399	0,0136	0,843	0,0264	0,738
35	0,414	0,0372	0,0128	0,771	0,0246	---

Pozn. Bunsenův absorpční koeficient vyjadřuje objem plynu měřený za normálních podmínek – tj. při 0°C a 0,101325 MPa – který se rozpustí v objemové jednotce rozpouštědla při dané teplotě a za parciálního tlaku 0,101325 MPa. Např. při teplotě 20°C se v jednom ml vody může rozpustit 0,942 ml CO_2, a to tehdy, bude-li plynná fáze nasycená, tj. sestávat pouze z CO_2 neboli parciální tlak CO_2 bude 1 (vyjádřeno pro normální podmínky, tj. teplotu 0°C a tlak 0,101325 MPa; objem rozpuštěného plynu 0,942 ml je třeba ještě přepočítat na uvažovanou teplotu 25°C podle stavové rovnice plynů – tento krok se v praktických výpočtech většinou zanedbává, a potom chyba činí několik procent až cca 10 % pro obvyklé teploty 0 - 30°C).

9. PŮDNÍ ORGANICKÁ HMOTA

9.1. Zdroje půdní organické hmoty
9.2. Složení rostlinné biomasy
9.3. Rozklad organických látek
9.4. Cyklus uhlíku
9.5. Produkty rozkladu
9.6. Poměr C:N
9.7. Množství organické hmoty v půdě

9.1. Zdroje půdní organické hmoty

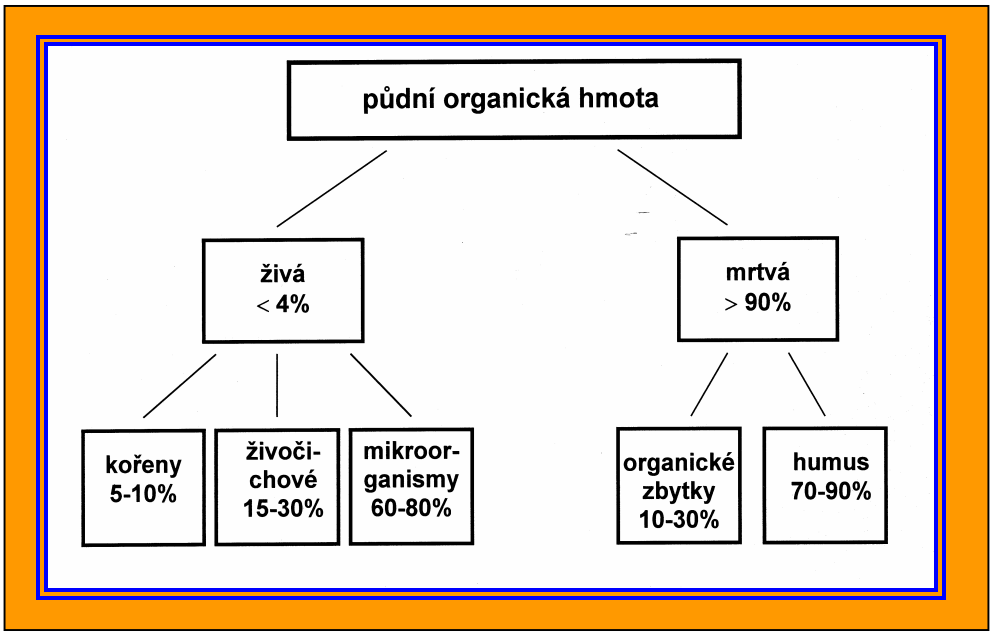
Půdní organickou hmotu v širším smyslu (také **organický podíl půdy**) tvoří půdní organismy a různé organické látky (**obrázek 9.1**; obvykle se ovšem živé organismy do „půdní organické hmoty“ nezahrnují). Organická hmota ovlivňuje fyzikální a chemické vlastnosti půd mnohem více, než by odpovídalo jejímu relativně nízkému obsahu v půdě. Většinou na ni připadá třetina i více celkové kationtové výměnné kapacity a její obsah a kvalita např. ovlivňují stabilitu půdních agregátů. Pro většinu mikroorganismů je organická hmota hlavním zdrojem energie a živin.

Primárním zdrojem půdní organické hmoty jsou rostliny, rostlinné zbytky a různé části rostlin včetně kořenů a jejich exsudátů, jakož i odumřelé buňky půdních autotrofních mikroorganismů. Tato skutečnost je zřejmá v přirozených ekosystémech, ale i při pěstování rostlin a sklizni rostlinných produktů zůstává přibližně 1/10 až 1/3 nadzemních částí a často celá biomasa kořenů na povrchu půdy či v půdě a stává se substrátem pro rozklad a využití půdními mikroorganismy. Menší množství organických látek se do půdy dostává i ve formě spadů a splachů. V zemědělských půdách jsou častým a relativně velkým zdrojem organické hmoty organická hnojiva.

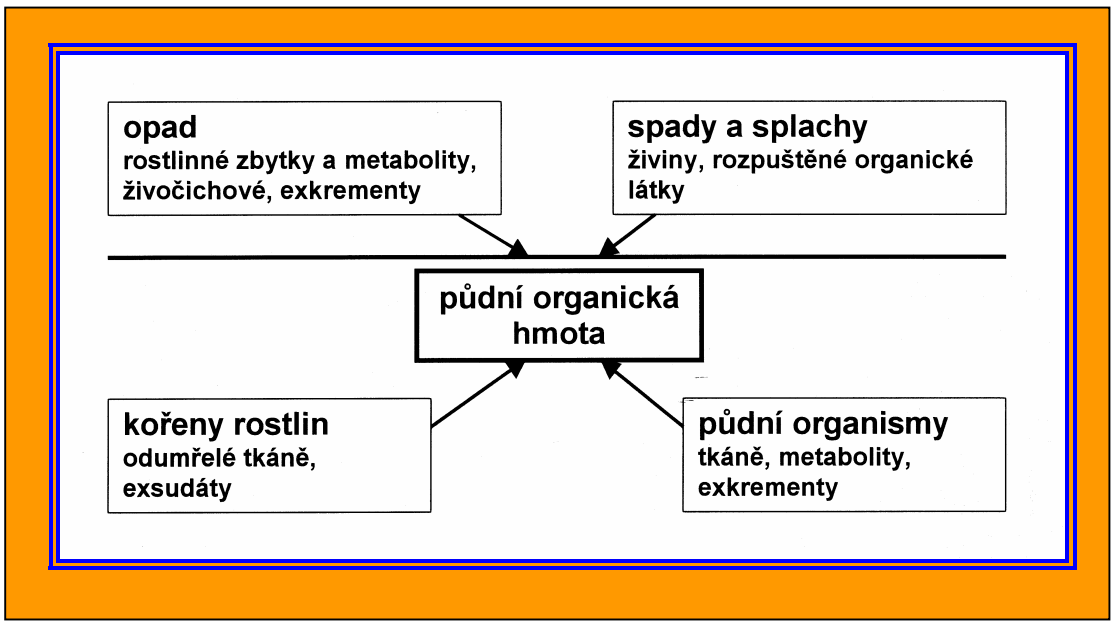
Sekundárním zdrojem organické hmoty jsou živočichové a heterotrofní půdní mikroorganismy. Mnozí se živí rostlinnou biomasou a produkují exkrementy a posléze po odumření zanechávají v půdě svá těla. Někteří živočichové, např. žížaly,

mravenci a termiti, mají také důležitou úlohu při přemisťování rostlinných zbytků a dalších půdních částic v půdě (**obrázek 9.2**).

Obrázek 9.1. Rozdělení organické hmoty v půdě (hmotnostní %). Zastoupení jednotlivých frakcí je v různých půdách různé. Na živé organismy však obvykle připadají méně než 4 hmotnostní %, zatímco neživá organická hmota tvoří většinou více než 90 % organického podílu půd. V mnoha půdách také převažuje obsah organických zbytků nad obsahem humusových látek. (upraveno podle: Theng a kol., 1989, cit. in Wood, 1995)



Obrázek 9.2. Zdroje půdní organické hmoty. (upraveno podle: White a kol., 1992)

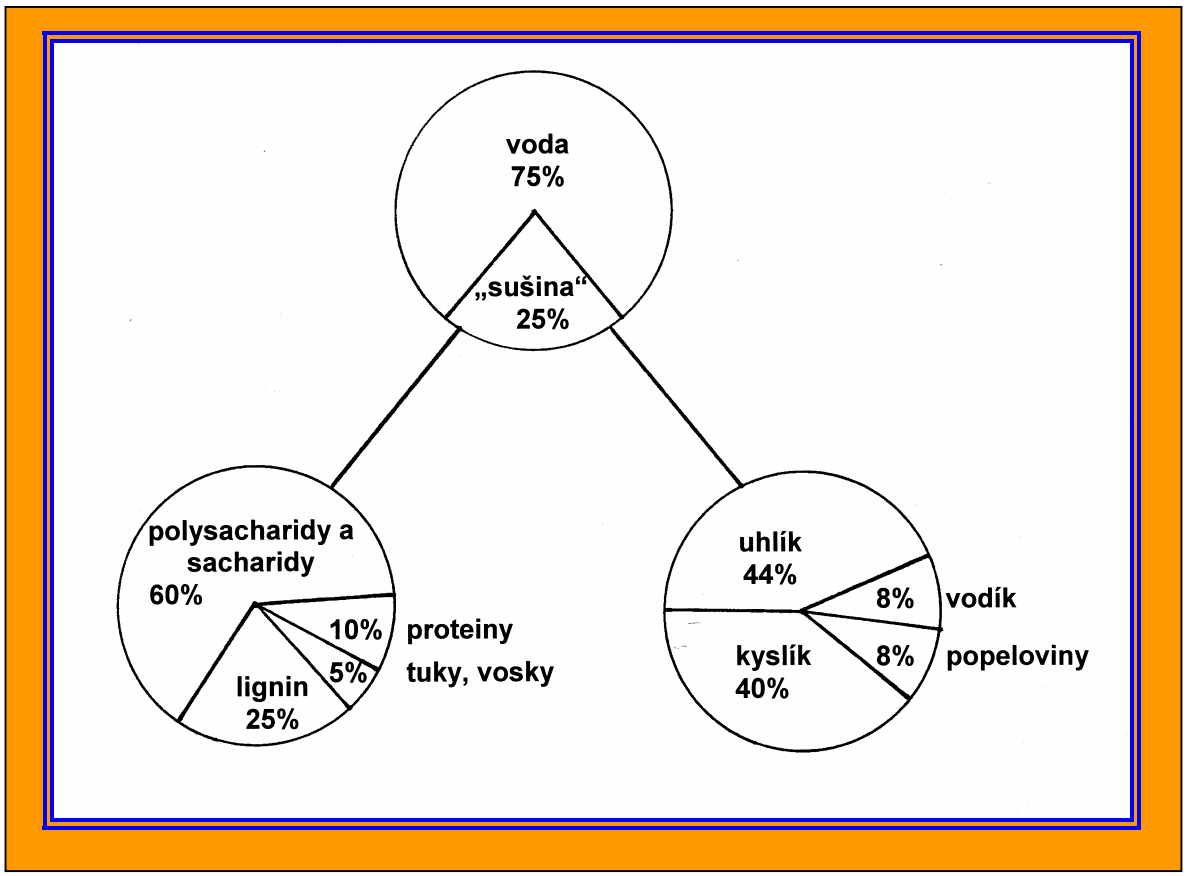


9.2. Složení rostlinné biomasy

Rostlinná biomasa obsahuje většinou 60 - 90 % (průměrně 75 %) vody. Zbytek je tzv. *sušina*, jež je tvořena zejména uhlíkem a kyslíkem, dále vodíkem a dalšími prvky (popelovinami) (**obrázek 9.3**). Prvky jako dusík, síra, fosfor, draslík, vápník, hořčík a další jsou tedy obsaženy v rostlinné biomase v poměrně malém množství. Přesto jsou to nesmírně důležité živiny rostlin i mikroorganismů.

Rostlinná biomasa obsahuje velké množství různých organických látek. Ve velké míře jsou zastoupeny nejrůznější sacharidy, od monosacharidů, jako je např. glukóza, až po polysacharidy typu škrobu, hemicelulóz (xylan aj.) a celulózy. Zejména ve starších rostlinných pletivech se vyskytuje lignin. Biomasa je dále tvořena bílkovinami, tuky, vosky a dalšími organickými sloučeninami.

Obrázek 9.3. Průměrné složení rostlinné biomasy (látkové a elementární) v hmotnostních procentech. (upraveno podle: Brady, 1990)



9.3. Rozklad organických látek

Různé organické látky jsou různě snadno nebo těžko degradovatelné. Nejsnadněji se rozkládají jednodušší cukry a škrob, hůře bílkoviny, ještě obtížněji hemicelulózy a celulóza, velmi těžko tuky a vosky a nejobtížněji lignin.

Obecně lze rozklad organických látek v půdě vyjádřit jako enzymatickou oxidaci:

$$-(C,H) + 2\,O_2 \;®\; CO_2 + 2\,H_2O + \text{energie}$$

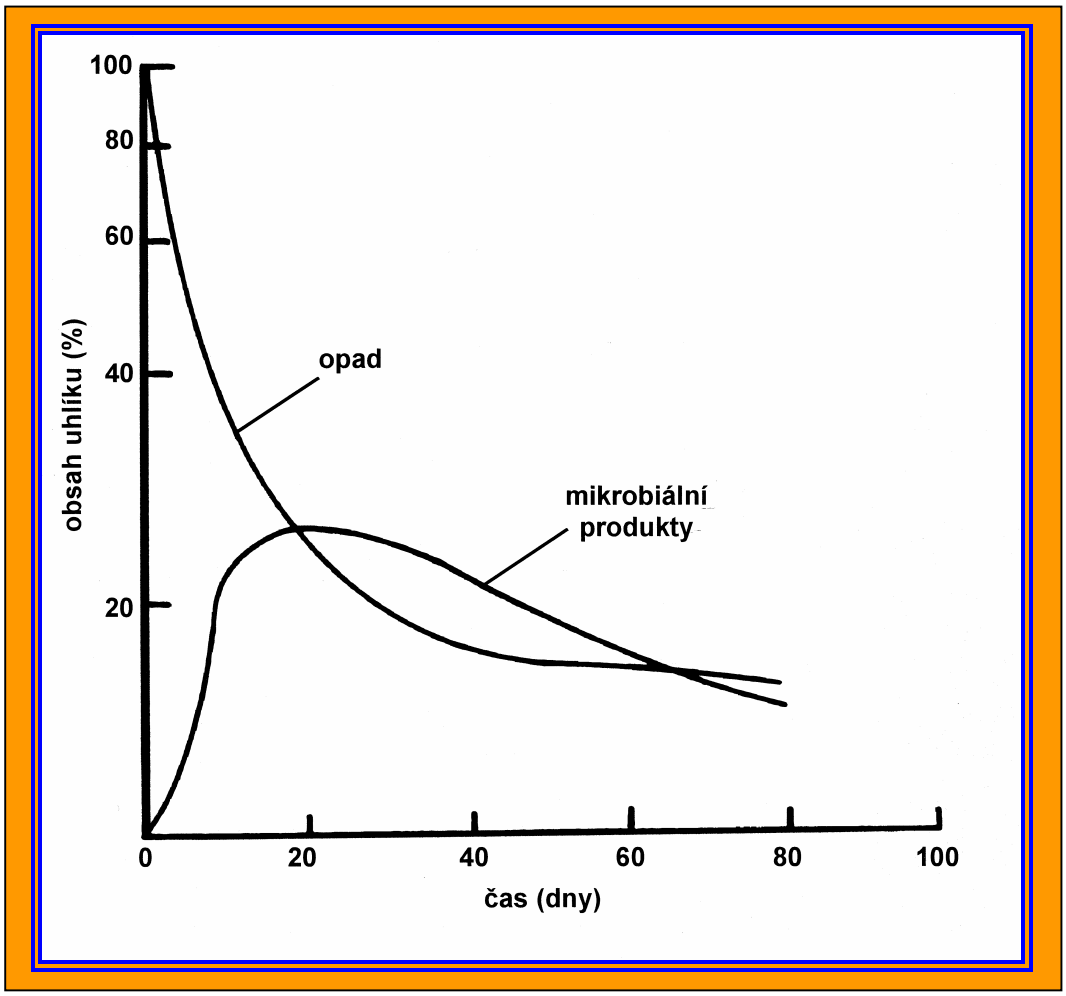
Tento sumární zápis samozřejmě nezahrnuje jednotlivé reakce, jichž je velké množství a jež se liší podle organické látky podléhající rozkladu. Souběžné reakce zahrnují přeměny dalších biogenních (biomasu tvořících) prvků (dusíku, fosforu, síry atd.).

V dobře aerované půdě, tj. za oxických podmínek, je většina kyslíku spotřebovávána (a zároveň většina oxidu uhličitého produkována) enzymatickou oxidací dle uvedené rovnice. V anoxických poměrech probíhá rozklad organických látek odlišně a kromě oxidu uhličitého vznikají jako koncové produkty methan, sirovodík a další látky.

Jestliže se do půdy dostane větší množství rostlinné biomasy, mikroorganismy ji rychle osídlí a využívajíce ji jako zdroj energie, uhlíku, dusíku a dalších prvků, rozkládají nejprve nejsnadněji degradovatelné organické látky, jako jsou např. sacharidy. První fáze rozkladu je doprovázena **nárůstem počtů i biomasy mikroorganismů** a indikuje ji tvorba a uvolňování značného množství **oxidu uhličitého**. Pravděpodobně téměř současně probíhají rozkladné pochody i hůře degradovatelných látek, avšak mnohem pomaleji. Ve fázi bouřlivého rozkladu vnesené organické látky a současné syntézy organických látek buněk mikroorganismů může být v mikrobní biomase vázána až třetina veškeré organické hmoty v půdě, ačkoliv normálně připadá na biomasu mikroorganismů jen několik procent půdní organické hmoty. Současně s rozkladem dodané biomasy se částečně rozkládá i původní půdní organická hmota. Po vyčerpání "potravy", tj. snadněji rozložitelných organických látek, začne množství i biomasa mikroorganismů klesat. Látky z odumírajících buněk mikroorganismů jsou ihned využívány jinými mikroorganismy a tyto procesy jsou opět doprovázeny uvolňováním CO_2 a dalších metabolitů. S tím, jak se množství rozložitelné organické hmoty v systému snižuje, klesá i aktivita mikroorganismů, až se posléze vrátí na úroveň blízkou úrovni před vnesením organické látky (biomasy) do půdy. Velká část uhlíku původní rostlinné biomasy byla v procesech rozkladu a syntézy uvolněna ve formě CO_2 (a případně dalších koncových metabolitů), malá část může být vázána v biomase mikroorganismů a určitá část byla přeměněna na humusové látky relativně odolné rozkladu.

Obrázek 9.4 znázorňuje průběh rozkladu opadu v laboratorních podmínkách, respektive úbytek obsahu uhlíku v opadu a přírůstek uhlíku v biomase mikroorganismů a jejich produktech.

Obrázek 9.4. Úbytek obsahu uhlíku v opadu a změny obsahu uhlíku v biomase mikroorganismů a jejich produktech v průběhu laboratorního experimentu.
(upraveno podle: Van Veen a Paul, 1981, cit. in Foth, 1990)



V organických látkách včetně půdní organické hmoty je vázáno velké množství energie. Při jejich rozkladu např. dle výše popsaného schématu se většina této energie uvolní ve formě tepelné energie a jen malá část je využita organismy. Rozkladné biologické půdní procesy jsou v každém případě doprovázeny uvolňováním tepla. Bylo např. odhadnuto, že nehnojená, málo produktivní půda uvolňuje ročně z plochy 1 hektaru množství tepla odpovídající teplu vzniklému spálením 1 tuny nejkvalitnějšího černého uhlí. U produktivní, hnojem pravidelně hnojené půdy, je toto množství tepla dokonce až cca 12krát vyšší.

9.4. Cyklus uhlíku

Uhlík je základní složkou veškeré organické hmoty. Na souhrn přeměn uhlíku, jenž se nazývá cyklus uhlíku (a lze jej vztáhnout na různě vymezené ekosystémy i na celou ekosféru Země), lze proto pohlížet jako na cyklus života, jenž v globálním měřítku zabezpečuje kontinuitu života na Zemi.

Jedním z nejdůležitějších prvků cyklu uhlíku na Zemi je **oxid uhličitý**. Fotosyntézou je uhlík z CO_2 transformován do organických látek, které jsou dříve nebo později (průchodem tzv. potravními řetězci) respirací rozkládány zpět na CO_2. Část uhlíku je přitom dočasně (byť relativně dlouhodobě) vázána ve formě humusu v půdách, který se však posléze také rozkládá a vzniklý CO_2 doplňuje zásobu uhlíku v atmosféře (**obrázek 9.5**). Z plochy 1 hektaru půdy se denně takto uvolňuje do atmosféry průměrně kolem 25 - 30 a maximálně až 100 kg CO_2. Malé množství CO_2 v půdě reaguje za vzniku H_2CO_3 a uhličitanů a může se z půdy vymývat. Kromě CO_2 mohou v procesech rozkladu organických látek za anoxických podmínek vznikat i další uhlíkaté sloučeniny, a to zejména methan a sirouhlík. Z hlediska celkového koloběhu uhlíku jsou tyto látky minoritní. Methan uvolňovaný z půdy do atmosféry však hraje důležitou úlohu ve fyzikálně chemických procesech v atmosféře, kde vedle CO_2 a N_2O působí jako jeden z hlavních tzv. skleníkových plynů ("greenhouse gases").

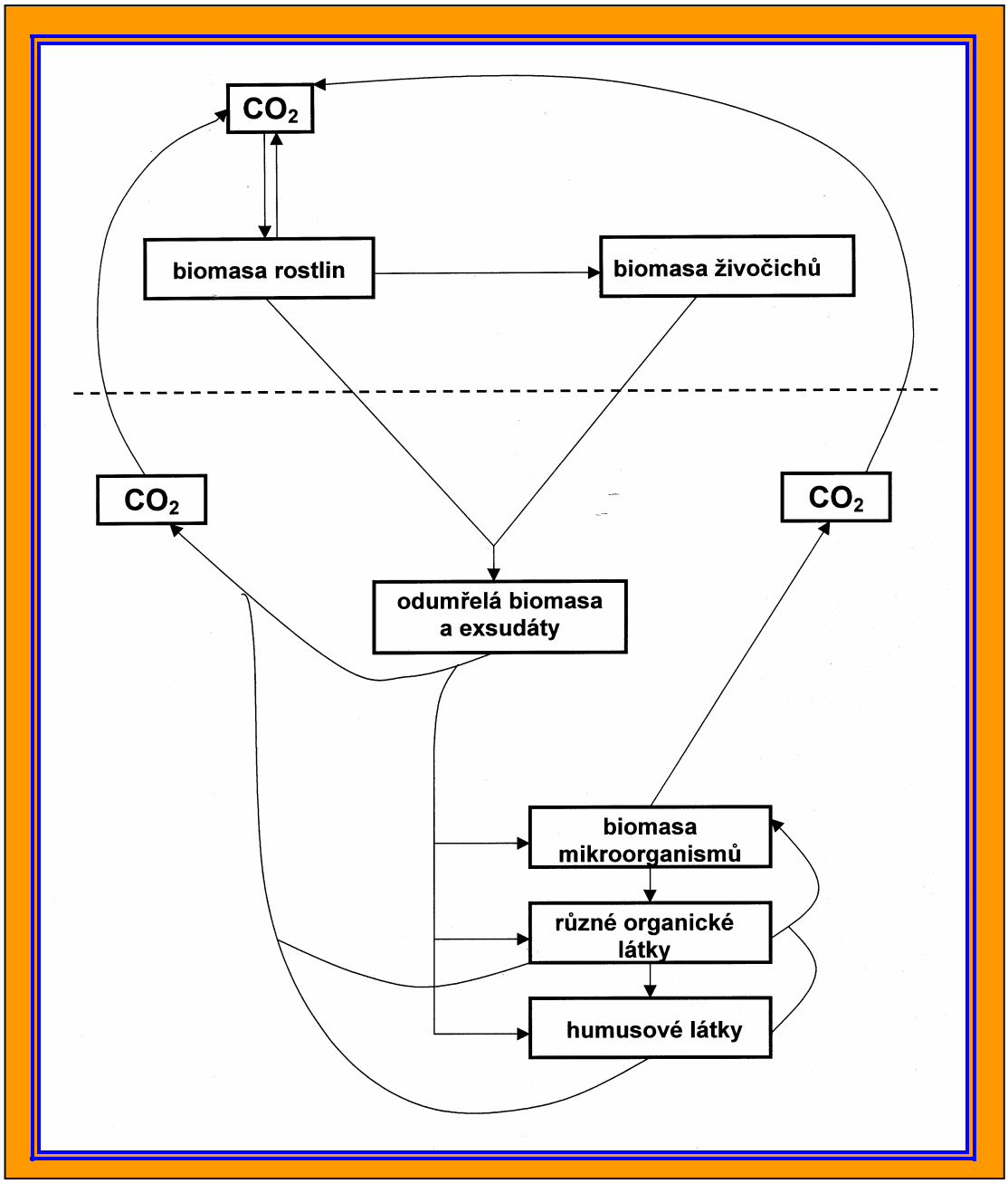
9.5. Produkty rozkladu

Rozklad organických látek samozřejmě není výlučně procesem přeměn uhlíku a procesem tvorby CO_2 a CH_4. Při rozkladu organických látek se uvolňuje mnoho živin pro rostliny i mikroorganismy: dusík (ve formě NH_4^+ a posléze NO_3^-), síra, fosfor, kationty jako Ca^{2+} , Mg^{2+}, K^+ aj. Proto se také proces rozkladu organických látek vedoucí ke vzniku anorganických (minerálních) forem nazývá **mineralizace**. Minerální látky uvolňované při rozkladu organických látek jsou buď bezprostředně využívány mikroorganismy a rostlinami jako živiny, nebo se adsorbují na půdních koloidech (kapitola 10), odkud mohou být později opět uvolněny a využity jako živiny, nebo tvoří nerozpustné minerální sloučeniny či se z půdy vyplavují.

Organickým produktem rozkladu a resyntézy organických látek v půdě je **humus**. Biomasa vytvořená primárními producenty (převážně rostlinami) je transformována (i mineralizována a znovu syntetizována) konzumenty a posléze rozkládána reducenty, které představují mikroorganismy. Jednoduché nebo i složité, ale dobře rozložitelné organické látky poměrně rychle mineralizují. Mnoho meziproduktů rozkladu je v půdním prostředí bezprostředně využito v dalších rozkladných i syntetických procesech. Rozkladu podléhají i složité organické látky typu ligninu. Rozkladné

produkty, fenoly a chinony, se nejprve vyskytují ve formě monomerů, tj. ve formě jednotlivých molekul, které působením enzymů polymerují a tvoří polyfenoly a polychinony. Tyto vysokomolekulární látky vstupují do dalších reakcí s dusíkatými (amino) sloučeninami a dávají vznik **humusovým látkám** relativně odolným rozkladu.

Obrázek 9.5. Propojení cyklu uhlíku v půdě s atmosférou prostřednictvím CO_2.
(upraveno podle: Ellis a Mellor, 1995)



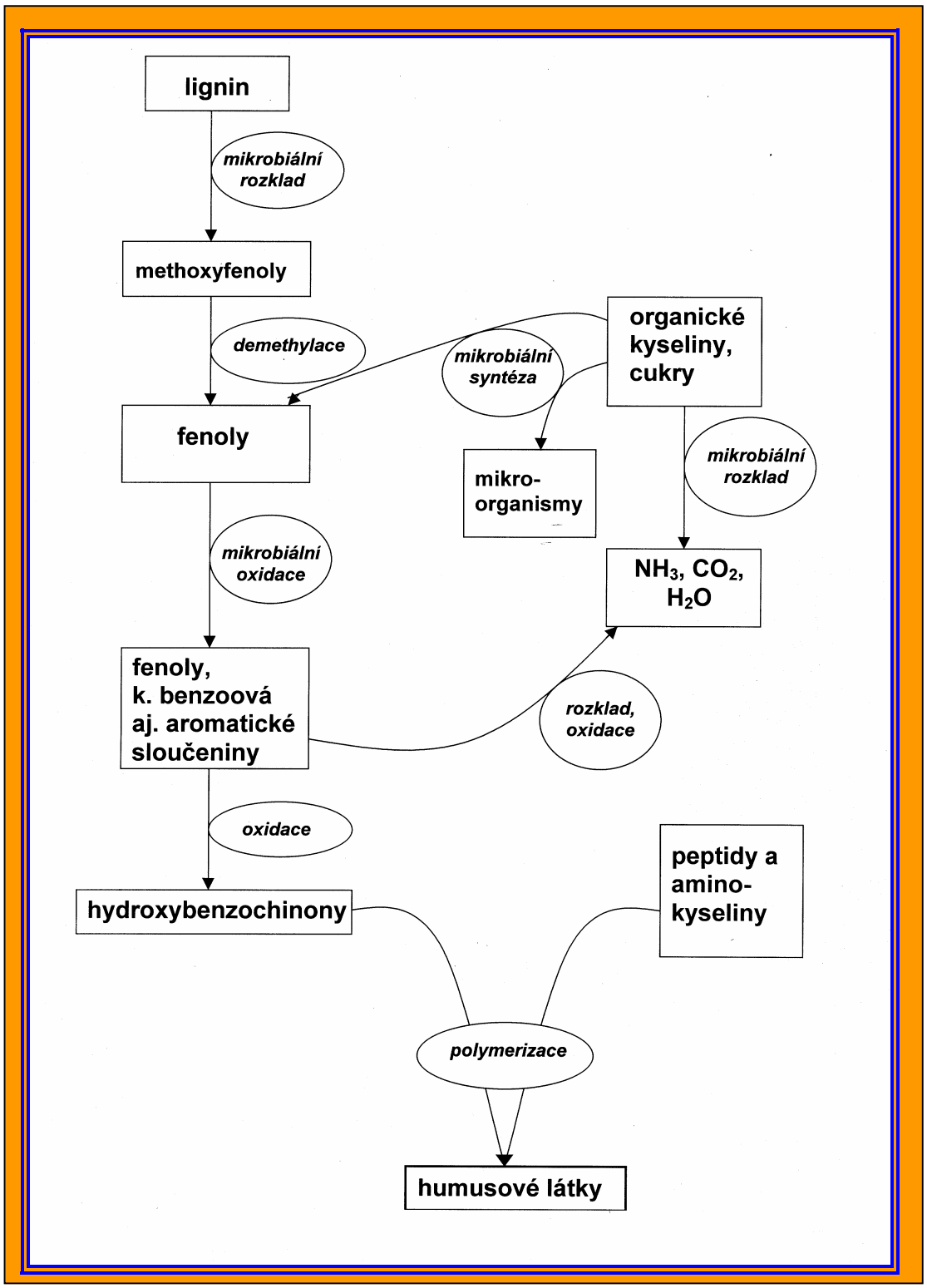
Humus se tedy vytváří v průběhu rozkladných procesů, resyntézou a polymerací (**obrázek 9.6**). Humusové látky jsou amorfní, mají tmavou barvu a jsou vysokomolekulární, jejich molekulová hmotnost se pohybuje od několika stovek do několika set tisíc.

Humus může být definován takto: je to složitá **směs rezistentních hnědých a tmavě hnědých amorfních a koloidních vysokomolekulárních organických látek charakteru kyselin, která vzniká mikrobiálním rozkladem a syntézou a má chemické a fyzikální vlastnosti velmi důležité pro rostliny a půdu.**

Vlastní humusové látky se klasifikují různým způsobem, podle různých hledisek. **Podle odolnosti k rozkladu a podle rozpustnosti** v kyselinách a alkáliích se humusové látky rozdělují na tři skupiny: **fulvokyseliny** (mají nejnižší molekulovou hmotnost, jsou nejsvětlejší, nejrozpustnější a nejsnáze podléhají rozkladu), **huminové kyseliny** (mají vyšší molekulovou hmotnost, jsou tmavší, nerozpustné v kyselinách), **humin** (tyto látky jsou nejsložitější a nejodolnější rozkladu).

Vedle humusových látek je menší část půdní organické hmoty, asi 10 - 30 %, tvořena dalšími látkami, z nichž převládají **polysacharidy**. Na rozdíl od humusových látek jsou tyto látky přesněji definovány pokud jde o fyzikální a chemické vlastnosti. Kromě polysacharidů sem patří organické kyseliny a látky bílkovinné povahy. Polysacharidy mají velký význam v tvorbě půdních agregátů.

Obrázek 9.6. Syntéza humusových látek v půdě. Výchozí sloučeninou je často lignin, do reakcí však vstupují nejrůznější látky. Přeměna původních organických látek na humusové látky zahrnuje rozkladné a syntetické pochody, na nichž se podílejí mikroorganismy a extracelulární enzymy (mikrobiálního, živočišného i rostlinného původu).
(upraveno podle: Martin a Haider, 1971, cit. in Coyne, 1999)

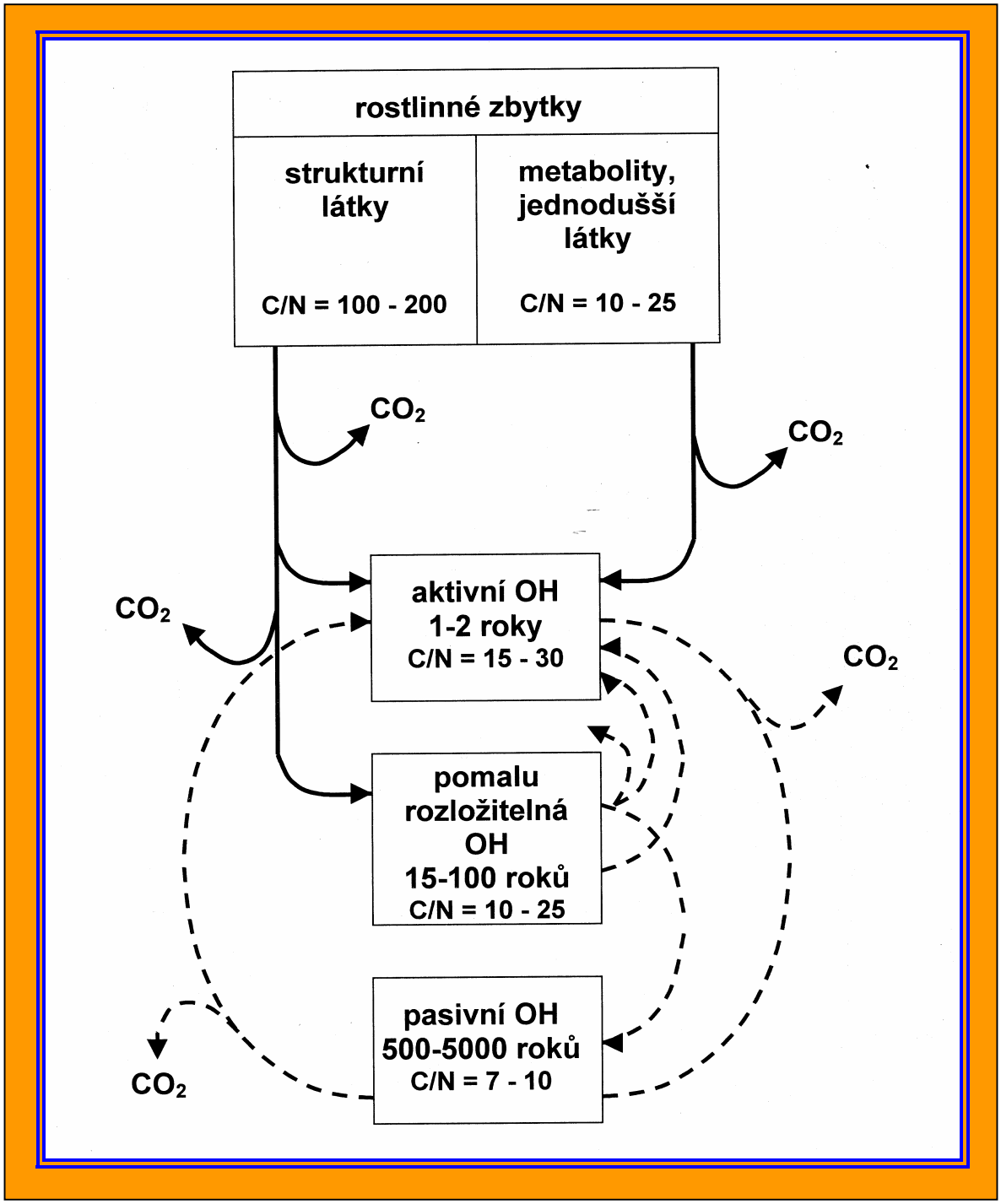


9.6. Poměr C:N

Charakteristickým znakem humifikace organických látek je relativní obohacení dusíkem: zatímco např. rostlinné zbytky mají poměr C:N kolem 40:1 (20-30:1 leguminózy, až 100:1 sláma obilnin), v humusových látkách je tento poměr mnohem nižší. Dusík takto vázaný je vesměs nepřístupný jako živina, ale procesy přeměn humusových látek může být posléze uvolněn. Biomasa mikroorganismů má poměr C:N mezi 4 až 9:1. Nižší poměr indikuje relativně více dusíkatých látek (bílkovin) a je charakteristický pro bakterie, poměr kolem 9:1 je typický pro mikromycety. Poměr C:N v organické hmotě v půdě se pohybuje v rozsahu 8 - 15 : 1, nejčastěji činí 10 - 12:1 (viz též **obrázek 9.7**).

Poměr C:N v rostlinném materiálu či podobných organických látkách je tedy zpočátku vysoký, avšak po vnesení do půdy se může rychle snižovat. Za příhodných podmínek, zejména za příznivé teploty a vlhkosti, dochází během několika dnů k rozvoji heterotrofních mikroorganismů: bakterií, aktinomycet i mikromycet, které využívají vnesenou organickou látku jako zdroj uhlíku a energie. Současně s rozkladem organické látky relativně chudé na dusík stoupne jeho potřeba u mikroorganismů a v půdě momentálně dostupný minerální dusík je jimi odčerpán. V tomto období mohou rostliny trpět nedostatkem dusíku. **V průběhu rozkladu organické látky se většina uhlíku uvolňuje ve formě CO_2, avšak většina dusíku v půdě zůstává. Proto klesá poměr C:N v rozkládaném materiálu**. Období nedostatku dusíku může trvat několik dnů či týdnů nebo může být i mnohem delší. To závisí zejména na množství a kvalitě vnesené organické hmoty. Velké množství organických zbytků chudých na dusík, jako je např. sláma obilnin, se rozkládá pomalu a dusík je pak imobilizován v biomase mikroorganismů dlouhou dobu. Rostlinné zbytky bohaté na dusík, např. posklizňové zbytky jetelovin, se rozkládají mnohem rychleji, neboť je k dispozici dostatek dusíku.

Obrázek 9.7. Třídění půdní organické hmoty podle rozložitelnosti. Půdní organická hmota (OH) se také rozděluje na aktivní, tj. velmi lehce půdními mikroorganismy metabolizovatelnou organickou hmotu, na pomalu rozložitelnou organickou hmotu a na pasivní, velmi pomalu rozložitelnou organickou hmotu. Jednotlivé složky mají typický poměr C:N. Mikrobiálními i chemickými procesy jsou organické látky přeměňovány z jedné formy na jinou. Všechny přeměny organických látek v půdě doprovází uvolňování (ztráty) uhlíku ve formě CO_2 a někdy methanu. Celkově se takto ve formě plynů uvolní přibližně 2/3 uhlíku z rozkládaného materiálu. (upraveno podle: Paustian a kol., 1992, cit. in Brady a Weil, 1999)

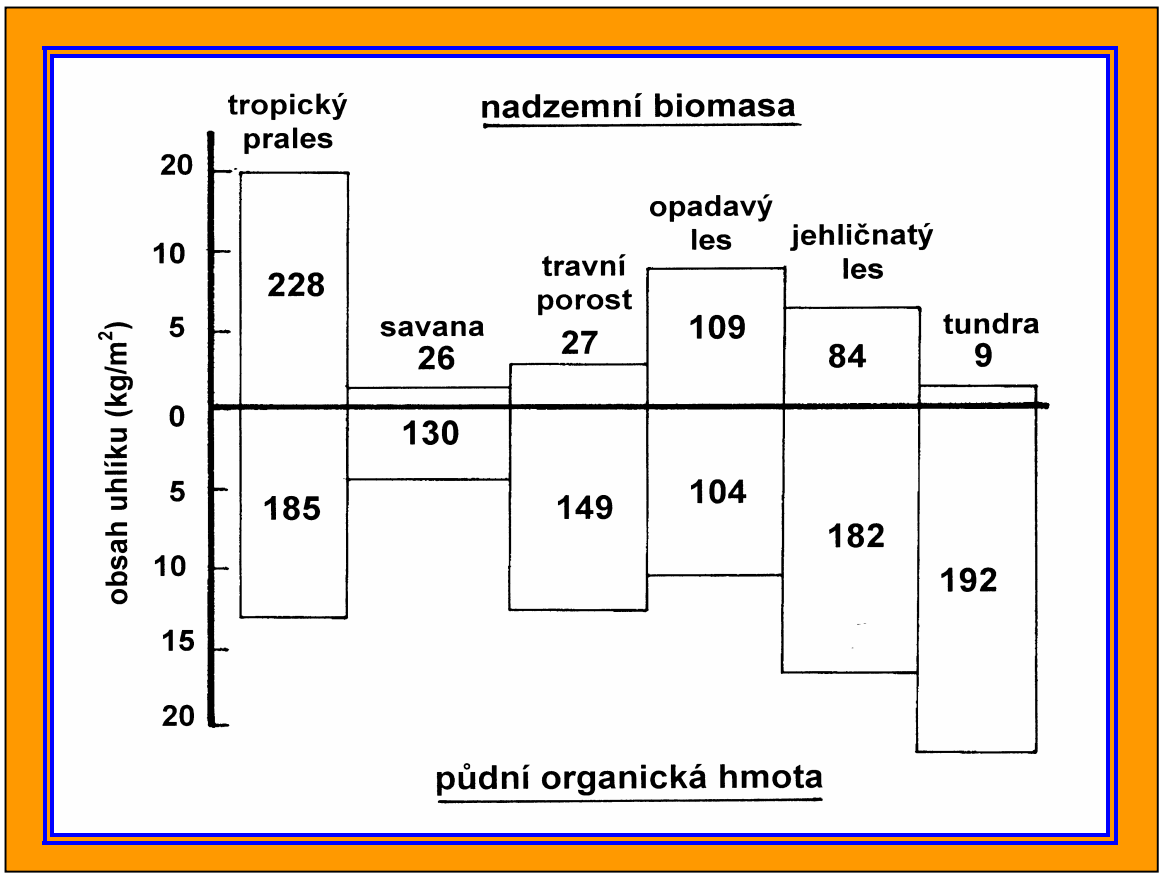


9.7. Množství organické hmoty v půdě

Množství organické hmoty v půdě je velmi různé. Povrchové vrstvy většiny **minerálních půd** obsahují přibližně **několik procent** (hmotnostních) organických látek. Stanovení obsahu organické hmoty však není jednoduché. Vesměs se proto stanoví obsah organického uhlíku a ten se násobí faktorem 1,72 (pozn.: přepočítávací koeficient má podle různých autorů hodnotu 1,7 – 2,0). Výsledek pak udává přibližný obsah organické hmoty v půdě. Obecně se obsah organické hmoty snižuje směrem do hloubky půdního profilu. Z obsahu organické hmoty lze přibližně odhadnout obsah dusíku v půdě, neboť poměr organická hmota:dusík je přibližně 20:1. Celkově je v půdní organické hmotě vázáno obrovské množství uhlíku (**obrázek 9.8**).

Půdy s obsahem organické hmoty nad 20 hmotnostních % (nad 12 % C) pokud jde o lehčí a střední půdy, či s obsahem organické hmoty nad 30 % (nad 18 % C) v případě těžkých půd, se nazývají **organické půdy**.

Obrázek 9.8. Obsah uhlíku v nadzemní biomase a v půdě v různých typech ekosystémů. Číselné údaje představují celkové množství C v jednotlivých ekosystémech v Pg (1 Pg = petagram = 10^{15} g). (upraveno podle: Anderson, 1991, cit. in Coyne, 1999)

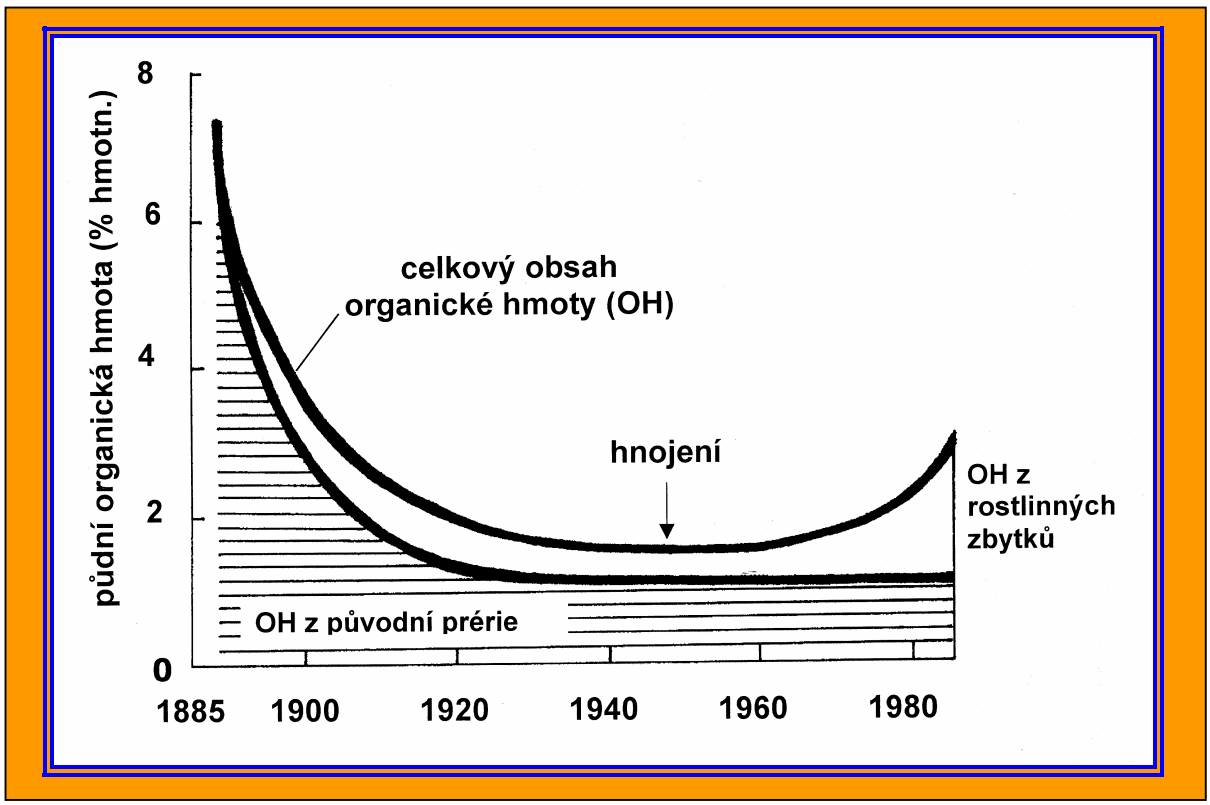


Množství organické hmoty (a tedy množství uhlíku) i množství dusíku v půdě je ovlivněno mnoha faktory, z nichž největší význam mají **teplota a srážky**. Vyšší teploty vedou k rychlejšímu rozkladu organických látek a tedy k nižšímu obsahu půdní organické hmoty. Vyšší vlhkost půdy znamená v jinak srovnatelných podmínkách vyšší obsah organické hmoty v půdě. Hromadění i rozklad organické hmoty jsou dále závislé na převládající **vegetaci**: např. půdy pod travními porosty většinou obsahují mnohem více organické hmoty než půdy lesních porostů.

Textura půdy ovlivňuje obsah organické hmoty a dusíku tak, že těžší půdy většinou obsahují více organické hmoty než lehčí půdy. Zamokřené půdy se špatnou aerací obsahují více organické hmoty, než půdy dobře aerované.

Kultivace půdy může výrazně ovlivnit obsah organické hmoty, což je zvlášť markantní u tzv. panenských půd, tj. půd vyvinutých v přirozených ekosystémech, které se začnou obdělávat. Počáteční obvykle vysoký obsah organické hmoty se v těchto půdách rychle snižuje (**obrázek 9.9**). Obsah organické hmoty je kromě toho ovlivňován agrotechnikou a hnojením.

Obrázek 9.9. Změny v obsahu půdní organické hmoty. Původní prérie byla v roce 1885 převedena na ornou půdu. V prvních asi 30 letech poklesl obsah půdní organické hmoty na méně než čtvrtinu. Od roku 1950 se používalo větší množství hnojiv, což vedlo ke zvýšení výnosů včetně větší produkce nadzemní i podzemní biomasy (a tím posklizňových zbytků). Od té doby se obsah organické hmoty v půdě začal zvyšovat. (upraveno podle: Brady, 1990)



10. CHEMICKÉ VLASTNOSTI PŮD

10.1. Půdní koloidy
10.2. Reakce půdy (pH)
10.3. Půdní sorpční komplex
10.4. Oxidačně-redukční reakce, redox potenciál

10. 1. Půdní koloidy

Terminologie

Koloid je **stav látky**, který je dán velikostí částic a jejich diskontinuitou. Koloidy jsou mikroheterogenní (nehomogenní) soustavy s velikostí dispergovaných částic 10^{-9} až 10^{-6} m (respektive cca 5 nm – 2 µm) ve skupenství plynném, kapalném a pevném, často (např. půdní koloidy) velmi proměnlivé v čase. Částice jsou tvořeny nejrůznějším počtem molekul, od mnoha až po jednu makromolekulu (např. kaučuk).

Koloid je tedy látka dispergovaná v **disperzním prostředí**. Podle interakcí s prostředím se koloidy dělí na dvě skupiny. Jestliže dispergovaná fáze nereaguje s disperzním prostředím, považuje se koloid za **lyofobní**. Jestliže naopak dispergovaná látka je v interakci s disperzním prostředím, jedná se o **lyofilní** koloid. Jestliže je disperzním prostředím voda, ekvivalentní termíny jsou **hydrofobní a hydrofilní** koloid. Molekuly mnoha organických sloučenin vykazují jak hydrofobní, tak hydrofilní vlastnosti a nazývají se proto **ampifilní**. Patří sem např. fosfolipidy a mnohé aminokyseliny a ze syntetických látek detergenty.

Koloidy existují jako **sol** nebo **gel.** Gel vykazuje vlastnosti tuhých látek. Rozlišují se gely pravé, které vznikají koagulací lyofilních koloidů, a gely nazývané také **koaguláty**, jež vznikají z lyofobních koloidů. Nejčastěji se však jako koloidy označují koloidní roztoky - soly, pro něž se pak používá obecný termín **lyosoly** nebo, je-li disperzním prostředím voda, **hydrosoly**.

Mnoho chemických a biologických reakcí se odehrává na rozhraní pevná látka - kapalina. Dochází zde k **adsorpci**, tj. poutání látek na (koloidním) povrchu (na rozdíl od absorpce, kdy se jedna látka pohlcuje v látce jiné; někdy není možné dobře odlišit

jev adsorpce od absorpce, a proto se doporučuje užívat obecnější termín **sorpce**). **Desorpce** je jev, kdy se sorbovaná látka uvolňuje ze sorbentu.

Vlastnosti koloidů

Vzhledem ke své malé velikosti mají koloidy **velký měrný povrch**. Vnější povrch koloidů může činit kolem 10 $m^2.g^{-1}$. Kromě toho mnohé koloidy, jako např. jílové částice tvořené jílovými minerály, mají vnitřní povrchy, které mohou dosahovat 800 $m^2.g^{-1}$ i více. Povrchy půdních koloidů obvykle nesou negativní nebo pozitivní **náboj**. Většinou převládá negativní náboj, avšak některé minerální koloidy v kyselých půdách nebo organické koloidy mohou mít i pozitivní náboj. Důležitou vlastností koloidů vyplývající z existence jejich elektrických nábojů je **schopnost poutat ionty opačného náboje**. Jednotlivé **koloidní částice** (nazývané také koloidní micely, u nichž se rozlišuje jádro obklopené adsorpční sférou) mohou poutat stovky až tisíce kationtů, jako jsou Ca^{2+}, Mg^{2+}, Al^{3+}, H^+ apod. Spolu s adsorbovanými kationty poutají koloidní částice velké množství molekul vody. Pro koloidy je také typická **proměnlivost a heterogenita.**

Druhy půdních koloidů

Půda obsahuje velmi mnoho různých látek v koloidním stavu. Patří sem především **jílové částice** (tvořené sekundárními jílovými minerály) o velikosti pod 2 µm a velký podíl **půdní organické hmoty** včetně některých rostlinných zbytků a meziproduktů rozkladu. Vlastnosti koloidů vykazují také **buněčné stěny a protoplasma organismů**.

Vrstevnaté jílové minerály

Tyto minerály jsou popsány v kapitole 5.2. Jejich důležitou charakteristikou je vrstevnatá stavba. Chemické složení a vnitřní uspořádání atomů určité částice jílového minerálu určuje její celkový náboj a s tím spojené mnohé vlastnosti: zejména schopnost sorbovat a desorbovat ionty a dále významné fyzikální vlastnosti půdy, jako jsou lepivost, plasticita, atd. Jílové minerály jsou nejdůležitější skupinou anorganických koloidů ve většině půd.

Oxidy a hydroxidy Fe a Al

Vyskytují se ve všech půdách, avšak zvláště typické jsou ve více zvětralých půdách tropů a subtropů. Jejich větší výskyt se projevuje žlutavým nebo červenavým zbarvením půd. Do této skupiny minerálů patří **gibsit** ($Al_2O_3.3H_2O$, jehož složení lze také zapsat jako $Al(OH)_3$) a **goethit** ($Fe_2O_3.H_2O$ čili FeOOH). Některé oxidy a hydroxidy se vyskytují v krystalické formě, jiné jako amorfní minerály. Nejsou tak lepivé a plastické jako vrstevnaté jílové minerály. Při vysokém pH nesou slabý negativní náboj a vážou kationty. V silně kyselých půdách však mají pozitivní náboj a sorbují anionty. Jsou tedy příčinou aniontové výměnné kapacity (kapitola 10.3).

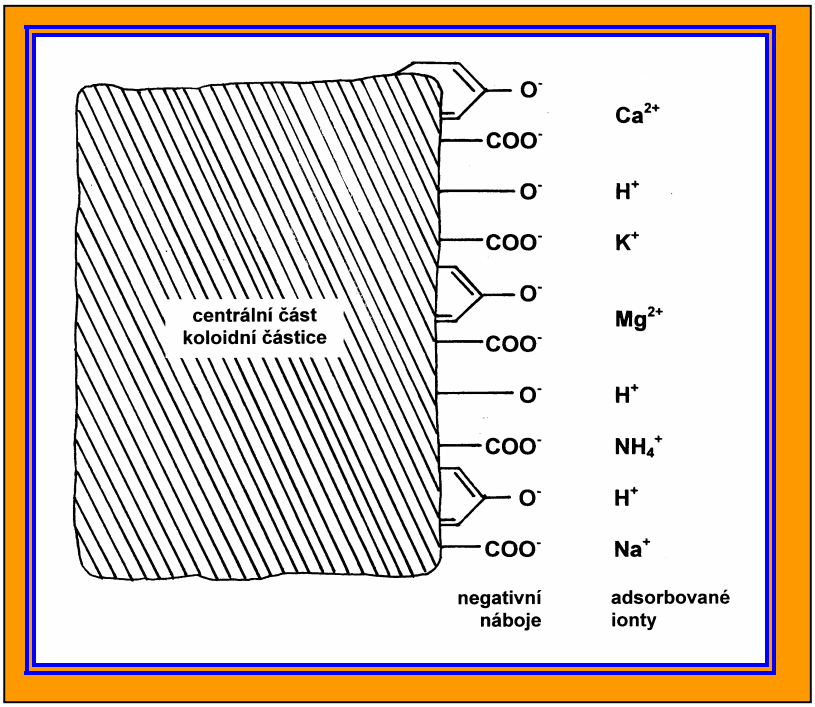
Alofan a ostatní amorfní minerály

Vyskytují se ve většině půd, o jejich vlastnostech se však ví poměrně málo. Alofan má přibližné složení $Al_2O_3.2SiO_2H_2O$ a ve zvýšeném množství je přítomen např. v půdách vzniklých na sopečném popelu.

Organické půdní koloidy

Koloidní částice humusových látek se obecně podobají koloidům anorganickým v tom smyslu, že jsou tvořeny elektricky nabitým jádrem (micelou) obklopeným kationty. Nejsou však krystalické. Z hlediska elementárního složení jsou tvořeny zejména uhlíkem, vodíkem a kyslíkem. Jejich negativní náboj je dán výskytem částečně disociovaných hydroxylových (-OH) a karboxylových (-COOH) skupin a fenolických skupin (**obrázek 10.1**). Podobně jako u oxidů a hydroxidů Fe a Al, negativní náboj humusových koloidů souvisí s pH půdy. Při velmi nízkém pH mají jen malý negativní náboj, který se ale silně zvyšuje s rostoucím pH.

Obrázek 10.1. Adsorpce kationtů na půdním humusovém koloidu. V důsledku převahy negativního náboje koloidu se na něj poutají zejména kationty.(upraveno podle: Brady, 1990)



Chování a význam koloidů v půdě

Koloidy ve formě gelu mohou **peptizací** přecházet v sol. V půdě je tento jev, považovaný většinou za nepříznivý, podporován např. výskytem NH_3 a Na^+. Opačným procesem je **koagulace** solu v gel. Tzv. ochranné koloidy (např. koloidní

humus a kyselina křemičitá) podporují stabilitu koloidů. Také některé ionty (Ca^{2+}, Mg^{2+}) podporují koagulaci. Koagulace se projevuje i při vymrzání a vysychání půdy. Peptizace a koagulace jsou někdy reverzibilní, jindy ireverzibilní.

Značný **význam koloidů v půdě** plyne zejména z toho, že

- zabezpečují půdě dynamické vlastnosti: ovlivňují změny pH a koncentraci iontů, změny vlhkosti a teploty, vyvolávají procesy peptizace a koagulace,
- ovlivňují všechny agronomické a technologické vlastnosti půd (vodní a vzdušný režim, tepelný režim, zpracovatelnost půdy atd.),
- sorbují a desorbují ionty, což má zcela zásadní význam pro výživu rostlin i mikroorganismů i pro chování cizorodých látek a škodlivin v půdě (kapitola 10.3).

10.2. Reakce půdy (pH)

Reakce půdy, respektive půdního roztoku, je jednou z nejdůležitějších chemických charakteristik půdy. Je tomu tak mj. proto, že mnoho chemických a biologických procesů v půdě závisí na množství vodíkových kationtů H^+ (ve skutečnosti jsou ionty vodíku ve vodném prostředí hydratované a vodík tedy existuje ve formě iontů H_3O^+; pro zjednodušení se tato skutečnost opomíjí a používá se formální zápis H^+) a hydroxylových aniontů OH^-.

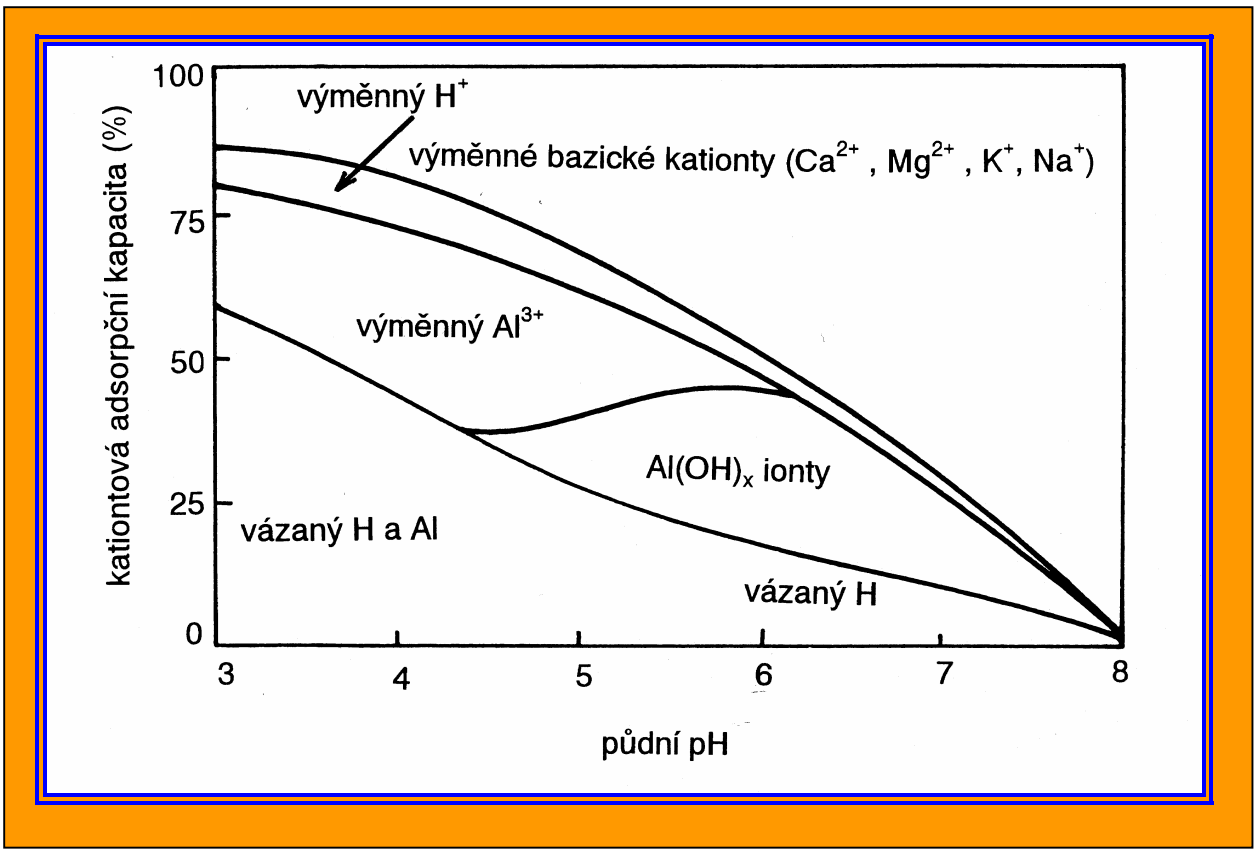
Kyselé půdy jsou běžné např. v oblastech s vyššími srážkami, kdy se bazické kationty (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+ a Na^+) ve zvýšené míře vymývají z povrchových vrstev půdy a jsou ve výměnných místech půdních koloidů nahrazovány ionty H^+ a dále ionty Al^{3+}. Alkalické půdy jsou časté v aridních a semiaridních oblastech. Jak příliš kyselé, tak příliš zásadité půdy jsou nepříznivé pro většinu rostlin.

pH půdy do značné míry ovlivňuje distribuci kationtů v půdě (**obrázek 10.2**). V kyselých půdách dominují na výměnných místech půdních koloidů pevně vázané ionty H^+ a Al a výměnné ionty H^+ a Al^{3+}. V zásaditých půdách jsou tato místa obsazena bazickými kationty. Půdní aciditu způsobují zejména ionty H^+ a různé ionty Al (Al^{3+}, $Al(OH)_2^+$, $Al(H_2O)^{3+}$ aj.), zatímco ostatní kationty ji tlumí.

Jestliže se do kyselé půdy dodá $Ca(OH)_2$ nebo jiná podobná sloučenina na úpravu pH, ionty H^+ a Al^{3+} na výměnných místech půdních koloidů jsou nahrazeny ionty Ca^{2+}. Současně se sníží koncentrace iontů H^+ a Al v půdním roztoku a zvýší se koncentrace iontů OH^-, neboť ve vodných roztocích je inverzní vztah mezi ionty H^+ a OH^-.

V **neutrálních a zásaditých půdách** mají kationty jako Ca^{2+}, Mg^{2+} nebo Na^+ přímo vliv na koncentraci aniontů OH^- v půdním roztoku. Alkalická reakce je důsledkem hydrolýzy koloidů nasycených výměnnými bazickými kationty:

Obrázek 10.2. Vztah mezi pH půdy a kationty sorbovanými půdními koloidy. V kyselých půdách dominují na výměnných místech půdních koloidů pevně vázané ionty H^+ a Al a výměnné ionty H^+ a Al^{3+}. V zásaditých půdách jsou tato místa obsazena bazickými kationty. (upraveno podle: Brady, 1990)



$$\text{koloid-}Ca^{2+} + 2H_2O \;®\; \text{koloid-}2H^+ + Ca^{2+} + 2\,OH^-$$

V půdě nasycené bazickými kationty je proto vysoká koncentrace hydroxylových iontů (OH^-). Výsledné pH potom závisí na relativním zastoupení bazických kationtů na jedné straně a iontů H^+ a Al na straně druhé. Dalším zdrojem hydroxylových aniontů jsou uhličitany. Např. uhličitan vápenatý hydrolyzuje podle vztahu:

$$CaCO_3 + H_2O \;®\; Ca^{2+} + HCO_3^- + OH^-$$

Výsledné pH v půdách s vysokým obsahem $CaCO_3$ může být až 8.3. Obsahuje-li půda mnoho Na_2CO_3, který je rozpustnější a hydrolýzou tedy produkuje více iontů OH^-, může pH dosáhnout až 10 i více.

Většina půd má **tendenci okyselovat se**, a to v důsledku kontinuálního přísunu iontů H^+ do půdního prostředí. Přirozeně se tak děje několika mechanismy:

- Kořeny rostlin a půdní organismy produkují oxid uhličitý (kapitola 8.4), který se částečně rozpouští v půdní vodě a vytváří se kyselina uhličitá (H_2CO_3). Ta hydrolyzuje a přispívá ionty H^+ do půdního prostředí.

- Kořeny rostlin produkují velké množství metabolitů v kořenových exsudátech. Část exsudátů tvoří organické kyseliny. V procesu příjmu živin uvolňují kořeny ionty H^+ i OH^-.

- Při mineralizaci půdní organické hmoty se vytvářejí organické kyseliny. Kromě toho se mineralizovaný dusík a síra oxidují na kyselinu dusičnou a sírovou. Kyseliny jsou opět zdrojem H^+.

- Zvětráváním mnoha půdotvorných minerálů se uvolňují ionty H^+ .

- Srážková voda reaguje s oxidem uhličitým v atmosféře a tvoří se kyselina uhličitá. "Normální" srážky mají pak pH okolo 5,6. Srážky a suchý spad (oxidy N a S, NH_4^+) představují externí zdroj podporující okyselování půdy (=kyselé srážky, viz níže).

Některé půdy obsahují více **pyritu** (FeS_2). Zvětráváním pyritu a oxidací síry se tvoří kyselina sírová a pH půdy se může snížit i pod 2:

$$2FeS_2 + 7H_2O + 7(1/2)O_2 \;®\; 4(SO_2)^{2-} + 8H^+ + 2Fe(OH)_3$$

Zvýšené okyselování půd způsobují tzv. kyselé srážky. V tomto případě se pH srážek snižuje pod přirozenou hodnotu 5,6 v důsledku tvorby kyselin, zejména kyseliny sírové a kyseliny dusičné, v kapénkách srážkové vody. Tyto kyseliny se tvoří rozpouštěním sloučenin síry a dusíku emitovaných do ovzduší jak přirozenými zdroji (sopky, výrony plynů aj.), tak vznikajících různými lidskými aktivitami: průmyslovou výrobou, dopravou atd. Emise sirných a dusíkatých sloučenin z průmyslu, energetiky, dopravy i zemědělství vedly v nedávné minulosti k poklesu pH srážek téměř v celosvětovém měřítku. Nejzávažnější dopady kyselých srážek byly popsány v severní, západní a střední Evropě a v severní Americe.

K okyselování půdy dochází také soustavným používáním některých **minerálních hnojiv**. Např. po vnesení většího množství amoniakálního hnojiva do půdy se část amonných iontů oxiduje v procesu **nitrifikace** nejprve na dusitanovou formu dusíku a uvolňují se přitom ionty H^+ okyselující půdní prostředí. Ve druhém kroku se dusitany dále oxidují na dusičnany:

$$2NH_4^+ + 3O_2 \;®\; 2NO_2^- + 2H_2O + 4H^+ + \text{energie}$$
$$2NO_2^- + O_2 \;®\; 2NO_3^- + \text{energie}$$

Také fosforečná hnojiva přispívají k okyselování půdy. Hydrolýzou fosforečnanů vzniká kyselina fosforečná, která následně disociuje a uvolněné ionty H^+ snižují pH:

$$Ca(H_2PO_4)_2 \quad ® \quad CaHPO_4 \quad + \quad H_3PO_4 \ (® \ 3H^+ + PO_4^{3-})$$

Druhy půdní reakce

Rozeznávají se tři druhy půdní reakce: aktivní, výměnná a reziduální (zbytková). **Aktivní reakce** je způsobena výskytem volných iontů H^+ v půdním roztoku. Aktivní reakce se měří nejčastěji ve vodném výluhu půdy a označuje se také pH_{H2O}. **Výměnná reakce** (acidita, kyselost) souvisí se zvýšeným výskytem výměnných iontů H^+ a Al^{3+} a v menší míře také iontů Fe^{3+} v kyselejších půdách. Tyto ionty mohou být uvolněny z výměnných míst koloidů působením roztoku neutrální soli, např. KCl:

$$\text{koloid-}H^+, Al^{3+} \quad + \quad 4KCl \quad ® \quad \text{koloid-}4K \quad + \quad AlCl_3 \quad + \quad HCl$$

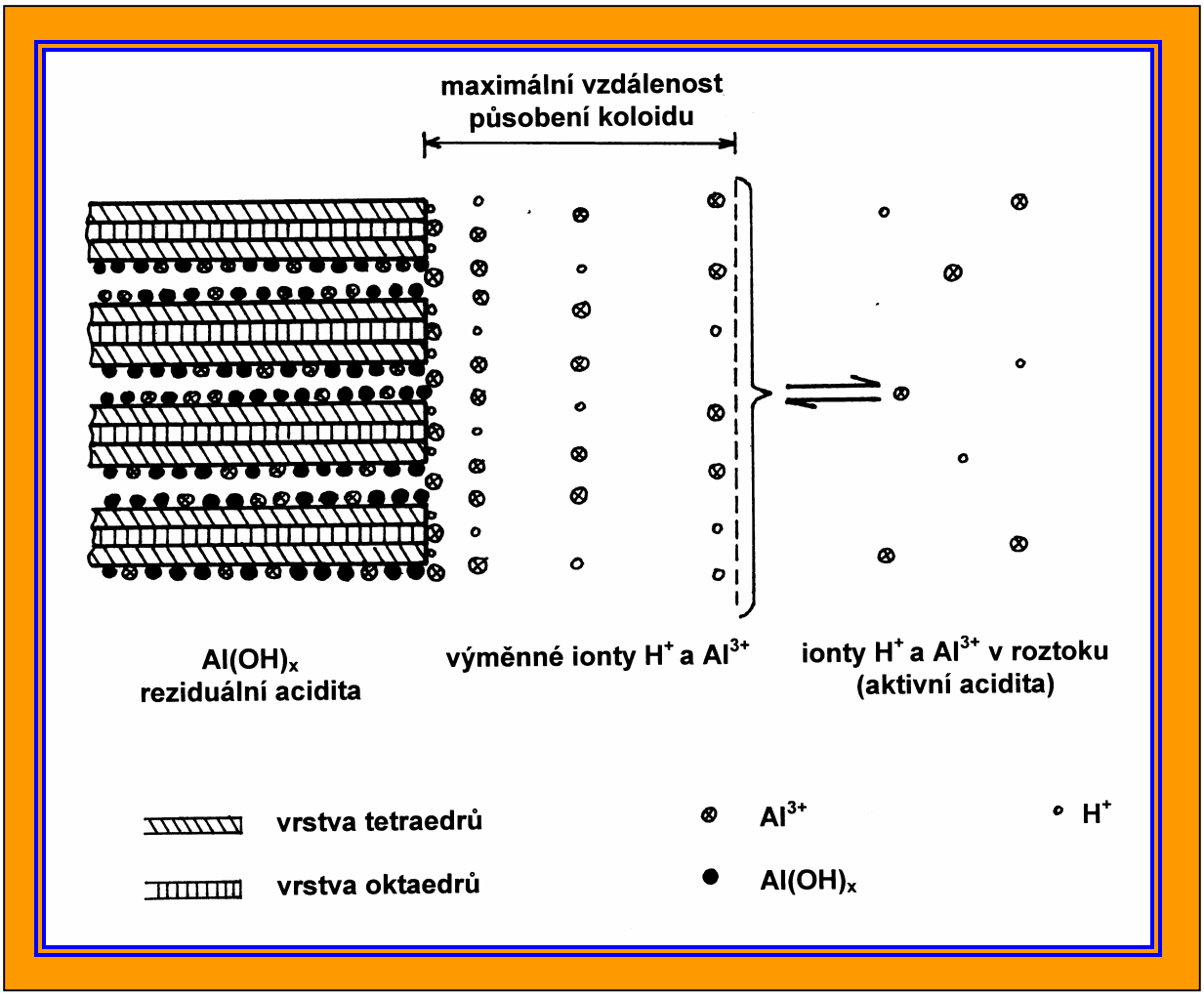
Výměnná reakce se měří např. stanovením pH výluhu půdy v 1M KCl nebo 1 M $CaCl_2$ a označuje se pak jako pH_{Kcl} nebo pH_{CaCl2}. Výměnná acidita je vždy nižší než pH_{H2O}, neboť zahrnuje jak volné ionty H^+, tak ionty výměnné. Zbytek (většina) acidity v půdě pak připadá na ionty H^+ a Al vázané v nevýměnných formách v půdních koloidech (**reziduální acidita**). Protože je takto vázána většina iontů H^+ a Al v půdě, je reziduální acidita nejvyšší (tj. má nejnižší hodnotu pH) (**obrázek 10.3**).

V praxi se také používá stanovení **potřeby vápnění**. Rozumí se tím množství vápenatého hnojiva potřebného k vyrovnání (tj. zvýšení) půdního pH na určitou úroveň. Vyjadřuje se v množství $CaCO_3$ na 1 ha půdy. Většině rostlin vyhovuje pH půdy kolem 6 - 7, neboť při tomto pH je přiměřená přístupnost většiny důležitých živin včetně mikroživin. Mírně kyselá až neutrální půdní reakce je také příznivá pro většinu důležitých mikrobiálních procesů v půdě.

Pufrovitost půd

Pufrovitost je schopnost půdy odolávat změnám pH půdního roztoku. Pufrovitost je dána existencí rovnováhy mezi aktivní, výměnnou a reziduální aciditou. Jakmile se v půdním roztoku zvýší koncentrace iontů H^+ např. v důsledku mineralizace organické hmoty, je přebytek iontů H^+ adsorbován (výměnná acidita) nebo vázán (reziduální acidita) půdními koloidy. Změna pH půdního roztoku bude tedy velmi malá. Pufrovitost půd je z velké míry ovlivněna množstvím a stavem iontů H^+ a Al a bazických kationtů v půdě, především však přítomností nasyceného sorpčního komplexu (viz kapitola 10.3).

Obrázek 10.3. Dynamická rovnováha mezi aktivní, výměnnou a reziduální aciditou regulovaná vrstevnatým jílovým minerálem typu 2:1. Adsorbované a reziduální ionty silně převažují (přestože je ukázána jen část minerálu). Je proto zřejmé, že případná neutralizace iontů H^+ a Al^{3+} v půdním roztoku je pro regulaci jeho pH nedostatečná, neboť neutralizované ionty mohou být velmi rychle nahrazeny jinými ionty ze zásoby na jílovém minerálu. Systém má vysokou pufrační kapacitu vzhledem ke změnám pH půdního roztoku. (upraveno podle: Brady, 1990)



10.3. Půdní sorpční komplex

V půdě se vyskytuje velmi mnoho minerálních i organických látek ve stavu koloidů. Jsou to zejména jílové minerály a humusové látky. Koloidní vlastnosti však mohou vykazovat i některé jiné půdní částice, např. minerální částice o větších rozměrech, než mají jílové minerály. Povrchy půdních částic a zejména vnitřní i vnější povrchy koloidů jsou místem styku pevné a kapalné fáze půdy. Na površích koloidů dochází k

jevům sorpce a desorpce, i k jevům výměny iontů, a to v důsledku existence elektrických nábojů.

Zdroje povrchových nábojů půdních koloidů

Jak již bylo uvedeno v kapitole 5, v procesech zvětrávání primárních křemičitanů a vzniku sekundárních jílových minerálů dochází k substituci atomů v krystalové struktuře minerálů: např. iont Mg^{2+} může nahradit iont Al^{3+} ve vrstvě oktaedrů nebo iont Al^{3+} může nahradit iont Si^{4+} ve vrstvě tetraedrů. V obou těchto případech vznikne přebytek jednoho záporného náboje, který je konstantní, permanentní, např.:

Si_2O_4 (bez náboje) ® $SiAlO_4^-$ (negativní náboj)

Tyto negativní náboje mohou být neutralizovány, vyrovnány, adsorpcí kationtů.

Izomorfní substituce iontů však může vést i ke vzniku kladného náboje, a to tehdy když nový kationt má vyšší náboj, než původní kationt. V trioktaedrové struktuře jsou např. 3 ionty Mg^{2+} obklopeny ionty O^{2-} a OH^- tak, že celá skupina je bez náboje. Jestliže je jeden iont Mg^{2+} nahrazen iontem Al^{3+}, vznikne pozitivní náboj:

$Mg_3O_2(OH)_2$ (bez náboje) ® $Mg_2AlO_2(OH)_2^+$

Výsledný náboj (krystalu) jílového minerálu je dán součtem pozitivních a negativních nábojů, a protože zde vysoce převažují substituce iontů vedoucí ke vzniku negativního náboje, **nesou vrstevnaté jílové minerály vesměs negativní permanentní náboj.** Jako permanentní se tento náboj označuje proto, že je výsledkem dlouhodobých přeměn minerálů a nelze ho snadno změnit, neboť souvisí s chemickým složením a krystalovou stavbou těchto jílových minerálů.

Jílové minerály **skupiny kaolinitu, alofan, sesquioxidy Al a Fe a humusové látky nesou negativní i pozitivní náboje**, jež jsou na rozdíl od permanentních nábojů méně stálé a jsou závislé na pH půdního roztoku (**obrázek 10.7**).

Negativní pH-závislé náboje souvisejí s disociací skupin OH na hranách a površích minerálních i organických koloidů. Skupiny OH jsou vázány na ionty Al nebo Fe (Al-OH, Fe-OH) minerálních koloidů a skupiny CO (CO-OH) humusových látek. V mírně kyselém nebo neutrálním pH jsou tyto koloidy bez náboje. Když se pH zvýší, tj. když je v prostředí nadbytek volných iontů OH^-, vodík disociuje ze skupin OH a vznikne negativní náboj:

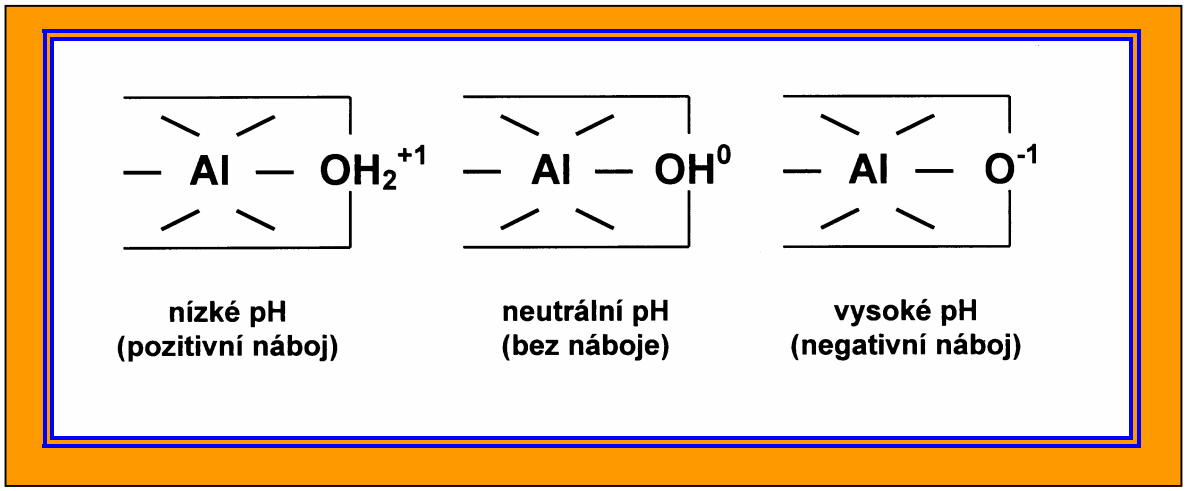
$=Al\text{-}OH + OH^- \;«\; =Al\text{-}O^- + H_2O$
$-CO\text{-}OH + OH^- \;«\; -CO\text{-}O^- + H_2O$

Záporný náboj je kompenzován sorpcí kationtů Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, NH_4^+ aj. Reakce je reverzibilní, takže při poklesu pH (tj. nadbytku iontů H^+, respektive

nedostatku iontů OH^-) se negativní náboj koloidu zruší. V půdách s vysokým obsahem sesquioxidů se uplatňují i jiné mechanismy vzniku pH-závislého náboje.

Stejné místo ve struktuře jílového minerálu tak může nést negativní náboj (při vysokém pH), být elektricky neutrální či nést kladný náboj (při nízkém pH) (**obrázek 10.4**). Protože se v půdě obvykle nachází směs nejrůznějších minerálních a organických koloidů, mohou se zde současně vyskytovat negativně i pozitivně nabité koloidy. Na koloidech v půdách mírného pásma však většinou převládají negativní náboje. V některých půdách v tropech s větším zastoupením oxidů Al a Fe může převažovat kladný náboj.

Obrázek 10.4. Vznik náboje na částici jílového minerálu gibsitu podle pH okolního půdního roztoku. Při nízkém pH nese minerál pozitivní náboj, při vysokém pH negativní náboj. (upraveno podle: Brady, 1990)



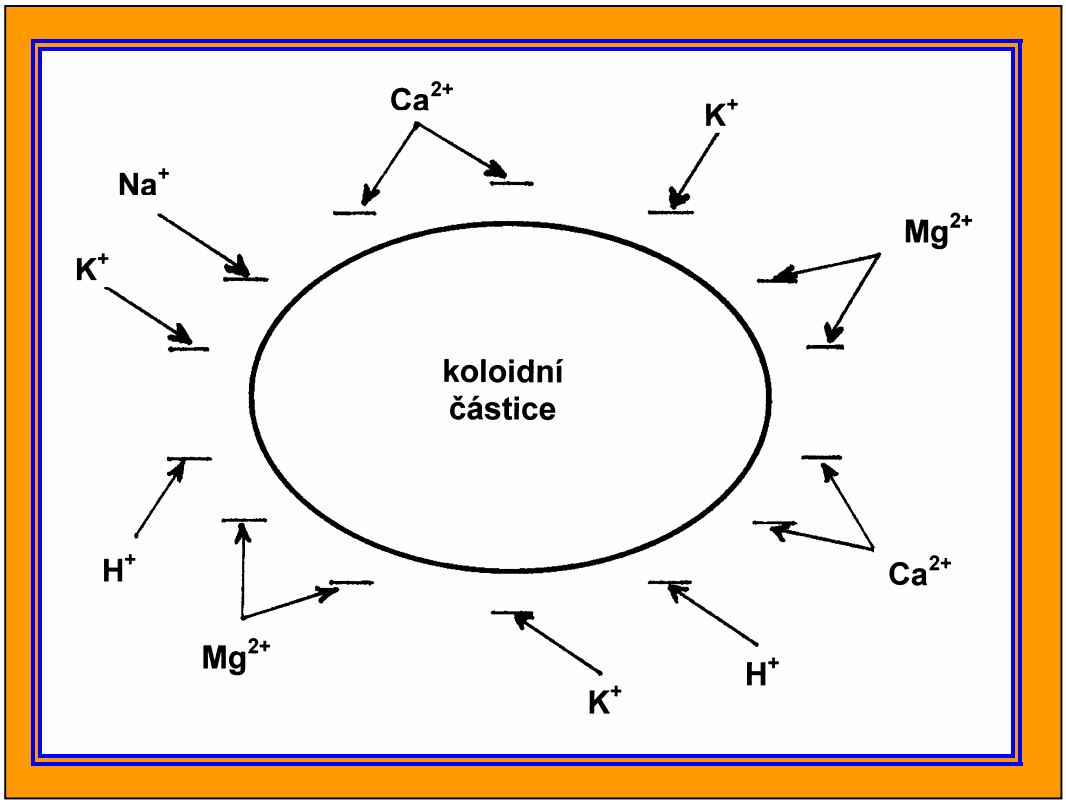
Při extrémně nízkém pH může vznikat na povrchu koloidů pozitivní náboj, a to opět v interakci s OH skupinami. Při velkém nadbytku iontů H^+ se tyto váží na skupiny OH a vzniká přebytek kladného náboje:

$$=Al\text{-}OH + H^+ \quad « \quad =Al\text{-}OH_2^+$$

Adsorpce kationtů a aniontů

V důsledku existence nábojů na površích koloidů zde dochází k adsorpci opačně nabitých iontů. Z převahy negativních nábojů plyne, že se sorbují především nejrůznější kationty (**obrázek 10.5**). Kromě jednoduchých minerálních kationtů (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, NH_4^+) a aniontů (SO_4^{2-}, NO_3^- atd.) jsou adsorbovány i nejrůznější organické sloučeniny a organo-minerální komplexy. V důsledku existence rovnováh mezi sorbovanými ionty a ionty v půdním roztoku dochází k výměnám iontů.

Obrázek 10.5. Sorpce kationtů na povrchu koloidní částice (jílového minerálu nebo humusové látky). (upraveno podle: Ellis a Mellor, 1995)



Kationtová výměna

V kapitole 10.2 byla zmíněna řada příkladů výměny iontů mezi koloidy a půdním roztokem vedoucí ke vzniku a změnám pH půdního roztoku. Např. ionty H^+ uvolňované v průběhu rozkladu (oxidace) organické hmoty v půdě mohou nahradit ionty Ca^{2+} sorbované na koloidní micele:

$$\textbf{koloid-Ca}^{2+} + 2H^+ \;\text{«}\; \textbf{koloid-2H} + Ca^{2+}$$

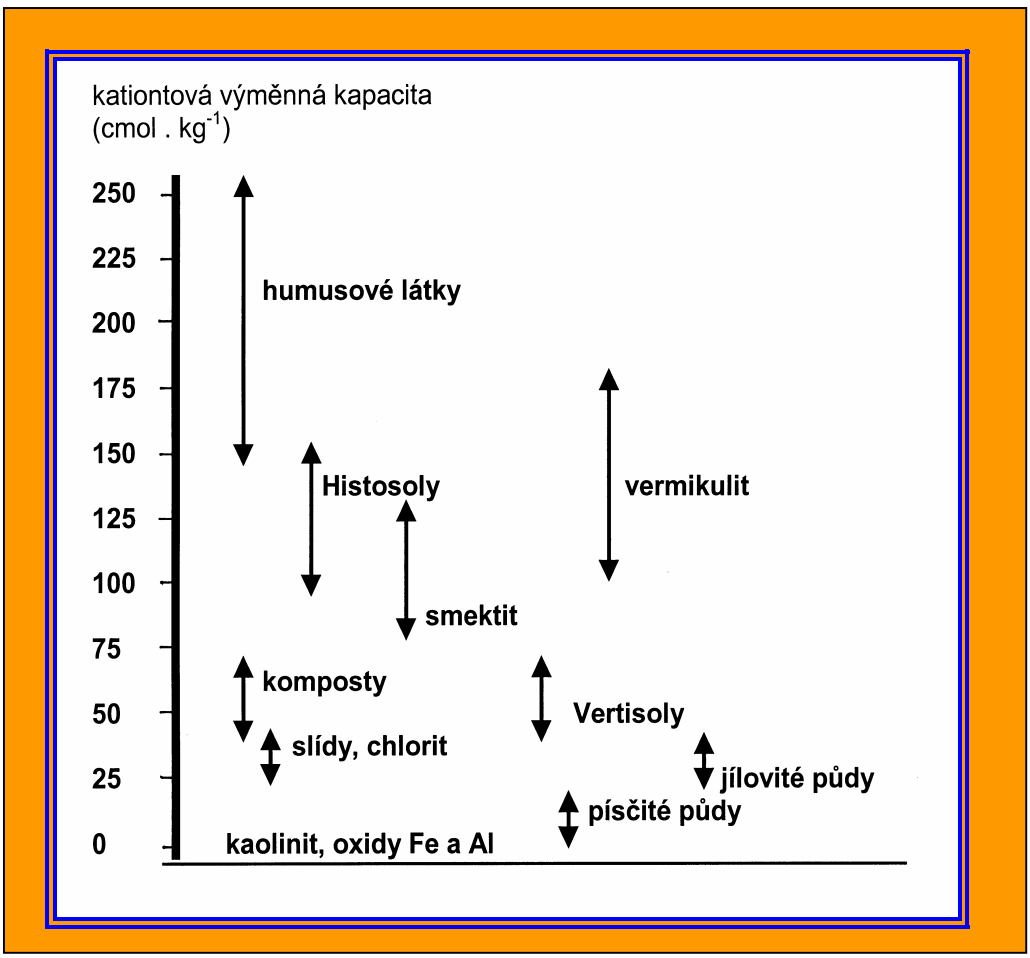
Za dostatku srážek jsou pak mnohé kationty z půdy vymývány a půda se okyseluje.

Kationtová výměna je vratná, reverzibilní. Jestliže se do půdy dostanou v nadbytku kationty jako Ca^{2+}, nahradí sorbované ionty H^+, ty jsou neutralizovány ionty OH^- nebo CO_3^{2-} a pH se zvýší. Podobně kyselinotvorné látky, jako např. síra, dodané do alkalické půdy sníží její pH.

Kationty prvků se nacházejí v půdě v různém stavu: obvykle největší část kationtů je pevně poutána v krystalových mřížkách minerálů (=**nevýměnné kationty**). Zvětráváním minerálů se vytvářejí podmínky pro vznik „potenciální zásobárny“ kationtů, které mohou být za určitých podmínek uvolněny do půdního roztoku (=**výměnné kationty**). Konečně část (často nejmenší) kationtů se již nachází v půdním roztoku.

Součet nábojů výměnných kationtů, které může daná půda adsorbovat, se nazývá **kationtová výměnná kapacita (KVK). Je dána množstvím a kvalitou koloidů v půdě.** Lehčí půdy s nižším obsahem jílových minerálů i organické hmoty mají nižší KVK než těžší půdy, jílovité půdy s převahou kaolinitu a sesquioxidů mají nižší KVK než půdy se stejným obsahem organické hmoty, ale s převahou jílových minerálů typu smektitu, apod. (**obrázek 10.6, tabulka 10.1**). KVK souvisí i s pH půdy. Kyselé půdy mají obecně nízkou KVK. Přijatelnost kationtů pro rostliny je dána nejen jejich obsahem v půdě, ale i typem koloidu, který kationt sorbuje, a také silou, kterou jsou jednotlivé kationty poutány k povrchům koloidů (tzv. selektivita sorpce) (**obrázek 10.7**). Ta se zmenšuje v pořadí: $Al^{3+} > Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^{+} = NH_4^{+} > Na^{+}$

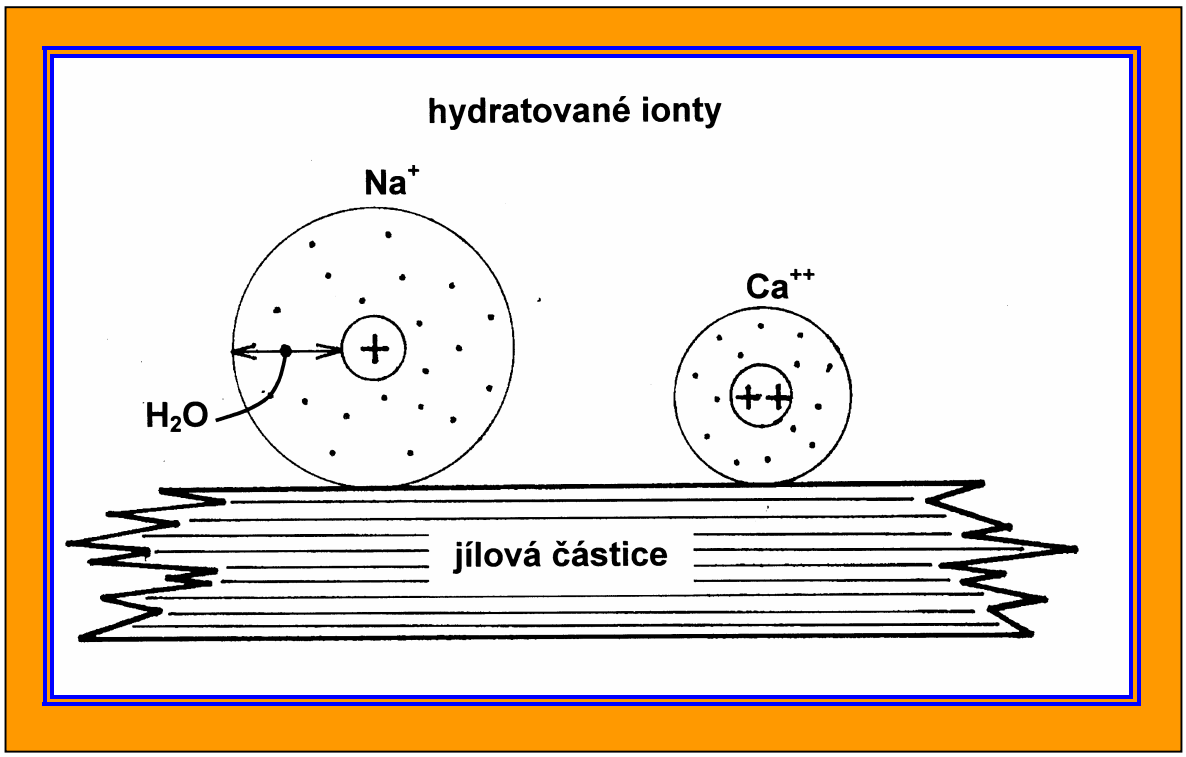
Obrázek 10.6. Kationtová výměnná kapacita (při pH 7) některých půd a jílových minerálů. (upraveno podle: Brady a Weil, 1999)



Tabulka 10.1. Průměrná kationtová výměnná kapacita (KVK) a pH půd hlavních půdních skupin (podle klasifikace USA). Hodnoty byly získány z více než 3 000 půd. (upraveno podle: Holmgren a kol., 1993, cit. in Brady a Weil, 1999)

Půdy	KVK, $cmol_c .kg^{-1}$	pH
Ultisols	3,5	5,60
Alfisols	9,0	6,00
Spodosols	9,3	4,93
Entisols	11,6	7,32
Inceptisols	14,6	6,08
Aridisols	15,2	7,26
Mollisols	18,7	6,51
Vertisols	35,6	6,72
Histosols	128,0	5,50

Obrázek 10.7. Sorpce iontů na jílovém minerálu. Ionty vápníku jsou mnohem pevněji adsorbovány na povrchu jílového minerálu než ionty sodíku kvůli bivalentnosti Ca^{2+} a kvůli menšímu hydratovanému poloměru Ca^{2+} iontů. (upraveno podle: Foth, 1990)



Aniontová výměna

Existence pozitivních nábojů na některých koloidech vytváří předpoklady k sorpci aniontů. Podobně jako kationty i sorbované anionty mohou být nahrazeny jinými anionty výměnou z půdního roztoku:

$$\text{koloid-}NO_3^- + Cl^- \;\; « \;\; \text{koloid-}Cl^- + NO_3^-$$

Výměna aniontů představuje důležitý mechanismus interakcí v půdě i mezi půdou a rostlinami a má velký význam pro příjem iontů kořeny rostlin.

10.4. Oxidačně-redukční reakce, redox potenciál

Chemické reakce v půdě zahrnují kombinace přenosů protonů a elektronů. Oxidace nastává při ztrátě elektronů, redukce při příjmu elektronů. Oxidovaná látka (oxidační činidlo, oxidant) je při oxidačně redukčních reakcích akceptorem elektronů a je tedy redukována, zatímco redukovaná látka (reduktant) je donorem elektronů a je tedy oxidována. Aby reakce proběhla, musí být oxidant a reduktant v těsném kontaktu.

Oxidačně-redukční reakce lze tedy zapsat takto:

$$A_{red} \;®\; A_{ox} + e^-$$
$$e^- + B_{ox} \;®\; B_{red}$$

$$A_{red} + B_{ox} = A_{ox} + B_{red}$$

V půdě jsou často primárním zdrojem elektronů organické látky (CH_2O). Redukce $Fe(OH)_3$ za účasti organických látek pak může být zapsána:

$$4\,Fe(OH)_3 + 12\,H^+ + 4\,e^- \;®\; 4\,Fe^{2+} + 12\,H_2O \quad \text{(redukce)}$$
$$CH_2O + H_2O \;®\; CO_2 + 4\,H^+ + 4\,e^- \quad \text{(oxidace)}$$

a úplná oxidačně-redukční reakce takto:

$$4\,Fe(OH)_3 + CH_2O + 8\,H^+ \;®\; 4\,Fe^{2+} + CO_2 + 11\,H_2O$$

Oxidoredukční reakce lze také popsat jako změny volné (Gibbsovy) energie. **Mírou oxidační a redukční mohutnosti látek je veličina redox potenciál (Eh).** Redox potenciál udává tendenci elektronů přemisťovat se mezi látkami, tendenci akceptorů elektronů (oxidačních činidel) přijímat elektrony, a tak se redukovat.

Elektrony se tedy přemisťují z látek na elektrony bohatých (organické látky, NH_4^+, H_2S,… = redukované látky s nízkým Eh) k látkám na elektrony chudým (O_2, Fe^{3+}, NO_3^-,… = oxidované látky s vysokým Eh).

Redox potenciál se měří jako potenciál platinové elektrody vzhledem k vodíkové elektrodě. Protože je však použití vodíkové elektrody jako referenční elektrody v praxi obtížné a naopak kalomelová elektroda je běžná, měří se ve skutečnosti Eh mezi platinovou a kalomelovou elektrodou. Protože potenciál kalomelové elektrody vzhledem k vodíkové elektrodě je 0,248 V, je naměřený potenciál s použitím kalomelové elektrody místo vodíkové o tuto hodnotu nižší. Proto platí:

Eh (volt) = $E_{měřený}$ + 0,248 (volt)

V běžné (aerobní) půdě má redox potenciál hodnotu asi +0,600 V až +0,800 V. Při tomto potenciálu je normálně redukován O_2 (jinými slovy: molekulární kyslík vystupuje jako akceptor elektronů v oxidačně-redukčních reakcích, organismy mohou provozovat aerobní respiraci). Dochází tedy k redox reakci:

$$O_2 + 4\,H^+ + 4\,e^- \quad « \quad 2\,H_2O$$

Je-li půda zaplavena, molekulární kyslík (O_2) se v důsledku spotřeby respirací stane brzy nedostatkovým. Za této situace může metabolismus půdních mikroorganismů pokračovat za předpokladu využití jiných akceptorů elektronů. Jednou z nejsnadněji redukovatelných látek je po molekulárním kyslíku nitrát (NO_3^-):

$$NO_3^- + 2\,H^+ + 2\,e^- \quad « \quad NO_2^- + H_2O$$

Odpovídající redox potenciál je cca 0,420 V (při pH 7). Další významné redukční reakce běžné v půdách a sedimentech uvádí **tabulka 10.2.**

Tabulka 10.2. Hodnoty redox potenciálu při pH 5 a pH 7 pro významné redukční reakce běžné v půdách a sedimentech.
(upraveno podle: Russell, 1987, cit. in Cresser et al., 1993)

Reakce	Eh (mV) při 25 °C	
	pH 5	pH 7
redukce O_2	930	820
redukce NO_3^- na NO_2^-	530	420
produkce Mn^{2+} z MnO_2	640	410
produkce Fe^{2+} z $Fe(OH)_3$	170	-180
redukce SO_4^{2-} na S^{2-}	-70	-220
redukce CO_2 na CH_4	-120	-240
produkce H_2	-295	-413

11. Literatura

Brady, N.C.: The nature and properties of soils. 10th edition. MacMillan Publ. Company, New York 1990, 621 p.

Brady, N.C., Weil, R.R.: The nature and properties of soils. 12th edition. Prentice Hall, New Jersey 1999, 881 p.

Brimblecombe, P.: Air composition and chemistry. Cambridge University Press, Cambridge 1996, 253 p.

Coyne, M.: Soil microbiology – an exploratory approach. Delmar Publishers, Albany 1999, 462 p.

Cresser, M., Killham, K., Edwards, T.: Soil chemistry and its applications. Cambridge University Press, Cambridge 1993, 192 p.

Ellis, S., Mellor, A.: Soils and environment. Routledge, London 1995, 364 p.

Foth, H.D.: Fundamentals of soil science, John Wiley and Sons, New York 1990, 360 p.

Glinski, J. and Stepniewski, W.: Soil aeration and its role for plants. 1st edition. CRC Press, Inc., Boca Raton 1985, 229 p.

Greenland, D.J., Szabolcs, I. (eds.): Soil resilience and sustainable land use. CAB International, Wallingford 1994, 561 p.

Habětín, V., Kočárek, E., Trdlička, Z.: Geologické vědy. Státní pedagogické nakladatelství, Praha 1976, 406 p.

Haslbach, J., Vaculík, R.: Půdoznalství. Státní pedagogické nakladatelství, Praha 1976, 182 p.

Hillel, D.: Environmental soil physics. 2nd edition. Academic Press, San Diego 1998, 771 p.

Janeček, M.: Protierozní ochrana zemědělských povodí. Vodní hospodářství, 1996, 132.

Kočárek, E., Trdlička, Z.: Vesmír a Země. In: Habětín, V. - Kočárek, E. -Trdlička, Z. (eds.): Geologické vědy. Státní pedagogické nakladatelství, Praha 1976, 17-44.

Ledvina, R., Horáček, J.: Klasifikace a oceňování půd. Jihočeská Univerzita, České Budějovice 1998, 62 p.

Němeček, J. a kolektiv: Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. ČZU, Praha 2001, 79 p.

Oldeman, L.R.: The global extent of soil degradation. In: Greenland, D.J. - Szabolcs, I. (eds.): Soil resilience and sustainable land use. CAB International, Wallingford 1994, 99-118.

Paul, E.A., Clark, F.E.: Soil microbiology and biochemistry. 2nd edition. Academic Press, San Diego 1996, 340 p.

Rowell, D.L.: Soil science – methods and application. Longman Scientific and Technical, Burnt Mill 1994, 350 p.

Sposito, G.: The Chemistry of Soils. Oxford University Press, New York, 1989.

Statistická ročenka České republiky 2000. Český statistický úřad, Scientia, Praha 2000.

Tiedje, J. M. : Denitrification. In: Page, A. L. - Miller, R. H. - Keeney, D. R. (eds.): Methods of Soil Analyses, Part 2. Chemical and Microbiological Properties (2nd Edition). American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA, 1982, 1011-1026.

White, R.E.: Principles and practice of soil science. Blackwell Science, Oxford 1997, 348 p.

White, L.D., Mottershead, D.N., Harrison, S.J.: Environmental systems. An introductory text, second edition. Chapman and Hall, London 1992, 616 p.

Wilding, L.P.: Classification of soils. In: Sumner, M.E. (ed.): Handbook of soil science. CRC Press, Boca Raton 2000, E175-E183.

Wood, M.: Environmental soil biology. 2nd Edition. Blackie Academic and Professional, London 1995, 150 p.