

Půdoznalství

Vítězslav Vlček, Lubica Pospíšilová, Jana Šimečková,
Helena Dvořáčková, Jiří Jandák

Klíčová slova

definice půdy, význam a funkce půdy, půdní parametry, půdní fond

Poděkování

Publikace vznikla s finanční podporou projektu institucionální podpory kategorie B „Monolit“ číslo 1106/IN 2200021.

Autorský kolektiv

Vítězslav Vlček, Lubica Pospíšilová, Jana Šimečková,
Helena Dvořáčková, Jiří Jandák

OBSAH

1	PŮDA A JEJÍ VÝZNAM PRO LIDSKOU SPOLEČNOST A ŽIVOTNÍ PROSTŘEDÍ.....	7
1.1	DEFINICE POJMU PŮDA.....	7
1.2	PŮDA A ŽIVOTNÍ PROSTŘEDÍ.....	8
1.3	PŮDA A KOLOBĚH LÁTEK.....	10
1.4	PŮDOZNALSTVÍ V ČR.....	12
2	SLOŽENÍ ZEMSKÉ KŮRY A JEJÍ VLIV NA PŮDOTVORNÝ SUBSTRÁT ...	14
2.1	ELEMENTÁRNÍ SLOŽENÍ ZEMSKÉ KŮRY.....	14
2.2	PŮDOTVORNÝ SUBSTRÁT A HODNOCENÍ JEHO KVALITY.....	15
3	VZNIK MINERÁLNÍHO PODÍLU PŮDY A JEHO SLOŽENÍ.....	17
3.1	ZVĚTRÁVÁNÍ HORNIN	17
3.1.1	Fyzikální zvětrávání	18
3.1.2	Chemické zvětrávání.....	18
3.1.3	Biologické zvětrávání.....	20
3.2	MINERALOGICKÉ SLOŽENÍ PŮD	21
3.2.1	Primární hlinitokřemičitany	21
3.2.2	Sekundární hlinitokřemičitany	21
3.2.3	Ostatní minerály.....	23
3.3	MECHANICKÉ SLOŽENÍ PŮDY.....	24
3.3.1	Zrnitost (textura) zemin a půd.....	24
3.3.2	Klasifikace zrnitosti	25
3.3.3	Význam zrnitosti půdy.....	27
4	ORGANICKÝ PODÍL PŮDY, VZNIK A SLOŽENÍ.....	30
4.1	ŽIVÁ SLOŽKA (BIOTA, EDAFON).....	30
4.1.1	Dělení půdních organismů	31
4.1.2	Životní podmínky půdní bioty.....	34
4.1.3	Půdní biota a zemědělství.....	35
4.1.4	Ekologická stechiometrie.....	36
4.1.5	Priming efekt.....	37
4.2	PŮDNÍ ORGANICKÁ HMOTA (NEŽIVÁ SLOŽKA ORGANICKÉHO PODÍLU PEVNÉ FÁZE PŮDY).....	37
4.2.1	Humusotvorný materiál	38
4.2.2	Tvorba nadložního humusu.....	39
4.2.3	Tvorba povrchových humusových horizontů.....	41

4.2.4	Vlastní tvorba humusu	41
4.2.5	Teorie vzniku a přeměn půdní organické hmoty (POH)	43
4.2.6	Složení a třídění humusu	45
4.2.7	Význam a funkce humusu	47
5	CHEMICKÉ A FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÉ VLASTNOSTI PŮD	48
5.1	OBSAH, VÝSKYT A FUNKCE PRVKŮ V PŮDĚ	48
5.2	PŮDNÍ ROZTOK.....	50
5.3	PŮDNÍ KOLOIDY	52
5.3.1	Původ, vznik a třídění půdních koloidů	52
5.3.2	Stavba půdních koloidů.....	52
5.3.3	Vlastnosti půdních koloidů.....	53
5.3.4	Koloidní systémy a jejich chování.....	54
5.4	SORPČNÍ SCHOPNOST PŮDY.....	55
5.4.1	Výměnná sorpce kationtů a aniontů	55
5.4.2	Půdní sorpční komplex a jeho vlastnosti	56
5.4.3	Význam sorpčního komplexu půd	58
5.4.4	Ukazatele sorpčních vlastností půdy.....	58
5.5	PŮDNÍ REAKCE	59
5.5.1	Formy půdní reakce	60
5.5.2	Příčiny a zdroje kyselosti půdy a úprava půdní reakce.....	61
5.6	PUFROVITOST PŮD.....	61
5.7	PROBLEMATIKA ACIDIFIKACE PŮDNÍHO PROSTŘEDÍ	62
5.8	OXIDAČNĚ REDUKČNÍ PODMÍNKY V PŮDĚ	64
5.9	RADIOAKTIVITA PŮD	65
6	FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI PŮDY	66
6.1	ZÁKLADNÍ CHARAKTERISTIKY PROSTOROVÉHO USPOŘÁDÁNÍ PŮDNÍCH ČÁSTIC	66
6.1.1	Půdní pórovitost.....	66
6.1.2	Měrná a objemová hmotnost půdy	68
6.2	PŮDNÍ STRUKTURA	69
6.2.1	Vznik půdní struktury	69
6.2.2	Klasifikace půdní struktury	70
6.2.3	Rozrušování půdní struktury	71
6.2.4	Zlepšení (stabilizace) půdní struktury.....	72
6.3	KAPALNÁ FÁZE PŮDY	72
6.3.1	Názvosloví a základní vlastnosti vody.....	72

6.3.2	Půdní roztok	72
6.3.3	Vlhkost půdy	73
6.3.4	Určení momentní vlhkosti při popisu půdního profilu	74
6.3.5	Metody měření půdní vlhkosti.....	74
6.3.6	Energetika půdní vody.....	77
6.3.6.1	Potenciál půdní vody (vodní potenciál)	77
6.3.6.2	Energetické kategorie půdní vody	79
6.3.6.3	Půdní hydrolimity	79
6.3.7	Pohyb vody v půdě.....	81
6.3.8	Bilance vody a vodní režim půdy.....	83
6.4	PLYNNÁ FÁZE PŮDY	84
6.5	TEPELNÉ POMĚRY V PŮDĚ	85
6.5.1	Tepelná (energetická) bilance povrchu půdy	85
6.5.2	Přenos tepla do podpovrchových půdních horizontů a půdotvorných substrátů.....	86
6.5.3	Průběh teploty v půdě.....	87
6.5.4	Klasifikace tepelných režimů (podle Bedrna, Gasparovič, 1986).....	88
6.6	KONZISTENCE A TECHNOLOGICKÉ VLASTNOSTI PŮDY.....	89
6.6.1	Konzistence a konzistenční meze.....	89
6.6.2	Technologické vlastnosti půdy	90
6.7	BARVA PŮDY.....	93
7	PŮDOTVORNÉ PROCESY	95
7.1	FAKTORY A PODMÍNKY PŮDOTVORNÉHO PROCESU	95
7.2	OBECNÉ A SPECIÁLNÍ PŮDOTVORNÉ PROCESY	96
8	KLASIFIKAČNÍ SYSTÉM PŮD ČR.....	98
8.1	DIAGNOSTICKÉ HORIZONTY.....	98
8.1.1	organické horizonty	98
8.1.2	organominerální povrchové horizonty (tzv. epipedony) značíme „A“	98
8.1.3	Podpovrchové horizonty (tzv. endopedony)	99
8.1.4	Substrátové horizonty	100
8.2	TAXONOMICKÉ KATEGORIE KLASIFIKAČNÍHO SYSTÉMU.....	101
8.3	PŮDNÍ JEDNOTKY, JEJICH GENEZE, DIAGNOSTIKA A VLASTNOSTI	102
8.3.1	Referenční třída LEPTOSOLY.....	102
8.3.2	Referenční třída REGOSOLY	103
8.3.3	Referenční třída FLUVISOLY	103
8.3.4	Referenční třída VERTISOLY	104
8.3.5	Referenční třída ČERNOSOLY.....	105

8.3.6 Referenční třída LUVISOLY	105
8.3.7 Referenční třída KAMBISOLY	107
8.3.8 Referenční třída PODZOLY	108
8.3.9 Referenční třída STAGNOSOLY	109
8.3.10 Referenční třída GLEJSOLY	110
8.3.11 Referenční třída ORGANOSOLY	111
8.3.12 Referenční třída ANTROSOLY	111
9 STRUKTURA PŮDNÍHO POKRYVU	112
9.1 ZÁKLADNÍ POJMY	112
9.2 PŮDY MORAVY A SLEZSKA	113
ZEMĚDĚLSKÝ PŮDNÍ FOND JEDNOTLIVÝCH OKRESŮ.....	115
10 ZEMĚDĚLSKÝ PŮDNÍ FOND, BONITACE A CENA PŮDY	124
10.1 KOMPLEXNÍ PRŮZKUM ZEMĚDĚLSKÝCH PŮD ČESKOSLOVENSKÉ REPUBLIKY.....	124
10.2 PŮDNÍ ÚRODNOST.....	125
10.3 BONITACE ZEMĚDĚLSKÉHO PŮDNÍHO FONDU	125
10.4 CENA ZEMĚDĚLSKÉ PŮDY	126
KLÍČ K URČOVÁNÍ PŮDNÍCH TYPŮ	128
POUŽITÁ A DOPORUČENÁ LITERATURA.....	132

1 PŮDA A JEJÍ VÝZNAM PRO LIDSKOU SPOLEČNOST A ŽIVOTNÍ PROSTŘEDÍ

1.1 DEFINICE POJMU PŮDA

Půda je pro lidskou společnost nenahraditelná. Člověk je s půdou bytostně spjat zejména tím, že na ní hospodaří, čímž je půda zprostředkovane odpovědná za výživu lidstva. To nemůže nahradit žádný jiný prvek krajiny.

Z historického hlediska se názory na půdu a definice tohoto pojmu vyvíjely dvěma směry:

- **statické pojetí** – pokládá půdu za neživou směs zvětralých hornin a odumřelých organických zbytků v různém stupni rozkladu. Sem je možné řadit Rammanovu definici: „*Půda je povrchová, zvětrávající vrstva pevné zemské kůry, která se skládá z rozdrobených, chemicky pozměněných hornin a zbytků rostlin i zvířat, žijících na půdy i v ní.*“
- **dynamické pojetí** – základy je možné najít v pracích ruského geologa Vasilije Vasiljeviče Dokučajeva (1846–1903), který půdu definoval jako povrchovou vrstvu jakýchkoliv hornin, které jsou přeměněné současným působením vody, vzduchu a rozličných organismů. Půda je samostatným přírodně-historickým útvarem, který vzniká a vyvíjí se zákonitým procesem působení půdotvorných činitelů (i vícero záraz). Dokučajev je považován za zakladatele půdoznalství jako moderní vědy o půdě.

V roce 1930 Stebutt definoval půdu jako funkci geologického substrátu a vnějších energií. Zastáncem dynamického pojetí půdy u nás byl Václav Novák (1888–1967), který půdu pokládal za přírodní útvar, který se vyvinul z povrchových zvětralin klimatu a živých organismů žijících na půdě i v ní. Uvedené definice zohledňují vztah mezi půdou a prostředím, ale také zdůrazňují další charakteristickou půdní vlastnost – úrodnost. Právě touto vlastností se půda odlišuje od horniny či zvětralin. Úrodnost je významnou půdní vlastností, neboť znamená schopnost vytvářet podmínky pro růst rostlin a tedy zdroj potravy pro lidskou společnost.

Půdu je také možné chápat jako samostatný přírodně-historický útvar, který vznikl v důsledku komplexního působení vnějších (exogenních) činitelů (klima, biologický faktor, podzemní voda, kultivační činnost člověka) na mateční horninu v určitém čase. Tak vznikne úplně nová substance, která se částečně podobá jak živé hmotě (má látkovou výměnu s prostředím), tak neživé hmotě (nerozmnožuje se). Půda se pouze obnovuje, při čemž nedochází k zachování dědičných znaků.

Ministerstvo životního prostředí definuje půdu jako samostatný přírodní útvar vzniklý z povrchových zvětralin zemské kůry a z organických zbytků za působení půdotvorných faktorů. Je životním prostředím půdních organismů, stanovištěm planě rostoucí vegetace, slouží k pěstování kulturních rostlin. Je regulátorem koloběhu látek, může fungovat jako úložiště, ale i zdroj potenciálně rizikových látek.

Půda je dynamický, stále se vyvíjející živý systém. Přežití a prosperita všech suchozemských biologických společenstev, přirozených i umělých, závisí na tenké svrchní vrstvě Země. Půda je proto bezesporu nejcennější přírodní bohatství. Je přirozenou součástí národního bohatství každého státu. Půdu je proto nutné chránit nejen pro současnou dobu, ale se značným výhledem do budoucna.

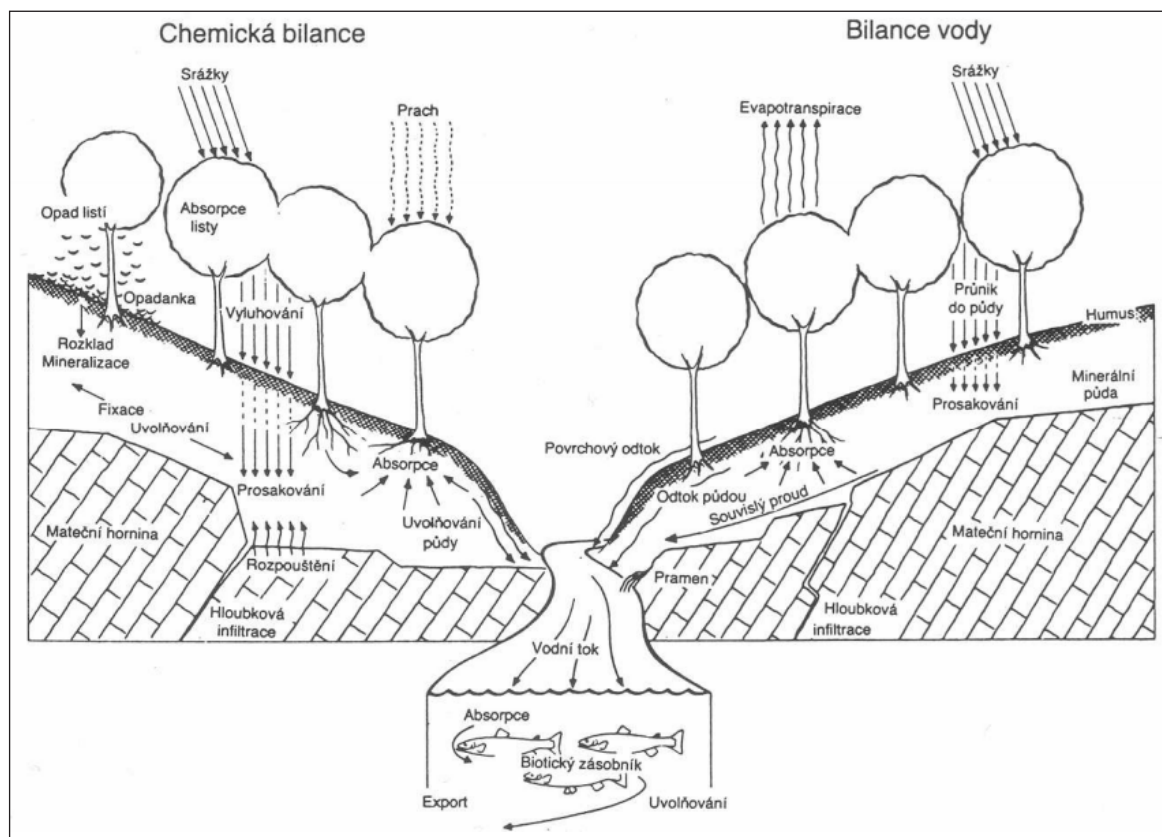
Z hlediska ekonomického se půda chápe jako **základní výrobní prostředek** v zemědělské výrobě, který se v procesu výroby neopotřebovává, ale většinou zlepšuje. Půda se tak stává od určitého stupně vývoje lidské společnosti nejen objektem, ale také produktem lidské práce.

1.2 PŮDA A ŽIVOTNÍ PROSTŘEDÍ

Půdu není možné studovat a charakterizovat jednostranně, např. z geologického hlediska jako zvětralou povrchovou část zemské kůry promísenou s organickými zbytky rostlin a živočichů či z hlediska chemizmu jako zásobárnu živin potřebných pro výživu rostlin. **Pedosféru** (tj. půdní obal Země nacházející se na povrchu litosféry; z řeckého slova pedon = půda) je třeba chápat komplexněji jako složku přírodního prostředí, která spolu s atmosférou, hydrosférou a biocenózou (souborem všech rostlinných, živočišných a bakteriálních populací žijících v daném prostředí) tvoří funkční ekologický systém zvaný **ekosystém**.

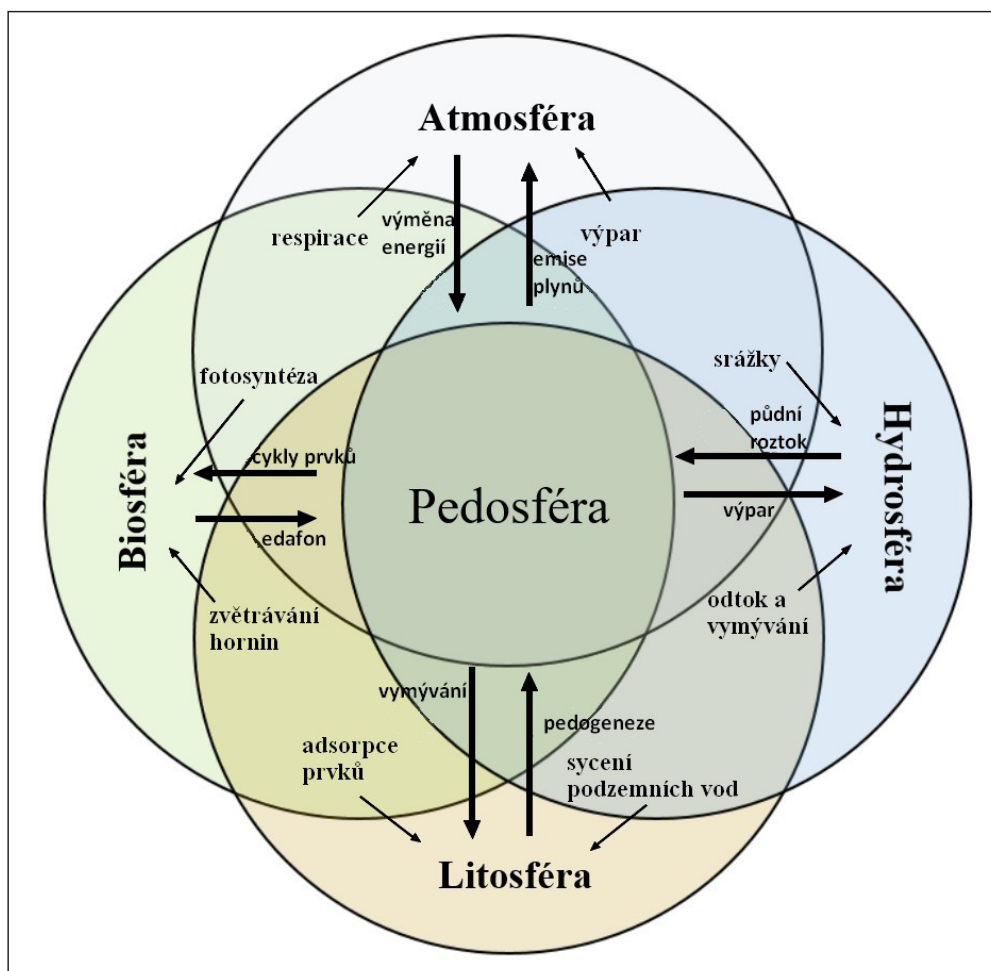
Ekosystém je tedy funkční celek, zahrnující komunitu živých organismů a jejich prostředí. Suma faktorů, jež podmiňují existenci určitých biocenóz (živé organismy – zoocenóza i fytoocenóza) v přírodě, vytváří životní prostředí, tzv. biotop = ekotop. Rozlišuje se klimatotop (soubor klimatických činitelů), edafotop (soubor půdních činitelů) a hydrotop (soubor činitelů hydrických).

Věda o vztazích živých bytostí k jejich okolí se nazývá ekologie. Protože živé organismy jsou se svým prostředím neodlučně spojeny, je ekologie vědou o komplexních funkčních biotických systémech zvaných ekosystémy. Ekosystémy jsou většinou chápány v širším slova smyslu jako ekologické systémy. V krajině jsou elementární funkční ekosystémy propojeny těsnými vzájemnými vztahy. Komplexy ekosystémů existují často v kotlinách nebo údolích, jež poskytují topografický rámec, podle kterého je možno delimitovat. Není možné jednotlivé ekosystémy od sebe jednoznačně oddělit, neboť jasné hranice mezi nimi nejsou. Významné je i vzájemné ovlivňování sousedících ekosystémů, které jsou zároveň i limitními. Například vodní ekosystém (řeka, jezero, aj.) získává z blízkého suchozemského ekosystému v okolí minerální soli, organické látky, ale také látky způsobující kontaminaci. Naopak okolní suchozemský ekosystém je ovlivněn z důvodu blízkosti vodní plochy vlhkostí a teplotou. Takže jednotlivé ekosystémy jsou vzájemně propojené a změna jednoho může vést ke změně druhého (Obr. 1).



Obrázek 1 Ekosystém údolí. (Duvigneaud, 1988)

Pedosféra vzniká a vyvíjí se na styku při vzájemném působení litosféry, atmosféry, biosféry a hydrosféry. Od neolitu je pak významným činitelem pedosféry i člověk (Obr. 2). Obdobně jako ostatní složky životního prostředí ovlivňují půdu, tak také zpětně půda působí na ostatní složky. Tento vzájemný vliv znamená, že zásah do jedné složky ekosystému je zásahem do ekosystému jako celku. Například v minulosti vykácení lesů v Dalmácii vedlo k tragickým dopadům na hydrosféru, litosféru, pedosféru a atmosféru. Podobné zásahy jsou v současnosti prováděny v Amazonii, Africe a jiných rozvojových zemích.



Obrázek 2 Vztahy mezi jednotlivými sférami. (Fortuna, 2012, upraveno)

Půda jako samostatný přírodní útvar vzniká a vyvíjí se působením půdotvorných (pedogenetických) procesů. Tyto procesy probíhají neustále a to i ve zdánlivě neměnné půdě. Vývoj půdy je možné rozdělit na fáze:

- **vznik půdy** – znamená její formování působením půdotvorných činitelů, dokud půda nezíská svoje typické složení, tzv. ontogeneze půdy;
- **evoluce půdy** – postupná změna již zformované půdy za určitý čas (např. vznik pseudogleje z luvizemě);
- **metamorfóza půdy** – změna půdy vlivem změny charakteru působení půdotvorných faktorů. Například změna semihydromorfní černice na černozem. Tyto změny mohou být vyvolány jak přirozenými pochody (snížení hladiny podzemní vody vlivem zahloubení dna vodního toku v údolní nivě), tak umělým zásahem člověka (úprava vodního toku, odvodnění půdy).

Půda jako samostatný přírodní útvar je určitým systémem, jehož hranice mohou být stanoveny jak ve smyslu fyzikálním, tak také v kvalitě hypotetických povrchů. Základní vlastností hranic půdního systému je schopnost propouštět v obou směrech tok látek i energie a ve svých hranicích neakumulovat ani látky ani energii (Kovda, 1973). Půda je tedy složitý **otevřený** systém, který se nachází v soustavné látkové a energetické výměně s prostředím. Je jedním z komponentů vyšší strukturní jednotky biosféry, kterou je ekosystém. Půda je základní složkou každého suchozemského systému, poněvadž její zničení vylučuje možnost obnovy vegetace a tudíž daný ekosystém zaniká. V tomto pojetí je půda lehce zničitelným, ale těžce obnovitelným přírodním zdrojem. Vrstva půdy o výšce 2–3 cm vzniká přibližně 100–1 000 let (dle místních podmínek). Přičemž vodní či větrná eroze může každý rok odnést mnohem větší vrstvu půdy (v současné době je maximální ztráta půdy v České republice vyčíslena na cca 21 mil. tun ornice za rok, to odpovídá minimálním ztrátám 4,3 mld. Kč ročně).

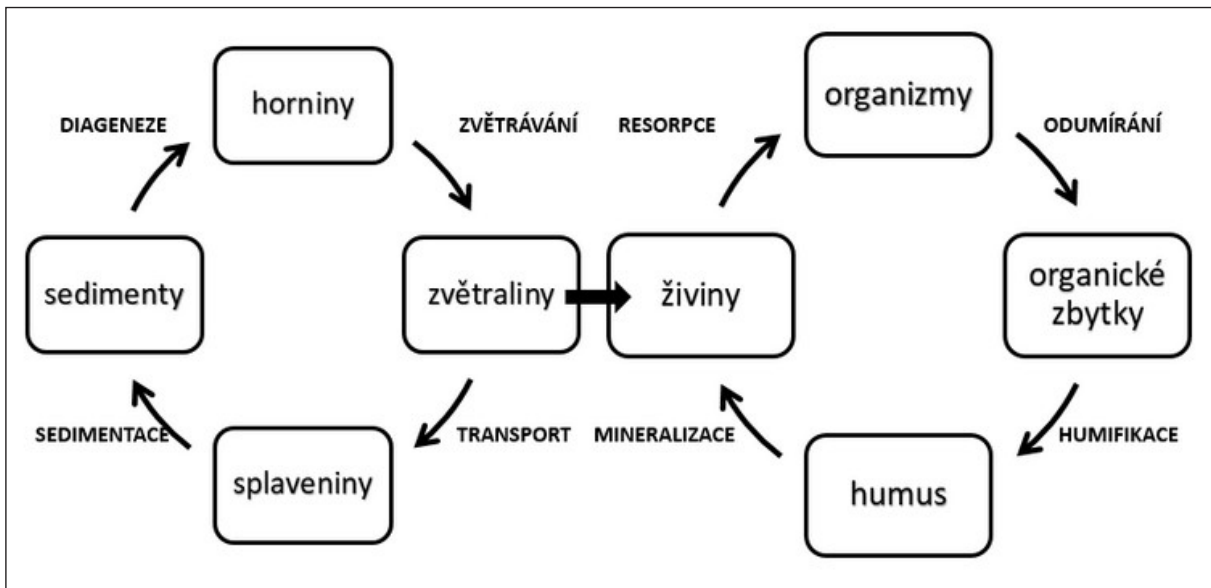
Při určitém zjednodušení a vymezení hraničních podmínek je možné půdu chápat i jako **uzavřený** systém. Je však prostoupena biologickou entitou, tj. rostlinami a živočichy. Tento uzavřený systém zabírá omezenou část širšího ekosystému (např. les nebo louka) a jeho produkční úroveň je tvořena kořeny a odumřelou organickou hmotou. Ze všech organických odpadů vzniká humus, zdroj výživy pro malé organismy s krátkým životem ale ohromným výkonem. Tyto mikroorganismy uvolňují CO₂ z minerálních látek, z nichž pak fotosyntézou vzniká nová organická hmota. Tento proces je velmi významný pro celý život na Zemi a při jeho změně mohou zaniknout podmínky příznivé pro život na Zemi. Výsledkem tohoto procesu, který probíhá v půdě, je tedy uvolnění a tok pro život důležitých prvků jako je C, N, P, K, Mg a S ve formě, kterou mohou vyšší rostliny využít v procesu asimilace.

Půdu je nutno zkoumat jako heterogenní soustavu tvořenou z několika homogenních termodynamických systémů, které se vzájemně liší určitými vlastnostmi. Takovéto homogenní systémy mají konstantní vlastnosti v celém svém objemu. Výrazně se však mění nejen při přechodu od pevné fáze k tekuté nebo plynné, ale také při přechodu mezi horizonty v půdním profilu. Půda je tedy vícefázový systém. Tato skutečnost výrazně ovlivňuje rovnovážný stav půdy. Jestliže na půdní systém působí endogenně (z vnějšího prostředí) celá řada podnětů a půda je schopna svou vnitřní energií tyto podněty tlumit, pak výsledkem těchto jevů je rovnovážný stav, který se hodnotí jako proces uzavřený. Jestliže však v důsledku termodynamických procesů dojde v půdním prostředí ke změně (a to i jediné vlastnosti), pak nastane proces nevratný (ireversibilní). Jako všechny přírodní procesy je i půdotvorný proces ireversibilní. Půda je tedy otevřeným heterogenním mnohofázovým systémem, který charakterizují ireversibilní termodynamické procesy.

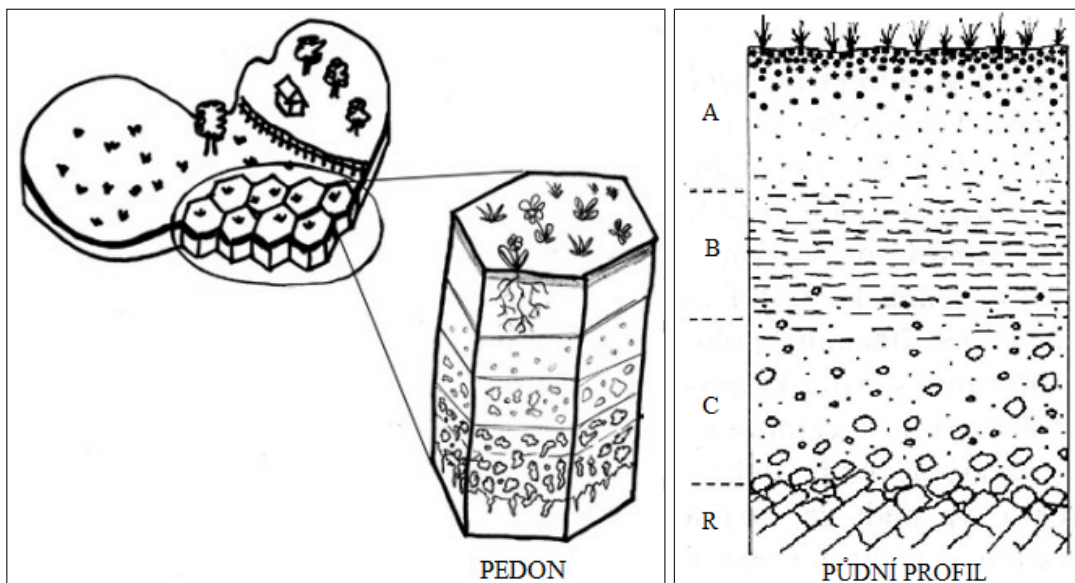
1.3 PŮDA A KOLOBĚH LÁTEK

Před vznikem života na Zemi se rozvíjel pouze velký **geologický koloběh látek** (Obr. 3). Horniny litosféry ve styku s atmosférou a hydrosférou zvětrávají, produkty tohoto zvětrávání jsou odnášeny do vodních toků a do moří, kde sedimentují. V miliónech let geologických období se diagenézí stávají opět horninami a horotvornými pochody se dostávají znovu na zemský povrch. Se vznikem života a jeho rozvojem na souši začal probíhat **malý biologický koloběh látek** (Obr. 4). Živé organismy (primitivní organismy i vyšší rostliny) získávají živinné prvky uvolňované při zvětrávání hornin. Tyto živiny se stávají součástí fyto biomasy a v další návaznosti i zoobiomasy. Po odumření se organické zbytky dostávají z půdního povrchu do svrchních vrstev zemské kůry, kde podléhají působením mikroorganismů, procesům humifikace a mineralizace. Konečným produktem jsou jednoduché minerální sloučeniny, které jsou opětovným zdrojem živin pro rostliny. Biologickým koloběhem získává původní zvětralina nové vlastnosti, které ji postupně mění v půdu. V povrchové vrstvě se hromadí odumřelé organické zbytky

a schopnost vázat je ve snadno uvolnitelných formách, stupňuje se schopnost zadržovat vodu. Vznikají nové vlastnosti, které v souhrnu podmiňují úrodnost tvořící se půdy. Zpočátku nepatrná úrodnost postupně narůstá, rozvíjejí se stále bohatší a složitější rostlinná společenstva a biologický koloběh se nadále zintenzivňuje.



Obrázek 3 Propojení geologického a biologického koloběhu látek.



Obrázek 4 Výřez pedosféry na pedon a půdní profil s vyznačenými půdními horizonty (A – humusový horizont, B – podpovrchový horizont, C – půdotvorný substrát, R – podložní hornina), (Jandák a kol. 2010).

Geologický i biologický koloběh látek se vzájemně prolíná a jejich výsledným přirozeným projevem je půdotvorný proces, jehož kvalita je závislá na půdotvorných faktorech a podmínkách, ve který se půda vyvíjí. Dílčími pochody v půdotvorném procesu dochází postupně k vertikální diferenciaci půdotvorného substrátu tak, že vznikají diferencované půdní vrstvy odlišující se vzájemně jak vnějšími znaky (barvou, strukturou), tak vnitřními vlastnostmi (různá propustnost pro vodu a vzduch, různá půdní reakce, aj.). Tyto vrstvy jsou na svislém řezu půdou (**půdním profilem**) jasně patrné a označují se jako **půdní horizonty**. Vzhledem k převažující značné pестrosti a heterogenitě půdních poměrů je nutné při studiu půdy vycházet z prostorově

nejmenší homogenní půdní jednotky, kterou lze považovat za reprezentativní ukazatel daných podmínek a tou je pedon (Obr. 5). Jedná se o model, který v přírodě ale ve skutečnosti neexistuje. Plocha pedonu může být 1–10 m².

1.4 PŮDOZNALSTVÍ V ČR

Při jistém zjednodušení je možné v historii půdoznalství ve světě i u nás rozlišit 3 základní období. Prvním z nich je období poznávání půdy, které spadá do času vzniku a počátečního rozvoje půdoznalství u nás až po ukončení Komplexního průzkumu zemědělských půd (tj. 70. léta 20. století). V následujícím období byl hlavní směr hodnocení a účelová kategorizace půdního pokryvu a to ve vztahu k zemědělskému a lesnímu hospodaření (80. a 90. léta 20. století). Posledním obdobím, trvajícím dodnes, je období elektronizace údajů o půdě a uplatnění prezentačních a modelových technologií pro šíření primárních, ale i odvozených poznatků o půdě za účelem širokého využívání v mnohých odvětvích vědy, praxe a řízení naší společnosti.

Počátky pedologie na našem území spadají již do 15. století. Tehdy vznikaly písemné doklady o odborné úrovni zemědělství na našem území představené hospodářskými instrukcemi (souhrn nařízení, rad a návodů majitelů panství podřízeným hospodářským úředníkům). V 18. století byly daně vypočítávány na základě výnosů. Vytvářely se katastry daně pozemkové – rustikální katastr 1650 a 1706, Josefský katastr 1785 a Tereziánsko-josefský 1792. V roce 1776 dekretem Marie Terezie vznikla při pražské univerzitě Stolice polního hospodářství.

V 19. století bylo napsáno mnoho knih zabývajících se tehdejšími komplexními informacemi o půdě: Antonín Wimmer (O půdě a roztálených vlastnostech jejích), Karel Milan Lambl (Hospodářské letopisy), Josef František Puteani (Krátké poučení o hospodářství polním pro lid obecný) apod.

Velký rozmach české pedologie nastal z důvodu rozvoje meliorací, kdy znalost půdních poměrů byly základními předpoklady. Významnou osobou přelomu 19. a 20. století byl profesor Josef Kopecký, který je považován za zakladatele moderní české a československé pedologie. Po roce 1918 se rozvíjely dva směry – všeobecný zemědělský výzkum a vodohospodářský výzkum. V rámci zemědělského výzkumnictví byl zřízen Státní agropedologický ústav při Ministerstvu zemědělství. Ředitelem se stal prof. Josef Kopecký a předsedou Dr. Jaroslav Spirhanzl. Na Moravě pak byla ustavena půdoznalecká sekce Moravského zemského výzkumného ústavu zemědělského v Brně s představitelem prof. Václavem Novákem. U vodohospodářského, resp. pedohydrologického výzkumu byl významnou osobností Dr. Jan Horák.

Po politických změnách v 40. letech 20. století se pedologický výzkum i jeho praktická aplikace zaměřovaly na možnosti zvýšení úrodnosti půd. Na významu nabýval pedologický průzkum a mapování půd, což se opíralo o odkaz prof. Kopeckého. Půdní mapování bylo soustředěno v Ústavu půdoznalství pod vedením Dr. Spirhanzla. Z důvodu kolektivizace zemědělství byl vydán podnět pro celostátní akci „Komplexní průzkum půd ČSSR“. Nedostatkem však bylo, že neexistovala jednotná klasifikace půd a výrazně se odlišovaly klasifikace zemědělských a lesních půd. Proto byla vytvořena geneticko-agronomická klasifikace půd. Významnou osobností spojenou s klasifikací, diagnostikou a geografii půd prof. Jan Němeček. Na Vysoké škole zemědělské v Brně (současná Mendelova univerzita v Brně) se věnoval klasifikaci lesních půd prof. Josef Pelíšek a zemědělských půd prof. Alois Prax. Významných výsledků bylo dosaženo v hydropedologii na ČVUT Praha, kde je spojena se jmény M. Kutílek, V. Kuráž, J. Cízler či J. Semotán. Kutílek, Cízler, Semotán.

V současné době je pedologie s různým úhlem pohledu vyučována na Mendelově univerzitě v Brně, Masarykově univerzitě v Brně, Vysokém učení technickém v Brně, Univerzitě Palackého v Olomouci, České zemědělské univerzitě v Praze, Univerzitě Karlově v Praze, Jihočeské

univerzitě v Českých Budějovicích, Univerzitě J. E. Purkyně v Ústí nad Labem. Pedologie je i součástí práce Akademie věd ČR.

Mezi rezortní výzkumné ústavy patří Výzkumný ústav meliorací a ochrany půd, v.v.i, Výzkumný ústav rostlinné výroby, v.v.i. Praha – Ruzyně, Zemědělský výzkumný ústav Kroměříž, s.r.o., Výzkumný ústav pícninářský, spol. s r.o., Zemědělský výzkum spol. s r.o. Troubsko, Agrovýzkum Rapotín s r.o., Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v.v.i. Jíloviště – Strnady.

Mezi odborná rezortní pracoviště patří Ústřední kontrolní a zkušební ústav zemědělský, Státní pozemkový úřad, Ústav pro hospodářskou úpravu lesů Brandýs nad Labem, Česká geologická služba. Odbornými a vědeckými společnostmi spojující osoby zabývající se pedologií jsou Česká pedologická společnost a Česká akademie zemědělských věd.

2 SLOŽENÍ ZEMSKÉ KŮRY A JEJÍ VLIV NA PŮDOTVORNÝ SUBSTRÁT

2.1 ELEMENTÁRNÍ SLOŽENÍ ZEMSKÉ KŮRY

Naše Země se skládá z několika soustředných slupek, podobajících se vrstvám cibule, přičemž jednotlivé slupky mohou být odděleny tzv. nespojitostmi (diskontinuitami) – např. z významnějších uveďme diskontinuitu Mohorovičovu (nejznámější, bývá někdy také označována jako vrstva „MOHO“) a Gutenbergovu (viz dále). Každá slupka má své specifické chemické složení a fyzikální vlastnosti. Slupky jsou seskupeny do tří hlavních sfér: zevní se nazývá **kůra** a obklopuje **plášť**; uvnitř je **jádro**.

Mocnost **zemské kůry** kolísá od 40 km v oblastech pevnin do 5 km pod mořským dnem. Kůru tak můžeme rozdělit na kontinentální a oceánskou. Svrchní kontinentální kůru tvoří horniny podobné žule bohaté na křemík a hliník (**silicium** a **aluminium** = zkratka „sial“). S nejsvrchnějším pláštěm tvoří pevnou litosféru, která leží nad plastickou vrstvou – tzv. astenosférou a může se na ní pohybovat (situace bývá přirovnávána k ledovým krám plujícím na vodě). Oceánská kůra se skládá v podstatě z čediče, bohatého na křemík a hořčík (**silicium** a **magnesium** = zkratka „sima“); čedičová vrstva leží rovněž pod kontinentální žulovou vrstvou. Zemská kůra je od svrchního pláště oddělena Mohorovičovou nespojitostí.

Svrchní plášť sahá do hloubky 700 km a zde spočívá na plášti spodním. Plášť je z peridotitu, jehož teplota se v astenosféře (část svrchního pláště v hloubce zhruba 80–220 km) blíží bodu tání. Plášť je od vnějšího jádra oddělen tzv. Gutenbergovou diskontinuitou (nespojitostí). Ačkoliv jádro tvoří jen 16 % objemu Země, představuje 32 % její hmoty. Plášť se skládá z horniny bohaté na silikáty hořčíku a železa a husté jádro pravděpodobně obsahuje hlavně železo a nikl (někdy uváděno jako „nife“ – zkratka z **nicolum** a **ferrum**, z latinských názvů pro tyto dva prvky) v tekutém stavu.

Vědní obor geochemie studuje zastoupení, rozložení a koloběh jednotlivých prvků na zemi. Z hlediska zemědělské geologie má význam geochemie zemské kůry – litosféry, tj. pevného obalu Země. Podle zastoupení v zemské kůře dělíme pak prvky na makroelementy a mikroelementy.

Makroelementy jsou zastoupeny v zemské kůře více než jedním váhovým procentem:

prvek	%	prvek	%
kyslík (O)	49,5	vápník (Ca)	3,4
křemík (Si)	25,8	sodík (Na)	2,6
hliník (Al)	7,5	draslík (K)	2,4
železo (Fe)	4,7	hořčík (Mg)	1,9

Těchto osm makroelementů tvoří dohromady 97,9 % zemské kůry, kyslík a křemík pak více než 75 %. Všechny makroelementy patří k biogenním prvkům, hliník a sodík k pomocným, ostatní k nezbytným.

Mikroelementy (prvky stopové), jsou všechny ostatní prvky, které jsou zastoupeny v kůře zemské méně než 1 váhovým procentem. Z hlediska praktické biochemie je rozdělujeme na nezbytné (biogenní) mikroelementy a na mikroelementy biochemicky (zatím) neznámé.

Zastoupení nezbytných mikroelementů v zemské kůře je následující:

prvek	%	prvek	%
vodík (H)	0,88	zinek (Zn)	0,02
chlór (Cl)	0,19	kobalt (Co)	0,004
fosfor (P)	0,12	měď (Cu)	0,003
uhlík (C)	0,09	bór (B)	0,001
mangan (Mn)	0,08	molybden (Mo)	0,001
síra (S)	0,05	bróm (Br)	0,0006
dusík (N)	0,03	galium (Ga)	0,0005
fluor (F)	0,03	jód (I)	0,00003

Tyto mikroelementy se nacházejí ve větší nebo menší míře v tělech organismů a jsou to buď důležité prvky stavební (H, C, N), nebo podmiňují různé fyziologické pochody (stavbu buňky, bílkovin, buněčného jádra, tvorbu chlorofylu přijímání živin apod.); nedostatek některých mikroelementů (Zn, B) například způsobuje snížení odolnosti dřevin vůči chorobám. Většina organismů je na obsah mikroelementů v půdě velmi citlivá, jejich zvýšené množství však může působit i toxicky. Přitom fyziologické působení jednotlivých mikroelementů je přesně specifikováno a nedá se nahradit příbuzným prvkem. Proto výzkum mikroelementů v horninách i půdách a jejich fyziologické působení má velký význam zvláště při hnojení. Důležitá je také otázka působení mikroelementů v ochraně rostlin (odolnost proti chorobám) a v ochraně celého prostředí (přenos mikroelementů průmyslovými exhaláty a pevnými úlety).

2.2 PŮDOTVORNÝ SUBSTRÁT A HODNOCENÍ JEHO KVALITY

Na stavbě zemské kůry se podílejí horninotvorné nerosty a horniny. **Nerosty** jsou přirozené sloučeniny chemických prvků s určitými fyzikálními a chemickými vlastnostmi. Jsou buď amorfní, nebo (častěji) mají zákonitou vnitřní krystalovou stavbu.

Horniny jsou pak směsi nerostů a jsou podstatnou složkou litosféry. Podle chemismu dělíme horniny na kyselé, neutrální a bazické (podle celkového obsahu SiO_2). Podle vzniku dělíme horniny na vyvřelé (někdy nazývané též eruptivní či magmatické), usazené (tj. sedimenty) a proměněné (metamorfované).

Geologický podklad a geomorfologická členitost území jsou základní a konstantní (trvale působící) složkou každé oblasti. Zejména ve střední Evropě je závislost stanovištních poměrů na matečné hornině značná a to jak pro velkou rozmanitost hornin, tak i pro značnou geomorfologickou členitost tohoto území. Také půdotvorné procesy nejsou v oblasti střední Evropy tak intenzivní jako např. v jižní Evropě nebo tropech, kde může být vliv mateční horniny půdotvornými procesy značně pozměněn. Bezprostřední závislost však vždy existuje mezi mateční horninou a její zvětralinou, tj. jejím vlastním půdotvorným substrátem. Minerální síla hornin spojená se studiem minerální síly půd (a propočty zvětrávacích kvocientů), je důležitým faktorem pro posuzování přirozených vlastností stanovišť, uvolňování obsahu a migrace živin v půdě, pro posuzování nutnosti a vhodnosti hnojení půd, pro určování změn obsahu živin, které jsou způsobené mechanickým a chemickým odnosem, i jejich rozvrstvení, způsobené půdotvornými procesy atd. Mateční hornina přímo podmiňuje svým mechanismem primární chemismus půd, který ovšem může být půdotvornými procesy dále pozměňován. Tento půdotvorný proces je také ovlivňován chemismem mateční horniny, a v některých případech se stávají horniny chemicky

silné (např. bohaté na Ca^{2+} a Mg^{2+}) i vedoucími faktory půdotvorného procesu. Také obsah minerálních živin ve zvětralinách a půdách je závislý na matečních horninách.

Podle průměru všech agroekologických vlastností zařadil Stejskal naše horniny do osmi jakostních tříd vhodnosti pro rekultivace (In: Hruška, 1998) jako materiály:

- I. **výborné:** hluboké hlinité zeminy bez skeletu (spraše)
- II. **velmi dobré:** hluboké hlinité zeminy – bez skeletu (nivní hlíny, svahové hlíny nejvyšší jakosti); případně s obsahem skeletu (čedičové a andezitové nezpevněné tufy).
- III. **dobré:** hluboké vápnotjilovité zeminy bez skeletu (měkké slíny); hluboké hlinitojilovité zeminy bez skeletu (svahové hlíny středních jakostí); hluboké hlinitopísčité zeminy s obsahem skeletu (ryolitové tufy); středně hluboké zvětrality hlinité až hlinitojilovité s obsahem skeletu (diority, syenity, amfibolity, čediče, melafyry, gabra, znělce, trachyty atd.)
- IV. **průměrné:** hluboké hlinitojilovité zeminy bez skeletu (sprašové hlíny); hluboké hlinitojilovité zeminy s obsahem skeletu (svahové hlíny horších jakostí); hluboké vápnotjilovité zeminy bez skeletu (vápenné jíly); hluboké písčité zeminy bez skeletu (mořské a terasové písky); hluboké až středně hluboké vápnotjilovité zeminy bez skeletu (slínovce a opuky); hluboké až středně hluboké vápnotjilovité zeminy s obsahem skeletu (ruly, svory, fylity).
- V. **slabě podprůměrné:** hluboké písčité zeminy bez skeletu (sprašové písky); hluboké písčité zeminy s obsahem skeletu (mořské a terasové štěrkopísky); hluboké jílovité zeminy bez skeletu (jíly); mělké zvětrality hlinité až hlinitojilovité s obsahem skeletu (dolomity, vápence); hluboké zvětrality jílovité bez skeletu (měkké jílovité břidlice, jílovce, lupky); hluboké zvětrality jílovité s obsahem skeletu (jílovité břidlice); hluboké zvětrality písčité bez skeletu (vápenné a slínité pískovce); středně hluboké zvětrality písčité s obsahem skeletu (křemité diority, dacity, žuly, kyselé granodiority).
- VI. **silně podprůměrné:** hluboké písčité zeminy bez skeletu (váté písky, zvětrality kvádrových pískovců); hluboké a středně hluboké zvětrality s obsahem skeletu (jílové břidlice fylitické); středně hluboké zvětrality písčité s obsahem skeletu (arkózy, křemité porfyrrity, ryolity, droby atd.).
- VII. **nevhodné:** velmi mělké hlinité zvětrality s obsahem skeletu (hadce); mělké písčité zvětrality s obsahem skeletu (křemité pískovce); mělké zvětrality silně kamenité (všesměrné granulity, pegmatity, aplity, křemité porfyry).
- VIII. **nepoužitelné:** mělké hrubě kamenité zvětrality až skály (křemence, křemité slepence, buližníky)

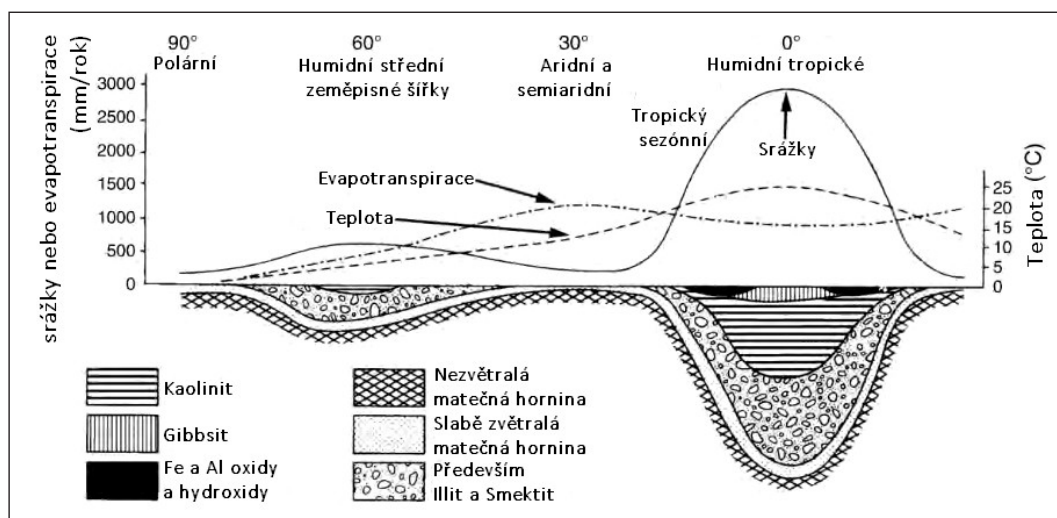
3 VZNIK MINERÁLNÍHO PODÍLU PŮDY A JEHO SLOŽENÍ

3.1 ZVĚTRÁVÁNÍ HORNIN

Materiální základ půdní hmoty tvoří minerální substrát, který vznikl zvětráváním hornin pevné zemské kůry. Jeho význam jako **jednoho z faktorů půdotvorného procesu** je v podmínkách ČR zdůrazněn velkou pestrostí horninového pokryvu a značnou členitostí našeho území. Nejsilnější účinky zvětrávání jsou na samotném povrchu, do hloubky se účinek zeslabuje. Postupný proces přeměny minerální hmoty v půdu prochází třemi vývojovými stupni:

- **mateční hornina:** celistvá hornina, nedotčená zvětrávacími pochody, pouze na svém povrchu je narušená fyzikálně.
- **půdotvorný substrát:** zvětrávacími procesy mechanicky a chemicky narušená mateční hornina.
- **půda:** přírodní oživený útvar vytvořený půdotvorným procesem z půdotvorného substrátu. Rozhodující úlohu při tom hrají pochody biologické. Půdní profil je rozčleněn na genetické půdní horizonty.

Zvětrávací a půdotvorné procesy, půdotvorný substrát a půdu nelze vzájemně oddělit. Oba typy procesů **probíhají** v substrátech i v půdách **souběžně**. Přesto však, aspoň v počátečních stádiích vývoje půdy (primitivní půdy), musí zvětrávací procesy předbíhat, aby mohly vytvořit podmínky pro plný rozvoj půdotvorného procesu. I v plně vyvinuté půdě probíhá dále zvětrávání jejího substrátu (minerálního podílu). Zvětrávací proces je souborem pochodů, kterými se původní vyvěřelé a metamorfované horniny, ale i rozpojené horniny sedimentární, rozrušují a mění se jejich fyzikální vlastnosti, ale i mineralogické a chemické složení. Při zvětrávání se uplatňují různé faktory zvětrávacího procesu a to podle zvětratelnosti jednotlivých hornin a minerálů i podle vnějších podmínek (obr. 6). Zvětratelnost hornin závisí na jejich struktuře a textuře. Jemnozrnné horniny s tmavě zbarvenými minerály a s vrstevnatou texturou zvětrávají snáze než ostatní. Minerály s bohatšími izomorfními substitucemi, obsahující oxidovatelné ionty, s méně kompaktní krystalovou mřížkou a s malou velikostí krystalu rovněž zvětrávají snadno. Naproti tomu minerály s jednoduchou a kompaktní strukturou jsou proti zvětrávání rezistentní (např. křemen, rutil, anatas).



Obrázek 5 Diagram relativní hloubky zvětrávání a produktů zvětrávání ve vztahu k faktorům zvětrávání v transektu od rovníku k severnímu pólu (Huston a Wolverton, 2009, upraveno).

3.1.1 Fyzikální zvětrávání

Fyzikální (mechanické) zvětrávání je mechanickým rozpadem celistvé horniny na úlomky různé velikosti bez změny v chemickém složení. Je vyvoláno fyzikálními účinky, zejména:

Tepllo: změny teplot dopadajícím slunečním zářením vyvolávají v hornině objemové změny s nerovnoměrným rozdělením lokálních tlaků a pnutí (koeficient lineární roztažnosti je například u křemene 0,000 31 mm/mm zatímco u ortoklasu 0,000 17 mm/mm). Při prohřívání povrchu souvislé horniny tak zvětšuje objem zejména její povrchová vrstva oproti vrstvám hlubším. Povrchová vrstva horniny se díky tomu odděluje od hlubších vrstev soustavou puklin rovnoběžných s povrchem. V noci naopak přebírá zemský povrch funkci ohříváče okolního vzduchu, sám se ochlazuje a to opět nestejně. Tyto tlaky se pak vyrovnávají pukáním horniny (pukliny jsou kolmo k povrchu). Tento typ zvětrávání nazýváme také zvětráváním termickým. V polohách eluviálních (tj. v místech nepřemístěné zvětraliny) tak vznikají mělké primární skeletovité substráty s ostrohranným šterkem a kamením. Vzniklý ostrohranný rozpad (detritát) se ale podle utváření reliéfu terénu může přemístit působením gravitace, povrchového ronu vody nebo i větrem do nižších poloh, kde vytváří sekundární uloženinu (starší název pro ni byl deluvium, či novější koluvium), která se stává substrátem pro hlubší půdy. Obnažená hornina pak může dále termicky (tepelně) zvětrávat. Při transportu se ostré hrany skeletu obušují a zaoblují, což je charakteristickým znakem takovýchto sekundárních uloženin. Současně dochází k třídění detritátů podle velikosti. Se stoupající vzdáleností od místa původu klesá velikost částic. Mohou tak vznikat hlubší půdy s jemnozrnější texturou.

Voda (led): voda jako fyzikální činitel se uplatňuje zejména tím, že při přeměně mezi kapalnou a pevnou fází mění asi o 9 % svůj objem. Kapalná voda vsakující do trhlin v hornině pak může zvětšovat trhliny, které v hornině již existují a pronikat po roztátí hlouběji. Led obsažený v ledovci se navíc uplatňuje drcením, případně obrušováním hornin (souvky).

Vítr: přenáší jemné částice uvolněné při fyzikálním zvětrávání, ty se o sebe omílají, drtí a zjemňují se. Při transportu těchto částic větrem navíc může docházet k obrušování výchozů hornin, které stojí unášenému materiálu v cestě.

Hlavní změna, kterou v hornině způsobilo fyzikální zvětrávání, spočívá v tom, že rozpadlá hornina má mnohonásobně větší povrchovou plochu a mezi úlomky a částicemi jsou volné prostory, umožňující další vnikání vody a vzduchu. V další fázi vývoje se mohou plně uplatnit faktory chemického zvětrávání.

3.1.2 Chemické zvětrávání

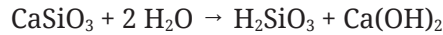
Klíčová pro chemické zvětrávání je především voda jako chemické činidlo. Z dalších sloučenin se pak uplatňuje například kyslík případně oxid uhličitý. Jejich vzájemným působením vzniká ze zvětraliny (detritátu) substrát s chemickým a mineralogickým složením, které je odlišné od původní zvětraliny. Oproti půdě mu ještě z počátku chybí organické látky a organismy (tj. humus a edafon) a sloučeniny dusíku (NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^-).

Při chemickém zvětrávání minerálů se uplatňují zejména tyto reakce:

Hydrolyza: voda je vždy zčásti disociována na ionty H^+ a OH^- ; tyto ionty pak rozkládají složitější sloučeniny ve sloučeniny jednodušší, kdy část složitější sloučeniny se slučuje s ionty H^+ a část s ionty OH^- . Tímto typem reakce jsou v půdě ovlivněny zejména křemičitany. Jako příklad lze uvést například hydrolyzu ortoklasu nebo wollastonitu:



(hydrolyza ortoklasu na hydratovaný křemičitan hlinitý – kaolín; oxid křemičitý – ve formě opálu a uhličitan draselný).

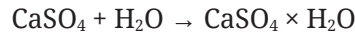


(hydrolyza wollastonitu na kyselinu křemičitou a hydroxid vápenatý).

Těžko rozpustné křemičitany tak mohou hydrolyzou přecházet ve složky lehčeji rozpustné (a tím i pohyblivější v profilu) a na tzv. zvětrávací reziduum, tvořené sloučeninami Si, Al a Fe. Jejich vzájemný poměr charakterizuje jednotlivé zvětrávací typy. Při intenzivnějším zvětrávání (tzv. lateritický typ zvětrávání) v tropických oblastech v alkalickém prostředí pak dochází k vyluhování veškeré kyseliny křemičité a na místě zůstávají pouze oxidy a hydroxidy železa a hliníku.

Nejpodstatnějšími produkty hydrolytického zvětrávání křemičitanů jsou jílové minerály (viz příklad rozkladu ortoklasu na kaolín) za částečného uvolnění kyseliny křemičité ve formě opálu.

Hydratace: proces, při kterém dochází k „zabudování“ molekuly vody do struktury chemické sloučeniny, která byla původně bezvodá. Opačný proces se nazývá **dehydratace**. Jako příklady lze uvést hydratace anhydritu a hematitu:



(hydratace anhydritu na sádrovec)

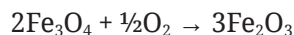


(hydratace hematitu na limonit)

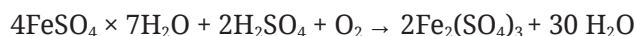
Hydratací kationtů dochází k narušení krystalových mřížek a jejich zvětrávání. Podstatnou úlohu zde hraje tzv. dipól vody, kdy molekula vody se ke kationtu natočí svojí zápornou částí (kde je kyslík) a vytvoří tak kolem kationtu vodní obal. Počet molekul hydratační vody je pro různé kationty různý. Hydratačními obaly tak dojde k narušení elektromagnetického pole sousední vrstvy hydratovaného krystalu a objeví se trhliny. Trhlinami se přitahují další dipóly a hydratace se zesiluje. Při dalším průniku vody případně kyslíku dovnitř krystalů navíc dochází k dalším chemickým změnám, které mohou být doprovázeny i razantními změnami barev: modravě zelené či zeleno-šedé barvy se mohou měnit na žluté či oranžové. Hydratace je tím intenzivnější, čím je jemnozrnnější minerál (tj. důležitost fyzikálního zvětrávání).

Oxidace a redukce: půda představuje tzv. redox-systém, ve kterém se střídají stavy oxidace a redukce. Tyto stavy jsou v úzké korelaci s obsahem kyslíku v půdě. Povaha chemického zvětrávání s ohledem na stupeň oxidace se posuzuje zpravidla podle nápadných barev spojených s oxidačními stavy železa (redukované Fe^{2+} a oxidované Fe^{3+}), případně sloučenin manganu či titanu. Redukované formy železa (Fe^{2+}) barví půdu do modrozelených, zelených až šedomodrých barev a vyskytují se zpravidla pod hladinou nebo v blízkosti hladiny podzemní vody; směrem k povrchu zase přibývá množství oxidovaného železa (Fe^{3+}) s oranžovou, rezivou či žlutočervenou barvou.

Jako příklad lze uvést například oxidaci magnetitu na hematit:



nebo oxidaci pyritu na síran železnatý a dále na síran železitý:



Rozpouštění a srážení (precipitace): rozpustnost látek je závislá zejména na okolní teplotě, pH, případně chemismu okolního prostředí, ve kterém se rozpouštěný minerál nachází. Rozpouštěcí účinnost vody je silně závislá na její disociaci, stupeň disociace pak například

na teplotě (s teplotou roste). Voda navíc nebývá zcela čistá, ale obsahuje velké množství kyselin (H_2CO_3 , HNO_3 , H_2SO_4 , H_3PO_4 apod.), které rozpouštění zesilují.

Může se tak jednat buď o rozpouštění vodorozpustných solí, které jsou tvořeny elektricky nabitými částicemi (ionty), které jsou rozmístěny v krystalových mřížkách, kdy dochází působením vody k zhroucení těchto krystalových mřížek a rozptýlu kationtů a aniontů mezi molekuly vody. Nebo může jít i o složitý proces, kdy se složky nejen převedou do roztoku, ale zároveň dojde k určitým chemickým změnám. Pro pedologii je významná různá rozpustnost některých látek, která znamená rovněž jejich různé rozložení v rámci půdního profilu. Pro ilustraci například Smolík (1957) uvádí, že v 10000 dílech vody nasycené CO_2 se rozpouští:

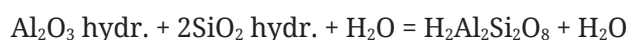
- 3 díly $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (dolomitu), nebo
- 7 dílů FeCO_3 (sideritu), nebo
- 10 dílů CaCO_3 (vápence), nebo
- 13 dílů MgCO_3 (magnezitu), nebo
- 25 dílů CaSO_4 (β -anhydritu).

Jako příklad lze uvést rozpouštění uhličitanu vápenatého za vzniku mobilního hydrogenuhličitanu vápenatého:



Syntéza jílových minerálů: patří mezi nejdůležitější změny, k nimž vede chemické zvětrávání matečních hornin. Jde o přeměny primárních horninotvorných minerálů na sekundární půdní minerály (podrobněji viz kapitola 3.2), za **vzniku jílových minerálů** s částicemi o velikosti a s vlastnostmi koloidů, za současného **uvolňování iontů z krystalových mřížek do vodorozpustných forem** (K_2CO_3 , Na_2CO_3 , CaCO_3 , MgCO_3 atd.). Volné ionty se z části zapojují do geologického koloběhu látek, zčásti se v substrátu akumulují adsorpcí na koloidních jílových minerálech. Tím se vytváří podmínky pro uchycení organismů ve zvětralině, zpočátku v nejjednodušších formách a postupně stále více organizovaných. Může nastoupit zvětrávání biologické a půdotvorný proces.

Jedním z příkladů může být syntéza sekundárního jílového minerálu kaolinitu z hydratovaných oxidů hliníku a křemíku dle rovnice:



3.1.3 Biologické zvětrávání

Živé organismy se zúčastňují zvětrávacího procesu svým **mechanickým i chemickým působením** na mateční horninu a půdotvorný substrát. Na počátku vývoje půdy jde zejména o bakterie, houby, řasy, lišejníky později i o vyšší rostliny, případně půdní faunu.

Mikroorganismy jsou schopny dýcháním uvolňovat oxid uhličitý (dalšími reakcemi vzniká kyselina uhličitá), případně tvořit některé specifické kyseliny – mléčnou, octovou, máselnou, mravenčí apod. Některé mikroorganismy dokážou vytvářet i poměrně silné kyslíkaté kyseliny (kyselina dusičná a sírová). Již v roce 1887 na to upozornil francouzský badatel A. Müntz, který popisuje vznik kyseliny dusičné pomocí nitrifikačních bakterií oxidací amoniaku přes kyselinu dusitou. Odumírající mikrogeobionti a později i odumřelé kořínky rostlin jsou navíc rozkládány a transformovány rozvíjející se mikroflórou, **vzniká a hromadí se humus**. Část iontů uvolněných mikroorganismy zpětně přijímají rostliny jako prvky minerální výživy: např. silikátové bakterie uvolňují K^+ z draselných živců, houby vylučují velmi silné kyseliny (fulvokyseliny), jež způsobují rozklad alumosilikátů. Nitrogení bakterie fixují atmosférický molekulární **dusík**, jenž prodělává svůj koloběh a v různých minerálních a organických sloučeninách se hromadí.

Vzniká primitivní půda v počátečním stadiu svého vývoje. Rozvíjí se půdotvorný proces, rozvíjí se plně biologická formace odpovídající podmínkám stanoviště, pokračuje vývoj půdy a rozvoj její charakteristické vlastnosti – **úrodnosti**.

Vliv vyšších rostlin se uplatňuje například tloustnutím kořenů stromů v puklinách hornin, přičemž je jejich pohyb přenášený na ně z kmene při větru, způsobuje zvětšování puklin a obrušování hornin. Organické kyseliny, vylučované do substrátu jako buněčné exudáty nebo kořenové exkrekty, rozkládají hydrolyticky horninotvorné minerály (exudáty z kořínků rostlin rychle rozpouštějí kalcit, tříslivé kyseliny vylučované kořeny dubů vyvolávají výrazné mramorování substrátů atd.).

3.2 MINERALOGICKÉ SLOŽENÍ PŮD

Minerály představují čisté chemické prvky nebo přírodní chemické sloučeniny, které jsou charakteristické určitým složením a fyzikálními vlastnostmi. Každý minerál má typické uspořádání iontů, anebo jejich skupin, které tvoří vnitřní krystalovou strukturu. Tato vnitřní stavba krystalů má značný význam pro vysvětlení pevnosti vazeb a tím také zvětratelnosti minerálů.

Mezi **nejrozšířenější minerály**, které tvoří podstatnou část hornin a minerální složky půdy patří primární a sekundární křemičitany. Podstatně menší podíl tvoří oxidy, uhličitany, fosforečnany, sírany, siřníky, halovce a dusičnany.

Křemičitany jsou v zemské kůře zastoupené 75 % a v půdách až 92–95 % podílem. Základem vnitřní krystalové struktury jsou anionty $(\text{SiO}_4)^{4-}$, které mají tvar křemito-kyslíkových tetraedrů (viz obrázek 7). Ve strukturách některých křemičitanů může být křemík částečně nahrazený hliníkem (alumosilikáty), který kromě tetraedrických aniontů $(\text{AlO})^{5-}$ vytváří také oktaedrické anionty $(\text{AlO})^{6-}$. Kromě těchto dvou aniontů může hliník v křemičitanech vytvářet také anionty, v nichž je kyslík nahrazený aniontem OH^- , F^- apod.

3.2.1 Primární hlinitokřemičitany

Tvoří součást magmatických případně metamorfovaných hornin. V půdě představují zbytky hornin, které jsou ovlivněny zejména fyzikálním zvětráváním, ale chemicky jen málo pozměněné a proto představují zásobárnu minerálních živin v půdě. Na fyzikálně chemických procesech v půdě se tyto minerály podílejí jen nepatrně, protože mají relativně velká zrna a malý měrný povrch (převažují proto v písčité a prachové frakci).

Primární hlinitokřemičitany jsou zastoupené hlavně draselnými a sodnovápenatými **živci**. Z draselných živců je to např. ortoklas, sanidin, mikroklin (všechny mají obecný vzorec KAlSi_3O_8). Sodnovápenaté živce (tzv. plagioklasy) tvoří izomorfní směs dvou základních složek: albitu ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) a anortitu ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). Podle vzájemného procentického zastoupení pak rozeznáváme několik plagioklasů (albit, oligoklas, andezin, labradorit, anortit).

Sodnovápenaté živce jsou jedním z hlavních zdrojů vápníku a draselné živce draslíku v půdě. Součástí hornin zejména bazických jsou také primární Ca-Mg-Fe-křemičitany skupiny olivínů, pyroxenů a amfibolů. Tyto minerály jsou zdrojem vápníku a hořčíku v půdě. Ve skupině primárních hlinitokřemičitanů jsou značně rozšířené i **slídy**. Mají souměrnou neroztažitelnou krystalovou strukturu s dobrou štípatelností. Nejrozšířenější jsou světlá slída (muskovit) a tmavá slída (biotit), která nejlépe zvětrává.

3.2.2 Sekundární hlinitokřemičitany

Ze skupiny sekundárních minerálů jsou nejdůležitější tzv. jílové minerály (nebo též fylosilikáty, dle svého tvaru: fylos = list), které jsou produktem zvětrávání primárních křemičitanů. Od původních (primárních) minerálů se liší chemickým složením, vrstevnatou krystalovou mřížkou

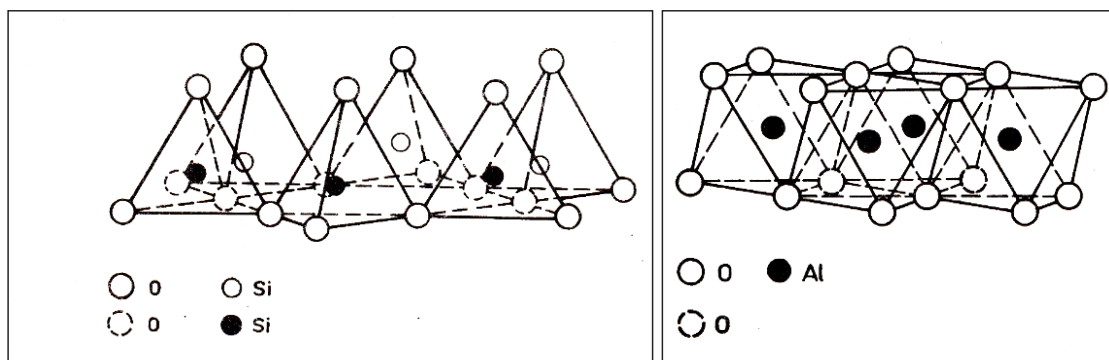
s vysokou disperzitou. Tvoří **jílovou frakci půd** (frakce <0,001 mm), přičemž mají velký význam při formování základních vlastností půd (sorpce, technologické vlastnosti, vododržnost apod.).

Jílové minerály vznikají buď přeměnou primárních křemičitanů, nebo syntézou produktů, které se uvolňují při zvětrávání minerálů. Na vzniku jílových minerálů se podílejí také biochemické procesy a půdní mikroorganismy. Základní stavební jednotkou krystalové mřížky jílových minerálů jsou **křemíkové tetraedry** a **hliníkové oktaedry**. Oktaedry AlO_6 i tetraedry SiO_4 jsou ve většině případů spojeny a vzniká pravidelná rovinná síť. Jílové minerály můžeme rozdělit podle vzájemného postavení tetraedrových a oktaedrových vrstviček, která je specifická pro daný typ jílového minerálu a udává mu specifické vlastnosti. Tyto základní dvojvrstvy a trojvrstvy jsou uvnitř pevně vázány iontovými kovalentními vazbami, jednotlivé souvrství jsou však mezi sebou vázána vazbami mnohem slabšími (van der Waalsovými silami). Voda bývá ve struktuře jílových minerálů vázána molekulárně nebo ve formě hydroxylových skupin.

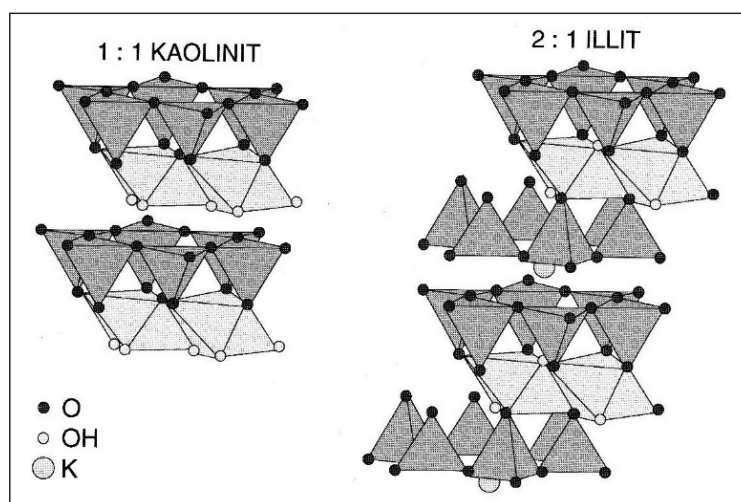
Klasifikaci jílových minerálů je větší počet, nejčastěji se ale dělí podle organizace tetraedrových a oktaedrových vrstviček do skupin:

- jílové minerály 1:1 (jedna vrstvička křemíkových tetraedrů a jedna vrstvička zpravidla hliníkových oktaedrů). Do této skupiny patří **minerály ze skupiny kaolinové** mají jednoduché složení krystalové mřížky a poměrně stálý chemismus. Výměnná sorpční kapacita je velmi nízká (30–150 mmol. kg^{-1}), voda nevniká do mezivrstevného prostoru a proto kaolinity nenabobtnávají. Měrný povrch při styku s vodou je relativně nízký (<15 m^2/g).
- jílové minerály 2:1 (jedna vrstvička křemíkových tetraedrů, jedna vrstvička zpravidla hliníkových oktaedrů, jedna vrstvička křemíkových tetraedrů). Lze je dále dělit na jílové minerály 2:1 s:
 - **roztažitelnou mřížkou: skupina montmorillonitická** – minerály se skládají z trojvrstev, mezi vrstvami křemíkových tetraedrů je pevně uložená vrstva hliníkových oktaedrů (případně oktaedrů, kde je hliník nahrazen železem či hořčíkem). Řadíme sem montmorillonit, beidelit, saponit. Minerály uvedené skupiny mají nepatrnou velikost. Ionty Si^{4+} v tetraedrech bývají nahrazené ionty Al^{3+} , a jak již bylo naznačeno výše, v oktaedrické koordinaci bývají nahrazovány ionty Mg^{2+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , čímž vznikají na povrchu trojvrstev nenasycené valence, povrch přestává být elektricky neutrální. Sorpční kapacita je 800–1500 mmol. kg^{-1} , voda je poutána především vnitřním povrchem a způsobuje zvětšování vzdáleností mezi trojvrstvami, což se projevuje bobtnáním. Množství vody poutané molekulárními silami je neobyčejně velké. Specifický měrný povrch dosahuje teoreticky až 800 $\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, podle povahy výměnných kationtů.
 - **neroztažitelnou mřížkou: skupina illitická** – minerály se skládají z trojvrstev. V krystalické mřížce se nachází draslík (typickými zástupci bývají jílové minerály illit, glaukonit, vermikulit). Minerály skupiny illitu se svojí krystalickou strukturou podobají struktuře slíd. Měrný povrch dosahuje 50–90 $\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, sorpční kapacita 100–400 mmol. kg^{-1} . **Skupina chloritická:** minerály se skládají z pravidelně se střídajících trojvrstev a brucitových oktaedrových vrstviček.
- samostatné postavení má **skupina allofánová**. Allofán jako nekystalický jílový minerál vzniká zvětráváním allumosilikátového skla sopečných popelů nebo krystalizací z Si-Al-solů. Má vysokou kationtovou výměnnou kapacitu (1350 mmol. kg^{-1}) i sorpční kapacitu pro anionty (až 300 mmol. kg^{-1}). Allofán intenzivně váže humusové kyseliny, fixuje fosforečnanové anionty, adsorbuje a inaktivuje enzymy.

V našich půdách se velmi často vyskytují smíšené struktury převážně illiticko-montmorillonitické.



Obrázek 6 Křemíkový tetraedr a hliníkový oktaedr. (Čížel a kol. 1981)



Obrázek 7 Model struktury kaolinitu a illitu. (podle Grim, 1968, In: Chestword, 2008)

3.2.3 Ostatní minerály

Ze skupiny **oxidů** je v horninách a půdě ve velkém množství zastoupen **křemen** (SiO_2). Vyskytuje se především v kyselých vyvřelých horninách (žuly, křemité diority, kyselé granodiority aj.), v metamorfovaných horninách (ruly, granulity, svory, fylity aj.) a mechanických sedimentech štěrky, písky, slepence, pískovce aj. Křemen je velmi odolný vůči chemickému zvětrávání.

Kromě křemene se v horninách vyskytují také **oxidy železa**: magnetit ($\text{FeO, Fe}_2\text{O}_3$), hematit (Fe_2O_3), goethit ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \times \text{H}_2\text{O}$) a limonit ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \times n\text{H}_2\text{O}$).

Pro vznik a vývoj půd jsou velmi důležité **uhličitany** (CO_3^{2-}). Zdrojem vápníku je nejčastější kalcit (CaCO_3), který se poměrně lehce rozpouští a mění na hydrogenuhličitan vápenatý (někdy se lze setkat se starším názvem: kyselý uhličitán vápenatý). Zdrojem hořčíku pak bývá dolomit ($\text{CaCO}_3 \times \text{MgCO}_3$), ojediněle také magnezit (MgCO_3).

Ze **síranů** má pro půdu význam anhydrit (CaSO_4) a zvláště sádrovec ($\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$). Důležitým zdrojem biogenního fosforu jsou **fosforečnany** a z nich hlavně apatit $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3$. V horninách se vyskytuje jen malé množství fosforečnanů. **Sírníky** se v půdě prakticky nevyskytují, pouze ojediněle v horninách (pyrit: FeS_2 , chalkopyrit: CuFeS_2).

3.3 MECHANICKÉ SLOŽENÍ PŮDY

3.3.1 Zrnitost (textura) zemin a půd

Minerální podíl pevné fáze půdy je složen z částic, neboli zrn, různé velikosti (tzn. vytváří se různý stupeň disperzity¹), kterými jsou úlomky mateční horniny, primárními a sekundárními minerály půdotvorného substrátu. Soubor zrn definované velikosti představuje zrnitostní kategorii neboli **frakci**. Zrnitost půdy pak vyjadřuje poměrné zastoupení těchto frakcí, nejčastěji v procentech.

Z hlediska velikosti částic je tedy půda **polydisperzním systémem**, obsahujícím:

Hrubé disperze, tj. částice >1 μm (prach, písek, štěrk kameny), které mají poměrně malou specifickou plochu a působí v půdě převážně mechanicky;

Koloidní disperze, tj. částice od 1 μm do 1 nm (koloidní jíly, hydratované sesquioxidy, kyselina křemičitá), které mají velkou specifickou povrchovou plochu a energii. V půdě působí hlavně fyzikálně-chemicky;

Molekulární disperze, tj. částice menší než 1 nm (v půdním roztoku rozpuštěné soli, kyseliny, zásady a disociované ionty), které působí v půdě chemicky.

Se zmenšující se velikostí částic minerálního podílu půdy se zvyšuje jejich specifická povrchová plocha a vzájemné přitažlivé síly mezi částicemi. Vyrůstá rovněž koheze (soudržnost) a adheze (přilnavost) půdy. To pak ovlivňuje téměř všechny další půdní vlastnosti.

Vedle velikosti částic se uplatňuje i jejich tvar, který je u hrubých částic zhruba kulový, u jemných a koloidních částic převážně šupinkový a vláknitý. Kulové částice se dotýkají víceméně bodově, přitažlivé síly jsou malé a půda je sypká, drobná, propustná. Jemné šupinky a vlákna se dotýkají velkým podílem povrchové plochy, koheze je silná, půdy jsou tuhé, ulehlé, málo propustné.

Půdní částice (zrna) lze roztrždit podle velikosti na větší počet velikostních frakcí či kategorií. Základní velikostní hranici představuje průměr zrna 2 mm. Částice větší než 2 mm se nazývají **skelet**, menší než 2 mm nazýváme **jemnozem**. Při komplexním průzkumu půd v ČSSR se používalo následující třídění zemin na zrnitostní kategorie.

velikost zrn v mm	označení frakcí		
	jednotlivé	skupinové	základní
<0,001	jíl	jílnaté částice (I*)	jemnozem
0,001–0,01	jemný a střední prach		
0,01–0,05	hrubý prach	prach (II*)	
0,05–0,25	jemný písek	práškový písek (III*)	
0,25–2,00	střední písek	písek (IV*)	
2,00–4,00	hrubý písek	skelet	
4,00–30,00	štěrk		
>30,00	kameny		

* někdy bývají jílnaté částice označovány jako částice I. kategorie; hrubý prach jako II. kategorie atd.

1 Disperzní systém je soustava, která obsahuje alespoň dvě složky (chemická individua), přičemž jedna složka je více nebo méně rozptýlena v druhé složce.

U **skeletu** je třeba posuzovat jeho obsah, mineralogické složení, tvar a velikost. Obsah skeletu v ornici do 20% nepůsobí zpravidla rušivě na zpracovatelnost ani na rostliny. Stoupající obsah a velikost štěrku má nepříznivý vliv na pronikání kořínků rostlin a na zpracování půdy. Zvláště nepropustné jsou štěrkové vrstvy s jílovým tmelem na terasových uloženinách. Ostrohranná drť neobroušená transportem mívá pestřejší mineralogické složení a je minerálně „silnější“ než ohlazené oblázky a valouny (které bývají převážně křemenné).

Písek představuje nejhrubší frakci jemnozemě. Částice písku mají mezi sebou hrubé póry a půdy s větším podílem této kategorie zrn jsou dobře propustné pro vodu a vykazují malé vzlínání vody. Zrna písku mohou být různá co do tvaru i mineralogického složení. V křemitých pískách převažují zrna křemene, v křemičitanových pískách pak primární silikátové minerály, poměrně snadno zvětratelné se značnou minerální silou.

Jemný písek dává půdám při vyšším obsahu odlišné fyzikální vlastnosti. Zvláště při obsahu slíd jsou uléhavější a méně propustné, vykazují také příznivější vzlínavost pro vodu. Běžně bývá obsah zrn jemného písku v půdách nízký (pod 10%).

Hrubý prach dává půdám příznivé fyzikální, chemické i biologické vlastnosti. Zeminy s obsahem hrubého prachu nad 20% jsou zeminy hlinité, hlíny, s obsahem nad 30% sprašové hlíny a spraše. Půdy mají dobré technologické vlastnosti – zpracovatelnost, soudržnost i drobitost. Jedná se většinou o půdy středně těžké.

Střední a jemný prach (nazývaný také **silt**) působí při vyšším obsahu nepříznivě na fyzikální vlastnosti půd. Půdy jsou náchylné k vytváření slité struktury (za sucha moučnaté) s nízkou propustností pro vzduch a pro vodu. Za mokra rozbředávají do kašovitě konzistence, po vyschnutí jsou pevně stmelené. Ke zlepšení struktury často nepřispívá zřetelně ani vápnění těchto půd. V této frakci se vedle křemene a živců objevují také sekundární silikáty.

Jíl je nejjemnější půdní frakcí. Částice jílu jsou převážně lístečkového tvaru, složené poněkud z vrstevnatých jílových minerálů. Část může být i vláknitá nebo xerogelového (=suchý gel) charakteru, jestliže obsahuje jílové minerály s řetězovou strukturou nebo nekystalické. Tato frakce zrn je nositelem koloidních, fyzikálně chemických vlastností, půdní sorpce a kapilarity. Z technologických vlastností znamená vyšší obsah jílu vysokou vaznost půd, soudržnost a přílnavost, nepropustnost pro vodu a vzduch. Jsou to půdy těžce zpracovatelné.

3.3.2 Klasifikace zrnitosti

Jak je již uvedeno výše, půdy můžeme klasifikovat podle mechanického složení, tj. procentického zastoupení jednotlivých velikostních frakcí zrn, na půdní druhy. Zrnitost půd patří mezi základní charakteristické znaky půd, i když sama o sobě k podrobné charakteristice půd nepostačuje.

Zrnitostní složení ale silně ovlivňuje konzistenční a technologické vlastnosti půd, soudržnost, přílnavost a zpracovatelnost. Proto se často v praxi spojují tyto vlastnosti se zrnitostí a půdy s vyšším obsahem písku se označují jako lehké, půdy s převažujícím obsahem siltu (prachu) jako střední a s obsahem jílu jako těžké. To znamená půdy lehce, středně a těžko obdělávatelné.

Mechanické složení půdy se zjišťuje v poli odhadem (množství písku i jílnatých částic lze rozlišit roztíráním prsty) v laboratoři mechanickým rozborem půdy. Základem označení je mechanická analýza jemnozemě, přihlíží se také k obsahu štěrku a kamení (skeletu), karbonátů (vápnitosti) a u silně humózních zemín také k obsahu humusu.

U nás se nejčastěji používá klasifikace **půdního druhu** dle Nováka, která byla zavedena i do metodiky Komplexního průzkumu půd (1961–1970). Tato klasifikace rozlišuje 7 druhů zemín podle kvantitativního zastoupení zrn I. kategorie (tzn. částic <0,01 mm) v jemnozemi.

Tabulka 1 Klasifikační stupnice zemin podle Nováka. (upraveno a doplněno dle Kalenda M., 1972)

obsah částic (zrn) <0,01 mm v %*	označení půdního druhu	zkratka	klasifikace půdy	Udávaná plocha ZPF ČR (ha)	% ZPF
0–10	písčítá	P	lehká	1 109 419	24,9
10–20	hlinitopísčítá	HP			
20–30	písčitohlinitá	PH	středně těžká	2 955 142	66,4
30–45	hlinitá	H			
45–60	jílovitohlinitá	JH	těžká	3 633 331	8,2
60–75	jílovitá	JV			
>75	jíl	J			

přibližně 0,5 % ZPF tvoří rašeliniště a nevyvinutá půda

* těmto částicím se také říká „jílkaté částice“

Při výrazné skeletovitosti: obsahuje-li zemina více než 75 % skeletu, klasifikuje se podle zastoupení tohoto skeletu jako štěrkovitá nebo kamenitá. Obsahuje-li ho méně, označuje se podle zrnitosti jemnozeme a připojí se označení příměsi skeletu: slabě štěrkovitá (10–25 %), středně štěrkovitá (do 50 %) a silně štěrkovitá nebo kamenitá (50–75 %): např. jako slabě štěrkovitá hlína, silně kamenitý jíl apod.

Při výrazném obsahu uhličitanu vápenatého: se půdy označují podle obsahu CaCO_3 ekvivalentu, přičemž označení se připojuje ke zjednodušenému označení půdního druhu (např. slín písčítý, hlinitý, jílovitý). Rozeznáváme zeminy slabě vápnité (do 3 % CaCO_3), vápnité (do 25 %), slíny (do 60 %) a vápenaté zeminy (přes 60 %).

Humusové zeminy (obsahující > 20 % humusu) se označují jako písčité, hlinité a jílovité podle obsahu jílnatých částic (<0,01 mm) podobně jako u slínu a vápenatých zemin: do 20 % písčítá, do 45 % hlinitá, přes 45 % jílovitá.

Pro novou klasifikaci zrnitosti půd ČR (tzv. **zrnitostní třídy**) je v současnosti použito hodnocení ve frakci jemnozeme (<2 mm) podle obsahu:

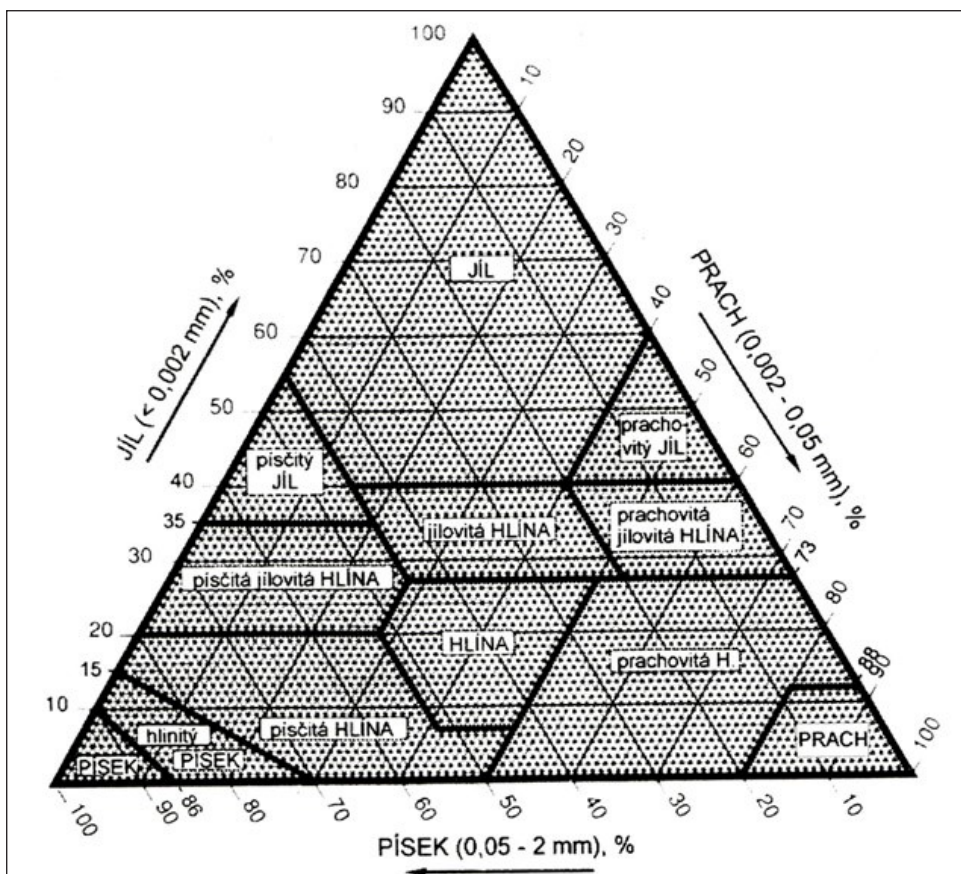
- jílu (< 2 μm neboli < 0,002 mm)
- prachu (2–50 μm neboli 0,002–0,05 mm)
- písku (50–2000 μm neboli 0,05–2,00 mm)

Podle trojúhelníkového diagramu (NRSCS USDA) na obr. 9 lze rozlišit 12 zrnitostních tříd, které při zobecnění výsledků můžeme seskupit do 5 skupin:

- lehká zemina tzv. 1: písek (P), hlinitý písek (hP)
- lehčí střední zemina tzv. 2: písčítá hlína (pH)
- střední zemina tzv. 3: hlína (H), prachovitá hlína (rH), prach (R)
- těžká zemina tzv. 4: písčítá jílovitá hlína (pjH), jílovitá hlína (jH), prachovitá jílovitá hlína (rjH)
- velmi těžká zemina tzv. 5: písčítý jíl (pJ), prachovitý jíl(rJ), jíl (J)

kde ve zkratkách: P (písek); p (písčítá zemina); H (hlína); h (hlinitá zemina); R (prach); r (prachovitá zemina).

Poznámka: zemina 1 či 2 (viz výše) při klasifikaci například znamená zařazení půdy mezi subtyp arenický (-á); zemina 4 či 5 pak mezi subtypy pelický (-á) apod.



Obrázek 8 Trojúhelníkový diagram zrnitostních tříd. (zdroj NRSCS USDA)

3.3.3 Význam zrnitosti půdy

Význam zrnitosti půdy jako analytické charakteristiky a morfologického znaku vyplývá z jejího vlivu na téměř všechny ostatní půdní vlastnosti. Ovlivňuje poměr vody a vzduchu v půdě, poměr kapilárních a nekapilárních pórů, obsah i složení edafonu, velikost povrchové plochy a energie, adhezi a kohezi, chemické, fyzikálně chemické i biochemické procesy v půdách:

Zrnitostní složení půd ovlivňuje **zvětratelnost** půdotvorného substrátu a minerální části pevné fáze půdy. Velký význam má textura půdy, přičemž jemnozrnné substráty s velkou povrchovou plochou zvětrávají snáze a rychleji než hrubozrnné. Podobně i tvorba jílových a ostatních sekundárních minerálů je v nich intenzivnější. Morfologické znaky genetických horizontů se nejlépe vyvíjejí na středně těžkých hlinitých substrátech. Jejich vývoj ve štěrkovitých a kameňatých substrátech je málo zřetelný, na jílových substrátech pak pomalý. Důsledkem závislosti zvětrávání na velikosti částic jsou rozdíly v mineralogickém složení různých velikostních frakcí zrn.

Poměr hrubých nekapilárních a jemných kapilárních **pórů** v půdách různého zrnitostního složení ovlivňuje dynamiku půdní vody, její zasakování, pohyb a retenci v půdním profilu. Občasné přesycení srážkovou vodou či trvalé zamokření podzemní vodou nad nepropustnými jílovými vrstvami vede k procesu oglejení, případně glejovému procesu se silnými redukčními pochody.

Výrazná perkolace (filtrace) vody půdním profilem může vést i k proplavování koloidních částic ze svrchních vrstev do hlouběji uloženého půdního horizontu, kde se tyto hromadí. Tak se původně homogenní profil texturně diferencuje na lehčí eluviální (ochuzený) povrchový a těžší (obohacený) horizont iluviální. Poměr obsahu jílu v iluviálním a eluviálním horizontu se

označuje jako **koeficient texturní diference** profilu (K.T.D), jenž charakterizuje intenzitu procesu illimerizace v půdě. Tento proces hodnotíme následovně:

K.T.D.	Hodnocení	odpovídá půdnímu typu
<1,2	velmi slabá texturní diference	–
1,2–1,6	slabá texturní diference	šedozem/ hnědozem
1,7–2,2	střední texturní diference	hnědozem
2,3–3,0	silná texturní diference	luvizem případně pseugoglej
>3,0	velmi silná texturní diference	

Význačný je také vliv zrnitosti na **sorpční schopnost půd**. Různý obsah částic různé velikosti v druhově odlišných půdách má za následek rozdíly ve schopnosti půd sorbovat (poutat, zadržovat) rozpustné součásti půdního roztoku, ionty, molekuly a peptizované koloidy. Půdy hlinité a zvláště jílovité, obsahující mnoho jílnatých částic s velkým specifickým povrchem mají větší sorpční schopnost než půdy písčité. Ztráty rostlinných živin z hnojiv vyplavováním z rhizosféry jsou velké a efektivnost jejich využití je nízká u lehkých půd s malou sorpční schopností. Střední a těžší půdy lépe zásobují rostliny sorbovanými živinami. Na půdní zrnitosti je také závislá biologická činnost v půdě. Textura půdy ovlivňuje, jak bylo uvedeno, poměr hrubých a kapilárních pórů, poměr vzduchu a vody. To se odráží i v **biologické aktivitě** a ve způsobu rozkladu a přeměně organických látek v půdě. Půdy s jemnozrnnou texturou (těžší) jsou méně biologicky činné pro nedostatek kyslíku. Převládají v nich anaerobní mikroorganismy a anaerobní transformace organických látek. Při trvalém převlhčení a za dostatku organických látek dochází k procesu rašelinění. Naopak půdy s hrubozrnnou texturou (písčité) jsou biologicky velmi činné, převládá v nich rychlý a úplný rozklad organických látek aerobními bakteriemi v důsledku nadbytku kyslíku v půdním vzduchu.

Vliv zrnitosti na **tepelný režim půd** se projevuje tak, že půdy písčité jsou záhřevné, naproti tomu půdy těžší, jílovité jsou málo záhřevné, chladné. Prakticky se to projevuje zpožděním zahájení jarních prací a začátku rozvoje půdní mikroflóry a mikrofauny na jaře.

Zrnitost půdy ovlivňuje **technické vlastnosti** půd, tj. adhezi a kohezi (přilnavost a soudržnost), i konzistenční vlastnosti půdy. Ty pak mají vliv na zpracovatelnost půd, orební odpor, únosnost půd, pevnost a další jejich technologické vlastnosti.

Textura půdy má značný vliv na půdu jako **stanoviště rostlin**. Tím, že textura ovlivňuje fyzikální, chemické a biologické vlastnosti půd podmiňuje i povahu půdy jako stanoviště rostlin. Na písčitých půdách převládají z přirozených rostlinných společenstev jednak společenstva lesní, jednak psamofyty a xerofilní (suchomilné) druhy (např. ostřice písečná, metlice šedivá a křivolaká, chmerek aj.). Na půdách jílovitých převládají pelofyty s hydrofilními (vlhkomilnými) druhy (např. rákos, orobinec, přeslička aj.). Na štěrkovitých a kamenitých půdách se vyskytují petrofyty (např. tařice skalní, lomikámen, kapradiny). Z kulturních plodin jsou např. pro pšenici a bob vhodné půdy těžší, pro cukrovku a ječmen půdy středně těžké a pro brambory a žito půdy lehčí. V rámci zemědělských výrobních typů se rozlišují subtypy podle převládajících půdních druhů.

Potřeba, účinnost a způsob kultivačních opatření do značné míry vyplývají z druhových vlastností půd. Technické meliorace půd z nich vycházejí jako ze základní půdní vlastnosti. U lehkých písčitých půd by se měly dodržovat určité zásady zpracování, tj. zhutňování přidáváním jemnozrnných hmot (jíl, bentonit, zelené hnojení), mírné kypření, případně zavlažování, hlubší zpracování organických hnojiv, častější hnojení menšími dávkami pomalu působících hnojiv, vápnění méně rozpustnými uhličitanovými formami vápenatých hnojiv. U těžkých půd přichází

v úvahu hluboké kypření, podryvání půdní spodiny, vylehčování ornice přidavkem písčítých materiálů, odvodňování, mělké zaorávání hnoje a kompostů, hnojení většími dávkami v delších intervalech. Vápnění aplikovat rychle působícími oxidovými formami vápenatých hnojiv.

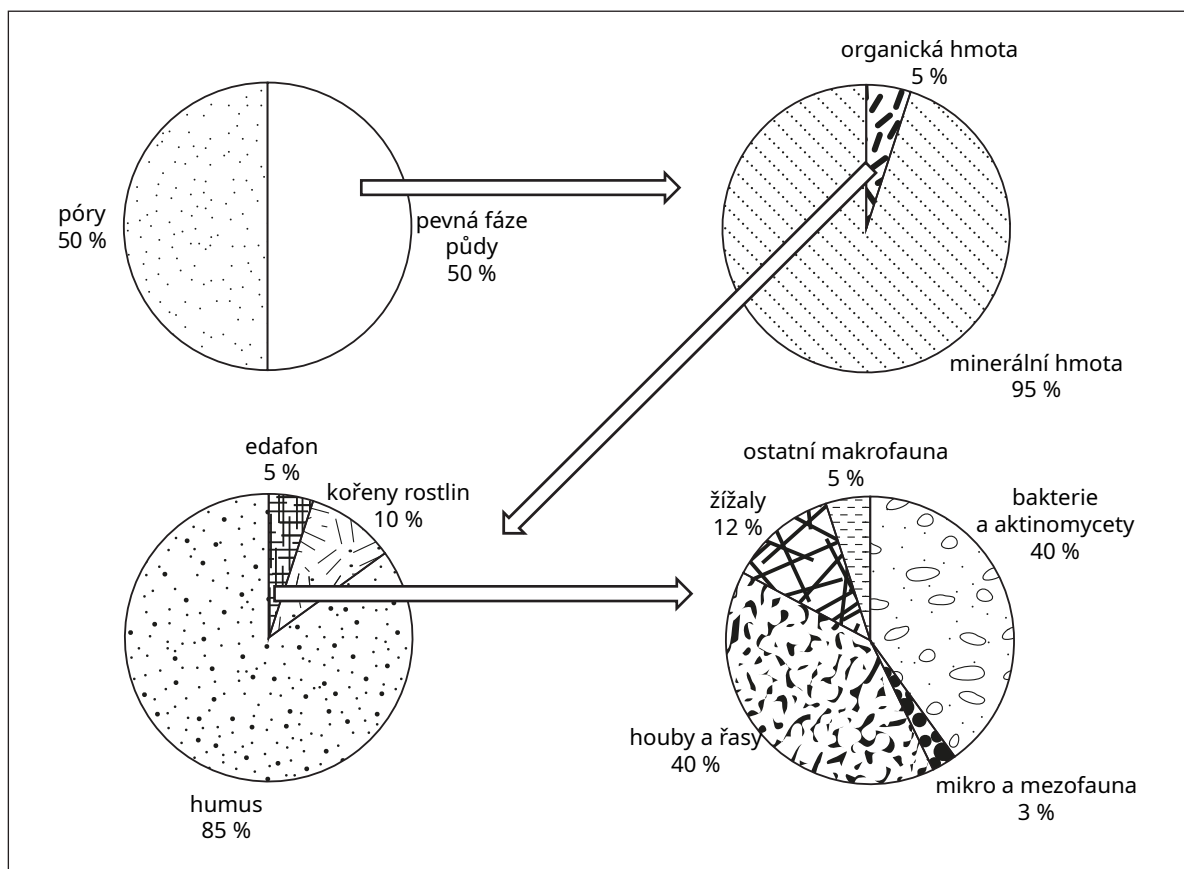
Tabulka 2 Vliv zrnitosti na některé půdní vlastnosti (obecně).

	lehké půdy (např. písky)	středně těžké půdy (např. hlíny)	těžké půdy (např. jíly)
schopnost zadržet vodu	nízká	střední	vysoká
pohyb vody	rychlý	střední	pomalý
energie nutná pro obdělávání	nízká	střední	vysoká
vodní nebo větrná eroze (snadnost oddělení jednotlivých částic)	vysoká	střední	malá
vodní nebo větrná eroze (snadnost transportu částic)	malá	střední	vysoká
sorpce prvků	nízká	střední	vysoká
možné riziko spojené s kontaminací potravního řetězce xenobiotiky	vysoká	střední	nízká

4 ORGANICKÝ PODÍL PŮDY, VZNIK A SLOŽENÍ

Organický podíl půdy tvoří jen asi 1–5 % pevné fáze půdy, tj. výrazně menší podíl ve srovnání s minerální částí půdy (95 %). V této dynamické složce dochází k rychlým tokům látek a energie a svým působením na minerální substrát určuje charakter pedogeneze. Prochází neustálými změnami jak po složení, tak po stránce vlastností a funkcí. Má rozhodující význam pro půdní úrodnost a je považována za citlivý indikátor kvality půdy.

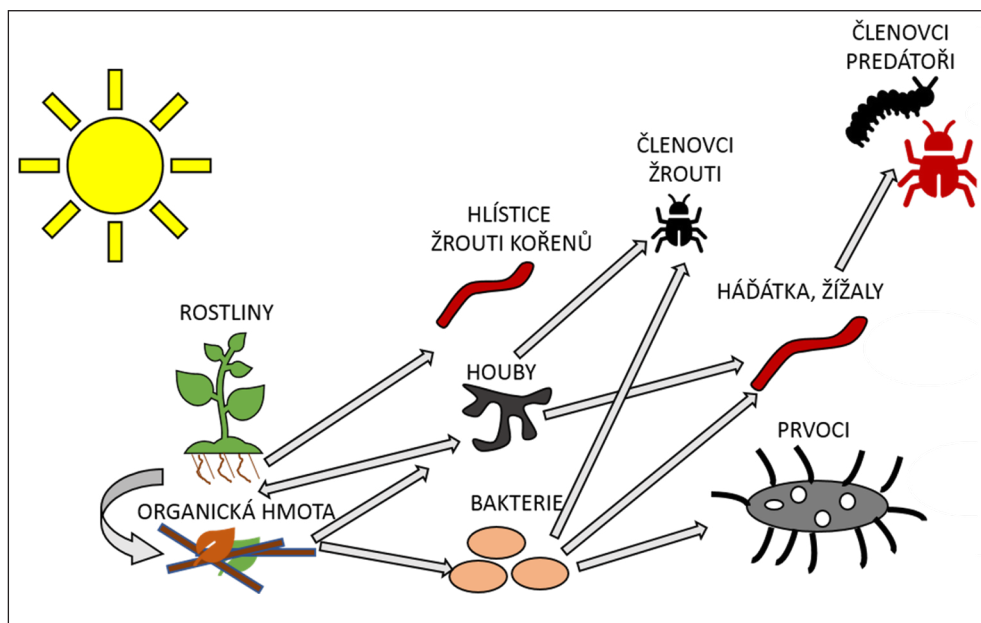
Zahrnuje v sobě složku *živou* (kořeny rostlin a edafon) a složku *neživou* (půdní organickou hmotu) – viz obr. 10. Významnou složkou půdní organické hmoty (POH) je humus, který je souborem organických látek, které prošly humifikací bez ohledu na jejich živočišný, rostlinný nebo mikrobiální původ (Šimanský a kol., 2017).



Obrázek 9 Základní rozdělení organického podílu půdy. (zdroj: Gobat 2004)

4.1 ŽIVÁ SLOŽKA (BIOTA, EDAFON)

Veškeré procesy látkové a energetické výměny v půdě jsou spojeny s činností živých organismů a dostupností i kvalitou organických látek. Jedná se o pochody, které jsou součástí biologického cyklu látek, vody či energie a které ovlivňují (a do určité míry i brzdí) geologické faktory transportu a eluviace. Složitý soubor půdních organismů, nazýváme společenstvo, biocenóza či edafon (Zaujec a kol., 2009). Propojení půdních organismů, organické hmoty a kořenů rostlin do tzv. půdní potravní sítě je uvedeno na obr. 11.



Obrázek 10 Propojení půdních organismů, organické hmoty a kořenů rostlin do tzv. půdní potravní sítě. (zdroj: vlastní)

Mezi půdní organismy obecně spadá pestrá škála organismů rostlinného i živočišného původu od bakterií, hub, sinic, řas, přes členovce, kroužkovce až po savce. Jejich množství v půdě je jen velmi těžko představitelné. Průměrné zastoupení jednotlivých organismů dle Gobat (2004) uvádíme v Tab. 3. V české literatuře se nejčastěji uvádí dělení na mikro-, mezo- a makroedafon. V současné době je půdní biota dělena spíše na základě své funkce v půdě případně původu.

Tabulka 3 Průměrné zastoupení organismů v půdě. (Gobat 2004)

Organismus	Přibližný počet na:		Přibližná biomasa	
	g suché půdy	m ²	kg.ha ⁻¹ do hloubky 20 cm	v % (bez kořenů)
bakterie	10 ⁶ –10 ⁹	10 ¹¹ –10 ¹⁴	1 500	25
houby	nezměřeno	nezměřeno	3 500	59
řasy	1 000–10 ⁵	10 ⁸ –10 ⁹	10–1 000	stopové množství
protozoa	10 ⁴ –10 ⁶	10 ⁹ –10 ¹¹	250	4
půdní fauna kromě prvoků	0,1–1 000	10 ⁵ –10 ⁶	1–5 000	12
kořeny	nezměřeno	nezměřeno	6 000	–
Celkem	nezměřeno	nezměřeno	12 000	100

4.1.1 Dělení půdních organismů

Půdní organismy mají různou velikost, od jedinců mikroskopických až po ty dobře pozorovatelné okem. Jak již bylo uvedeno výše, lze provést základní (starší, ale stále užívané) rozdělení na základě velikosti na mikro-, mezo- a makroedafon.

Navzdory tomu, že je mikroedafon tvořen mikroskopickými organismy, zastupuje co do hmotnosti i počtu jedinců největší podíl půdních organismů. Pro představu 1 g půdy obsahuje v průměru 10⁶ bakterií. Není tedy divu, že takto bohaté společenstvo je i velmi pestré a obsahuje

jedince anaerobní, aerobní i fakultativně anaerobní a podílí se na široké škále půdních procesů. Druhové zastoupení mikroedafonu bývá závislé na řadě faktorů, především na vodním a vzdušném režimu, dále také na obsahu či charakteru organické i minerální frakce půdy a v neposlední řadě na rostlinném pokryvu. Zásadní část půdního edafonu žije v symbióze s kořeny rostlin a tvoří mikrobiálně nejaktivnější část půdy (tzv. rhizosféru). Mezi nejdůležitější funkce edafonu v půdě patří:

- rozklad organických látek například cukrů, aminokyselin, bílkovin, ligninu, celulózy apod.,
- humifikace,
- poutání vzdušného dusíku,
- oxidace amoniaku, železa, síry, manganu.

Nejdůležitější zástupci mikroedafonu:

- a) bakterie: *Pseudomonas*, *Arthrobacter*, *Clostridium*, *Achromobacter*, *Bacillus*, *Micrococcus*, *Azotobacter*, *Clostridium*, (poslední dva zmínění jsou významnými fixátory dusíku). Dále do této kategorie patří nitrifikační bakterie, především *Nitrosomonas* a *Nitrobacter*.
- b) houby: *Mucor*, *Trichoderma*, *Aspergillus*
- c) aktinomycety (tj. přechod mezi bakteriemi a houbami): *Streptomyces*, *Nocardia*, *Actinomyces*,
- d) sinice (*Cyanophyceae*), rozsivky (*Diatomeae*), zelené řasy (*Chlorophyceae*)
- e) prvoci – bičíkovci (*Flagellata*), kořenonožci (*Rhizopoda*), nálevníci (*Ciliata*)

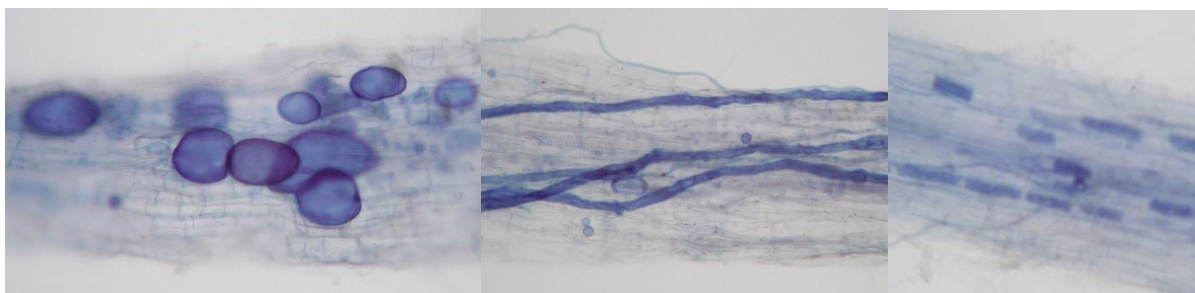
Jak je z výčtu patrné, zahrnuje mikroedafon jak živočichy, tak rostliny s různými nároky těchto organismů, ale i různými funkcemi v půdě, proto se v poslední době spíše využívá dělení dle původu na mikrofaunu i mikroflóru.

Půdní mikroflóra: je tvořena především bakteriemi, houbami, řasami.

Pro **půdní bakterie** představuje půda mozaiku odlišných ekologických nik. Tudíž organismy, které mají naprosto odlišné životní nároky, takže aerobní i anaerobní mikroorganismy mohou žít pouhý milimetr od sebe. Dalším důležitým faktem je, že půdní podmínky se mění velice rychle, například odumřelé tělo i tak malého organismu jako je prvok, dokáže poměrně rychle změnit životní podmínky milionům okolních organismů. Bakterie na druhou stranu umí vylučovat polysacharidy, které jsou velmi odolné enzymatickému rozkladu. Tyto látky proto setrvávají v půdě dlouho a představují zásadní část humifikované organické hmoty, která má mimo řadu dalších funkcí i vliv na stabilitu půdních agregátů. Bakterie se tak podílejí na formování půdní struktury. S bakteriální aktivitou je dále spojena řada změn fyzikálně-chemické podstaty půdy, například respirace mikroorganismů může způsobit až anoxické prostředí. Bakterie mají kromě toho schopnost ovlivňovat samotné složení mikrobiálního konsorcia, například produkcí růstových látek či naopak produkcí antibiotik nebo podobně působících látek. Největší význam má ovšem půdní biota v biochemických procesech, přičemž k nejdůležitějším bezesporu patří, mineralizace organického materiálu, oxidace a redukce anorganických sloučenin, anaerobní redukce či oxidace anorganických látek, rozpouštění a srážení půdních minerálů a neopomenutelnou službu nám poskytují i při přeměně organických látek na látky humusové povahy atd.

Půdní houby: oproti výše zmíněným bakteriím mají houby poměrně uniformní metabolismus (aerobní heterotrofní eukaryota). Hlavní význam hub spočívá v transportu živin půdním prostředím. V tomto ohledu je velmi důležitá tzv. mykorhiza nebo též arbuskulární mykorhiza (AM). Jde o oboustranně prospěšnou symbiózu mezi kořenem rostliny a houbou. AM je v současné době považovaná za klíčovou pro fungování drtivé většiny současných terestrických ekosystémů (uváděny jsou zejména vřesoviště nebo boreální lesy). V současnosti ji lze najít u přibližně 80 % cévnatých rostlin. Typickým rysem arbuskulární mykorhizy jsou zcela unikátní struktury uvnitř buněk kořene i mimo něj (tzv. arbuskuly a vezikuly). Tento druh tzv. endomykorhizy znamená, že houba proniká do kořenových buněk cévnatých rostlin, kde jednak vytvoří stromu

podobnou strukturu (odtud arbusculus) mimo kořen a uvnitř kořenových buněk pak vytváří úložné orgány ve tvaru vaku (tzv. vezikuly). V rámci symbiomy pak AMF (arbuskulárně mykorhizní houby) do rostliny „investuje“ hůře dostupné prvky z půdy (převážně fosfor) a rostlina naopak poskytuje organické látky ze své vlastní fotosyntézy (uhlík). Hyfy arbuskulů (viz obr. 12) kolonizují či prorůstají kořenem hostitelské rostliny a dle současných studií mohou navýšit povrch kořenového vlášení až o 80 %, díky čemuž se rostlina dostává i ke vzdálenějším zdrojům živin a vody a může tak využívat i prvky, které jsou v půdě jen obtížně dostupné, například výše zmiňovaný fosfor. Někteří autoři odhadují, že 40–50 % uhlíku zachyceného fotosyntézou je přeneseno do půdních hub; konzervativní odhad hovoří „pouze“ o hodnotách 10–20 %. Jednotlivé rostliny ale svou závislostí na tomto typu symbiomy podstatně liší. Ze současných polních plodin je na ní silně závislá kukuřice (*Zea mays*) a len (*Linum usitatissimum*).



Obrázek 11 Kolonizace kořenů rostliny salátu setého (*Lactuca sativa*) arbuskulární mykorhizou při zvětšení 200x. Vlevo: **arbuskuly** uvnitř buněk hostitelské rostliny (v primární kůře), jde o místo symbiotického přenosu fosfátů a uhlíkatých látek mezi houbou a rostlinou. Uprostřed hyfy (intercelulární útvary, které mohou být stočeny i do „klubíček“). Vpravo vezikuly (mají zásobní funkci a vyskytují se v kůře kořene nebo v mezibuněčném prostoru).

Půdní řasy: mikroskopické řasy, jednobuněčné i vláknité, jsou běžnou součástí zdravé půdy, ovšem nacházejí se spíše na povrchu nebo v půdních prasklinách. Řasy existují ve třech taxonomických skupinách. Zelené řasy (*Chlorella*, *Pleurococcus*, *Chamydomonas*) a žlutozelené řasy (*Xanthophyceae*, *Heterococcus*, *Vaucheria*) převládají především v kyselých půdách, zatímco rosnivky (*Navicula*, *Achnantes*) pak v neutrálních a zásaditých půdách. V půdě mohou řasy představovat na jednom hektaru hmotu 10–1000 kg sušiny na hektar půdy v závislosti na půdním druhu. Díky své fotosyntetické aktivitě řasy rychle kolonizují hrubé minerální povrchy, kde napomáhají dalšímu zvětrávání. Kromě toho řasy produkují i extracelulární polysacharidy, díky kterým má půda tendenci se agregovat.

Mezoedafon případně **mezofauna** (tj. organismy o rozměrech od 0,2 mm do 4 mm), zde nalézáme především háďátka, chvostoskoky, roztoče a hmyz v různých vývojových stádiích. Zastoupení jednotlivých skupin je silně ovlivněno vlastnostmi půdy, především půdní reakcí, vlhkostí, teplotou a obsahem organické hmoty. Z pohledu půdních vlastností je největším přínosem mezoedafonu (a i makroedafonu) tvorba půdních chodeb, kudy může protékat srážková voda a proudit vzduch, dále obohacování půdy o organické zbytky (exkrementy) – viz Tab. 4, kypření půdy apod.

Tabulka 4 Porovnání chemického složení žízálního trusu a původní zeminy (Russel 1973).

	Ca	Mg	K	P	N	C	pH/KCl	V
	mg.kg ⁻¹	mg.kg ⁻¹	mg.kg ⁻¹	mg.kg ⁻¹	%	%		%
původní zemina	1990	162	32	9	0,25	3,35	6,4	74
žízální trus	2790	492	358	67	0,35	5,17	7,0	93

Makroedafon, respektive **makrofauna** (zahrnuje živočichy o velikosti 4–80 mm) jsou největší zástupci edafonu, řadíme sem jak některé menší obratlovce (krtky, sysly, hraboše a myši), tak i maloštetinatce (většina žížal a roupice), bezobratlé (stejnonožci, mnohonožci, stonožky a pavoukovci). Početnou skupinou je i hmyz (blanokřídlí, rovnokřídlí, dvoukřídlí a brouci). Stejně jako u mezoedafonu vděčíme těmto živočichům za kypření půdy, tvorbu chodeb a také za „vta-hování“ organických zbytků do hlubších částí půdy. Někdy bývá z této skupiny vydělována ještě **megafauna**: tj. organismy větší než 80 mm, kteří svojí aktivitou v půdě vytvářejí nory nebo větší chodby. Nejdůležitějšími zástupci jsou plazi, hlodavci, případně hmyzožravci (krtek). Do této kategorie můžeme zařadit i některé zástupce žížal, zejména druhy *Megascolides australis*, případně *Microchaetus rappi* s délkami až 3 respektive 6 metrů.

Půdní fauna: je obecně složka půdy, která je tvořena rozmanitými živočichy, jejichž škála díky stále sofistikovanějším vědeckým metodám neustále narůstá. Je nutné zdůraznit, že dodnes je naše představa o složitosti vztahů půdních živočichů neúplná. Potravní vztahy uvnitř půdy (tzv. soil food web) má několik úrovní, přičemž přechod mezi úrovněmi je vratný. Zhodnotit tedy vztah být jen dvou organismů navzájem je velice složité a výsledek jen těžko ověřitelný. Pro představu je v 1 m² trvale travního porostu průměrně 150 g půdních živočichů, což je asi 260 milionů jedinců. Některé půdy mohou mít vlastní, velmi specifickou faunu. Například v půdách tropického pásu tvoří podstatnou část termiti, v organozemích (rašelinách) mravenci či členovci apod. Žížaly jsou nicméně důležitými půdními živočichy prakticky ve všech klimatických pásech. Společným jmenovatelem půdní fauny je zásah do toků energie v půdě.

4.1.2 Životní podmínky půdní bioty

Jak bylo uvedeno výše, reagují organismy tvořící půdní edafon různě na podmínky půdního prostředí. Podstatnými půdními vlastnostmi je zejména vlhkost (dostupnost vody), provzdušeno-st (dostupnost vzduchu pro respiraci), teplotu a půdní reakci. Zvláště u mikroedafonu jsou nároky na tyto podmínky výrazně specifické. To vede často k vytváření určitých biocenóz půdního edafonu v různých půdních podmínkách.

Vlhkost půd: optimální vlhkost půdního prostředí vyhovující téměř všem půdním mikroorganismům se pohybuje v rozmezí 50–80 % polní vodní kapacity. Nepříznivé stavy půdní vlhkosti (vysušení nebo naopak přemokření) přecházejí mikroorganizmy většinou ve formě spor a cyst. V sušším prostředí půdy se lépe množí aktinomycety a plísňe. Většina organismů, využívající půdní vzduch ke svým dýchacím procesům, vyžaduje poměrně vysokou vlhkost půdního vzduchu (90–100 %).

Provzdušeno-st půdy: je v úzkém vztahu s půdní vlhkostí. Při vysokém obsahu vody dochází k vytvoření hypoxie (nedostatek kyslíku) až anoxie (prostředí bez kyslíku). Stav aerobních půdních organismů je redukován a na jejich místo nastupují mikrobiální sukcese fakultativně anaerobních mikrobů (mohou žít bez molekulárního kyslíku) nebo společenstva obligátně anaerobních mikrobů (mohou žít pouze v bezkyslíkatém prostředí). K oběma posledním skupinám patří např. *Clostridium butyricum* (rozkladači pektinu a poutači vzdušného dusíku), *Clostridium celluloselvans* (rozkladači celulózy), *Clostridium putrificus* (rozkladači bílkovin) apod.

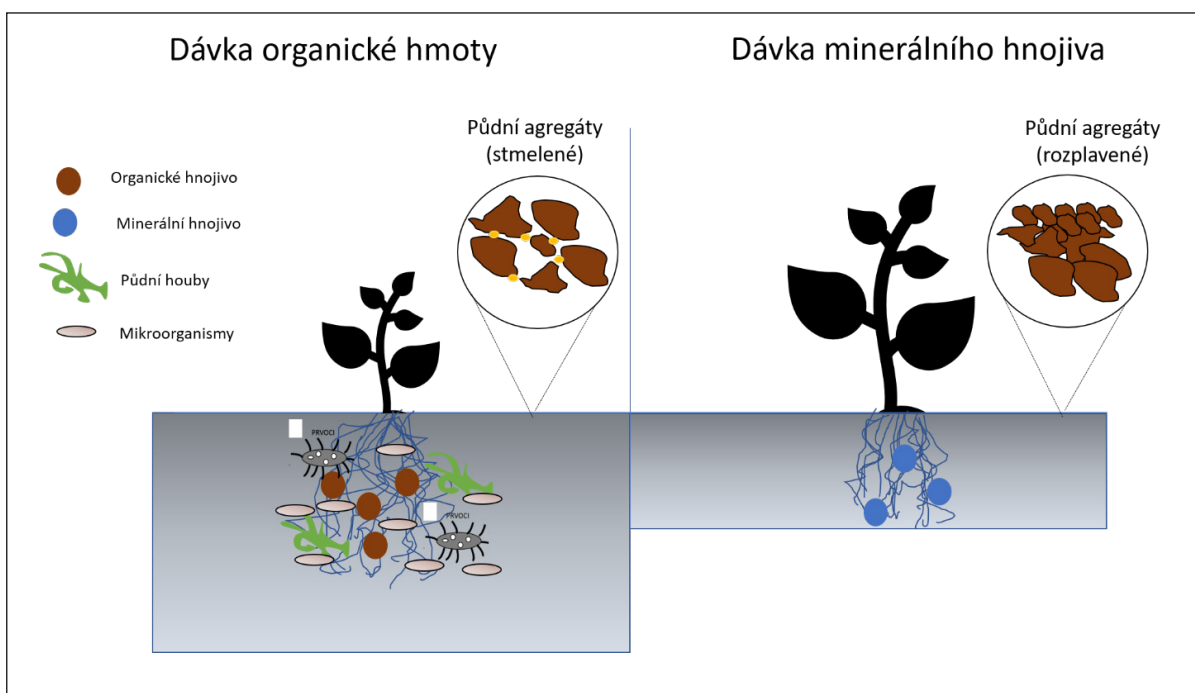
Teplota půdy: převážná část půdních mikroorganismů má své teplotní optimum mezi 25–30°C. Psychofilní organismy se nejlépe rozvíjejí při teplotách 10–20°C, zatímco termofilní organismy mají své životní optimum mezi 50–60°C. Teploty nad 80°C jsou pro většinu půdních organismů smrtící. Proti nízkým teplotám jsou odolné zejména bakterie a plísňe. Většina půdních živočichů vyžaduje teploty nad 20°C. Téměř všeobecně platí pro většinu klimatických oblastí, že biochemická aktivita půdy stoupá se zvyšující se teplotou.

Půdní reakce: výrazně ovlivňuje růst a rozvoj půdních organismů. Převážná část bakterií, aktinomycet, řas a rozsivek dobře vegetuje při neutrální až slabě alkalické reakci, zatímco plísně a zelené řasy nemají tak úzce vyhraněné nároky. Mnohé plísně proto snášejí i kyselou reakci a tvoří tak podstatnou část mikroedafonu kyselých lesních půd. Úpravou půdní reakce vápněním můžeme výrazně ovlivňovat důležité fyziologické funkce mnohých mikroorganismů (použití vzdušného dusíku *Azotobacterem* prakticky ustává při poklesu pH pod 6, výrazně je také snížena činnost nitrifikačních bakterií atd.). Pro většinu půdních organismů je optimální slabě kyselá až slabě alkalická půdní reakce.

Sezonní dynamika: projevuje se v rámci roku. Na jaře, při stoupající teplotě, dostatku vláhy a organických látek v půdě dosahuje intenzita mikrobiálního života tzv. prvního maxima. V letních měsících, kdy se projevuje většinou nedostatek vláhy (zejména v povrchových vrstvách půdy) dochází k útlumu biologické činnosti půd. Na podzim, při novém hromadění organických zbytků (posklizňové zbytky, přirozený opad atd.) a při dostatečném zajištění vláhy se biologická činnost znovu zvyšuje do tzv. druhého maxima. V zimním období dochází opět k výraznému útlumu, vyvolanému nízkými teplotami.

4.1.3 Půdní biota a zemědělství

Fakt, že konvenční zemědělství snižuje diverzitu i zastoupení půdní bioty bylo prokázáno v mnoha pracích (Brussaard et al. 1990, Wardle 1995, Susilo et al. 2004, Hole et al. 2005, Geisen 2016). Velký problém představuje především zjednodušování půdní potravních sítí (soil food web).



Obrázek 12 Vliv minerálního hnojení na půdní život. Na tomto jednoduchém vztahu lze demonstrovat vliv minerálního hnojiva. Pokud do takto zavedeného společenstva (vlevo), vneseme pouze minerální hnojivo (vpravo), tedy látku perfektně přijatelnou pro rostliny, nemají tyto rostliny důvod investovat ani do půdy ani do spolupráce s organismy. Půda postupně ztrácí biodiverzitu, rozpadají se půdní agregáty, vzniká utužená vrstva, která hůře infiltruje vodu. Kořeny samozřejmě nemají ani potřebu prorůstat do hlubších vrstev, ovšem rostlina stále prosperuje. Problém nastává v případě delšího nedostatku vláhy nebo naopak větších srážek. V prvním případě znamená nedostatečně vyvinutý kořenový systém (který by jinak za normálních okolností čerpal vláhu a živiny z hlubších vrstev půdy), stres, v extrémním případě smrt rostliny. V druhém případě (při vyšších srážkách) nastupuje zrychlená eroze. Důvodem je poměrně rychlé zvodnění povrchové vrstvy se špatnou strukturou. (zdroj: vlastní)

Jak je patrné z výše uvedeného je půdní prostředí nesmírně bohatý ekosystém, který plní řadu funkcí, proto má snižování jeho diverzity i své důsledky. Řada odborníků uvádí, že konvenční zemědělství, založené na vnosu minerálních hnojiv a těžké technice je jedinou cestou k pokrytí poptávky po potravinách. Výnosy jsou sice skutečně obrovské ovšem spojené s určitým stupněm degradace půdy. Jeden z důvodů je uveden na obr. 13. Rostlina musí investovat určité množství energeticky bohatých látek na „úplatu“ mikroorganismům, které ale na oplátku zpřístupňují živiny v okolí kořene. Utváří se rhizosféra, velmi bohaté prostředí, které kromě bakterií postupně osidluje i houby či prvoci a kde jsou metabolity jednoho, potravou druhého.

4.1.4 Ekologická stechiometrie

Tento obor se zabývá především otázkou vyvážení chemických látek v ekologických procesech. Je vystavěn na principech:

- homeostáze**, tzn. snaze organismů uchovat své vnitřní prvkové složení navzdory okolnímu prostředí i potravě.
- Liebigovu zákonu minima**, který říká, že organismus je limitován tím prvkem, kterého je nedostatek, a to navzdory nadbytku prvků ostatních. Stechiometrie je významným faktorem mikrobiálního růstu a projevuje se také v cyklech živin.

Stechiometrie půdní organické hmoty: průměrně se poměr C:N:P v půdách pohybuje okolo 186:13:1, nutno ovšem dodat, že hodnoty mohou být velmi variabilní. Důvodem je vysoká variabilita mezi rostlinami, jejichž odumřelá těla tvoří humusotvorný materiál – viz dále. Platí například, že rychle rostoucí dřeviny mají v listech více N, nežli rostliny pomalu rostoucí.

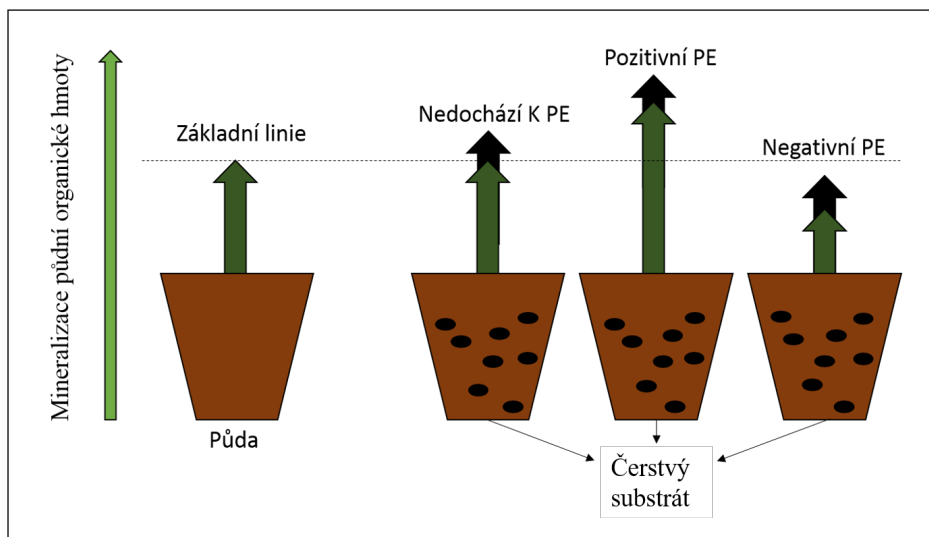
Mikroorganismy se oproti rostlinám vyznačují vyšším obratem, spotřebovávají tedy více N a P, díky čemuž mají nízké C:N a C:P poměry a zároveň nižší N:P poměr ve své biomase. Během rozkladu opadu, který je velmi bohatý na organický uhlík dochází ke ztrátám uhlíku (emise CO₂) a limitujícím faktorem intenzity rozkladu je obsah živin. Během mineralizace opadu dochází ke snižování poměru C:N, C:P a také N:P. To je důvod proč se stechiometrie C:N:P v rozložené biomase blíží stechiometrii v mikrobiální biomase. Na výsledné stechiometrii organické hmoty se tedy podepisuje několik faktorů a to životní forma a strategie rostlin dominujících v ekosystému, resorpce živin z opadu, biochemická kvalita vstupující organické hmoty a procesy přeměny organické hmoty – viz Tab. 5.

Tabulka 5 C:N:P stechiometrie půdní organické hmoty a mikrobiální biomasy. Nejvyšší poměr nalzáme v mokřadních ekosystémech. Z tabulky také vyplývá nižší variabilita poměru u mikrobiální biomasy, než je tomu u stechiometrie půdní organické hmoty. Důvodem je výše zmíněná homeostáze, a také schopnost mikrobů se do určité míry přizpůsobit podmínkám okolí. (Sardans et al. 2012)

	C:N:P stechiometrie půdní organické hmoty	C:N:P stechiometrie půdní mikrobiální biomasy
pastviny	169:11:1	32:5:1
orná půda	64:5:1	38:5:1
trvalé travní porosty	153:11:1	51:8:1
smíšený les	254:13:1	55:7:1
mokřad	1347:72:1	131:14:1
Světový průměr	287:17:1	42:6:1

4.1.5 Priming efekt

Dodávka čerstvé organické hmoty většinou způsobí změny v rychlosti mineralizace organické hmoty, kterou označujeme jako „*priming effect*“ (PE). Tato změna nemusí být vyvolána pouze záměrnou dodávkou organické hmoty či opadu, ale může ji způsobit i prosté přeskupení půdy či exsudáty vylučované kořeny rostlin. Například při orbě je významně narušeno mikrobiální společenstvo, řada jedinců odumírá a jejich lyzované buňky jsou okamžitě využity jako substrát pro ostatní organismy. Jejich těla pak působí podobně jako dodávka čerstvé organické hmoty. Kromě pozitivního PE může ale docházet i ke snížení rychlosti mineralizace půdní organické hmoty – viz obr 14.



Obrázek 13 Vliv dodávky organické hmoty na priming efekt: **zelená šipka** znázorňuje bazální (základní) půdní respiraci, **černá šipka** znázorňuje respiraci dodané čerstvé organické hmoty (proto vlevo chybí). V pravé části obrázku je uvedena změna respirace po přidavku čerstvé organické hmoty. Zleva: *Květináč 1*: k priming efektu nedochází, respirace sice byla zvýšena, ale pouze o mineralizaci nově dodané čerstvé hmoty, rychlost mineralizace půdního zásobníku SOM je nezměněna. *Květináč 2*: dodávka čerstvé organické hmoty zvýšila rychlost mineralizace půdního zásobníku SOM. *Květináč 3*: rychlost mineralizace byla utlumená. (zdroj: vlastní)

Podrobně se s problematikou pozitivního priming efektu, zdánlivého priming efektu kometabolismu a procesy mikrobiálního **získávání dusíku** lze seznámit v práci Kuzyakov (2009), Záhora a kol. (2015).

4.2 PŮDNÍ ORGANICKÁ HMOTA (NEŽIVÁ SLOŽKA ORGANICKÉHO PODÍLU PEVNÉ FÁZE PŮDY)

Půdní organická hmota, největší světový terestrický zdroj uhlíku, se skládá jak z živých, tak odumřelých zbytků rostlin, mikroorganismů a živočichů, které fyzicky nelze oddělit. Vzniká v procesu humifikace, mineralizace, rašelinění a karbonizace. Jak je uváděno mnoha autory (Šály 1978, Sotáková 1982, Němeček a kol. 1990 a Tobiašová 2017) jsou názvy „půdní organická hmota“ a „humus“ často považovány za synonyma a tím i zaměňovány. Půdní organická hmota v širším slova smyslu zahrnuje humus a dále zahrnuje zbytky rostlinných a živočišných organismů, které jsou v různém stupni rozkladu. Humus zahrnuje pouze látky, které prošly humifikací. Oddělit obě složky je nemožné, úzce spolu souvisí a podléhají neustálým změnám, jak po stránce chemického složení, tak i po stránce vlastností a funkcí v půdě.

Podle funkcí v půdě můžeme organické látky rozdělit na 3 základní skupiny:

1. materiál humusotvorný, který tvoří nerozložené organické zbytky,
2. meziprodukty humifikačních procesů – označované někdy jako zetlelina, které jsou tvořeny jednoduššími chemickými sloučeninami,
3. vlastní humus, který je výsledkem humifikačních procesů.

Vlastní humus můžeme pak dále rozdělit na:

1. humus živný, který je tvořen zejména látkami, které jsou poměrně lehce rozložitelné. Patří sem fulvokyseliny a látky nehumínové povahy – tzv. mladá organická hmota,
2. humus stálý (trvalý), který je tvořen látkami humínové povahy (humínové kyseliny, humin) a je poměrně odolný k mikrobiálnímu rozkladu.

Podle fyzikálního stavu je tyto složky možné dělit na:

- původní organické zbytky v nezměněném stavu,
- hrubý a surový humus s fyzikálně rozrušenou strukturou, avšak s mikroskopicky patrnou buněčnou skladbou,
- jemný amorfní humus, který je již z větší části biologicky přeměněný,
- koloidně disperzní humus, který již vykazuje vlastnosti koloidů

Podle reakce a sorpčního nasycení:

- neutrální, sorpčně nasycený humus, slouží v půdě jako zásobárna živin pro rostliny, spoluúčastní se na tvorbě sorpčního komplexu, ovlivňuje agregační schopnost půdy, vododržnost, u těžších půd zlepšuje provzdušenost, je energetickým zdrojem pro edafon, při rozkladu organické hmoty se uvolňuje do půdy CO₂, organické kyseliny atd., které napomáhají dalšímu zvětrávání,
- kyselý, sorpčně nenasyčený humus, se liší svým působením od sorpčně nasyceného tím, že zvyšuje půdní kyselost, což má vliv např. na biologickou činnost půdních mikroorganismů. Sorpční komplex není dostatečně vyvinut, dochází k rozrušování půdní struktury, nedochází k agregaci, je možný pohyb železa a hliníku v profilu, což může být toxické pro rostliny.

Půdní organická hmota se tak klasifikuje podle různých kritérií (např. dle rozpustnosti, rychlosti přeměny, polymerace, chemické složení apod.). Podle rychlosti přeměn jednotlivých složek půdní organické hmoty Brady a Weil (2008) vyčleňuje:

- *látky s rychlou přeměnou* (doba rozkladu kratší než 1,5 roku; jde o běžné metabolity a kvalitní uhlíkovou frakci čerstvého opadu v povrchové vrstvě půdy);
- *látky s pomalou přeměnou* (zvolna se rozkládající látky, doba rozkladu do 25 let, např. lignin, celulóza apod.);
- *těžce rozložitelné látky s dobou přeměny až 1000 let* (velmi pomalý rozklad, látky relativně odolné vůči rozkladu).

Humusové látky z chemického hlediska představují soubor tmavě zbarvených organických dusíkatých polyfunkčních látek kyselinové povahy, převážně koloidního charakteru, vysoké molekulové hmotnosti, relativně odolných vůči mikrobiálnímu rozkladu. Mají heterogenní povahu a jedná se o skupinu organických molekul s komplikovanou strukturou – viz kapitola 4.2.5.

4.2.1 Humusotvorný materiál

Zdrojem jsou zejména čerstvě odumřelé části rostlin či celé rostliny, živočichové a mikroorganismy včetně produktů jejich metabolismu. Je to organická hmota, která nebyla dosud dotčena rozkladnými procesy. Patří sem i ty zbytky organismů, jejichž část již byla odbourána, ale další část má dosud původní složení. Hlavním zdrojem humusotvorného materiálu v orných půdách jsou rostliny, které zůstanou v půdě po sklizni plodin. Významným zdrojem jsou i celé rostliny při zeleném hnojení. Množství posklizňových zbytků hlavních plodin a meziplodin je uvedeno

v Tab. 6. Plodiny lze velmi zjednodušeně rozdělit do tří skupin na tzv. *producenty uhlíku* (s kladnou uhlíkovou bilancí), uvedeny jsou ve sloupcích nalevo. Problémem je, že v současné době se omezuje jejich pěstování, z důvodu omezení živočišné výroby. Obecně jde o plodiny zlepšující půdní strukturu i půdní vlastnosti obecně. Dále *spotřebitele uhlíku*, sloupce vpravo (s negativní uhlíkovou bilancí, což je důvod, proč se před jejich pěstováním v osevních postupech používají poměrně vysoké dávky statkových hnojiv). A prostřední sloupce tvoří tzv. *plodiny indiferentní* (obiloviny), které nemají na uhlíkovou bilanci vliv ani negativní ani pozitivní. Pokud je nicméně jejich zastoupení v osevních postupech vyšší než 70 %, stávají se spotřebiteli uhlíku.

Tabulka 6 Příklady množství posklizňových zbytků dle plodin (Bielek a Jurčová, 2010).

plodina	hmota zbytků (t.ha ⁻¹)	plodina	hmota zbytků (t.ha ⁻¹)	plodina	hmota zbytků (t.ha ⁻¹)
vojtěška	8,20	pšenice ozimá	3,49	brambory	0,91
jetel luční	5,23	ječmen jarní	2,48	cukrovka	1,08
jetel plazivý	3,29	oves	2,86	žito	3,22

K humusotvornému materiálu lze zařadit i chlévský hnůj, ve kterém jsou ve značné míře obsaženy dosud nenarušené součásti rostlinných těl. Značné množství organických látek, které lze zařadit do humusotvorného materiálu, zanechává v půdě i edafon. Tento podléhá rozkladu, při němž se tvoří řada meziproductů, ze kterých syntézou vznikají nové organické sloučeniny, často velmi odlišné povahy a vlastností. Celý proces je ovlivňován zejména půdní vlhkostí, teplotou a provzdušeností půdy (viz kapitola 4.1.2). Dále se uplatňuje vliv enzymů, zde se uplatňují zejména oxidázy a tirozymázy při tvorbě tmavě zbarvených látek (melaniny, kondenzáty metylglyoxalu apod.) Na tomto procesu se rozměňováním rostlinných zbytků uplatňují půdní živočichové. V jejich zažívacích traktech jsou rostlinné zbytky dokonale míseny s minerálním podílem a chemicky pozměňovány na látky blízké vlastního humusu.

4.2.2 Tvorba nadložního humusu

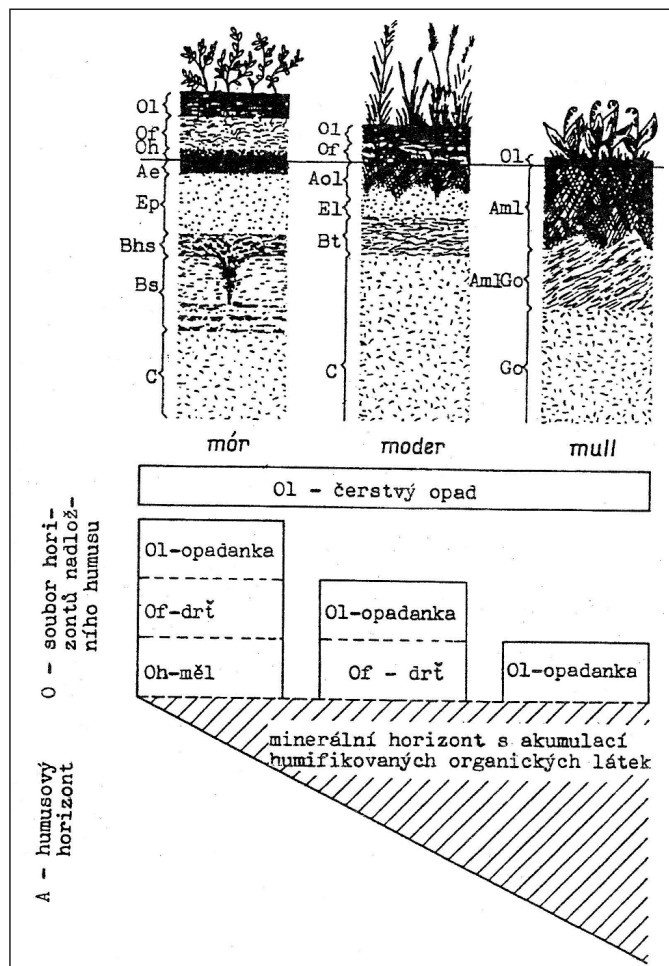
Podle Šályho (1987) vzniká nadložní humus hromaděním polorozložených a nerozložených zbytků rostlin (listů, jehličí) a zčásti i exkrementů drobných živočichů na povrchu minerální půdy za aerobních podmínek. V lesnictví vychází třídění nadložního humusu z prací dánského lesníka Mullera, který již v roce 1887 označil základní formy **mor** a **mull**. Na to navázal další výzkum (Němeček a kol. 2001) a byly určeny tyto formy nadložního humusu:

- **mor** (tzv. surový humus)
- **moder**
- **mull** (tzv. sladký humus)

Mor (surový humus) – jeho tvorba probíhá při akumulaci organických látek s vysokým poměrem C:N (>45) v silně kyselém prostředí, zpravidla ve vlhkém a chladném podnebí (výjimečně v suchém, pokud se půdotvorný substrát vyznačuje nedostatkem bazí a částic jílu). Poměr C:N v horizontech Of a Oh činí 30–40 (horizonty a jejich značení viz kapitola 8), hodnoty aktivní půdní reakce jsou 3,0 až 4,0. Dochází k hromaděni reziduálních produktů pomalé transformace organických látek činností půdních hub, a to zejména polyfenolů a proteinů o malé molekule a dále nerozložených a slabě rozložených organických látek. Profil moru se vyznačuje mocným Ol horizontem, v kterém se vzhledem k nedostatečnému rozkladu hromadí víceletý opad. Pod ním je rovněž mocný Of-horizont, přičemž Oh horizont je velmi malé mocnosti, či zcela chybí. Nadložní humus je ostře oddělený od minerálního povrchu. Surovému humusu je blízká forma nadložního humusu tvořící se především v mírně chladném, vlhkém a v chladném, vlhkém klimatickém regionu na karbonátových horninách tzv. **tangel humus**. Z opadu kosodřeviny,

jehličnatých stromů a obtížně rozložitelných bylin vzniká několik desítek centimetrů mocný nadložní humus s tL a tF-horizonty. Má slabě kyselou reakci a jeho přechod do minerální části půdního profilu je velmi pozvolný, tvořen humusovo-minerální vrstvou. Tangel-humus může obsahovat značné množství trusu žíval, které napomáhají míchání organické a minerální hmoty ve spodní části povrchového humusu (Šarapatka, 1996).

Tvorba **moderu** probíhá při zeslabené transformaci organických látek v kyselém prostředí (pH/H₂O Oh-horizontu typického moderu kolísá v rozmezí 4,0 až 5,0) při výrazné účasti půdní fauny (roztoců, chvostokoků, stonožek, larev hmyzu aj.). Tato však mísí nadložní humus s povrchem minerální části půdy jen částečně. Mikroflóru představují především půdní houby. Nízkomolekulární látky zde tvoří mobilní komplexy se železem. Zatím co v moru je málo exkrementů živočichů, v moderu je hojnost koprogenních elementů, i když chybí typická dešťovková fauna. Charakteristická je morfologická stavba moderu, dobře vyvinutý Of-horizont. Poměr C:N v Oh-horizontu činí 12 až 15. I půdy písčité a štěrkovité nižších poloh inklinují k tvorbě moderu, i když vegetace a zvláště termický režim je vhodný pro tvorbu mullu. Tato skutečnost je výrazně ovlivněna nedostatečnou vazbou humusových látek s minerální složkou půdy. Charakteristická je morfologická stavba moderu, mocnost Of-horizontu je 20 až 30 mm, výjimečně více, mocnost Oh-horizontu 10 až 20 mm, přechod v minerální část půdy již není ostrý (Šarapatka, 1996).



Obrázek 14 Schématické znázornění nadložního humusu. (Šarapatka 1996)

Tvorba **mullu** probíhá za velmi příznivých podmínek pro transformaci organických látek (poměr C:N v opadu je ≤ 30 , je dobře provzdušený, nasycený půdotvorný substrát s dostatečným obsahem částic jílu, aktivní půdní reakce v A horizontu (koncept horizontů a jejich značení je

součástí kapitoly 8) je 5,5 až 7,0; mírné až teplé podnebí se střední úrovní srážek). Rozvoj půdních hub silně omezuje půdní fauna, která požívá houby, a konkurence bakterií a aktinomycet, které zde mají optimální životní podmínky. Na tvorbě mullu se významně podílí dešťovky tím, že část strukturních agregátů je tvořena jejich exkrementy. Probíhá enzymatická oxidace ligninu, rozklad snadno rozložitelných látek až celulózy. Dochází k výrazné biosyntéze huminových kyselin. Organické látky o malé molekule jsou rychle mineralizovány nebo polymerizovány. Jsou stabilizovány vazbami s vápníkem, s železem a s hliníkem. V mullové formě nadložního humusu vždy chybí Oh-horizont. Zpravidla Ol-horizont leží přímo na horizontu A, Of-horizont se však též může vyskytovat v mocnosti do 10 mm. Přechod do A-horizontu je plynulý (Šarapatka, 1996) – viz obr. 15.

4.2.3 Tvorba povrchových humusových horizontů

Humózní horizonty vznikají hromaděním koloidně disperzních humusových látek, dokonale smíšených s minerálním substrátem. Obsah nerozložených a nspecifických organických látek činí maximálně 10–15% celkového množství organických látek v půdě u orných půd a 25% u ostatních minerálních půd. Tento proces probíhá optimálně pod stepní vegetací na hlinitých půdotvorných substrátech plně nasycených bazemi (resp. s obsahem CaCO_3) v podmínkách nepromyvného až periodicky promyvného vodního režimu. Prostředí bohaté na CaCO_3 bez dostatku jílu podmiňuje zpomalení transformačních procesů u čerstvých organických látek, vysrážení produktů humifikace a ke snížení polymerizace organických látek. Amorfní složky typu alofánu podmiňují výraznější stabilizaci prekurzorů huminových kyselin. Jejich stupeň kondenzace (a relativní stáří) je vyšší než u rendzin. Za přítomnosti alofánu se čerstvé organické látky rozkládají rychleji než za přítomnosti CaCO_3 . Aktivní železo působí na stabilizaci huminových kyselin i mikrobiálních polysacharidů. Silně polymerizované huminové kyseliny se hromadí za podmínek střídání optimální vlhkosti a prosýchání půdy za přítomnosti smektitů (jílových minerálů skupiny montmorillonitu) – viz Šarapatka (1996).

4.2.4 Vlastní tvorba humusu

Nejkrajnějším procesem přeměn organických látek v půdě je jejich úplný rozklad – mineralizace.

Mineralizace – je soubor fyzikálních, chemických a biologických procesů, kdy za účasti půdních mikroorganismů dochází k úplnému rozkladu organických látek na CO_2 , H_2O a NH_3 a další produkty. Je to aerobní proces, který probíhá za příznivé teploty, vlhkosti a při dostatku vzduchu. Zvýšení aktivity aerobních mikroorganismů a úplný rozklad vedou k tomu, že se zásoby humusu netvoří. Primární mineralizace organických látek (OL) je relativně rychlá a v závislosti na chemickém složení trvá týdny až několik let. Sekundární mineralizace je spojena s procesy rozkladu humifikovaných organických zbytků a je pomalejší (1–3% z celkového množství humusových látek (HL) v půdě ročně), jak uvádí Gobat (2004). Intenzita mineralizace je ovlivněna následujícími faktory:

- optimální teplota horní vrstvy půdy (20 °C a více),
- dostatek vody a dostupnost kyslíku pro oxidační procesy,
- příznivý poměr C:N pro mineralizaci je 5:1 až 10:1.

Podle Šimka (2003) je dekompozice (rozklad) spojená s dezintegrací mrtvé organické hmoty, kdy chemickým rozkladem vznikají látky anorganické např. voda, oxid uhličitý a různé soli. Dekompozice přináší změny nejen chemické změny (např. pokles C:N, pokles obsahu kyslíku), ale i biochemické změny (např. nárůst mikrobních metabolitů). Dále se projevují změny objemové (úbytek vstupující vstupující půdní organické hmoty – POH) a změny strukturní (přeměna amorfní POH).

Rašelinění (ulmifikace) a uhelnatění (karbonizace) – je extrémní proces přeměny organické hmoty. Probíhá totiž za výrazně omezeného přístupu vzduchu, případně za výhradně anaerobních podmínek, tj. při nedostatečné oxidaci. Uplatňuje se i nedostatek asimilovatelných živin, nízké pH (= kyselá reakce prostředí), nízká teplota, vysoká vlhkost aj. Rašelinění a uhelnatění organické hmoty je procesem převážně enzymatickým a biochemickým. Výsledkem jsou huminové a ulminové látky tmavohnědé až černé barvy s vysokým obsahem uhlíku (rašeliny a bitumeny), resp. extrémem je odbourávání snadno rozložitelných organických látek a koncentrování uhlíku v karbonizované formě a vznik tzv. humusového uhlí – tmavá látka bohatá uhlíkem. Přeměna výchozího materiálu není ovšem úplná, rašelina obsahuje zbytky celulózy, hemicelulózy, ligninu, pektiny, sacharidy, bílkoviny a minerální látky. Jedná se o materiál značně energeticky bohatý (více než 50 % spalitelných látek). Rozlišujeme 2 typy rašeliny: vrchoviště (méně huminových kyselin – HK, více hemicelulózy a bitumenů) a slatiny (více HK, méně hemicelulózy a bitumenů), jak uvádějí Szombathová (2010).

Vlastní humifikace, při níž se tvoří „pravý“ nebo také „vlastní“ humus, je převážně procesem anaerobním. Je to soubor pochodů mikrobiologických, převážně enzymatických a biochemických, při nichž se z meziproductů rozkladu organické hmoty tvoří nové látky, označované souborně jako látky huminové. Tyto jsou charakterizovány poměrem uhlíku k dusíku (10 : 1). Jsou většinou barvy hnědé až černohnědé, mají vlastnosti koloidů (kromě fulvokyselin – viz dále). M. M. Kononova (1972) shrnuje názory na humifikaci do 4 bodů:

1. Humifikace je doprovázena mineralizací výchozích komponentů. Znamená to, že nikdy nezhumifikuje veškerý výchozí humusotvorný materiál.
2. Všechny složky rostlinných tkání mohou být zdrojem strukturních jednotek humusu, a to jako:
 - a) produkty rozkladu (fenolické sloučeniny – z ligninů, taninů, aj.)
 - b) produkty metabolismu (fenolické sloučeniny – metabolity, tvořící se při využívání sacharidů)
 - c) produkty rozkladu a re-syntézy (aminokyseliny a peptidy – při rozkladu bílkovin produkty metabolismu mikroorganismů).
3. Důležitým článkem tvorby humusových látek je kondenzace strukturních jednotek, ke které dochází oxidací fenolů fermenty typu fenoloxidáz, přes semichinony na chinony a vzájemnou reakcí chinonů s aminokyselinami a peptidy.
4. Závěrečný článek – polykondenzace (polymerace) – je chemickým pochodem. Při humifikaci organických zbytků mohou jednotlivé etapy probíhat současně. Při kondenzaci se vytvářejí vedlejší produkty, a protože je kondenzace reverzibilním procesem je nutno aby byl vedlejší produkt (např. H_2O) z reakčního prostředí odváděn. Není-li tato podmínka splněna (nadbytek vody v půdě), dochází k ustavení rovnováhy, případně rozpadu již vytvořených kondenzátů.

Syntetická povaha humifikace vyplývá z faktu, že humusové látky mají podstatně komplikovanější stavbu a vyšší molekulovou hmotnost než humusotvorný materiál. Humifikace probíhá optimálně při periodickém ovlhčování a vysychání, při střídání anaerobiózy s aerobiózou. Dochází tak k tvorbě a hromadění množství energeticky bohatých meziproductů rozkladu. Za anaerobních podmínek je k dispozici dostatek energie k využití intermediárních produktů k syntéze složitějších látek. V našich podmínkách přes polovinu humusotvorného materiálu podléhá mineralizaci (50–58 %), zbytek humifikaci.

Humifikace – probíhá optimálně při periodickém ovlhčování a vysychání, kdy se střídají aerobní a anaerobní podmínky. Aerobní procesy zahrnují soubor mikrobiálních a enzymatických pochodů (např. oxidace fenolů a tvorbou chinonů, které dále reagují s aminokyselinami a tvoří polymerní látky). Humifikaci hodnotíme dle produktů a rozeznáváme jednodušší nebo

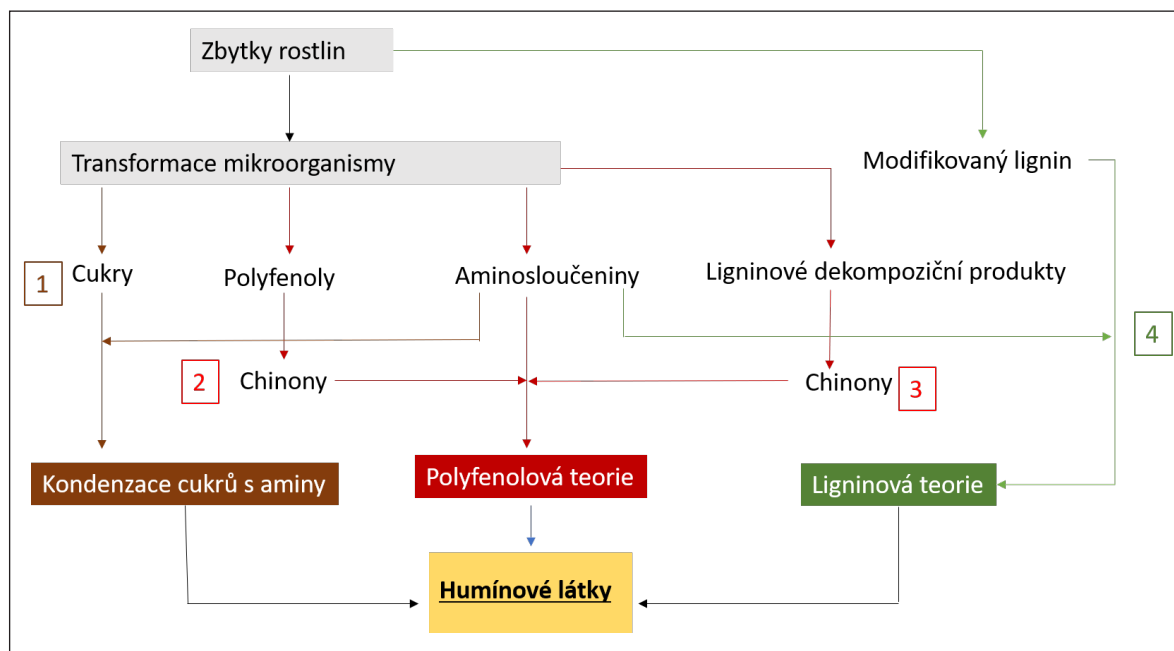
složitější humusové látky. Zahrnuje nejen rozklad a syntézu látek, ale i stabilizaci organických molekul. Součástí humifikace jsou procesy hydrolýzy, oxidace, karboxylace esterifikace a kondenzace (Stevenson, 1982; Tobiášová, 2017). Tan (2014) uvádí, že rozkladné procesy mohou vést k tvorbě nano částic a tyto vytvářejí nanotrubičky, což vede k novému pohledu na HL a novým možnostem jejich studia. V našich podmínkách přes polovinu humusotvorného materiálu podléhá mineralizaci (50–58%) a zbytek humifikaci. Do skupiny HL řadíme *humínové kyseliny (HK)*, *fulvokyseliny (FK)* a *humíny*. Tyto látky mají podstatně komplikovanější stavbu a vyšší molekulovou hmotnost než humusotvorný materiál a mají vlastnosti koloidů – viz Tab. 7. a kapitola 4.2.6.

Tabulka 7 Kritéria dělení humusových látek. (upraveno podle Sparks, 2003)

Parametr	Fulvokyseliny	Humínové kyseliny	Humíny
Stupeň polymerizace	nízký	střední	vysoký
Mobilita	vysoká	střední	nízká
Obsah C (%)	45	55	>60
Obsah N (%)	0,5–2	3–8	
Sorpce živin	nízká	vysoká	nízká
Barva	žlutorezavá	hnědočerná	černá

4.2.5 Teorie vzniku a přeměn půdní organické hmoty (POH)

Procesy rozkladu a syntézy organických látek v půdě probíhají současně a jejich intenzita závisí jak na podmínkách prostředí (teplota, vlhkost, pH, provzdušení, zrnitost, obsah živin, mikrobiální aktivita apod.), tak na kvalitě rozkládajících se zbytků (fyzikální stav a chemické složení). Biochemie vzniku humusových látek (HL) je dosud málo objasněná. Historicky se vyvinuly tyto teorie – ligninová, polyfenolová a kondenzační (Stevenson, 1982; Sotáková, 1988). Schéma těchto teorií vzniku humusových látek je uvedeno na obr. 16.



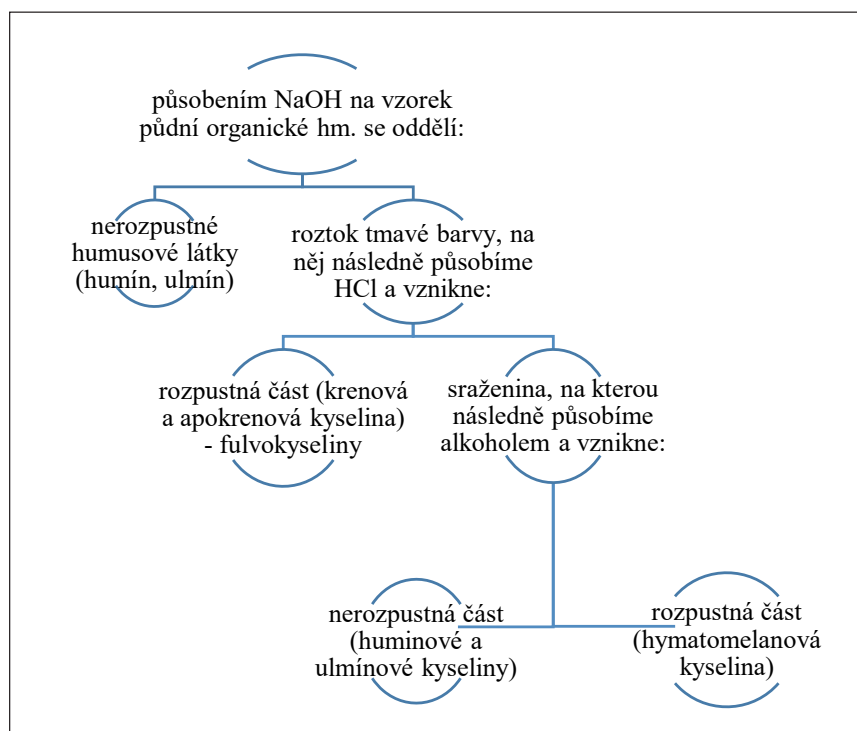
Obrázek 15 Schéma teorie vzniku humusových látek. (upraveno dle Skokanová a Dercová, 2008)

Ligninová teorie – předpokládá, že HL vznikají z ligninu, který je v důsledku neúplné přeměny hlavní součástí půdního humusu. Změny ve struktuře ligninu zahrnují ztrátu methoxylových skupin a nárůst obsahu ortho-hydroxyfenolů, alifatických a karboxylových skupin (Stevenson, 1982).

Polyfenolová teorie – uvádí, že rozkladem ligninu a celulózy se uvolňují fenolické aldehydy a kyseliny, které půdní mikroorganismy přeměňují na chinony. Chinony jsou aromatické látky, které mají porušený aromatický kruh a v přítomnosti amino-sloučenin polymerizují. Vznikají tak makromolekuly HL (Stevenson, 1982).

Kondenzační teorie – předpokládá, že HL vznikají kondenzací amino-sloučenin s redukcujícími sacharidy. Redukující sacharidy a aminy polymerizují bez přítomnosti enzymů a výsledkem jsou hnědé dusíkaté polymery. Důležitým předpokladem vzniku HL v půdě je tedy enzymatická aktivita mikrobiálního společenství (Stevenson, 1982; Sotáková, 1988).

Humusové látky tedy představují komplex organických sloučenin, které se rozpouští v solích, hydroxidech a organických rozpouštědlech. Charakteristickou vlastností je jejich heterogenita. Podle dřívějších Stevenson (1982) Sotáková (1982 a 1988), Kumada (1987) jsou definovány jako směs amorfních, polydisperzních sloučenin žluté až hnědočerné barvy. Mají heterogenní povahu a jedná se o skupinu organických molekul s komplikovanou polymerní strukturou. Dnes se považují spíše za supramolekuly nebo nanomateriály (Piccolo, 2002, Tan, 2003 a 2014). Chesworth (2008) uvádí, že se jedná o polydisperzní směsi makromolekul s chaotickou strukturou, ve kterých není možné stanovit strukturu stechiometrickými strukturálními modely. Obsahují aromatické skupiny a alifatické řetězce složené z mnoha funkčních skupin. Chemické složení závisí na materiálu, z kterého vznikají a na podmínkách humifikace (Barančíková, 2009, Olk, 2018). Jako příklad uvádíme způsob sekvenční extrakce humusových látek podle Kononové (1963). Extrakce humusových látek z půdy je v první fázi prováděna roztokem NaOH a jednotlivé frakce se pak oddělují následujícím způsobem – viz obr. 16:



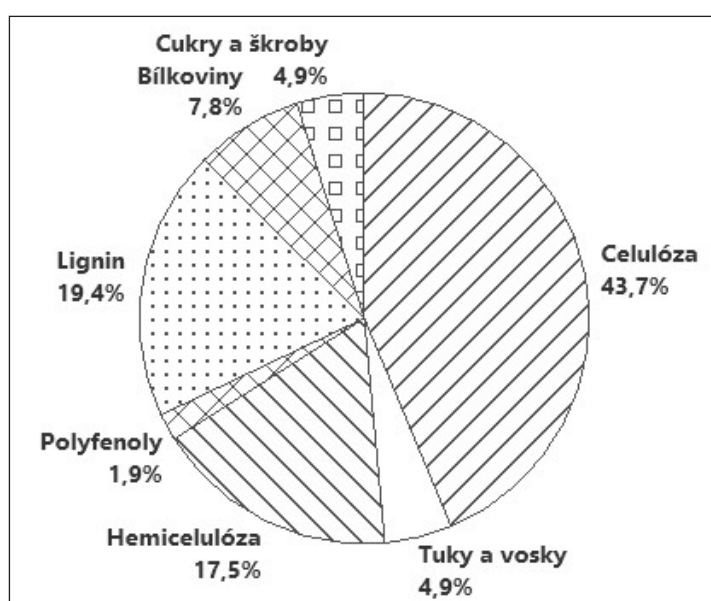
Obrázek 16 Sekvenční extrakce humusových látek podle Kononové (1963).

4.2.6 Složení a třídění humusu

Humus rozlišujeme podle různých kritérií, jako jsou stupeň disperze, mikroskopické znaky, místo vzniku, botanický původ atd. Podle chemického složení rozdělujeme humus do dvou základních skupin:

- **nespecifické humusové látky (nehuminové nebo primární látky)**
- **specifické humusové látky (huminové nebo sekundární látky)**

Mezi **nespecifické humusové látky** patří sloučeniny organické povahy, lehce rozložitelné, snadno odbouratelné mikroorganismy. Jsou to kromě organických kyselin glycidy, pektiny, bílkoviny, třísloviny, tuky, vosky, pryskyřice aj. Tyto látky nejsou na rozdíl od specifických humusových látek tmavě zbarveny a tvoří energetickou a živinnou zásobu půdy. Přítomnost nesespecifických humusových látek je tedy podmínkou biologické aktivity půdy. Průměrné složení organického materiálu vstupujícího do půdy (upraveno dle Brady and Weil, 2008) je uvedeno na obr. 18.



Obrázek 17 Průměrné složení organického materiálu vstupujícího do půdy. (upraveno dle Brady and Weil, 2008)

Cukry a organické kyseliny – rozpustné ve vodě, snadno rozložitelné jak mikrobiálně, tak chemicky. Monosacharidy, stavební jednotky polysacharidů, škrob a organické kyseliny jsou lehkým přístupným zdrojem uhlíku a energie pro půdní mikroorganismy. V aerobním prostředí se rozkládají na CO_2 a vodu. V anaerobních podmínkách dochází k tvorbě organických kyselin, alkoholů, vodíku a oxidu uhličitého.

Pryskyřice, tuky, vosky a třísloviny – nerozpustné ve vodě, rozpustné v organických rozpouštědlech. Rozklad v aerobních podmínkách probíhá pomalu a velmi pomalu se rozkládají v anaerobním prostředí. Na jejich hydrolytickém rozkladu se účastní enzymy lipázy (Šarapatka, 2014).

Celulóza a hemicelulóza – dominující složky rostlin a důležitý zdroj energie pro edafon. Celulóza je chemicky rozkládána až vlivem koncentrovaných kyselin a louhů. Mikrobiální cestou se poměrně snadno rozkládá za účasti celuláz a beta-glukosidázy. V aerobních podmínkách dochází k rozkladu na CO_2 a vodu. V anaerobním prostředí vznikají organické kyseliny, alkoholy, vodík a metan. Rozklad celulózy ovlivňují podmínky prostředí (vlhkost, teplota, provzdušnění, pH apod.).

Lignin – hlavní součást dřevní hmoty, nejvíce odolávající mikrobiálnímu rozkladu. Tvoří komplexy zejména s celulózou. Rozklad probíhá pouze za optimální teploty a vlhkosti v procese kometabolismu (plísně, mikromycety, aktinomycety a bakterie). Produkty rozkladu reagují

s dusíkatými látkami mikrobiálního původu za vzniku složitých heterogenních látek humusové povahy. V anaerobním prostředí se rozkládá velmi pomalu (Šarapatka, 2014).

Organické dusíkaté látky kam patří bílkoviny, nukleoproteiny, nukleové kyseliny atd. Bílkoviny obsahují 15–19 % dusíku a 0,5 až 1 % síry. Při rozkladu bílkovin heterotrofními mikroorganismy dochází k uvolňování dusíku, který se přeměňuje na minerální formu a je přístupný rostlinám. Podle konečného produktu tohoto procesu hovoříme o amonizaci. Uvolněný amoniak využívá mikroflóra na vlastní biosyntézu. Na jednu hmotnostní jednotku uvolněného dusíku se mineralizuje 20–40 jednotek uhlíku (Šarapatka, 2014).

Popeloviny – látky, které zůstávají v popelu po spálení organické hmoty. Jedná se tedy o látky minerální, které jsou v jednotlivých rostlinách v různém množství a poměrném zastoupení. Většinou je jejich obsah pod 10 % z množství sušiny (Šarapatka, 2014).

Meziprodukty rozkladu tvoří různé pigmenty, produkované mikroorganismy. Jedná se o barevné látky, které se hromadí uvnitř buněk (endo-pigmenty) nebo se vylučují do prostředí (exo-pigmenty). Patří sem leghemoglobin, který má význam při fixaci dusíku, dále karotenoidy (význam při ochraně proti UV záření) a chlorofyl (= význam při fotosyntéze rostlin), jak uvádí Pospíšilová (2012).

Specifické humusové látky tvoří až 85–90 % půdní organické hmoty, vysoká biologická rezistence a tmavá barva, vysoká molekulová hmotnost, jejich třídění je založeno na základě fyzikálních vlastností, barvy, optických vlastností, rozpustnosti v kyselinách, zásadách, jak je uvedeno dříve. Patří sem:

Humínové kyseliny (HK) jsou tmavé barvy a hromadí se většinou na místě vzniku. Jsou charakteristické dobrou rozpustností v louhu a roztocích hydrolyticky zásaditých solí. Základní složkou je aromatické jádro fenolického nebo chinoidního typu s účastí cyklických i alifatických dusíkatých sloučenin. V rozpustném stavu se lehce srážejí vodíkem minerálních kyselin a dvojnásobnými kationty (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+}). Jen částečně nebo velmi slabě rozpustné ve vodě. Elementární (prvkové) složení je závislé na půdním typu, chemickém složení rostlinných zbytků a podmínkách humifikace. Kolísá v následujícím rozmezí: C (52–62 %), H (2,8–5,8 %), O (31–39 %), N (1,7–4,9 %). U černozemí jsou HK nejvíce obohaceny uhlíkem, dále obsahují dusík, kyslík a vodík, 1–10 % popelovin, Si, Al, Fe, S, P, Ca, Mg, K, Na. Kyselinový charakter těchto sloučenin je dán přítomností kyselých funkčních skupin, ze kterých jsou nejdůležitější karboxylové (COOH) a fenol hydroxylové (OH). Vodíkové ionty těchto funkčních skupin mají schopnost vyměňovat se za jiné ionty. V neutrálním prostředí výměnný vodík karboxylových skupin představuje hodnotu 250–500 mmol.100 g⁻¹ HK. Mají porézní stavbu a vyznačují se vysokou sorpční schopností (průměrně 400–600 mmol. 100g⁻¹ HK). Molekulová hmotnost dosahuje hodnot až 300 000. Jsou považovány za nejhodnotnější produkt humifikačních procesů v půdě, výrazně ovlivňují půdní vlastnosti podmiňující vysokou úrodnost. Ovlivňují zejména kationtovou výměnnou kapacitu, strukturu a vysokou pufracní schopnost půd. V nasyceném stavu jsou stále, vysoce odolné vůči mineralizaci (Pospíšilová, 2012).

Hymatomelanové kyseliny: lze oddělit z humínových kyselin alkoholovou extrakcí. Jsou považovány za součást humínových kyselin, mají žluté až žlutohnědé zbarvení a oproti humínovým kyselinám mají menší molekulovou hmotnost.

Fulvokyseliny: jsou žluté až hnědé barvy, velmi pohyblivé a lehce se přemísťující v půdním profilu. Jsou charakteristické dobrou rozpustností ve vodě, minerálních kyselinách, loužích i v roztocích hydrolyticky zásaditých solí. Od humínových kyselin se liší jednodušší stavbou makromolekuly i celkovým složením. Fulvokyseliny obsahují: 40–52 % C, 4–6 % H, 40–48 % O, 2–6 % N (mají tedy oproti humínovým kyselinám méně uhlíku a více kyslíku). Obsah popelovin je 2–8 %. Kyselinový charakter fulvokyselin je dán především karboxylovými skupinami,

jejichž výměnný vodík představuje hodnotu 600–900 mmol.100 g⁻¹ fulvokyseliny. Vodní roztoky fulvokyselin jsou silně kyselé (pH 2,6–2,8). Molekulová hmotnost kolísá od 200 do 50000. Fulvokyseliny jsou v důsledku silně kyselé reakce a dobré rozpustnosti ve vodě velmi agresivní na minerální část půdy, kterou zároveň ochuzují o živiny a koloidní látky (Pospíšilová, 2012).

Humíny a humusové uhlí: jedná se pravděpodobně o silně karbonizovanou organickou hmotu, pevně vázanou na minerální podíl půdy a proto se nedá získat ani mnohonásobnou extrakcí alkáliemi z dekalcinované (zbavené vápníku) půdy. Humíny jsou často charakterizovány jako nerozpustné formy humínových kyselin. Humusové uhlí se vyskytuje v půdním humusu jako nejstarší, vývojově kulminující složka produktů humifikace. Podle Najmra je humusové uhlí tmavá, zuhelnatělá, na uhlík a dusík bohatá hmota, která nepeptizuje, nerozpouští se, nehydrolyzuje, nezúčastňuje se půdotvorného procesu, a proto ztratila funkci pravého humusu.

4.2.7 Význam a funkce humusu

Humusové látky v půdě plní klíčovou roli v koloběhu uhlíku a dalších biogenních prvků. Jsou nezbytnou podmínkou existence a funkčnosti celé pedosféry. Jedná se o složitý a dynamický komplex organických sloučenin vznikajících v procesu humifikace, které plní, kromě půdotvorné funkce, i celou řadu dalších důležitých funkcí, jako např. fyzikální, chemická, nutriční, biologická, hygienická apod. Živiny v humusových látkách uložené jsou podstatné pro existenci živých organismů a rostlin a představují tzv. *pomalou plynoucí zdroj živin* (Pospíšilová, 2012).

Půdní organická hmota je klíčový faktor půdní úrodnosti. Napomáhá tvorbě dobré půdní struktury, je zdrojem živin a fyziologicky aktivních látek, zlepšuje tepelné, vodní a vzdušné vlastnosti půdy. Také funguje jako energetický materiál pro mikroorganismy, a tak umožňuje biologickou činnost v půdě. Je součástí organo-minerálního koloidního komplexu půdy, který se uplatňuje při sorpci živin. Význam půdní organické hmoty shrnuje schéma na obr. 11.

Ke ztrátám humusu dochází v důsledku mineralizace, proplavování humusu do nižších vrstev půdního profilu, vodní a větrnou erozí, hlubokou orbou a nedodáváním dostatečného množství organické hmoty. Důsledky úbytku organické hmoty a humusu jsou následující:

- snížení stability půdních agregátů,
- snížení produkční schopnosti půdy,
- snížení pufrační schopnosti půdy,
- větší náchylnost k erozi,
- menší filtrační schopnosti,
- snížení poutání živin,
- zvýšení mobility kontaminantů.

Průměrný obsah humusu u vybraných typů půd je uveden v tabulce 8.

Tabulka 8 Průměrný obsah humusu u vybraných typů půd (upraveno dle Jandák a kol. 2003)

Půdní typ	Obsah humusu (%)
černozemě	2,2–4,5
hnědozemě	1,7–1,9
pseudogleje	1,9–4,0
fluvizemě	3,3–4,5
kambizemě (nižší polohy)	1,7–4,9
kambizemě (nižší polohy)	3,4–8,6

Průměrný obsah humusu v ornici našich půd je kolem 2,5 %.

5 CHEMICKÉ A FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÉ VLASTNOSTI PŮD

Pedochemie se zabývá faktory chemické dynamiky půdy, zvětráváním a půdním sorpčním komplexem, půdní reakcí, chemickými a biochemickými pochody probíhajícími při tvorbě a vývoji půdních typů. Základním procesem uvolňujícím do půdního prostředí látky schopné chemických reakcí, je proces zvětrávání matečné horniny (fyzikální, chemické a biologické zvětrávání) – viz kapitola 3.1. Tento proces má významný vliv na formování půdního profilu. Přitom oba tyto pochody probíhají současně. Charakter procesů kvalitativních přeměn v půdě je chemický a rovněž výrazně biochemický. Chemické a biochemické procesy jsou však silně ovlivňovány fyzikálními vlastnostmi půdy. Všechny dílčí pochody, které se v rámci půdotvorného procesu uplatňují, jsou navzájem spojeny a podmíněny a proto nelze mezi nimi vést zřetelnou hranici a oddělovat je.

5.1 OBSAH, VÝSKYT A FUNKCE PRVKŮ V PŮDĚ

Po chemické stránce jsou nejjednodušší složkou půdy jednotlivé prvky, tvořící různě složité sloučeniny. Pedochemie jednotlivých prvků, tj. jejich zastoupení, formy výskytu, způsob vazby, chemické reakce, uvolňování z primárních vazeb, migrace, akumulace, imobilizace, zapojování do biologických cyklů apod. je odvozena od jejich postavení v periodické soustavě prvků (poloměr a hydratace iontů, valence), od zastoupení v horninách a od jejich geochemického a biochemického chování. Průměrné elementární složení půd je uvedeno v Tab. 9.

Tabulka 9 Průměrné elementární složení půd, (Jandák a kol. 2010).

Prvek	% hm.	Prvek	% hm.	Prvek	% hm.
kyslík	49,0	sodík	1,1	mangan	0,08
křemík	33,0	hořčík	0,8	síra	0,04
hliník	6,7	draslík	1,8	uhlík	1,40
železo	3,2	titan	0,5	dusík	0,20
vápník	2,0	fosfor	0,08	měď	0,002

Z Tabulky 9 je patrné, že v půdách, ve srovnání se zemskou kůrou, se relativně nejvíc hromadí kyslík a křemík, dále také uhlík, dusík a zčásti síra. Každý prvek má v půdě svůj význam a roli.

Kyslík (O) je nejrozšířenějším prvkem nejen v půdách ale také v zemské kůře. Je obsažen ve více než polovině známých minerálů. V půdách je rovněž složkou vody, vzduchu a organických sloučenin.

Křemík (Si) je druhým nejrozšířenějším prvkem. Je obsažen v křemenu a velkém počtu silikátových minerálů. V křemičitanech je v centrálním iontem SiO_4^{4-} tetraedrů, menší množství obsahuje amorfni koloidní kyselina křemičitá a opál. Křemík vázaný v silikátech (nerozpustných ve 20 % HCl) je pro chemickou dynamiku půd složkou naprosto neaktivní. V chemické dynamice půdy vstupuje pouze jako součást Al-silikátů (tzv. zvětratelný podíl, rozpustný v 20 % HCl). Jde o podíl křemíku, který se spolupodílí na stavbě sorpčního komplexu a bývá označován jako *koloidní SiO_2* . V půdách sorpčně nasycených jsou koloidy SiO_2 nepohyblivé, v půdách sorpčně nenasyčených je koloidní kyselina křemičitá a koloidní silikáty ve vertikálním pohybu a to ve formě tzv. hydrosolů.

Hliník (Al) se vyskytuje hlavně ve formě silikátů, oxidů a hydroxidů. Tvoří centrální ionty u Al-tetraedrů a Al-oktaedrů. Přechod Al z tetraedrické do oktaedrické koordinace (při

zvětrávání) a opačně (při metamorfóze) je někdy považován za základní reakci geochemie. Uvolněný hliníkový iont se rychle hydratuje na $\text{Al}(\text{H}_2\text{O})_6$. Jeho hydroxidy jsou polymorfní, po hydrolyze aluminosilikátů dochází snadno ke vzniku hydroxylovaných Al-polymerů. Chemismus Al v půdách je dán jeho amfoterní povahou (tj. schopností reagovat s kyselinami i zásadami), snadnou hydrolyzovatelností a polymerizací. Přítomnost kladných nábojů v hydroxylovaných hydratovaných polymerech oxidu hlinitého umožňuje adsorpci aniontů, vznik povrchových povlaků na jílových minerálech a vazbu organických kyselin v půdě. V půdách sorpčně nasycených jsou koloidní formy hliníku v půdním profilu nepohyblivé jako hydrogely, kdežto v půdách sorpčně nenasycených jako koloidní sloučeniny hliníku pohyblivé ve formě hydrosolů.

Železo (Fe) tvoří hlavně oxidy, sulfidy, fosfáty a silikáty. Jeho chování je spojeno s existencí dvou valenčních stavů (Fe^{2+} , Fe^{3+}) podmiňujících specifickou úlohu v oxidačně redukčních reakcích. Při zvětrávání je železo oxidováno a vzniká hnědé až červenohnědé zbarvení, zatímco v anaerobních podmínkách hydromorfních půd je železo redukováno a dochází k modrošedému až šedému zbarvení půdy. V půdách jsou většinou sloučeniny železa ve formě koloidního hydrosolu, tj. pohyblivé v půdním profilu, vlivem koloidního humusu, který působí jako chránič koloidního stavu a zvyšuje pohyblivost hydrosolů železa v půdním profilu.

Uhlík (C) je v půdách obsažen v karbonátech (neboli uhličitanech, CO_3^{2-}), organických sloučeninách a v oxidu uhličitém v půdním vzduchu a roztoku. Jeho obsah v půdě je asi 20× větší než v litosféře a je podstatnou součástí organické hmoty.

Vápník (Ca) je přítomen v plagioklasech, pyroxenech, amfibolech, v kalcitu, dolomitu, anhydritu a sádrovci, z části ve fosfátech a fluoridech. Hraje významnou úlohu v ústojné a neutralizační schopnosti půd, při tvorbě půdní struktury, zvyšuje přístupnost živin pro rostliny a snižuje aktivitu hliníku. Tomuto prvku se svými účinky, ale i výskytem velmi podobá **hořčík (Mg)**. Hořčík se snadno vyluhuje z půd, nebo se při výparném vodním režimu hromadí ve formě solí v organo-minerálním povrchovém horizontu. Oba prvky působí jako silné elektrolyty, které způsobují koagulaci koloidních systémů. Oba prvky jsou v koloidním systému výměnné jako báze. Nejčastější sorbovaný poměr Mg:Ca v našich půdách bývá 1 : 4–6.

Draslík (K) je obsažen převážně v silikátech (ortoklas), slídách a halogenidech, a to zejména v jemnozrnných frakcích (silt, jíl), sekundárně jako síran, uhličitan atd. Po uvolnění z chemických vazeb je důležitou rostlinnou živinou. V půdě je pohyblivější než vápník nebo hořčík a také jeho vazba je ve srovnání s nimi labilnější.

Sodík (Na) se chová podobně jako draslík, hromadí se v zasolených půdách. Větší (hydratovaný iont Na) je labilněji adsorbován a snáze se vyluhuje než menší iont draslíku.

Dusík (N) je hlavní prvek v atmosféře. V půdách prodělává dusík koloběh nitrogeneze – amonizace – nitrifikace – denitrifikace. Je podstatnou složkou humusových látek. Obsah celkového dusíku (tzv. Nt) se v našich půdách pohybuje od 0,1–0,3 %.

Fosfor (P) jako kyselina fosforečná je velmi důležitým prvkem pro výživu rostlin. Do půd se dostává hlavně zvětráváním apatitu, jako primárního fosforečného nerostu, částečně ze silikátů, v nichž P^{5+} izomorfne substituuje Si^{4+} tetraedrech. Dále je obsažen v organických sloučeninách (fosfolipidy, nukleové kyseliny). V půdách s pH nad 7,2 převládají Ca (případně Mg) fosfátové komplexy, při pH 4,3 až 7,2 hydrolyzovatelné fosforečnanové anionty, při pH pod 4,3 fosfátové komplexy s hliníkem a železem.

Mangan (Mn) se v horninách nejčastěji vyskytuje jako dvojmocný, z části jako trojmocný. Při kyselé reakci je pohyblivější než železo, při vyšší hodnotě pH se mohou tvořit konkréce s vysokou sorpční kapacitou, uzavírající značné množství mikroelementů (např. Co, Cu, Ni).

Síra (S) je v půdách obvykle obsažena ve formě siřníků a síranů. V rašeliništích se někdy objevuje i v elementární formě (mívá bakteriální původ). Do půdy se ve značné míře dostává rozkladem bílkovin a při humifikačních procesech.

Vodík (H) je většinou vázán ve formě hydrosféry, v organických sloučeninách biosféry. Je součástí asi třetiny minerálů, v nichž tvoří spolu s kyslíkem hydroxylové skupiny krystalových mřížek.

Titan (Ti) je v půdě málo pohyblivý, nejvíce je obsažen v oxidech a silikátech. **Bór (B)** je obsažen v těžko zvětratelném turmalínu i jako dobře rozpustný a zvětratelný aniont $B(OH)_4^-$ a je adsorbován hydrosolídami. V důsledku biologické akumulace je ho v pedosféře asi 3× víc než v litosféře. **Chrómový (Cr)** se při zvětrávání hromadí v jílovém podílu. Zvýšený obsah Cr vykazují zvětraliny na ultrabazických serpentinitových horninách. **Kobalt (Co)** se při zvětrávání dobře uvolňuje a hromadí se spolu s manganem v půdních novotvarech. **Nikl (Ni)** v půdě pochází zejména z Fe a Mg minerálů. **Molybden (Mo)** se může hromadit v jílu a humusu. Vyskytuje se jako tří až šestmocný a může v mřížkách jílových minerálů nahrazovat Al a Fe. **Měď (Cu)** a **zinek (Zn)** jsou obsaženy jako intruze sulfidů. Pohyblivost mědi v půdním prostředí zvyšuje chelatace s humusovými kyselinami. Naopak zinek má pohyblivost v půdě sniženu, adsorbuje se jílem a hydráty sesquioxidů.

Chemismus půd je do značné míry ovlivňován i depozicemi z ovzduší. Roční přísun na 1 ha může celkově činit až kolem 80 kg: 43 kg dusíku, 5 kg fosforu, 7 kg draslíku, 25 kg vápníku a 4 kg hořčíku. Příčinou znečištění je spalování fosilních paliv a jiné průmyslové zdroje, motorová vozidla, větrná eroze, ale i přírodní zdroje jakými jsou mořský aerosol, sopečné emise atd.

V souvislosti s biologickou aktivitou půdy je nutno se zabývat otázkou chemizace zemědělství, zejména používání některých pesticidů. Jejich intenzivní adsorpce půdami nutí ke zvyšování dávek a tím ke snížení jejich mikrobiálního rozkladu, což prodlužuje jejich setrvání v půdě.

5.2 PŮDNÍ ROZTOK

Srážková voda, která vniká do půdního profilu a podzemní voda, která se do půdního profilu dostává kapilárním vztláním, obsahuje rozpustné komponenty vzduch (CO_2 , O_2), dusičnany, amoniak a rozpustné produkty chemického zvětrávání hornin i biochemického rozkladu organických látek. Půdní voda s rozpuštěnými komponenty se zúčastňuje na různých chemických i biochemických procesech v půdě. Působí přitom jako velmi dobré rozpouštědlo látek, dále jako disperzní prostředí při vzniku koloidních systémů a také tím, že obsahuje vodíkové ionty uvolňující se při disociaci molekul vody. **Tekutá fáze půdy = půdní roztok** má velký význam z hlediska půdotvorných procesů i při výživě rostlin.

Půdní roztok obsahuje minerální, organické a organominerální látky a to v iontové, molekulové a koloidní formě. Převážná většina půd (kromě zasolených) má v půdním roztoku koncentraci solí nepřesahující setiny procenta. Aniontové složení půdního roztoku je charakteristické obsahem HCO_3^- , CO_3^{2-} , NO_3^- , NO_2^- , SO_4^{2-} , Cl^- , $H_2PO_4^-$ a HPO_4^{2-} .

Nejvíce jsou zastoupeny anionty HCO_3^- a NO_3^- (více jak 90%). Obsah HCO_3^- je závislý na intenzitě procesu oxidace organické hmoty, při níž se tvoří značné množství kyseliny uhličitě. V půdách s obsahem uhličitánů ($CaCO_3$) nacházíme vždy velké množství hydrouhličitánů:



Vyšší obsah aniontů CO_3^{2-} (**uhličitánů**) v půdním roztoku se nachází v zasolených půdách, které obsahují Na_2CO_3 . Množství **dusičnanů** (NO_3^-) závisí na biologické aktivitě půdy (nitrifikaci) a na intenzitě hnojení. Na obsah tohoto iontu v roztoku výrazně působí resorpce rostlinami, mikroorganismy, vyluhování srážkovou vodou apod. **Nitritový anion** (NO_2^-), který je také

produktem biologické činnosti, se v normálních podmínkách rychle oxiduje na NO_3^- a v půdním roztoku se prakticky nevyskytuje.

Z dalších můžeme uvést obsah **aniontu Cl^-** , který je v nezasolených půdách velmi nízký, protože je dobře ve vodě rozpustný a z půdy se vyplavuje. Větší obsah chloridů v roztoku svědčí o zasolenosti půd. Obsah **sulfátového aniontu** je závislý na činnosti sirných bakterií (oxidují H_2S , který se uvolňuje při hnití organických zbytků, na H_2SO_4). V nezasolených půdách je obsah sulfátů nízký (20–40 $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ půdy). Obsah **fosfátových aniontů** (H_2PO_4^- , HPO_4^{2-}) v půdním roztoku je velmi nízký, nepřevyšuje 1–2 $\text{mg P}_2\text{O}_5$ na litr. Fosforečnany podléhají v půdě velmi rychle chemisorpci.

Kationtové složení půdního roztoku je dáno obsahem silikátů, alumosilikátů, ferrisilikátů, karbonátů, sulfátů, průmyslových hnojiv apod. V půdním roztoku se nacházejí kationty Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , H^+ , NH_4^+ , Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} . V nezasolených půdách obvykle převládá Ca^{2+} nad ostatními kationty. V zasolených půdách se nachází větší množství sodíku, ale v našich podmínkách nepřevyšuje obsah vápníku. Množství hořčíku tvoří přibližně 1/2 až 1/5 z obsahu vápníku. V zasolených půdách bývá zastoupení hořčíku podstatně vyšší. Kationty alkálií jsou zastoupeny v půdním roztoku menším podílem jako kationty alkalických zemin (sodíku bývá více jako draslíku).

V nepříznivých podmínkách pro nitrifikaci (nízká teplota, nedostatek vzduchu, kyselá půdní reakce apod.) se v půdním roztoku nachází kation NH_4^+ . V půdním roztoku velmi kyselých půd jsou přítomny také kationty Fe^{3+} , Al^{3+} a v hydromorfních půdách Fe^{2+} , především ve formě organominerálních sloučenin. Kyselé půdy obsahují také velké množství kationtu H^+ (H_3O^+).

Z organických sloučenin se v půdním roztoku nacházejí vodorozpustné látky organických zbytků a produktů jejich rozkladu, komponenty životní činnosti rostlin a mikroorganismů (organické kyseliny, sacharidy, aminokyseliny, alkoholy, fermenty, třísloviny aj.) a humusové látky většinou ve formě organominerálních sloučenin.

Reakce půdního roztoku je podmíněna koncentrací vodíkových iontů. Důležitou vlastností půdního roztoku, která úzce souvisí s půdní reakcí je pufrovitost, tj. schopnost půdy odolávat změnám pH (viz kapitola 5.6). Velký význam mají i oxidoredukční reakce. Pro charakteristiku těchto procesů se stanovuje oxidoredukční potenciál (redox potenciál).

Pro výživu rostlin má velký význam rovněž osmotický tlak půdního roztoku. Hodnota osmotického tlaku je závislá na koncentraci půdního roztoku a stupni disociace látek, tj. při zvyšující se koncentraci solí v půdním roztoku se zvyšuje hodnota osmotického tlaku. V závislosti na reakci rostlin na hodnotu osmotického tlaku (MPa) se rozdělují do skupin.

Tabulka 10 Vliv osmotického tlaku na rostliny (zdroj Multimediální výukové materiály výživy rostlin).

Skupina rostlin	Osmotický tlak (MPa)	Vliv na rostliny
1	< 0,076	vliv solí lze pominout
2	0,076–0,145	projevuje se deprese jen u citlivých rostlin
3	0,146–0,288	projevuje se silnější deprese u většiny rostlin
4	0,289–0,576	snášejí jen rostliny odolné vůči solím
5	>0,576	snášejí jen vysoce odolné rostliny

5.3 PŮDNÍ KOLOIDY

Fyzikálně-chemické vlastnosti půd jsou podmiňovány zejména přítomností částic s rozměrem 1 μm až 1 nm, tzv. půdními koloidy. Půdní koloidy mohou být složeny z pevných látek, z kapalných i plynných kapének, bublinek a filmů. *Podle tvaru* mohou být izometrické se všemi třemi rozměry přibližně stejnými (huminové kyseliny) a anizometrické (lamelární u šupinek a filmů nebo fibrilární u jehliček a vláken jílových minerálů). *Podle vztahu koloidů k disperznímu prostředí* je lze rozlišit na lyofilní (hydrofilní) silně hydratované polárními molekulami vody a lyofobní (hydrofobní) se slabou hydratací. Hydrofobní koloidy jsou nestabilní, snadno se srážejí (koagulují) jako např. hydroxylované sesquioxidy. Hydrofilní koloidy jsou stabilnější, patří mezi ně např. silně hydratovaná polymerní kyselina křemičitá nebo organické koloidy.

5.3.1 Původ, vznik a třídění půdních koloidů

K **minerálním koloidům** patří jílové minerály, jiné těžko zvětratelné primární silikáty, nerozpustné Al a Fe fosfáty, polymerní koloidní kyselina křemičitá a hydratované polymerní oxidy Al, Fe a Mn. Koloidy typu silikátů a alumosilikátů vznikají při chemickém a fyzikálním zvětrávání dispergací. Koloidy typu hydratovaných oxidů vznikají spojováním (asociací) molekul hydroxidů, jejich polymerizací a kondenzací. Koloidní fosforečnany vznikají z rozpustných fosforečnanových iontů precipitací (srážením) s polyvalentními polymerizovanými hydratovanými oxidy. Amorfni směsné koloidy vzájemnou precipitací opačně nabitých eukoloidů (makromolekuly bílkovin, enzymů a škrobu), polymerů kyseliny křemičitá a hydratovaných oxidů.

Organické půdní koloidy jsou tvořeny převážně humusovými sloučeninami, bílkovinami, ligninem z rostlinných zbytků, polyuronidy aj. Organické koloidy vznikají především mikrobiální činností jako produkty enzymatické hydrolýzy zbytků edafonu a vegetace a jako makromolekulární produkty mikrobiální syntézy. Organické shluky koloidních rozměrů vznikají také asociací, polymerizací a polykondenzací molekul.

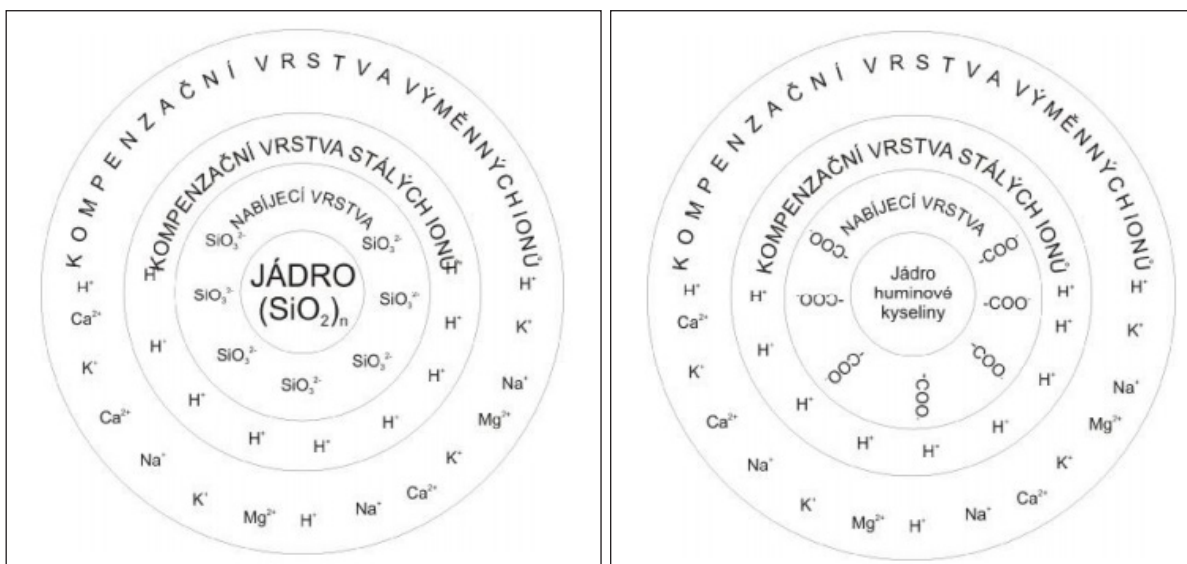
Organické půdní koloidy spolu s minerálními koloidy vytváří **organominerální koloidní komplex**. V něm je centrální krystalické jádro alumosilikátu pokryto vrstvou z hydratovaných sesquoxidů spolu s organickými koloidy. *Lineární organické koloidy* mohou přitom vznikat i mezi lamelami expandujících jílových minerálů.

Podle disociace a chování při adsorpci lze koloidy rozdělit na negativně nabitě **acidoidy** (disociací uvolňují H^+ , adsorbují kationty), na kladně nabitě **bazoidy** (uvolňují OH^- a adsorbují anionty) a **amfolytoidy** obdobné amfoterním sloučeninám (při kyselé reakci disociací uvolňují OH^- a adsorbují anionty, při alkalické uvolňují H^+ a adsorbují kationty).

Jílové minerály a humusové koloidy představující většinu půdních koloidů jsou acidoidy, polymerní hydratované sesquioxidy jsou amfolytoidy, jednodušší hydráty sesquoxidů se v našich půdách chovají jako bazoidy.

5.3.2 Stavba půdních koloidů

Koloidní částice sestávají z pevného jádra (ultramikronu), které spolu se svým povrchem tvoří koloidní granuli s nepohyblivou vrstvou kompenzujících iontů (někdy bývá nazývaná jako nabíjecí nebo adsorpční vrstva), která je součástí fázového rozhraní a určuje náboj koloidu (kladný nebo záporný). Podmínka elektroneutrality vyžaduje neutralizaci (kompenzaci) tohoto náboje. K tomu dochází adsorpcí opačně nabitých iontů z půdního roztoku. Ty tvoří na povrchu granule vrstvou kompenzujících iontů. Nabíjecí a kompenzující vrstva představují elektrickou dvojvrstvu podmiňující vznik a povahu elektrokinetického potenciálu (Obr. 19).



Obrázek 18 Schéma stavby koloidní micely dle Gorbunova (1957).

Elekrokinetický (zéta) potenciál určuje velikost a znaménko náboje koloidních částic v systému. Vzniká při pohybu půdního roztoku vůči koloidní micelle, kdy dochází k odtržení difúzní části kompenzujících iontů v elektrické dvojvrstvě. Změna elektrického náboje pak souvisí s adsorpcí nebo změnou povrchového napětí.

Při vysoké koncentraci nebo valenci iontů v roztoku se kompenzující ionty soustřeďují s vysokou hustotou v jediné vrstvě přiléhající k vrstvě nabíjecí, s níž vytváří iontový kondenzátor a nedisociují.

Při nízké koncentraci a nízké valenci iontů v kapalně fázi klesá koncentrace kompenzujících iontů difúzně od nabíjecí vrstvy do kapalně fáze, přitažlivá síla v elektrické dvojvrstvě logaritmicky klesá se vzdáleností od rozhraní a kompenzující ionty mohou snadno disociovat.

Při středních koncentracích iontů v kapalně fázi je jedna část kompenzujících iontů soustředěna do pevně upoutané vrstvy, druhá je poutána difúzně. Koloidní granule s vrstvou kompenzujících iontů představují koloidní micelu elektricky neutrální. Při pohybu ztrácí micela slabě poutanou difúzní část kompenzujících iontů a vzniká elektricky nabitá koloidní částice.

5.3.3 Vlastnosti půdních koloidů

Částice stabilních koloidních systémů se účinkem gravitace v disperzním prostředí prakticky neusazují, sedimentace je rušena zejména Brownovým pohybem molekul a iontů disperzního prostředí. V polydisperzním systému se koloidy mohou usazovat na hrubě disperzní částice pouze tím, že jsou přitahovány elektrostatickými silami (ty jsou způsobeny silami van der Waalsovými).

K usazování koloidů vlivem gravitace dochází při ztrátě elektrického náboje vzájemně reagujících částic. Sedimentační rychlost vzrůstá s druhou mocninou poloměru agregátů. Se zmenšující se velikostí částic vzrůstá specifický povrch (až $104 \text{ m}^2 \cdot \text{cm}^{-3}$). Značná povrchová energie patří k důležitým vlastnostem koloidů podmiňující adsorpci, elektrokapilární jevy aj.

Velká povrchová plocha koloidních částic podmiňuje existenci energeticky bohatých hraničních fází (povrchová energie) schopných poutat (adsorbovat) rozpuštěné i dispergované látky, podmiňující adhezi a vznik koloidních jevů elektrické povahy.

Povrchy mohou být polární (elektrické pole je vytvářeno bez vnějších vlivů) nebo nepolární (elektrické pole vzniká teprve vnějším vlivem, např. adsorpcí iontů). Polární skupiny vytvářejí aktivní centra uplatňující se, např. při adsorpci.

5.3.4 Koloidní systémy a jejich chování

Koloidní systémy v půdách jsou složeny z pevného disperzního podílu v kapalném prostředí a vytvářejí **koloidní roztok** (hydrofilní soustava) nebo **koloidní sůl** (hydrofóbní soustava). Koloidní roztoky a sůly přecházejí koagulací do stavu gelů a koagulátů (stav s mechanickými vlastnostmi přechodnými mezi kapalnými a pevnými látkami, se spojitou strukturou disperzního podílu). Gely se peptizací mění v koloidní roztoky a sůly. Přeměny stavu koloidů sůl-gel mohou být reversibilní (systém lze vrátit do původního stavu) nebo ireversibilní (nevratné) například u gelů kyseliny křemičité a hydratovaných sesquoxidů, jejichž součásti mohou krystalizovat např. při podzolizaci nebo lateritizaci.

Koagulaci lze vyvolat přidávkem elektrolytu, zejména vícemocných kationtů, nebo vysušováním (např. při vymrzání), čímž se zvyšuje koncentrace iontů v disperzním prostředí při současném snížení hydratace koloidních částic.

Peptizaci lze vyvolat snížením koncentrace elektrolytu, přidávkem solí jednomocných kationtů (zvláště Na^+) a lze ji podpořit zvýšením teploty a tím tepelného pohybu molekul a iontů disperzního prostředí. Vliv výměnných kationtů na elektrokinetický potenciál, a tím i na změnu stavu koloidů (sol, gel) lze shrnout do těchto pravidel:

- Elektrokinetický potenciál ovlivňují především opačně nabitě ionty. Tedy u většiny našich půdních koloidů (které jsou acidoidy) kationty.
- Vliv výměnných kationtů vzrůstá s jejich mocností, při rovnosti mocností výměnných kationtů závisí jejich vliv na postavení v lyotropní řadě: $\text{Na}^+ < \text{K}^+ < \text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+}$.
- Elektrokinetický potenciál je nejintenzivněji ovlivňován ionty H^+ a OH^- zvláště u lyofilních biokoloidů.
- Kompenzační účinek aniontů vzrůstá s jejich mocností: $\text{PO}_4^{3-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$.
- Vápenaté soli jako CaCO_3 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ či CaSO_4 vyvolávají koagulaci koloidů a tím zlepšují půdní strukturu. Naopak sodné soli jako NaCl , Na_2SO_4 a Na_2CO_3 v zasolených půdách peptizují půdní koloidy a zhoršují fyzikální stav půd.

Koloidní systém je stabilní ve stavu sol. To je dáno vysokou hodnotou elektrokinetického potenciálu a intenzitou hydratace. Vysoký potenciál mají koloidy s adsorbovanými ionty Na^+ a ionty OH^- , silný hydratační obal se vyskytuje u hydrofilních koloidů (organické koloidy, kyselina křemičitá). Méně stabilní jsou koloidy s adsorbovanými ionty Ca^{2+} snižující elektrokinetický potenciál a koloidy hydrofobní. Vzhledem k intenzivnímu vlivu iontů H^+ na zvyšování elektrokinetického potenciálu a tím i na stabilitu solů je účinnou cestou ke snížení stability koloidních solů úprava půdní reakce (neutralizace).

Hlavní součástí půdní koloidní soustavy jsou jílové minerály, které jsou slabě hydrofobní. Jejich náboj vzniká z izomorfních substitucí křemíku tetraedrové vrstvě nejčastěji hliníkem a z přerušovaných vazeb na hranách a rozích krystalů. Úhrnný specifický povrch u dvojvrstevného kaolinitu je zhruba $80 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, u trojvrstevného montmorillonitu však až $800 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ v důsledku velkého vnitřního povrchu. Jílové minerály mají povahu acidoidů s kationtovou výměnnou sorpcí. Hojně rozšířeným amorfním koloidem je alofán s kladným či záporným nábojem (tím se podobá sesquoxidům), který vytváří pevné organominerální komplexy s organickými koloidy.

Polymerní kyselina křemičitá je specifickým silně hydratovaným asociačním koloidem s povahou acidoidu, se specifickým povrchem až $1000 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$. Hydratované sesquoxidy (Al, Fe, Mn) jsou rovněž sférické asociační koloidy s povahou amfolytoidů (u nás převážně bazoidů), jsou

v podstatě hydrofóbní s rychle krystalizujícími gely. Koloidně disperzní málo rozpustné soli (Al, Fe fosforečnany, CaCO₃) s iontovou mřížkou hydrofóbní povahy mají stálý kladný náboj, který lze přebít.

Humínové kyseliny jsou organické asociační hydrofilní sférokoloidy s povahou silných acidoidů s velkým vnějším i vnitřním povrchem. Jejich chemická struktura jim umožňuje poutat kovové ionty iontovými vazbami a tvořit s nimi cheláty.

5.4 SORPČNÍ SCHOPNOST PŮDY

Sorpční schopnost půdy je její schopnost poutat různé látky z disperzního prostředí. Na této vlastnosti se podílí zejména půdní koloidy, jejichž podstatná část je součástí pevné fáze půdy (půdní koloidní komplex).

Podle způsobu poutání látek v půdě je možno vyčlenit tyto sorpční mechanismy:

- **Mechanická sorpce:** uskutečňuje se mechanickým zadržováním částic v jemných, zúžených či slepě končících pórech.
- **Fyzikální sorpce:** souvisí s povrchovými jevy na fázovém rozhraní pevná-kapalná fáze. Projevuje se zvýšením koncentrace molekul na povrchu pevné fáze a jejím poklesem v půdním roztoku při snížení volné povrchové energie.
- **Fyzikálně-chemická (výměnná) sorpce:** projevuje se výměnou adsorbovaných kationtů za kationty z půdního roztoku v ekvivalentním poměru. Energie výměny kationtů je přímo úměrná jejich valenci a při stejné valenci jejich atomové hmotnosti (podrobněji další kapitola).
- **Chemická sorpce:** vážou se ionty a vytvářejí za daných podmínek málo rozpustné až nerozpustné sloučeniny.
- **Biologická sorpce:** probíhá v důsledku životní činnosti edafonu a vegetace. Je selektivní (výběrová), protože jsou adsorbovány ty prvky, které organismy potřebují k životu. Dále je dynamická a pevná, tj. minerální látky a dusík jsou zabudovány do organických sloučenin jejich těl a tak dokonale chráněny před rozpuštěním a migrací. Přístupné jsou až po mineralizaci odumřelých organismů.

5.4.1 Výměnná sorpce kationtů a aniontů

Výměnná sorpce kationtů je v důsledku převahy celkově záporných nábojů koloidů závislá na pH půdního roztoku. Při stoupající hodnotě pH záporný náboj roste a kladný klesá a současně se zvyšuje maximální sorpční kapacita. Difúze kationtů a elektrostatické přitažlivé síly vyvolávají jejich neustálý pohyb z roztoku do iontové dvojvrstvy ve fázovém rozhraní a opačně. Při rovnovážném stavu je počet iontů pohybujících se oběma směry ekvivalentní, adsorpce kationtů je tedy v rovnováze s jejich desorpčí. Výměna kationtů se řídí zákonem o působení hmoty, který lze vyjádřit pro výměnu adsorbovaného vápníku za sodík z roztoku rovnicí rovnováhy:

$$k_{Ca,Na} = \frac{[Na^+]^2/a \cdot (Ca^{2+})_r}{[Ca^{2+}]/a \cdot (Na^+)_r^2}$$

$k_{Ca,Na}$ rovnovážná konstanta výměny Ca²⁺ za Na⁺

$/a$ koncentrace adsorbovaných kationtů

$()_r$ aktivita kationtů v půdním roztoku

$$(Na^+) = [Na^+]/fNa$$

fNa označení aktivního koeficientu

Adsorpce kationtů má selektivní povahu, což vyplývá z postavení adsorbovaného iontu v tzv. lyotropní řadě nebo nerovnoměrného Donnanova rozdělení iontů především podle jejich valence a aktivity. Selektivita vyplývá také z hustoty povrchového náboje, kdy s růstem výměnné kapacity se zvyšuje adsorpce vícemocných kationtů, důležitý je i rozměr iontů. Kationt, který přesně vyplní volný prostor na povrchu adsorbentu, je adsorbován přednostně. To platí i pro fixaci při níž je adsorpce rychlejší než desorpce. Fixaci podléhají např. ionty, které se vejdou (bez hydratačního obalu) do šestiúhelníkové dutiny mezi atomy kyslíků sousedních šesti Si-tetraedrů vrstevnatých alumosilikátů (slíd, jílových minerálů). Při vyšším obsahu slíd nebo vermikulitu bývá proto fixace K v hrubších frakcích větší než v jílovém podílu. Fixace amoniaku vede k ochraně NH_4^+ před nitrifikací, ale snižuje fixaci K.

Hlavními výměnnými kationty v půdách jsou vápník, hořčík a v kyselých půdách vodík. V orných půdách převažuje Ca nad Mg. Poměr mezi výměnným vápníkem a hořčíkem (vyjádřený v mmol) by měl být kolem 4. V humidnějším klimatu, při silném vyluhování se poměr snižuje, což je způsobeno rychlejším vymýváním Ca ve srovnání s Mg. Množství výměnného vápníku běžně dosahuje až 50 % všech výměnných kationtů v půdě.

V alkalických půdách je přítomno větší množství sodíku a draslíku, v kyselých půdách zase vodíku a hliníku. Množství výměnného sodíku nad 5 % všech výměnných kationtů svědčí o zaso-lování půd. Největší množství výměnného sodíku je v soloncích (až 25 % výměnných kationtů).

Výměnná kapacita půdy pro anionty je spojena s přítomností bazoidů s kladným nábojem. Platí pro ni podobná pravidla jako pro kationty (vliv valence, koncentrace, průměru iontů, stupni nasycení a doplňkových iontů). Výměnná kapacita půdy pro anionty vzrůstá s kyselostí půdy v souvislosti se zvyšováním pozitivního náboje půdních koloidů, zvláště hydratovaných sesquioxidů.

Fosforečnanové anionty (H_2PO_4^- při pH pod 6,7; HPO_4^{2-} při pH nad 6,7 a malý podíl PO_4^{3-}) se adsorbují nejintenzivněji záměnou hydroxylových aniontů bazoidních koloidů. PO_4^{3-} tvoří tetraedr, který se může ireversibilně připojovat k podobným tetraedrům SiO_4 . Fosforečnanové ionty vyvolávají desilikaci alumosilikátů za vzniku nerozpustných Al, Fe fosfosilikátů, podobně reagují s hydratovanými sesquioxidy (Al, Fe- PO_4). V půdách s neutrální a zásaditou půdní reakcí reagují s $\text{Ca}(\text{OH})_2$, $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ a CaCO_3 se tvoří nerozpustné fosforečnany vápenaté jako hydroxyapatit $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$ nebo karbonát-apatit $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{CO}_3$.

Z Donnanova nerovnoměrného rozdělení iontů na povrchu převážně negativně nabitých adsorbentů v půdě vyplývá negativní adsorpce aniontů, které jsou odpuzovány povrchem pevných částic. Negativní adsorpce zvyšuje ztráty aniontů vyplavováním (SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^-), které narůstají při vysoké výměnné kapacitě, v alkalických půdách a při vysokém zředění půdního roztoku.

5.4.2 Půdní sorpční komplex a jeho vlastnosti

Soubor půdních koloidů, které se podílí na výměnných reakcích, se nazývá půdní sorpční komplex. **Z funkčního hlediska se u sorpčního komplexu rozeznávají dvě části:**

1. *aktivní část*, tj. vlastní komplex: aniontová část sorpčního komplexu (u převážné většiny našich půd), která působí na volné ionty v půdním roztoku a vyvolává sorpční procesy;
2. *pasivní část*: jsou kationty, sorbované aktivní částí sorpčního komplexu.

Jednotlivé kationty jsou v půdním sorpčním komplexu vázány různou silou v pořadí: $\text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{NH}_4^+ - \text{H}^+ - \text{Mg}^{2+} - \text{Ca}^{2+} - \text{Al}^{3+} - \text{Fe}^{3+}$, přičemž sodík je vázán na sorpční komplex nejlépe a železo nejsilněji.

Podle charakteru prostředí, v němž probíhá celý půdotvorný proces, zejména podle podmínek aciditní povahy a zásoby dvojmocných bází v půdotvorném substrátu se utváří složení

a charakteristické vlastnosti sorpčního komplexu různých půdních typů. Podle převládajícího druhu sorbovaných kationtů a podle kvality aktivní části sorpčního komplexu se rozlišují tři **druhy (stavy) sorpčního komplexu** různých základních vlastností (podle Gedrojce):

- *komplex sorpčně nenasycený*: charakteristický převahou sorbovaných vodíkových iontů. Půdy s tímto sorpčním komplexem se označují jako *půdy sorpčně nenasycené*. Reakce je v různém stupni kyselá, humus převážně ve formě pohyblivých sloučenin kyselého charakteru, nedostatek dvojmocných kationtů podmiňuje vznik nestabilní struktury, která je velmi snadno rozrušována. Předpokladem vzniku nenasyceného sorpčního komplexu je humidní klima a naprostý nedostatek Ca v půdě;
- *komplex nasycený dvojmocnými kationty*: půdy s tímto sorpčním komplexem se označují jako *půdy sorpčně nasycené*. Pasivní část sorpčního komplexu je tvořena převahou iontů Ca a Mg. Reakce těchto půd se pohybuje kolem neutrální hodnoty, mají značnou pufrální schopnost, dobrou agregační schopnost a vodotěsnou strukturu. Humus je tvořen převážně vysoce kondenzovanými humínovými kyselinami a jejich vápenatými solemi, v půdě nepohyblivými. Fyzikální stav těchto půd je velmi příznivý. Půdy se sorpčním komplexem nasyceným se tvoří v sušším až mírně vlhkém klimatu na půdotvorných substrátech zásobených dvojmocnými kationty a poskytují velmi dobré podmínky pro růst a vývoj kulturních rostlin;
- *komplex sorpčně nasycený jednomocnými kationty*: je charakterizován převahou jednomocných kationtů, zejména sodíku v pasivní části sorpčního komplexu. Vznik tohoto druhu sorpčního komplexu je podmíněn výrazně alkalickým prostředím a velkou zásobou alkalických solí (rozpuštěných) v půdotvorném substrátu, suchým klimatem, kde výpar převládá nad srážkami. Půdy s tímto druhem sorpčního komplexu se označují jako *půdy solné*. Převaha sodíkového iontu a vysoká alkalita prostředí způsobují výraznou peptizaci koloidů, jejich pohyblivost v půdním profilu, vytváření fyzikálně velmi nepříznivých vrstev a silné rozrušování půdní struktury. Půdy se sorpčním komplexem alkalickým jsou pro kulturní plodiny prostředím nepříznivým.

V průběhu půdotvorného procesu dochází **ke změnám ve stavu a vlastnostech sorpčního komplexu**, které jsou podmíněny vnějšími i vnitřními vlivy (např. chemická dynamika, biologická činnost, charakter klimatu). V neposlední řadě jsou to také mechanické, chemické a jiné zákroky člověka do půdy, které mohou vést ke změnám sorpčního komplexu a tím ke změně některých důležitých vlastností půdy. Změny sorpčního komplexu mohou vést k:

- *stabilizaci sorpčního komplexu*: vyvolává zlepšení vlastností půd v různé míře, *regradace*;
- *narušení nebo porušení stability sorpčního komplexu*: toto porušení může být jen mírného stupně, nezasahuje-li vlastní podstatu koloidního komplexu, jeho koloidní aniontový podíl (jádro). Změny se projevují ve snížení množství vyměnitelných dvojmocných bází, *degradace*;
- *rozpadu jádra koloidní micely*: v důsledku vnějších vlivů, jednotlivé koloidní složky se uvolňují z jádra, *destrukce sorpčního komplexu*.

Degradace sorpčního komplexu je proces počínajícího zhoršování fyzikálních, chemických i biologických vlastností půdy. V půdotvorném procesu označujeme za degradaci vytěsňování Ca^{2+} a Mg^{2+} iontů ze sorpčního komplexu ionty H^+ nebo Na^+ . Po úplném odvápnění půdního substrátu dochází k hydrolytickému štěpení některých volně poutaných složek jádra koloidní micely, které se projevuje počínajícím posunem koloidní kyseliny křemičité, sesquioxidů a volných humínových kyselin do spodních půdních horizontů. Jednou z podmínek degradačního procesu je změna klimatických, zejména vlhkostních podmínek ve směru zvýšení humidity, s případně dlouhodobými změnami porostního složení vegetačního pokryvu půdy.

Destrukce sorpčního procesu představuje v konečné fázi rozklad koloidní micely (jádra) na její jednotlivé složky. Vlivem dehydratace se jednotlivé koloidní složky po předchozí translokaci půdním profilem stabilizují ve formě půdních novotvarů. Tyto látky jsou již chemicky neaktivní,

takže konečné stadium destrukce sorpčního komplexu představuje dynamickou nehybnost případně i vegetační sterilitu půdy, která může být odstraněna jen dodáním chemicky a biologicky aktivních látek do půdy. K destrukci sorpčního procesu může dojít zejména vlivem kyselého humusu a vlivem kyseliny uhličitě v nadbytku (typický zejména pro tropické oblasti).

Ze složek kyselého humusu podporují destrukci sorpčního komplexu zejména molekulárně rozpustné, výrazně kyselé fulvokyseliny, které dispergují (rozptylují) a rozpouštějí minerální složky koloidního jílu a translokují je hlouběji v půdě. Destrukce vede v našich podmínkách k extrémnímu vyhranění podzolizačního procesu. Obdobný destrukční charakter chemických procesů v sorpčním komplexu probíhá při glejovém půdotvorném procesu (výrazné gleje na kyselých substrátech).

Vliv kyseliny uhličitě v nadbytku se projevuje při lateritizačním půdotvorném procesu převodem kyseliny křemičité do spodin a hromadění rozptýlených sesquioxidů v povrchových vrstvách půdy. Tento proces probíhá převážně v tropických klimatických podmínkách.

5.4.3 Význam sorpčního komplexu půd

Význam sorpčního komplexu půdy je z mnoha stránek značný, neboť silně ovlivňuje dynamiku dalších půdních vlastností, její fyzikální stav a významně se uplatňuje i při výživě rostlin. Půdotvorné procesy jsou funkcí sorpčního komplexu, který je do značné míry nositelem přirozené úrodnosti půdy a schopnosti úrodnost udržovat. I když v chemismu půdy připadá důležitá úloha mikroorganismům nelze vyloučit z dynamiky půdy pochody fyzikálně-chemické, jejichž nositelem je sorpční komplex.

V organominerálním půdním komplexu (totožný se sorpčním komplexem) se funkce životní činnosti mikroorganismů prolínají s procesy fyzikálně-chemickými do té míry, že ostré odlišování, nebo dokonce vylučování sorpčního komplexu z řady aktivních půdních složek je neoprávněné.

Stav a vlastnosti sorpčního komplexu tedy ovlivňují

- *přímo*: sorpční kapacitu půdy (přímý vztah k hnojení a výživě rostlin); reakci půdy a charakter a dynamiku chemických procesů; pufrovitost půdy;
- *nepřímo*: strukturní stav půdy; obdělávatelnost půdy; vodní a vzdušný režim půdy; biologickou aktivitu půdy.

Ze všech těchto hledisek se považují zcela oprávněně půdní koloidní složky, vyjádřené funkcí sorpčního komplexu, za jednu z nejvýznamnějších součástí, ovlivňujících všechny procesy probíhající při půdotvorném procesu, při formování důležitých vlastností zemědělských půd a z velké části určující přirozenou i kulturní úrodnost půd.

5.4.4 Ukazatelé sorpčních vlastností půdy

Velikost povrchové plochy půdních částic určuje maximální množství kationtů, které může být půdou sorbováno. Počítá se hlavně s ionty Ca, Mg, K, Na a H. Poněvadž vodíkový iont se vyznačuje zvláštní působností v sorpčním komplexu (v principu protichůdnou Ca a Mg) a výrazně ovlivňuje vlastnosti sorpčního komplexu a půd, vyjadřuje se sorpční nasycení všech bází (bazických iontů) k obsahu vodíku. Pro charakteristiku vlastností sorpčního komplexu byly zavedeny tyto hodnoty:

- *obsah výměnných bází* (označení S, jednotky mmol.100 g⁻¹ nebo mmol.kg⁻¹ zeminy): je množství bází, které je sorpčním komplexem aktuálně poutáno (absolutní nebo okamžitý obsah). Hodnoty tohoto ukazatele se mění během roku se změnami vlhkosti půdy a hnojením. Pro určitý půdní typ má ustálenou hodnotu poměru mezi jednotlivými kationty;

- *maximální sorpční kapacita* (označení T nebo správněji KVK jako kationtová výměnná kapacita, jednotky mmol.100 g⁻¹ nebo mmol.kg⁻¹zeminy): charakterizuje největší množství bází (kationtů), které je sorpční komplex půdy schopen poutat na svém povrchu. Hodnota T se obvykle zvyšuje s vyšším podílem humusových koloidů v jádru sorpčního komplexu. Písčité půdy mají sorpční kapacitu 2–10, hlinité 20–30, jílovité 40–50 a organické půdy až 150 mmol.100 g⁻¹ půdy.

Všechny údaje jsou uváděny v milimolech (zkratka mmol) chemického ekvivalentu na 100 g nebo na kg půdy na vzduchu suché. Převod miligramů na mmol je vyjádřen vztahem:

$$\text{mmol} = \frac{\text{obsah kationtu v mg/100 g zeminy}}{\text{ekvivalentní váha kationtu}}$$

$$\text{ekvivalentní váha kationtu} = \frac{\text{atomová váha prvku}}{\text{mocenství}}$$

- *stupeň sorpční nasycenosti půdy* (označení V, jednotky %): je poměr okamžitého obsahu výměnných bází (S) k maximálně možnému obsahu výměnných bází (T). Hodnoty V jsou určitým charakteristickým údajem pro jednotlivé půdní typy.

$$V = \frac{S}{T} \cdot 100$$

V Tab. 11 je uvedeno slovní hodnocení obsahu výměnných kationtů navázaných na sorpčním komplexu.

Tabulka 11 Orientační posuzování jednotlivých výměnných kationtů, (Jandák a kol. 2010)..

Obsah výměnného kationtu	V (%)			
	Ca	Mg	K	Na
vysoký	80	15	5	5
střední	50	8	2	1
nízký	10	2	0,5	0,1

Při optimální poměr kationtů (viz Tab. 11) by měl být poměr Mg : Ca = 1 : 4 až 1 : 6 (v našich půdách nejčastěji 1 : 10 a větší). Obsah Mg nad 15–20% z maximální sorpční kapacity je na druhou stranu nepříznivý (lze se s ním setkat například na hadci). Obsah sodíku nad 5% z maximální sorpční kapacity značí už slancování (zasolení).

5.5 PŮDNÍ REAKCE

Půdní reakce je určována koncentrací vodíkových iontů, které ve vodních roztocích vytvářejí kationty H₃O⁺. Aktivita hydratovaného iontu H⁺ v roztoku je vysoká. Nejrozšířenějším rozpouštědlem a disperzním prostředím v přírodě je voda, která v čistém stavu disociuje velmi slabě na H⁺ a OH⁻. Iontový produkt vody (součin koncentrací obou iontů) je při normální teplotě 10⁻¹⁴.

Při stejné koncentraci iontů, která vyplývá z disociační rovnice, obsah kationtů H⁺ se rovná druhé odmocnině z iontového produktu (10⁻⁷ g iontů.litr⁻¹). Při této koncentraci H⁺ iontů je reakce neutrální. V případě, že je ve vodě rozpuštěna kyselina, kyselá sůl nebo se tam nacházejí acidoidní koloidy, zvyšuje se koncentrace vodíkových iontů a reakce roztoku je kyselá. Naopak jestliže je ve vodě rozpuštěna zásada, bazická sloučenina nebo koloidy (bazoidy), asociují tyto s ionty H⁺, v důsledku toho je koncentrace vodíkových iontů nižší jako druhá odmocnina z iontového

produktu vody a reakce je alkalická. To znamená, že půdní reakce závisí na rovnovážném stavu mezi disociací a asociací vodíkových iontů.

Koncentrace vodíkových iontů ve vodním výluhu může být od 10^{-14} do 10^0 . Takovéto vyjadřování koncentrace je nepraktické a proto Sørensen zavedl index pH, což je záporný dekadický logaritmus koncentrace vodíkových iontů $\text{pH} = -\log \text{H}^+$. Proto při koncentraci H^+ iontů 10^{-7} je označení pH 7 (neutrální reakce), při koncentraci 10^0 – 10^{-6} pH 0 až 6 (kyselá reakce) a při 10^{-8} – 10^{-14} je pH 8 až 14 (alkalická reakce).

Reakce půdy **silně ovlivňuje proces vzniku a vývoje půd**. Při zvětrávání minerálů hornin tvořících půdní substrát hraje významnou roli adsorpce a difúze H^+ dovnitř krystalových mřížek, který vyvolává hydrolytický rozklad minerálů. Půdní reakce tedy určuje intenzitu zvětrávání minerálního podílu.

U půdotvorných procesů, jejichž součástí je destrukce jílu (podzolizace, lateritizace, solodizace) a při translokaci produktů destrukce v profilu půdy hraje nejvýznamnější roli vysoká koncentrace H^+ , které disociují ze silných humusových kyselin ze skupiny fulvolátek.

Alkalická reakce má za následek zvýšení náboje acidoidních i přebitých amfolytoidních koloidů. Minerální a humusové koloidy v půdě snadno peptizují a jsou velmi pohyblivé. Při mírné alkalitě dochází k peptizaci a migraci koloidního jílu a při dalším zvýšení pH i humusových sloučenin.

Reakce půdy ovlivňuje složení půdní mikroflóry, mikrofauny i rostlinného pokryvu a naopak, ovlivňuje tak půdotvorný proces. Většina rostlin nemůže růst na půdách s pH pod 3,5 a nad 9. Při slabě kyselé až neutrální reakci (pH v mezích 6–7) jsou rostlinné živiny (až na fosfor) maximálně přístupné rostlinám.

5.5.1 Formy půdní reakce

V půdě se vodíkové ionty nacházejí buď v půdním roztoku a pak udávají aktivní reakci ($\text{pH}/\text{H}_2\text{O}$) anebo jsou výměnným způsobem sorbovány půdními koloidy a tvoří tzv. potenciální reakci. Potenciální reakce se dělí na reakci výměnnou (pH/KCl) a hydrolytickou ($\text{mmol H}^+ \cdot 100\text{g}^{-1}$ půdy).

Aktivní kyselost ($\text{pH}/\text{H}_2\text{O}$) je způsobena volnými H^+ ionty, které jsou v půdním roztoku. Zdrojem vodíkových iontů jsou disociované minerální a organické kyseliny, kyselé soli a acidoidy. Aktivní kyselost zjišťujeme potenciometrickým měřením koncentrace H^+ v půdním roztoku, půdní pastě nebo vodním extraktu. Tato forma kyselosti se nejvíce vyskytuje v půdách odvápněných, sorpčně nenasycených s vysokým podílem adsorbovaných iontů H^+ a Al^{3+} .

Výměnná kyselost (pH/KCl) je způsobena adsorbovanými ionty H^+ a Al^{3+} (Fe^{3+}), které přecházejí do roztoku nebo extraktu výměnou za bazické kationty neutrálních solí z roztoku. Výměnnou kyselost zjišťujeme měřením koncentrace H^+ iontů ve výluhu půdy 1M roztokem KCl.

Výměnná reakce se zpravidla vyznačuje nižšími hodnotami pH než aktivní reakce, určovaná ve vodním výluhu. Aktivní kyselost ($\text{pH}/\text{H}_2\text{O}$) je značně proměnlivá během roku vlivem počasí, obdělávání, hnojení atd. Protože pH/KCl neprodělává během roku tak velké změny je používanějším ukazatelem, zejména pro stanovení charakteristik sorpčního komplexu a stavu jeho nasycenosti. Aktivní reakce má bezprostřední význam fyziologický.

Rozdíl pH/KCl a $\text{pH}/\text{H}_2\text{O}$ bývá průměrně pH 0,5. Může však dosahovat hodnot od pH 0,2 do 1,0 i více. Větší rozdíly jsou znakem nenasycenosti sorpčního komplexu, ve kterém je již určitá část dvojmocných kationtů nahrazena ionty vodíkovými.

Při určování *hydrolytické kyselosti* působíme na půdu 1M roztokem hydrolytické zásadité soli (CH_3COONa , $1/2\text{CH}_3\text{COO}/\text{Ca}$). Její hodnotu vyjadřujeme v $\text{mmol H}^+ / 0,1 \text{ kg}$ půdy. Je nejmírnější

formou půdní kyselosti, která se může v půdním roztoku projevit teprve při nevhodných chemických zákrocích (např. hnojením, chemickou meliorací).

5.5.2 Příčiny a zdroje kyselosti půdy a úprava půdní reakce

Za hlavní příčiny a zdroje půdní kyselosti můžeme považovat:

- **oxid uhličitý** produkovaný v biologicky činných půdách, který se rozpouští v půdním roztoku podle svého obsahu (parciálního tlaku) v půdním vzduchu a reaguje s vodou za vzniku kyseliny uhličitě, po jejíž disociaci se uvolňují H^+ ionty. Při obsahu 0,3% CO_2 v půdním vzduchu je pH jeho rovnovážného půdního roztoku 5,22 a při obsahu 1% CO_2 je pH roztoku 4,95 (obojí při 18 °C);
- silnou kyselost mohou způsobovat **humusové a jiné organické kyseliny** hromadící se u povrchu půdy. Vrstva nadložního surového humusu z opadu jehličnatých stromů obsahuje mnoho značně disociovaných organických kyselin, které se rozpouští v dešťové vodě, zasakují s ní do půdy a svou silnou kyselostí působí hydrolytickou destrukci alumosilikátů;
- aplikací některých **průmyslových hnojiv** dochází k okyselování v důsledku preference odběru některých iontů rostlinami. Např. ze síranu nebo chloridu draselného a vápenatého jsou rostlinami více adsorbovány kationty K^+ a Ca^{2+} a zbývající ionty poskytují silné minerální kyseliny, které okyselují půdu disociací H^+ iontů;
- silně **kyselé srážky** v minulosti (tzv. kyselé deště), kdy pH srážkové vody se u nás pohybovalo kolem pH 4,6 i méně; uvedené způsobovala přítomnost H_2SO_4 a HNO_3 v ovzduší, resp. následně v srážkách.

Kyselost půdy se běžně odstraňuje vápněním, které sníží množství adsorbovaných vodíkových iontů, zvýší pH a sorpčně nasatí půdu vápníkem. Potřebu vápnění definujeme jako množství vápenaté hmoty, která se musí do půdy dodat, aby se její reakce upravila na optimální hodnotu. Hodnota aktuální půdní reakce není vhodným kritériem potřeby vápnění, protože se nebere v úvahu potenciální výměnná kyselost, ani ústojná schopnost půdy. Ke stanovení potřeby vápnění je využívána metoda titračního stanovení výměnné půdní reakce. K úpravě kyselé půdní reakce se používá mletý vápenec, dolomitický vápenec, saturační kaly, hašené vápno atd.

Na druhou stranu i alkalita velmi zhoršuje fyzikální stav půdy a její biologickou činnost. Úprava reakce alkalických půd je mnohem obtížnější a nákladnější než u kyselých půd. Zvýšení koncentrace H^+ je ztíženo přítomností iontů OH^- , které se s nimi slučují na vodu. Nadbytečné OH^- nejsou z půdního roztoku při alkalické reakci prakticky vůbec adsorbovány, protože většina půdních adsorbentů jsou acidoidní povahy, tj. adsorbují H^+ a nikoliv OH^- , amfoterní koloidy nabývají při alkalické reakci půdy také acidoidní povahy. Množství hmot k snížení alkality závisí na stupni nasycení půdy výměnným sodíkem. Používanými korektivy mohou být například mletý sádrovec, síra, ale i kyselina sírová.

5.6 PUFROVITOST PŮD

Pufrovitost (také označována jako ústojnost či tlumivost) půd je její **schopnost bránit se změnám hodnoty půdní reakce**, tedy udržovat víceméně stálou koncentraci vodíkových iontů v půdním roztoku. Ústojnost půdy spočívá v přítomnosti ústojných systémů (ve formě zpětných vazeb), které jsou vytvářeny v půdním roztoku směsí slabé kyseliny a její soli nebo směsí slabé zásady a její soli. Jako kyselá složka ústojných systémů se v půdě uplatňují zejména huminové kyseliny, kyselina uhličitá, fosforečná a křemičitá a koloidní alumosilikáty acidoidní povahy. Závisí na chemickém a zrnitostním složení půd (obsahu jílových minerálů, hydratovaných sesquioxidů, humusu a uhličitanech), sorpční kapacitě i stupni nasycenosti půd bazickými kationty.

Na ústojné schopnosti humózních půd se nejvíce podílí adsorpčně nasycený humus. Je-li silně nasycen výměnnými bázemi (Ca^{2+} , Mg^{2+}), snadno odstraňuje vznikající kyselost výměnou bází za ionty vodíku půdního roztoku. Alkalitu naopak neutralizuje tím, že disociací svých kyselých skupin uvolní H^+ do půdního roztoku, kde spolu s OH^- vytvoří málo disociovanou vodu.

Podobně působí i jílové minerály, i když jejich vliv na ústojnou schopnost půd je menší než u humusu. Pro vysoký obsah jílu mají těžší půdy i vysokou ústojnou schopnost. Zcela obdobně se podílí na ústojnosti půdy i amorfní gely kyseliny křemičité a hydrátů sesquioxidů (alofán). Půdy s nízkou ústojnou schopností (písčité, hlinitopísčité, bez obsahu karbonátů, nebo s nízkým obsahem humusu) velmi citlivě reagují na každý zásah do půdy a vykazují velké výkyvy hodnot pH. Tyto půdy je nutné pravidelně hnojit organickými hnojivy a dostatečně vápnit.

5.7 PROBLEMATIKA ACIDIFIKACE PŮDNÍHO PROSTŘEDÍ

Acidifikace půd (neboli okyselování) je přirozený proces, který je lidskou činností mnohonásobně ovlivněn. Mezi nejdůležitější mechanismy, které způsobují acidifikaci, patří (Michaljevič, Moldan 2000):

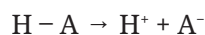
- přirozené procesy, jakými jsou disociace kyseliny uhličitě a organických kyselin, oxidace sulfidů a loužení bazických kationtů srážkami;
- nevhodné používání hnojiv, zejména dusíkatých;
- atmosférické depozice oxidů síry, dusíku a amoniaku;

v lesnictví jde navíc i o:

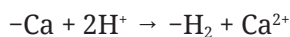
- ochuzování půdy o bazické kationty např. při těžbě dřeva;
- zalesňování jehličnany.

V současné době se zejména v některých průmyslových oblastech uplatňují negativní vlivy člověkem produkováných plynů (oxidy dusíku a síry). V atmosféře reagují s vodou za vzniku disociovaných iontů H^+ , jehož interakci s ekosystémem nazýváme kyselou atmosférickou depozicí. Při reakci silné kyseliny s půdou může docházet k těmto základním reakcím:

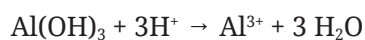
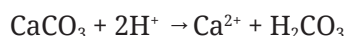
1. proton nereaguje s primárními půdními konstituenty a pH půdy klesá s rostoucí koncentrací H^+ .



2. proton vytěsňuje bazické kationty (Na, K, Mg, Ca) adsorbované na jílových minerálech, oxyhydroxidech a organické hmotě (znázorněno jako -). Jílové minerály, hydratované oxidy nacházející se v půdách mají na svém povrchu řadu elektronegativních míst, které vážou adsorpčními silami důležité nutriční prvky.



3. protony mohou reagovat s primárními a sekundárními jílovými minerály. Výsledkem je uvolnění některých toxických prvků do půdního roztoku a povrchových vod (např. Al^{3+}), či ztráta těchto sorpčních pozic pro toxické prvky v půdách a jejich následné uvolnění do povrchových vod.



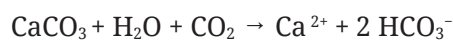
V neacidifikovaných oblastech je obvykle rychlost vyluhování bazických kationtů stejná, jako jejich uvolňování z primárních půdních součástí, tj. dochází k jejich doplňování a půdní reakce se výrazně nemění. V acidifikovaných oblastech vymývání bazických kationtů převažuje nad jejich uvolňováním z primárních půdních minerálů, takže dochází k jejich ztrátě. V prostředí s velkým přísunem amonných iontů do půdy (atmosférická depozice nebo hnojení) může docházet k okyselování půdy v důsledku následujícího procesu:



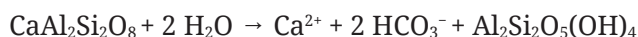
Kyselá atmosférická depozice rovněž ovlivňuje mikrobiální procesy v půdách. Účinkem kyselých srážek dochází k poškození bakteriálních společenstev a hub a tudíž k ovlivnění mykorhizy.

Acidifikace půdního ekosystému lze chápat jako projev výměnných pufracních reakcí, které zadržují, nebo naopak dále produkují vstupující vodíkové ionty. V půdě existuje několik pufracních systémů, využívajících různé mechanismy zadržování protonů a pracujících v různém rozmezí pH (Meiwes et al. 1986):

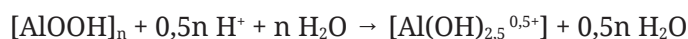
1. pufracní interval karbonátů v rozmezí pH 6,2–8



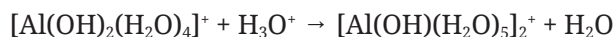
2. pufracní interval silikátů v rozmezí pH 5–6,2



3. kationtově výměnný pufracní interval v rozmezí pH 4,2–5

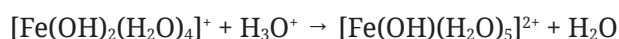


4. pufracní interval hliníku v rozmezí pH 3,8–4,2



5. pufracní interval hliník-železo v rozmezí pH 3–3,8

6. pufracní interval železa v rozmezí 2,4–3,8



Pufracní intervaly organické hmoty pokrývající široký rozsah pH. Karboxylové skupiny jsou zodpovědné za aciditu v rozmezí pH 3–7, fenolové skupiny v rozmezí pH 8–12, aminové skupiny působí v oblasti tohoto překryvu 7–8 (Turchenek et al. 1987).

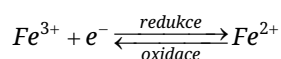
Jedním z nejvýznamnějších důsledků acidifikace půd je eluvie řady látek z okyselených půd do povrchových i podzemních vod. Voda, která odtéká z acidifikovaných půd, obsahuje zvýšené množství hliníku (van Breemen a Verstraten 1991), proto může mít vliv na řadu ostatních organizmů a znehodnocovat možné využití jako zdroje pitné vody.

Důležitým indikátorem stavu půd vzhledem k acidifikaci je poměr hliníku k celkovému množství bazických iontů, vyjádřený jako vztah: $\text{Al} / \sum \text{BC}$ (množství bazických kationtů) v půdních roztocích. Modelovými metodami byly jako kritické hodnoty určeny koncentrace Al 0,2 mol.m⁻³ a poměr $\text{Al} / \sum \text{BC} = 1,0 \text{ mol.mol}^{-1}$ (de Vries et al. 1992). Kritické hodnoty jsou takové hodnoty, které při současné acidifikační zátěži nepovedou k významným změnám v daném prostředí. Na území České republiky je acidifikací vysoce ohroženo 46 % výměry zemědělské půdy.

5.8 OXIDAČNĚ REDUKČNÍ PODMÍNKY V PŮDĚ

Při zvětvávání horninotvorných minerálů a při půdotvorných procesech se významně uplatňují oxidačně redukční reakce. Jsou součástí komplexních dějů v půdách a doprovázejí biochemické procesy, kterými si půdní organismy opatřují energii.

Oxidovaná látka elektrony ztrácí, redukována je získává. Každá oxidace je současně provázena probíhající redukcí. Nevýznamnější redukčně oxidační systémy v půdách představují ionty nebo sloučeniny dvojmocného a trojmocného železa:



e^{-} elektron

Uvedené úzce souvisí s přítomností či absencí kyslíku v půdě. Rovnováha se ustavuje podle toho, zda v systému převažuje redukce nebo oxidace. Pokud je půda dobře provzdušněna a je v ní dostatek kyslíku, převažuje oxidace a látky jsou převážně v oxidovaném stavu. Při probíhající reakci je tedy jako akceptor elektronů používán převážně kyslík (z důvodů vysoké afinity kyslíku k elektronům a množství získané energie z reakce). V přítomnosti kyslíku je tedy redoxpotenciál nejvyšší, Šantrůčková a kol. (2018) uvádí hodnoty 820–350 mV, které jsou ale silně závislé například na zrnitostním složení či pH (viz tabulka 12). Obecně platí, že se snižujícím se pH hodnota redoxpotenciálu roste (při stejné saturaci kyslíkem). Po vyčerpání kyslíku se oxidačně redukční potenciál (redoxpotenciál) postupně snižuje. Rychlost tohoto poklesu závisí například na obsahu rozložitelné organické hmoty, na přítomnosti dalších látek fungujících jako akceptor (příjemce) elektronů (viz tabulka níže) či biologické aktivitě dané půdy.

Tabulka 12 Posloupnost ve využívání akceptorů elektronů (Šantrůčková a kol. 2018)

Akceptorem elektronů je → → vzniká	proces	Oxidačně redukční potenciál (mV) standardizovaný na pH 7	Příklady organismů
$O_2 \rightarrow O^{2-}$	aerobní respirace	820	obecně kořeny rostlin, aerobní půdní fauna a flóra
$NO_3^- \rightarrow N_2$	denitrifikace	420	<i>Pseudomonas</i>
$Mn^{4+} \rightarrow Mn^{3+}$	redukce manganu	410	<i>Bacillus</i>
organická hmota → organické kyseliny	fermentace	400	<i>Clostridium</i>
$Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$	redukce železa	400	<i>Pseudomonas</i>
$NO_3^- \rightarrow NH_4^+$	disimilativní redukce nitrátů	-200	<i>Achromobacter</i>
$SO_4^{2-} \rightarrow H_2S$	redukce síranů	-220	<i>Desulfovibrio</i>
$CO_2 \rightarrow CH_4$	metanogeneze	-240	<i>Metanogenní archea</i>

5.9 RADIOAKTIVITA PŮD

Radioaktivita půd souvisí s výskytem značného počtu radioaktivních izotopů, které pocházejí ze zdrojů přirozených i umělých.

Izotopy prvků, které vydávají ionizační záření, se nazývají radioisotopy (radionuklidy). Ionizační záření je záření o velmi vysoké energii, které je schopno převést elektron jednoho atomu na druhý za vzniku kladného a záporného iontu.

Zdroje radioaktivních izotopů v přírodě jsou:

- nestabilní izotopy prvků, meziprodukty rozpadu řady radioaktivních prvků s velkou atomovou hmotností (např. uran, aktinium, thorium);
- nestabilní izotopy prvků s nižší atomovou hmotností, velmi dlouhým poločasem rozpadu, se slabou přirozenou radioaktivitou (např. K^{40} , Rb^{87} , Ca^{48} , Yr^{96});
- radioaktivní izotopy, které vznikají ze stabilních izotopů prvků atmosféry účinkem kosmických paprsků (např. H^3 , Be^7 , Be^{10} , C^{14});
- radioaktivní prvky, které vznikají uměle – při nukleárních výbuších, při provozu nukleárních zařízení a ozařováním stabilních izotopů rychlými částicemi.

Přirozená radioaktivita půd souvisí s původem mateční horniny, se stupněm zvětrávání, typem půdotvorného procesu, se stupněm a charakterem vyluhování. Více radioaktivních prvků mají půdy, které vznikly na produktech zvětrávání kyselých hornin, méně půdy vytvořené na bazických a ultrabazických horninách. Více radioaktivity vykazují půdy těžké, méně naopak lehké. Rašelinistní půdy mají nižší radioaktivitu, vyšší půdy v nivách řek. Poměrně vyrovnaná je radioaktivita v profilu co do hloubky, jen v některých půdních profilech bývá vyšší radioaktivita v illuviálním a glejovém horizontu.

Nejrozšířenější jsou lehčí radioisotopy (K^{40} , Rb^{87} , Nd^{150} , Sm^{152} , Lu^{176}). V zemské kůře se v celkovém množství vyšším jak $10 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ vyskytují pouze radioisotopy uranu (podílí se z 90 % na celkové radioaktivitě), draslíku a thoria. Mají dlouhý poločas rozpadu (10^8 – 10^{16} roků).

V půdoznalství mají velký význam izotopy radonu, které jsou v půdním vzduchu. Jsou to inertní radioaktivní plyny s velmi krátkým poločasem rozpadu. Podle obsahu radonu lze usuzovat na objemové i jiné změny půdního profilu v průběhu vývoje půdy. Koncentrace radonu je v půdním vzduchu vždy vyšší (100× i více) než v atmosféře, přičemž v povrchových vrstvách půdy je nižší než v hlubších, neboť snadno uniká do ovzduší.

Kosmické paprsky jsou zdrojem rychlých neutronů, které v atmosféře mění dusík na radioaktivní uhlík C^{14} s poločasem rozpadu 5 770 roků a tritium s poločasem 12,32 let. Ty se spolu s K^{40} dostávají deštěm do půdy a stávají se tak součástí biologického koloběhu prvků.

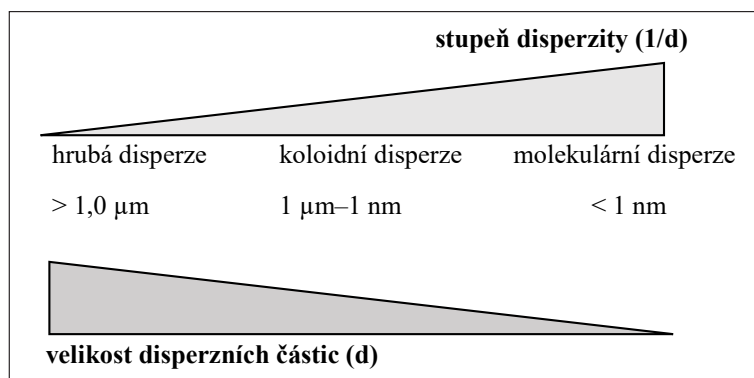
Radioaktivních izotopů se při výzkumu půd užívá zejména při sledování:

- obsahu a přístupnosti fosforu pro rostliny,
- koloběhu prvků v přírodě;
- výměny iontů, kinetiky procesů a selektivity adsorpce;
- příjmu stopových prvků rostlinami;
- pohybu vody a rozpuštěných minerálních látek;
- přeměny organických látek v půdě, procesů humifikace;
- stáří matečních hornin a organických látek v sedimentech a půdách.

6 FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI PŮDY

6.1 ZÁKLADNÍ CHARAKTERISTIKY PROSTOROVÉHO USPOŘÁDÁNÍ PŮDNÍCH ČÁSTIC

Půda vzniká rozrušováním pevné horniny při půdotvorném procesu. Tvoří ji tuhá fáze (půdní částice) – tzv. disperzní podíl, kapalná fáze (voda resp. slabé roztoky různého složení) a plynná fáze, které spolu s fází kapalnou vytvářejí disperzní prostředí. Protože tuhá fáze je složena z minerálních a organických látek různého tvaru a velikosti mluvíme o půdě jako polydisperzním systému. Velikost disperzních částí charakterizujeme jejich lineárním rozměrem – průměrem. Převrácená hodnota tohoto rozměru představuje tzv. stupeň disperzity. S klesající velikostí částic tedy stupeň disperzity roste ($1/d$):



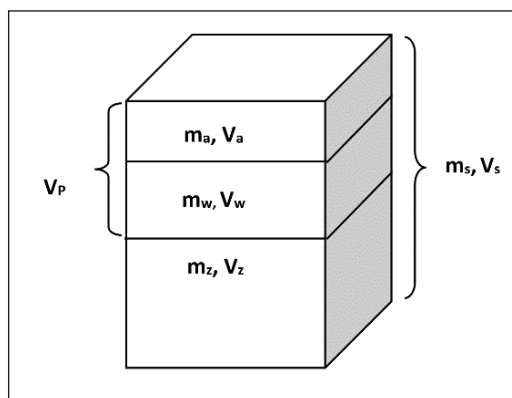
Obrázek 19 Vztah stupně disperzity a velikosti částic.

Zastoupení částic různé velikosti se zjišťuje zrnitostními rozbory. Jednotlivé částice mohou existovat ojedinele, nejčastěji však vytváří shluky, tzv. agregáty, které vytvářejí půdní strukturu.

6.1.1 Půdní pórovitost

V části objemu půdy se nacházejí prostory nezaplňené tuhými fázemi. Tyto prostory nazýváme půdní póry, které jsou většinou rozdílného tvaru a velikosti a jsou různým způsobem propojeny. Pro zjednodušení volíme předpoklad, že jsou válcového tvaru a charakterizujeme je jejich průměrem.

Na obr. 21 je uvažován celkový objem půdy (V_s) a celková hmotnost (m_s). Tuhá fáze má hmotnost (m_z) a z celkového objemu zabírá objem (V_z), kapalná fáze hmotnosti (m_w) zabírá objem (V_w), plynná fáze má hmotnost (m_a) a zabírá objem (V_a).



Obrázek 20 Parametry součástí půdy. (zdroj: vlastní)

Platí, že:

$$m_s = m_z + m_w + m_a,$$

$$V_s = V_z + V_w + V_a,$$

$$\text{Objem pórů } V_p = V_w + V_a.$$

Poměr objemu pórů V_p k celkovému objemu půdy V_s v přirozeném uložení se nazývá **pórovitost půdy** a můžeme ji vypočítat z objemové hmotnosti půd ρ_d a měrné hmotnosti půdy ρ_s podle vztahu:

$$P = \frac{V_p}{V_s} * 100 = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s} * 100 [\% \text{ obj.}]$$

Číslem pórovitosti e vyjadřujeme poměr mezi objemem pórů V_p a objemem tuhé fáze V_z , $e = V_p/V_z$. vzájemný vztah mezi číslem pórovitosti a pórovitostí je: $P = \frac{e}{1+e}$; $e = \frac{P}{1-P}$;

Celková pórovitost zemědělských půd se ve svrchních vrstvách půdy pohybuje většinou v rozmezí 40–60%. U půd silně humózních a rašelinných může dosahovat více jak 70–80%. Ve spodních vrstvách klesá na 30–40%, u půd zamokřených (glejových) i pod 30%.

Charakter pórovitosti závisí na struktuře půdy. U nestrukturních půd s volným uložení částic (především písčítých) jsou póry mezi jednotlivými zrny zpravidla větších rozměrů. U strukturních půd tvořených půdními agregáty (spojením elementárních částic), jsou póry jednak mezi těmito agregáty (póry meziagregátové – P_{ma}) a jednak uvnitř agregátů (póry vnitroagregátové – P_{va}). Celková pórovitost je tedy dána součtem jejich objemů $P = P_{ma} + P_{va}$. Nejpříznivější poměry jsou v půdě, je-li celková pórovitost rozdělena asi z 1/3 na póry meziagregátové a ze 2/3 na vnitroagregátové.

Celková pórovitost zemědělských půd indikuje kyprost, ulehlost a případné škodlivé zhutnění půdy. Následující tabulka uvádí kritické hodnoty pórovitosti indikující škodlivé zhutnění ornice a podorničí.

Kritické hodnoty pórovitosti podle Lhotského (1984)

Půdní druh	J	JV, JH	H	PH	HP	P
Pórovitost [% obj.]	<48	<47	<45	<42	<40	<38

Pro funkci pórů je významná i jejich velikost. Třídění pórů podle velikosti není snadné, poněvadž jejich průměr nelze přímo měřit. Třídí se proto zpravidla podle druhu a velikosti sil, které působí na vodu v nich obsaženou. Půdní póry lze přirovnat k nepravidelným kapilárám s proměnlivým průměrem. Jejich „ekvivalentní průměr“ odpovídá průměru válcovité kapiláry, ze které lze odsát vodu stejným podtlakem. Rozdělení pórů podle velikosti a sacího napětí vody podává následující tabulka:

Póry	Ekvivalentní průměr [μm]	pF
Hrubé široké	>50	0–1,77
Hrubé úzké	10–50	1,77–2,54
Střední	0,2–10	2,54–4,20
Jemné	<0,2	>4,20

Jemné (kapilární) póry jsou ty, v nichž je voda ovládána kapilárními silami, které vodu zadržují a umožňují její pohyb proti působení gravitace. Pohyb vzduchu je v nich omezený. V těchto pórech probíhají chemické, fyzikálně chemické a biologické pochody. Ve strukturních půdách se nachází téměř výhradně **uvnitř agregátů**.

Hrubé (nekapilární) póry charakterizuje neomezené působení gravitace na vodu, která se v nich volně pohybuje do spodiny a na její místo se dostává volně vzduch. Významně se podílejí na vzájemné výměně plynné fáze mezi půdou a ovzduším. Ve strukturních půdách se nachází především **mezi agregáty**.

Střední (semikapilární) póry jsou jak po stránce energetické ve vztahu k poutání vody, tak z hlediska významu v půdě přechodem mezi póry kapilárními a nekapilárními.

Zastoupení kapilárních a nekapilárních pórů v celkové pórovitosti se promítá do vodních a vzdušných poměrů v půdě, které jsou pro rostliny stejně důležité. Různým plodinám vyhovuje jako optimální různý poměr kapilárních a nekapilárních pórů.

6.1.2 Měrná a objemová hmotnost půdy

Měrná hmotnost půdy (zdánlivá hustota tuhé fáze půdy) ρ_s je hmotnost jednotkového objemu, tedy hustota tuhé fáze půdy, tj. pouze pevných částic.

$$\rho_s = m_z / V_z \text{ [kg.m}^{-3}\text{; g.cm}^{-3}\text{]},$$

Měrná hmotnost závisí na obsahu různých minerálů a organických látek (humusu), poněvadž tyto složky mají různou měrnou hmotnost, jak je znázorněno v následující tabulce:

Minerál	ρ_s [g.cm ⁻³]	Minerál	ρ_s [g.cm ⁻³]
Křemen	2,65	Hematit	4,90–5,30
Ortoklas	2,53–2,58	Pyrit	4,90–5,20
Biotit	2,70–3,10	Montmorilonit	2,00–2,30
Muskovit	2,76–3,00	Illit	2,50–2,70
Kalcit	2,60–2,80	Allofán	1,80–2,00

Nejvíce zastoupeným nerostem v minerálním podílu většiny půd je křemen. Průměrná měrná hmotnost půdy je proto blízká jeho měrné hmotnosti, tj. 2,65 g.cm⁻³, tj. 2650 kg.m⁻³. Tuto hodnotu snižuje větší obsah půdní organické hmoty, který má měrnou hmotnost 1,00 až 1,60 g.cm⁻³, naopak zvyšuje obsah těžkých minerálů, např. oxidů železa. Hodnotu měrné hmotnosti půdy potřebujeme k výpočtu půdní pórovitosti. Zjistíme ji pomocí pyknometru.

Objemová (volumová) hmotnost půdy je hmotnost objemové jednotky, hustota půdy v neporušeném stavu, tj. s póry vyplněnými momentním obsahem vody a vzduchu. Její hodnota je závislá na měrné hmotnosti, na podílu pórů v půdě a míře jejich zaplnění vodou. Je to hodnota nestálá, která se mění během roku v závislosti na vlhkostních poměrech v půdě. Je nutno rozlišovat objemovou hmotnost suché půdy ρ_d a objemovou hmotnost vlhké půdy ρ_w .

Objemová hmotnost suché půdy (objemová hmotnost redukováná) ρ_d je hmotnost jednotkového objemu, hustota vysušené půdy:

$$\rho_d = m_z / V_s \text{ [kg.m}^{-3}\text{; g.cm}^{-3}\text{]}$$

Je to hodnota stálejší a pohybuje se ve svrchních půdních vrstvách nejčastěji v rozmezí 1,2–1,5 g.cm⁻³ v závislosti na měrné hmotnosti a celkovém objemu pórů v dané půdě. Do spodiny tato hodnota vzrůstá zhruba na 1,6–1,8 g.cm⁻³. Objemová hmotnost suché půdy indikuje kyprost, ulehlost a zhutnění půdy. Následující tabulka uvádí kritické hodnoty ρ_d indikující škodlivé zhutnění ornice a podorničí.

Tabulka 13 Kritické hodnoty objemové hmotnosti redukované podle Lhotského (1984), uváděné hodnoty jsou v g.cm⁻³.

Půdní druh	J	JV, JH	H	PH	HP	P
ρ_d kritické [g.cm ⁻³]	>1,35	>1,40	>1,45	>1,55	>1,60	>1,70

Objemová hmotnost suché půdy je rovněž potřebná pro výpočet pórovitosti. Používá se také při přepočtu obsahu živin (prvků nebo organické hmoty) v mg.kg⁻³ sušiny vzorku na kg.ha⁻¹ (případně t.ha⁻¹).

Objemová hmotnost vlhké půdy (objemová hmotnost neredukovaná) ρ_w je závislá na půdní vlhkosti a je proto značně proměnlivou hodnotou:

$$\rho_w = m_s / V_s \text{ [kg.m}^{-3}\text{; g.cm}^{-3}\text{]}$$

Mění se v průběhu roku podobně jako pórovitost v důsledku bobtnání a smršťování půdy při změnách vlhkosti, mrazem, obráběním, rozvojem kořenového systému, apod. Její hodnoty mají tendenci narůstat směrem do hloubky půdního profilu.

Podle objemové hmotnosti suché půdy ρ_d a podle pórovitosti P můžeme přibližně hodnotit strukturní stav humusového horizontu středně těžkých a těžkých půd (Kutílek, 1966):

Strukturní stav humusového horizontu / ornice	Objemová hmotnost suché půdy [g.cm ⁻³]	Pórovitost [%]
Výborný	<1,2	>54
Dobrý	1,2–1,4	46–54
Nevyhovující	1,4–1,6	39–46
Nestrukturní	1,6–1,8	31–39

6.2 PŮDNÍ STRUKTURA

Půdní struktura je prostorové uspořádání agregátů v půdě. Zemina daného horizontu se rozpadá do agregátů majících určité zákonité tvary. Podle velikosti se rozlišuje **mikrostruktura** (agregáty menší než 0,25 mm) a **makrostruktura** (agregáty větší než 0,25 mm). Méně často, především v orných půdách stanovujeme i tzv. **megastrukturu** (hroudy větší než 50 mm).

6.2.1 Vznik půdní struktury

Půdní struktura a její vznik je vázán na existenci mikroagregátů v půdě. U většiny nezpevněných sedimentárních hornin jsou již mikroagregáty přítomny, vznikly při jejich sedimentaci. V případě ostatních matečních hornin vznikají mikroagregáty v určitém rozsahu během procesu zvětrávání. **Růstem velikosti** mikroagregátů, případně **shlukováním** mikroagregátů **vznikají postupně makroagregáty**.

Faktory ovlivňující vznik makroagregátů:

Biologické faktory:

- **Kořenový systém rostlin** rozdrobuje kompaktní půdní hmotu a vzniklé útvary působením tlaku mírně zhutňuje. Tlak je vyvoláván především **rostoucími kořínky**, částečně bobtnáním organické hmoty odumřelých kořínků. Odnímá vodu, uvolňuje organické látky do půdy, po odumření zanechává v půdě kanálky. Agregiční účinek kořenových systémů **trvalých i dočasných travních porostů** je výrazně vyšší než v případě kořenových systémů jednoletých polních plodin.
- **Působení mikroorganismů.** Rozkládají organické látky a vytvářejí a uvolňují nové včetně organických koloidů. Meziprodukty rozkladu a syntézy půdní organické hmoty jsou tvořeny převážně **polysacharidy**. Ty se podílí na tvorbě mikroagregátů, ale jejich působení je krátkodobé, zpravidla kratší než 2 měsíce. Z mikroorganismů vykazují největší vliv na agregaci a stabilitu struktury **houby**. Jejich hyfy působí jako síť držící mikroagregáty pohromadě. **Houby a bakterie také produkují mikrobiální slizy** usnadňující agregaci.
- **Působení živočichů** spočívá v přemísťování částic půdy, obohacování o exkrementy a v budování chodbiček. Na agregaci mají největší vliv **bezobratlí**, především **dešťovky**. Jejich exkrementy jsou obohaceny o organickou hmotu a výměnné bazické kationty, především Ca^{2+} . Vyznačují se vyšší stabilitou a vyšší pórovitostí.

Chemické faktory:

- **Vazby mezi půdními koloidy** napomáhají tvorbě mikro a makroagregátů.
- **Přítomnost vícemocných kationtů (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} aj.)** vede ke koagulaci (shlukování) půdních koloidů.

Fyzikální faktory:

- **Změny vlhkosti půdy.** Zvlhčování způsobuje bobtnání půdní hmoty, vysychání způsobuje smršťování, jehož důsledkem je vzájemné přiblížení a paralelní orientace jílových minerálů (sekundárních alumosilikátů). Tím je usnadněna jejich koagulace.
- **Mrazové efekty.** Několikanásobné opakování cyklu mrznutí-tání zvyšuje stabilitu struktury stimulováním koagulace půdních koloidů.

6.2.2 Klasifikace půdní struktury

Hodnocení podle stupně vývoje struktury:

- **Bez zřetelné struktury:** Nejsou patrné žádné pravidelné strukturní tvary, ani ve svislém pruhu zvýrazňujícím strukturu v půdním profilu. V rámci uvedeného stupně vývoje struktury se může jednat např. v půdním typu glej o **slitý stav půdní hmoty**, kdy jsou jednotlivé půdní částice stmeleny v souvislou masu nebo v písčítých půdách o **elementární stav půdní hmoty**, kdy jednotlivé půdní částice nejsou spojeny v agregáty.
- **Slabě vyvinutá:** Patrná jen při umělém, násilném oddělení agregátů; ve svislém pruhu zvýrazňujícím strukturu se nachází méně než 50 % agregátů.
- **Středně vyvinutá:** Agregáty se oddělují při úderu o lopatku; ve svislém pruhu převažují pravidelné tvary agregátů.
- **Výrazně vyvinutá:** Velmi výrazná i bez umělého oddělování, patrná již po zarovnání čela sondy rýčem.

Hodnocení struktury podle tvaru, vývinu hran a velikosti agregátů:

Podle tvaru a velikosti agregátů lze strukturu dělit na agregáty rovnoměrně vyvinuté ve směru tří os vytvářející strukturu **kulovitou** se zaoblenými shluky a **polyedrickou** (ostrohranné agregáty v těsném uspořádání). Agregáty vertikálně protažené tvoří strukturu **hranolovitou** s rozdělením na agregáty bez zaoblení (ostrohranné) struktura **prizmatická** a se zaoblením svrchní části **sloupkovitou** strukturu. Agregáty vodorovně protažené (zploštělé) tvoří strukturu **deskovitou**. Podrobnější hodnocení je uvedeno v následující tabulce.

Tabulka 14 Hodnocení struktury dle tvaru a rozměru agregátů. (zdroj: vlastní)

Strukturní elementy vyvinuty stejně ve 3 směrech:		Strukturní elementy vertikálně protažené:		Strukturní elementy horizontálně protažené:
I. Kulovitá	II. Polyedrická	III. Hranolovitá		IV. Deskovitá
<i>Plochy a hrany vyvinuty nezřetelně</i>	<i>Plochy a hrany vyvinuty zřetelně (výrazně)</i>	<i>Bez zaoblení ve svrchní části – PRIZMATICKÁ</i>	<i>Se zaoblenou svrchní částí – SLOUPKOVITÁ</i>	
Hrudovitá >50 mm Hrudkovitá 50–10 mm Drobtová 10–5 mm Jemně drobtová 5–1 mm	Hrubě polyedrická >20 mm Polyedrická (středně) 20–10 mm Drobně polyedrická <10 mm	Hrubě prizmatická >50 mm Prizmatická (středně) 50–20 mm Drobně prizmatická <20 mm v příčném průměru	Hrubě sloupkovitá >50 mm Sloupkovitá (středně) 50–20 mm Drobně sloupkovitá <20 mm v příčném průměru	Hrubě deskovitá >10 mm Deskovitá 10–5 mm Destičkovitá 5–2 mm Lístkovitá < 2 mm tloušťky
<i>Plochy a hrany patrné, ale ne výrazné</i>				
Zrnitá 10–5 mm Jemně zrnitá 5–1 mm				

Dobrá struktura půdy se stabilními drobtovými agregáty (o průměru 1–10 mm) je podstatným znakem tzv. zralosti půdy, představující optimální stav fyzikálních a tím také biologických vlastností půdy. Strukturní ornice je celkově kyprá, snadno obdělávatelná, s vhodným poměrem kapilárních a nekapilárních pórů, s dobrým zasakováním srážkové vody, s malým neproduktivním výparem. Strukturní ornice vykazují přiměřenou a vyrovnanou biologickou aktivitu s rovnováhou mezi humifikací a mineralizací, s vyrovnaným vodním, vzdušným, tepelným a živinným režimem.

Ornice s narušenou půdní strukturou jsou ulehlé, těžko obdělávatelné, mají extrémní převahu kapilárních pórů se špatným zasakováním srážkové vody a silným povrchovým odtokem. Půdy jsou málo provzdušeny a velká vzlínavost způsobuje vysoké ztráty vody z povrchu půdy. Tyto půdy vykazují omezenou biologickou aktivitu při převaze anaerobiózy, což podmiňuje redukční pochody a vznik toxických látek. Nepříznivý je také vodní, vzdušný a tepelný režim (studené půdy) a v důsledku toho také kolísavé výnosy plodin.

6.2.3 Rozrušování půdní struktury

Mechanické:

- **Dešťové kapky** dopadají na agregáty povrchu půdy a mechanicky je rozrušují.
- **Náhlé zvlhčení vyprahlých agregátů** povrchu půdy způsobuje jejich rozpad.
- **Pojížděním strojů** a každým kultivačním zásahem se rozrušují agregáty povrchové vrstvy půdy. Mechanizmy s vysokými hodnotami měrného tlaku na půdu způsobují za vyšších vlhkostí rozrušování půdní struktury a tím **zhutnění půd až do hloubky 60 cm**.

Chemické: Hnojením minerálními hnojivy s vysokým obsahem jednomocných kationtů Na⁺ a K⁺ se snižuje koagulace půdních koloidů a tím i stabilita půdní struktury.

6.2.4 Zlepšení (nebo stabilizace) půdní struktury

Dodržování osevních postupů. Realizace osevních postupů s pěstováním víceletých píceň (jetel, vojtěška). Osevní postupy s pravidelným hnojením organickými hnojivy, nejlépe chlévským hnojem. Kultivaci půdy uskutečňovat pouze za vhodné vlhkosti, kdy je půda drobivá, vlahá. Omezit počet a rozsah mechanických zásahů do půdy.

6.3 KAPALNÁ FÁZE PŮDY

6.3.1 Názvosloví a základní vlastnosti vody

Voda, sumární vzorcem H_2O , systematický název oxidan, je chemická sloučenina vodíku a kyslíku. Spolu se vzduchem, resp. zemskou atmosférou, tvoří základní podmínky pro existenci života na zemi. Za normální teploty a tlaku je to bezbarvá, čirá kapalina bez zápachu, v silnější vrstvě namodralá. V přírodě se vyskytuje ve třech skupenstvích: v pevném – led a sníh, v kapalném – voda a v plynném – vodní pára.

Systematicky se voda nazývá „oxidan“ (od názvosloví IUPAC 93), vycházející z toho, že se jedná o anorganický jednojaderný hybrid (proto končí na příponu „-an“). IUPAV uvádí ve svých názvoslovných doporučeních i anglický systematický název „dihydrogen oxide“, obdobný český název „oxid vodný“ se v odborné literatuře nepoužívá. I v odborném jazyce se však používalo a používá triviální označení „voda“.

Mimořádné chemické a fyzikální vlastnosti vody jsou důsledkem geometrie její molekuly. Atomy v ní vázané nejsou uspořádány lineárně (v jedné přímce), ale chemické vazby mezi atomy svírají úhel přibližně 105° . Zmíněné nelinearitě molekuly vděčí molekula vody za svoji polaritu. Vlastnosti molekul způsobují dobrou rozpustnost polárních a iontových látek ve vodě, jsou důvodem vysoké elektrické permitivity vody a díky jejich schopnosti zapojovat se do vodíkových vazeb (zvané též *vodíkové můstky*) jsou důvodem i významné hustotní anomálie vody.

Největší hustotu nemá led, ale tekutá voda při $3,95^\circ C$, dalším snižováním teploty se hustota vody opět snižuje, tedy objem jednotkové hmotnosti vody zase zvětšuje. Je to způsobeno polymerizací vodních molekul vodíkovými vazbami a úhlem mezi atomy vodíku – díky tomu může mít molekula v ledu pouze 4 nejbližší sousedy a v krystalové struktuře vznikají prázdné prostory. Tato zvláštnost má např. tyto důsledky: Led se tvoří na povrchu vodních ploch a tím nezmrzlou vodu izoluje, voda tolik nepromrzá do hloubky, přičemž voda o teplotě $3,95^\circ C$ se hromadí na dně vodních ploch. Tato skutečnost je velmi důležitá pro přežití vodních organismů. Tento proces urychluje zvětrávání – voda ve formě ledu zvětšující o 9 % svůj objem „trhá“ horniny a další látky. Zvětšování objemu má význam pro půdní prostředí – při mrznutí dochází k jejímu kypření.

6.3.2 Půdní roztok

Voda v půdě s rozpuštěnými a dispergovanými látkami různého skupenství představuje kapalnou fázi půdy a označuje se jako půdní roztok. Složení půdního roztoku je značně proměnlivé podle kolísání půdní vlhkosti. Je to dáno především půdotvornými podmínkami a faktory, zvětráváním, interakcemi půdní vody s minerálním a organickým podílem půdy, půdním edafonem a vegetací. Nejvýznamnější vlastnosti jsou:

- a) rozpouštění minerálních a organických sloučenin
- b) peptizace minerálních a organických koloidů
- c) sorpce a desorpce látek, výměna iontů s pevnou fází půdy
- d) výměna iontů a molekul s půdními mikroorganismy a s kořínky rostlin.

V půdách humidního klimatu a v půdách hydromorfních převládá v půdním roztoku podíl organický, v půdách semihumidní a semiaridní zóny je organický a minerální podíl přibližně stejný, v půdách aridní zóny převazuje minerální podíl.

Z organických sloučenin jsou v půdním roztoku nejvíce zastoupeny fulvokyseliny, jejich soli, cheláty, bílkoviny, aminokyseliny, aminosacharidy, sacharidy, karbonové a hydroxykarbonové kyseliny, amidy, organické sloučeniny fosforu a další.

Rozpuštěné minerální soli: Ve většině půd se nejvíce vyskytují kationty Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ a NH_4^+ . V zemědělských půdách zpravidla **převládá Ca^{2+}** . Množství Mg^{2+} tvoří 20–50 % obsahu Ca^{2+} . Na^+ , K^+ je výrazně méně než Ca^{2+} a Mg^{2+} . Na^+ **bývá více než K^+** . V hydromorfních půdách se nachází ionty Fe^{2+} a Mn^{2+} . V silně kyselých půdách jsou přítomny kationty Fe^{3+} a Al^{3+} .

Z aniontů se nejvíce vyskytují NO_3^- , HCO_3^- , Cl^- a SO_4^{2-} . Obsah NO_3^- v půdním roztoku závisí na nitrifikaci a v orných půdách na intenzitě hnojení. Na jeho obsah výrazně působí resorpce kořeny rostlin a mikroorganismy, a také charakter vodního režimu. Část může být vyluhována do podzemních vod. Obsah HCO_3^- závisí na intenzitě dýchacích procesů v půdě a na intenzitě oxidace organické hmoty, kdy dochází k uvolnění značného množství CO_2 . Jeho vysoký obsah je vždy v půdách obsahujících CaCO_3 . V půdním roztoku mohou být také anionty NO_2^- , CO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , H_2PO_4^- a HPO_4^{2-} i jiné.

Rozpuštěné plyny: Při teplotách kolem 15 °C se ve vodě rozpouští přibližně 1 % objemu CO_2 z půdního vzduchu. Rozpustnost O_2 je 30krát nižší a N_2 60krát nižší. Proto je v půdním roztoku výrazně vyšší podíl rozpuštěného O_2 a CO_2 **při srovnání se složením půdního vzduchu**.

6.3.3 Vlhkost půdy

Voda se v půdě vyskytuje od prakticky zanedbatelného množství v suché půdě až po úplné zaplnění všech půdních pórů v mokré půdě, tj. při hodnotě plné vodní kapacity. Poměr množství vody k pevné fázi půdy je vyjádřen hodnotami hmotnostní nebo objemové vlhkosti.

Momentní vlhkost půdy, tj. její obsah v daném okamžiku je základní kvantitativní charakteristikou vztahu půdy a vody. Je dána poměrem hmotnosti nebo objemu půdní vody k hmotnosti nebo objemu vysušené půdy.

Hmotnostní vlhkost půdy se zpravidla zjišťuje u porušeného vzorku půdy a je dána vztahem

$$w = \frac{m_w}{m_z} \cdot 100 \text{ [% hm.]},$$

kde:

m_w = hmotnost vody ve vzorku – zjistí se z rozdílu hmotnosti vlhkého a vysušeného vzorku (porušeného, tj. neznámého objemu),

m_z = hmotnost vysušeného vzorku.

Objemová vlhkost půdy se zjišťuje u neporušeného vzorku půdy a vypočítá se podle vztahu:

$$\Theta = \frac{V_w}{V_s} \cdot 100 \text{ [% obj.]},$$

kde:

V_w = objem vody v půdním vzorku za předpokladu, že hustota vody je $1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (zjistí se z rozdílu hmotnosti vlhkého a vysušeného vzorku známého objemu)

V_s = objem neporušeného vzorku (zpravidla 100 cm^3)

Mezi hodnotami vlhkosti hmotnostní a objemové platí vztah:

$$\Theta = w \cdot \rho_d,$$

kde:

ρ_d = objemová hmotnost suché půdy.

Pro některé účely je vhodné vyjádření obsahu vody v půdě ve vztahu k celkové půdní pórovitosti (P) hodnotou **relativní vlhkosti půdy** podle vztahu:

$$W_{\text{rel}} = \frac{\Theta}{P} \cdot 100 [\% \text{ rel.}].$$

Tato hodnota udává, do jaké míry jsou póry v půdě vyplněny vodou.

Zásobní vlhkost půdy Θ_z je obsah vody v půdě vyjádřený přepočtem na výšku vodního sloupce v mm. Základem pro její výpočet je objemová vlhkost.

$$\Theta_z = \Theta \cdot h \text{ (mm)}$$

kde:

h = mocnost půdní vrstvy v dm.

Zásoba vody (mm) ve vrstvě půdy o mocnosti 1 dm se číselně rovná objemové vlhkosti (% obj.) této vrstvy. Srážka 1 mm představuje 1 litr vody na 1 m² povrchu půdy (tj. na 1 ha 10 m³) a po jejím zasáknutí do půdy se zvýší půdní vlhkost ve vrstvě 1 dm o 1 % obj. Zásobní vlhkost se používá pro porovnání vlhkosti půdy se srážkami, závlahou nebo výparem, zvláště při bilancování vody v krajině.

6.3.4 Určení momentní vlhkosti při popisu půdního profilu

Při určení vlhkosti v terénu se tato projevuje konzistencí, barvou horizontu a pocitem, který zeminy vyvolávají při dotyku. Na tomto podkladě je založeno označování vlhkosti zemin:

- **vyprahlá** – bez veškerých známek vlhkosti; těžší vzorky jsou v tomto stavu velmi tuhé, agregáty dále nedrobitelné, ztvrdlé; v plně rozdrobeném stavu práší; písčité vzorky jsou sypké a rozpadavé; při navlhčení vyprahlého horizontu silně tmavne barva,
- **suchá** – nevyvolává pocit chladu; těžší vzorky, jsou netvárlivé, hroudy jsou pevné, agregáty se těžko drtí; u písčitých vzorků pozorujeme slabou soudržnost, lehce se rozsypají, tlakem mezi prsty se nespojují, nýbrž rozpadají; při navlhčení suchého horizontu tmavne barva,
- **vlahá** – při zmáčknutí nepouští vodu, v ruce vyvolává pocit chladu, ale ruku neovlhčuje; těžší vzorky se tlakem drobí, nemažou se, ani nelepí; písčité vzorky jsou soudržné, avšak neplastické, při navlhčení vlahého horizontu se barva nemění,
- **vlhká** – při zmáčknutí v ruce ovlhčuje dlaň nebo pouští vodu po kapkách, těžší vzorky se mažou, avšak nekašovatí; zrnitostně lehké vzorky jsou v ruce formovatelné, zmokří prsty, povrch se začíná lesknout od vody,
- **mokrá** – vodou přesycená, při vyjmutí vzorku voda odkapává, horizont kašovatí, bředne.

6.3.5 Metody měření půdní vlhkosti

Vlhkost půdy je možné zjišťovat metodou přímou, při které se zjišťuje skutečné množství vody v půdě a metodami nepřímými, kdy se půdní vlhkost odvozuje zpravidla z vlastností objektů (čidel) umístěných v půdě, které jsou ovlivňovány půdní vlhkostí.

Pokud se pro stanovení půdní vlhkosti musí odebrat půdní vzorek, jedná se o metodu destruktivní. Při měření půdní vlhkosti bez narušení celistvosti půdního profilu jde o metodu nedestruktivní.

Přímou metodou je metoda vážková (gravimetrická) spočívající ve stanovení půdní vlhkosti vážením vlhkého a vysušeného půdního vzorku. Přesnost gravimetrické metody závisí na přesnosti vážení a definování pojmu vysušený stav půdy. Dosažení tohoto stavu není jednoduché zvláště u půd s vyšším obsahem organických látek. Pro minerální půdy s malým obsahem humusu se vysušuje půdní vzorek při teplotě 105 °C do konstantní hmotnosti.

Nepřímé metody stanovení vlhkosti půdy používají různých čidel zabudovaných do půdního prostředí, která jsou ve vlhkostní rovnováze s půdou. Jsou to např. následující metody:

Neutronová sonda (neutron probe)

Při interakci rychlých neutronů s jádry atomů malých atomových hmot dochází ke zpomalování těchto rychlých neutronů (termalizaci neutronů). Nejsilnějším moderátorem jsou atomy vodíku. Moderační účinnost půdy závisí především na obsahu vody. Zpomalené neutrony vytvářejí „oblak“ kolem zdroje zhruba kulového tvaru. Čím je větší vlhkost půdy, tím dříve se rychlý neutron zpomalí a poloměr koule termalizovaných neutronů je malý, naopak u suché půdy je poloměr velký. Část termalizovaných neutronů se vrací zpět k sondě, kde se počítají detektorem.

Výhody: Stálost a přesnost, jedna sonda umožňuje měřit v různých hloubkách, měření půdní vlhkosti v přibližně kulovém tvaru o poloměru 10–40 cm, výsledek není ovlivněn salinitou půdy, stabilní kalibrace pro danou půdu.

Nevýhody: Bezpečnostní riziko, sondu mohou obsluhovat jenom speciálně vyškolení pracovníci, je zapotřebí kalibrace pro každou půdu, poměrně velký, těžkopádný přístroj, nemožnost kontinuálního měření, měření v blízkosti povrchu půdy (cca 20 cm) jsou zkreslená, vysoké pořizovací náklady, dosah měření závisí na půdní vlhkosti.



Obrázek 21 Kapacitní sonda pro měření vlhkosti půdy (zdroj web Ekotechnika).



Obrázek 22 TDR sonda pro měření vlhkosti půdy (zdroj web Ekotechnika).

Kapacitní metoda

Umístíme-li vlhkou půdu do slabého proměnného elektrického pole, můžeme ji charakterizovat relativní permitivitou ϵ . Jako relativní permitivita (dříve dielektrická konstanta) se označuje podíl permitivity daného materiálu a permitivity vakua. Relativní permitivita je látková konstanta, která vyjadřuje, kolikrát se zvětší kapacita kondenzátoru, umístí-li se mezi elektrody dielektrikum. Její hodnota závisí na vlastnostech daného materiálu -jde tedy o materiálovou konstantu. Relativní permitivita je bezrozměrná veličina. Vzhledem k tomu, že ϵ tuhé fáze (částec zeminy) má řádovou hodnotu jednotek, ϵ vzduchu je cca 1 a ϵ vody kolem 81, bude množství vody v půdě ovlivňovat značně výslednou hodnotu ϵ vlhké půdy. Kapacita kondenzátoru

(v našem případě půdy) umístěné mezi dvěma elektrodami tedy závisí především na její vlhkosti. Kapacitní sondy se skládají ze dvou anebo více elektrod většinou válcového tvaru, popřípadě i tyčí, umístěných přímo v půdě anebo v pažnici. Vyžadují obvykle kalibraci pro danou půdu.

Výhody: Po kalibraci na danou půdu poměrně vysoká přesnost, variabilita prostorového uspořádání elektrod, umožňuje měřit současně ve více hloubkách, vhodné i do zasolenějších půd, možnost trvalého monitorování anebo řízení závlahy. Nižší pořizovací náklady než TDR.

Nevýhody: Malý objem měřené zeminy, vyžaduje dokonalý kontakt mezi zeminou a snímačem, popřípadě pažnicí, vyšší citlivost na teplotu, obsah jílových částic, vzdušné kapsy než TDR, vyžaduje kalibraci pro danou půdu.

TDR (Time Domain Reflectometry) –metoda pulsní reflektometrie

Metoda TDR, která byla původně vyvinuta k detekci a lokalizaci poruch kabelů, je od konce sedmdesátých let minulého století používána k měření půdní vlhkosti v polních podmínkách. Princip metody spočívá v určení permitivity prostředí pomocí měření rychlosti šíření vysokofrekvenčního elektromagnetického impulsu. Zjištěná permitivita je přepočítána na půdní vlhkost pomocí empiricky stanovených vzorců. Tyto vztahy jsou nejpřesnější pro písčité půdy, se vzrůstajícím podílem jílnatých částic přesnost klesá. Hloubkový dosah metody je totožný s délkou použitých elektrod. Elektronika snímače produkuje vysokofrekvenční pulsy elektromagnetického vlnění (0,02–3 GHz), které se šíří podél dvou až tří zářičů, na jejich konci se částečně odráží zpět.

Výhody: Vysoká přesnost, většinou nevyžaduje kalibraci pro danou půdu, minimální narušení půdy při instalaci, možnost ambulantních měření, nižší citlivost na běžné zasolení, umožňuje současně měřit i elektrickou vodivost půdy.

Nevýhody: Vyšší pořizovací cena, omezené možnosti použití v silně zasolených půdách a v půdách s vysokou el. vodivostí, nižší měřený objem půdy, cca o poloměru 3–4 cm podél elektrod.

TDT (Time Domain Transmission)

Obdobná metoda jako TDR, rozdíl je v tom, že vlna se neodráží na konci zářiče zpět, ale po vyslání pulsu je na tomto konci přijata a zjištěn fázový posun. Proto nemůžou mít snímače využívající této metody hrotovité elektrody.

Výhody: Poměrně vysoká přesnost při použití kalibrace pro danou půdu, velký objem měřené zeminy (20–25 dm³), může být připojen k různým registračním a řídicím jednotkám, nízká cena.

Nevýhody: Porušení přirozeného půdního profilu při instalaci, vyžaduje kalibraci pro danou půdu, citlivost na zasolení >3 dS·m⁻¹, je vhodné pouze pro trvalé sledování.

Dálkové snímání (dálkový průzkum Země)

Představuje nekontaktní metodu, která využívá odezvy v částech elektromagnetického spektra. Senzory mohou být instalovány na věžích, v letadlech a v satelitech. Ačkoliv pro měření vlhkosti půdy může být použit celý rozsah elektromagnetického spektra, pouze v rozsahu mikrovln můžeme uskutečnit souvislé měření. Mikrovlnné senzory vhodné pro měření vlhkosti půdy mohou „vidět“ skrz mraky a většinu vegetace. Mikrovlnný signál pochází z hloubky povrchové vrstvy půdy. Čím nižší je použitá frekvence, tím hlubší je hloubka. Existují však omezení týkající se frekvencí, které lze použít, které tuto hloubku omezují na přibližně 5 cm.

Snímání může být aktivní nebo pasivní. Při aktivním radary nebo jiné aktivní zdroje vysílají mikrovlnný signál, který reaguje s povrchem Země (půdou a vegetací). Část tohoto signálu je odražena zpět k sensorům. Odpověď závisí mimo jiné na dielektrických vlastnostech půdy. Jak bylo zmíněno výše, ty (např. relativní permitivita ϵ) úzce souvisí s obsahem vody. Pasivní metody měří přirozené emise (záření) při těchto frekvencích. Tato emise se nazývá teplota jasů (the brightness temperature) a záleží na fyzické teplotě a emisivitě. Emisivita je funkcí relativní permitivity ϵ a tím i obsahu půdní vody.

Výhody: Umožňuje lokální, regionální i globální mapování a prostorové průměrování.

Nevýhody: Nízké prostorové rozlišení, informace pouze o povrchu půdy.

6.3.6 Energetika půdní vody

6.3.6.1 Potenciál půdní vody (vodní potenciál)

Na vodu v půdě působí různé síly v souhrnu označované jako **matriční**. Jsou podmíněny zvláštnostmi pórovitého prostředí půdy, tj. v podstatě **přitažlivými silami** mezi vodou a pevnými půdními částicemi (van der Waalovy síly, vodíkové můstky, elektrostatické síly nabitého povrchu koloidů, kapilární meniskové síly aj.). Patří k nim i síly podmíněné volnými ionty v půdní vodě, hydrostatický tlak a tlak vzduchu atmosférického a uzavřeného v půdních pórech. Na vodu působí také síla tíže, její pohyb je omezován vnitřním třením půdního roztoku.

Dynamika půdní vody je určována jejím energetickým stavem označovaným jako vodní potenciál. **Potenciál (vodní potenciál) představuje práci potřebnou k přemístění jednotky vody z daného bodu silového pole do jiného vně ležícího bodu.** Voda se pohybuje z místa vyššího potenciálu (vlhká půda) do místa s nižším potenciálem (suchá půda), rovnováha předpokládá vyrovnaný potenciál na všech místech.

Rovnovážný stav je podmíněn nulovou hodnotou hnací síly, tedy potenciály ve všech bodech systému jsou si rovny, gradient potenciálu je rovný nule. Voda v půdě neproudí a vlhkost se v čase nemění. V případě přítomnosti hladiny podzemní vody v půdě dochází ke vztlínání vody a sycení půdního profilu tak, že vlhkost půdy se s výškou zmenšuje. Voda je přitahována půdou a tento jev může být považován za práci, kterou půda vykonala na vodu. Hladinu podzemní vody možno považovat za referenční hladinu s nulovým potenciálem. Voda v určité výšce nad touto hladinou má záporné množství energie, protože do této vody byla vložena práce. Potenciál půdní vody je přímo úměrně závislý na výšce nad hladinou volné vody. Energie jakou půda poutá vodu, se musí vztahovat na jednotku vody. Podle volby této jednotky vody vychází rozměr potenciálu.

Energie na jednotkovou hmotnost – jednotkou je $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$, tedy $[\text{L}^2\text{T}^{-2}]$

Energie na jednotkový objem – poněvadž je voda prakticky nestlačitelná kapalina a její hustota je prakticky nezávislá na potenciálu je možné v definici nahradit hmotnost objemem. V případě vyschlé půdy je převod z první definice nepřesný. Po dosazení se obdrží rozměr tlaku $[\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}]$, jako jednotka se užívá $\text{Pa} = \text{N}\cdot\text{m}^{-2}$.

Energie na jednotkovou tíhu – na základě vztahů z hydrostatiky je snadný převod tlakových jednotek p na hydraulické výšky h při použití měrné tíhy, $p = \rho_w \times g \times h$. Předpokládá se konstantní hodnota měrné tíhy vody. Po dosazení vychází rozměr délky $[\text{L}]$ a užívá se jako jednotka **cm**. Pro symbol h se používá termín **tlaková výška**.

Celkový vodní potenciál je tvořen algebraickým součtem dílčích potenciálů. Jeho základní jednotkou je $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$.

$$\Phi = \phi_g + \phi_o + \phi_w + \phi_a + \phi_e .$$

Při čemž znamená:

- ϕ_g gravitační potenciál,
- ϕ_o osmotický potenciál,
- ϕ_w vlhkostní potenciál,
- ϕ_a pneumatický potenciál,
- ϕ_e zátěžový potenciál.

Gravitační potenciál. Gravitační síla působí na půdní vodu stejně jako na každé těleso. Gravitační potenciál půdní vody lze vyjádřit matematicky: $\phi_g = g \cdot h$, kde g je tíhové zrychlení a h je výška půdní vody nad referenční hladinou (v půdním profilu se volí referenční hladina zpravidla na hladině podzemní vody). Gravitační potenciál nabývá nad hladinou podzemní vody vždy kladných hodnot.

Osmotický potenciál půdního roztoku je dán rozpuštěním 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.

Vlhkostní (matriční) 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 snižuje, a proto je vlhkostní potenciál vody vždy negativní. Vlhkostní potenciál přímo ovlivňuje zadržování vody v půdě i pohyb půdní vody.

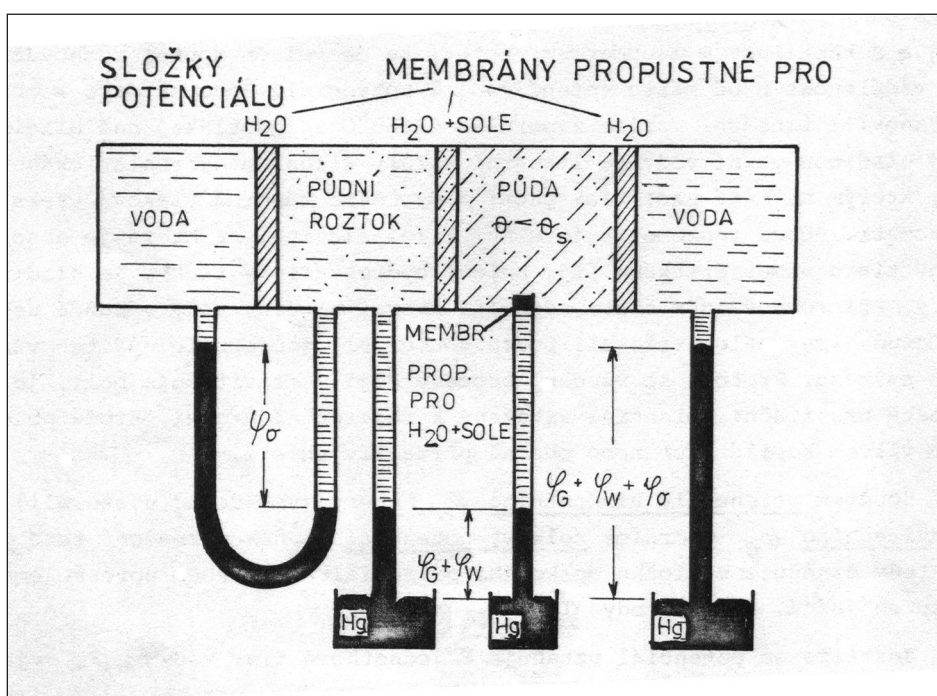
Pneumatický potenciál je způsoben vnějším tlakem plynů, avšak jeho velikost je obvykle v polních podmínkách zanedbatelná.

Zátěžový potenciál vzniká, když se půda zatíží a deformuje. Tím dochází k vytlačování vody z půdních pórů. Protože srovnávací úroveň je atmosférický tlak, při existenci takového zatížení je hodnota zátěžového potenciálu kladná.

Součtem vlhkostního, zátěžového a pneumatického potenciálu je **potenciál tlakový** ϕ_p nebo také **tenzometrický**, neboť se měří tenzometrem:

$$\phi_p = \phi_w + \phi_a + \phi_e$$

Tenzometr je trubice s tlakoměrem a porézním zakončením, které se zapraví do půdy. Měří se podtlak (sací tlak), kterým půda přes toto porézní zakončení odsává z trubice vodu.



Obrázek 23 Schématické znázornění dílčích potenciálů půdní vody, (Jandák a kol. 2010).

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 v půdě poutají.** Tyto síly sestávají z vlhkostního a osmotického potenciálu a jsou ovlivněny strukturou a kvalitou povrchu půdních částic, tedy zrnitostním složením (texturou) půdy. Jílovitá půda zadržuje při stejné hodnotě vodního potenciálu mnohem více vody než půda hlinitá, a ta více než

půda písčité. Rovněž platí, že při stejné vlhkosti (obsahu vody v půdě) je voda v jílovité půdě poutána daleko silněji než voda v hlinité půdě, či dokonce písčité půdě.

6.3.6.2 Energetické kategorie půdní vody

Při **klasifikaci půdní vody z fyzikálního hlediska** je nutno vycházet z energetických vztahů a vyčlenit odpovídající **energetické kategorie**.

Vzhledem k převaze sil adsorpčních, kapilárních a gravitačních rozděluje se voda do obdobných kategorií.

Adsorpční voda zahrnuje molekuly vody poutané k povrchu pevných částic adsorpčními a osmotickými silami. Kolem půdních částic tak vzniká orientovaná polymolekulární vrstva dipólů adsorpční vody s odlišnou hustotou, s nižší rozpouštěcí schopností, pohybující se ve skupenství páry. Adsorpce může probíhat buď hygroskopicky (poutání molekul vodní páry) nebo hydrofobicky (poutání kapalné vody). Adsorpční voda je v půdě silně poutána, má potenciál nižší než -3100 kPa (-31 bar) a je pro rostliny nedostupná.

Hygroskopická voda zahrnující vodu adsorpční a kapilárně kondenzovanou představuje přechod k vodě kapilární.

Kapilární voda je dána intervalem vlhkosti podmíněným výrazně převládajícími kapilárními silami. Jsou to síly vznikající při vytváření menisků spojeného s adhezními silami mezi vodou a povrchem pevných částic (smáčení) a kohezních sil mezi molekulami vody. Rozeznáváme kapilární vodu vztlínající (pohyb vzhůru proti gravitaci) a kapilární vodu zavěšenou (např. půdní voda ve svrchní půdní vrstvě po dešti nebo závlaze). Kapilární voda má potenciál -10 až -3100 kPa ($-0,1$ až -31 bar), je přijímána rostlinami i mikroorganizmy.

Na **gravitační vodu** působí převážně síla zemské tíže a její pohyb gravitačními póry je půdním prostředím ovlivněn většinou nepatrně. Gravitační voda má potenciál vyšší než -10 kPa ($-0,1$ bar), není většinou využívána rostlinami, protože je v půdě přítomna jen po krátké období po silných deštích či intenzivní závlaze.

6.3.6.3 Půdní hydrolimity

Půdní hydrolimity vypovídají o pohyblivosti půdní vody a dostupnosti pro rostliny. Půdní hydrolimity je možno rozdělit na **základní** (vztahují se k objektivně existujícím půdním vláhovým charakteristikám a tvoří tak rozmezí energetických kategorií půdní vody) a **aplikované** (jsou vztaženy k optimálnímu využití půdní vody rostlinami).

K základním hydrolimitům řadíme ty, které tvoří rozhraní mezi energetickými kategoriemi půdní vody a mezi kategoriemi těžce pohyblivá a lehce pohyblivá kapilární voda. Jsou to hydrolimity retenční vodní kapacita, lentokapilární bod a adsorpční vodní kapacita.

Retenční vodní kapacita Θ_{RVK} : leží na rozhraní energetické kategorie vody kapilární a gravitační. Je to maximální množství vody, které je půda schopna trvaleji zadržet vlastními silami v téměř rovnovážném stavu po nadměrném zavlažení. Je obvykle stanovována v laboratoři metodou dle Drbala.

Lentokapilární bod (vlhkost přerušeni kapilární spojitosti) Θ_{LB} : vyjadřuje stav půdní vlhkosti ležící na rozhraní energetických kategorií těžce pohyblivé a lehce pohyblivé kapilární vody. Dochází k přerušeni souvislosti kapilární vody, vznikají prstence na styku půdních částic a voda zůstává v nejjemnějších kapilárách. Snižuje se podstatně pohyblivost půdní vody a tím i přítok vody ke kořínkům rostlin. Potenciál $-1,23$ až $-3,1$ bar. Vlhkost je zhruba v jedné třetině mezi polní kapacitou a bodem vadnutí. Pro stanovení tohoto hydrolimitu není zatím vypracována použitelná přímá metoda.

Adsorpční vodní kapacita Θ_{AV} : je množství vody poutané adsorpčními silami. Je to hydrolimit ležící na rozhraní kategorie sil adsorpčních a kapilárních. Přesná metoda pro stanovení není vypracována.

K aplikovaným půdním hydrolimitům patří:

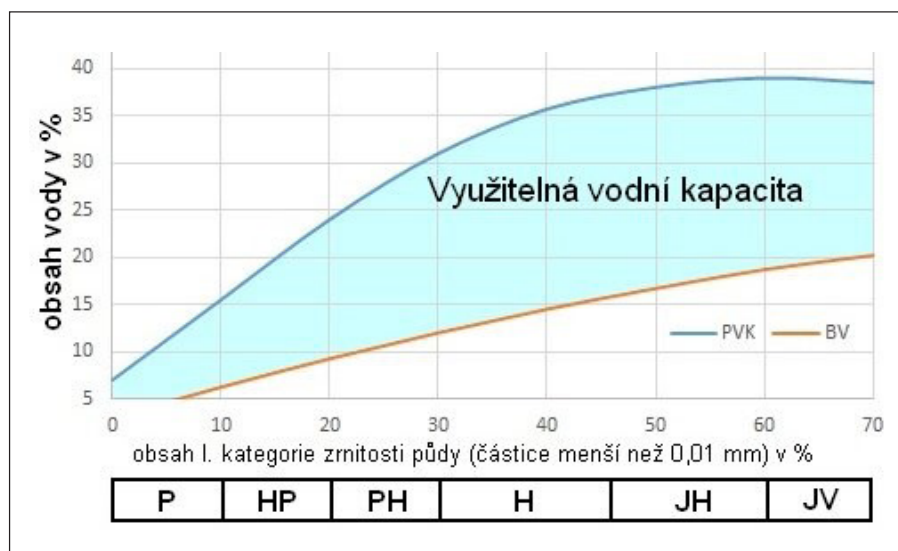
Plná vodní kapacita (nasáklivost půdy) Θ_S : je to hodnota půdní vlhkosti při úplném nasycení všech půdních pórů vodou. Prakticky ji můžeme považovat za rovnou půdní pórovitosti. K odlišnostem dochází v případech, kdy nastanou objemové změny v půdě, případně půdní vzduch uzavřený v pórech sníží hodnotu Θ_S . Potenciál je roven 0.

Polní vodní kapacita Θ_{PK} : je půdní vlhkost, kterou je půda v přirozeném strukturním uložení schopna udržet po delší dobu po úplném umělém nasycení vodou infiltrací, při čemž je po tuto dobu eliminována evapotranspirace. Z půdního profilu odtéká pouze voda gravitační. Tento půdní hydrolimit je nutné stanovit metodikou daným postupem v polních podmínkách. Hydrolimit Θ_{PK} se prakticky shoduje s hydrolimitem retenční vodní kapacita Θ_{RVK} , liší se metodou svého stanovení.

Maximální kapilární vodní kapacita Θ_{MKK} : je půdní hydrolimit stanovující hodnotu maximálního nasycení kapilárních půdních pórů. Jeho stanovení je dáno laboratorní metodou dle Nováka. Stav půdní vlhkosti při Θ_{MKK} se blíží hodnotám půdní vlhkosti při Θ_{RVK} a Θ_{PK} . Tento hydrolimit se dříve používal jako míra schopnosti půdy zadržovat vodu pro potřeby rostlin.

Bod trvalého vadnutí Θ_v : je vlhkost půdy, kdy jsou rostliny trvale nedostatečně zásobeny půdní vodou a vadnou. Potenciál -1500 kPa (-15 bar).

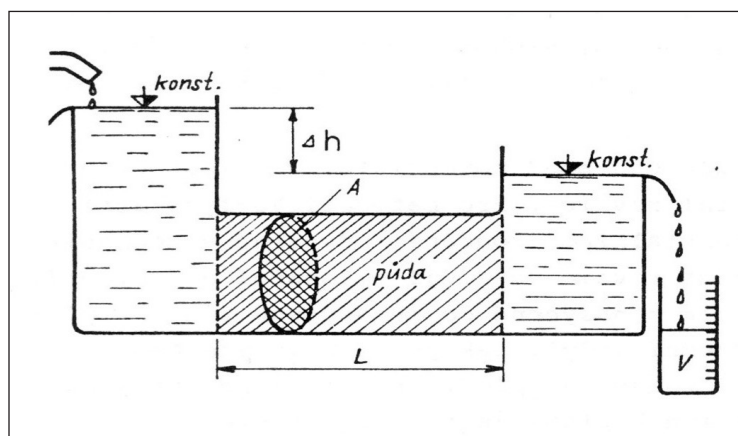
Z biologického hlediska je obsah vody vyšší než polní vodní kapacita (retenční vodní kapacita) přebytečný a škodlivý. Obsah vody mezi polní vodní kapacitou a bodem trvalého vadnutí je voda přístupná pro rostliny, rozdíl mezi těmito hydrolimity představuje tzv. využitelnou vodní kapacitu. Obsah vody nižší než bod trvalého vadnutí představuje vodu pro většinu rostlin nepřístupnou. Optimální obsah vody v půdě pro většinu rostlin odpovídá potenciálu -10 až -100 kPa (-0,1 až -1 bar), vlhkosti blízké se polní vodní kapacitě.



Obrázek 24 Vliv zrnitostního složení na využitelnou vodní kapacitu půdy (BV - bod vadnutí, PVK - polní vodní kapacita), zkratky P, HP atd. odpovídají zkratkám půdních druhů dle Nováka.

6.3.7 Pohyb vody v půdě

Půdy a zeminy jsou nejrozšířenějšími kapilárně pórovitými látkami, přes které probíhá přenos tekutin a látek v nich rozpuštěných. Jestliže jsou všechny póry naplněné vodou, hovoříme o proudění ve vodou nasyceném pórovitém prostředí – nasycené proudění, na rozdíl od nenasyčeného proudění, které probíhá tehdy, je-li pouze část objemu pórů zaplněna vodou a zbytek vyplňuje plynná fáze vzduch. V pórech půdy ve většině případů neproudí chemicky čistá voda a také teplota v oblasti proudění se mění. Za běžných podmínek je však koncentrace proudícího roztoku malá a výrazně neovlivňuje proudění vody. Ani změny teploty v oblasti proudění podstatně neovlivňují fyzikální vlastnosti vody. Budeme proto předpokládat, že voda v půdě proudí v izotermických podmínkách a že půdní prostředí je homogenní.



Obrázek 25 Stacionární nasycené proudění sloupcem půdy o průřezové ploše A kolmé na směr proudění. (Kutílek 1966).

Schéma znázorněné na obrázku 26 představuje objem půdy ve vodorovné trubici o průřezové ploše A a délce sloupce L. Úroveň horní a dolní hladiny je kontrolována přepadem, proudění je tedy **stacionární**. Rozdíl hladin je označen δH .

Rychlost proudění vody v přes pórovité prostředí s plochou příčného řezu A kolmou na směr proudění můžeme vyjádřit rovnicí:

$$v = \frac{V}{A \cdot t},$$

kde:

t = čas, za který proteče objem vody V půdou s plochou příčného řezu A.

Takto určovaná rychlost se nazývá makroskopickou rychlostí proudění vody v pórech, protože je určena za předpokladu, že voda proudí celou plochou řezu A.

Skutečná rychlost vody v pórech je velmi proměnná v závislosti na geometrických tvarech pórů.

Střední pórová rychlost v_p se počítá z makroskopické rychlosti v a z pórovitosti P :

$$v_p = \frac{v}{P}$$

Rychlost se zvětšuje při vzrůstu rozdílu hladin δH a snižuje při zvětšení délky sloupce půdy L ve směru proudění.

Darcy prokázal lineární závislost, a proto se jím odvozená transportní rovnice nazývá **Darcyho zákon** (ČSN EN ISO 772):

$$v = K_s \cdot \frac{\delta H}{L},$$

kde:

δH je rozdíl hladin před vtokem a po výtoku z půdy, koeficient K_s se nazývá **nasycená hydraulická vodivost** (dříve nesprávně filtrační součinitel). Charakterizuje jak půdní prostředí umožňuje proudění vody.

$\delta H / L$ se nazývá **hydraulický sklon**, značí se I_h .

Tabulka 15 Zatřídění zemin podle nasycené hydraulické vodivosti (zdroj: ČSN 73 68 50)

Zemina podle relativní propustnosti ČSN 73 68 50	Přibližné rozmezí nasycené hydraulické vodivosti [m.s ⁻¹]
Velmi nepropustná	<10 ⁻¹⁰
Nepropustná	10 ⁻⁸ až 10 ⁻¹⁰
Málo propustná	10 ⁻⁶ až 10 ⁻⁸
Propustná	10 ⁻⁴ až 10 ⁻⁶
Velmi propustná	>10 ⁻⁴

Nenasycené proudění

Pro nenasyčené proudění, kdy půda není plně nasycena vodou, platí, kromě výše uvedených závislostí výrazná závislost na vlhkosti půdy. Nenasycená hydraulická vodivost je vždy nižší než nasycená hydraulická vodivost a s poklesem vlhkosti půdy se dále snižuje.

Infiltrace (vsak do půdy) je specifický případ neustáleného proudění v nenasyčeném prostředí

- rozhoduje o využití atmosférických srážek (i závlahy)
- závisí na počáteční vlhkosti
- vlastnostech půdního povrchu (zrnitost, pórovitost, struktura)
- přítomnosti, druhu a zapojení porostu
- hydraulické vodivosti
- výskytu brzdících vrstev v profilu
- době trvání

Parametry infiltrace:

Rychlost infiltrace

$$v = \delta Q / F \delta t, (\text{m.s}^{-1})$$

kde:

δQ = objem infiltrující vody (m³)

F = plocha půdy, přes kterou probíhá infiltrace (m²)

δt = čas (s)

Kumulativní infiltrace

celkové množství vody zasáklé do půdy za určitý čas

$$i = Q / F, (\text{m})$$

6.3.8 Bilance vody a vodní režim půdy

Vodní režim půdy je prostorové a časové uspořádání vody v půdě. Je to souhrn všech jevů vnikání vody do půdy, jejího pohybu a zadržování v půdě a také unikání z půdy. Kvantitativně je charakterizován **bilancí vody v půdě**, která zahrnuje hodnoty počáteční a konečné zásoby vody v půdě a všechny příjmové a výdajové složky vody za určité časové období. Lze ji vyjádřit rovnicí (všechny hodnoty jsou udány v mm):

$$Z_1 + S + P_1 + P_2 = E + T + O_1 + O_2 + Z_2$$

kde:

Z_1 = zásoba vody v půdě na začátku bilancovaného období

S = srážky (všechny formy včetně event. závlahy)

P_1 = povrchový přítok z výše položených poloh

P_2 = podzemní přítok laterální a vertikální (vzlínáním)

E = výpar z povrchu půdy (evaporace)

T = spotřeba vody vegetací (transpirace)

O_1 = povrchový odtok

O_2 = podzemní odtok

Z_2 = zásoba vody v půdě na konci bilancovaného období.

Při využití poznatků o vodním režimu půdy je možné charakterizovat a klasifikovat několik typů tohoto režimu. Rozšířena je klasifikace Rodeho, upravena Kovdou (1973), která uvažuje následující **typy vodního režimu**:

- I. **Režimy s věčným půdním ledem (permafrostní):** Zde jsou rozhodující dlouhodobě nízké teploty, takže určitá podpovrchová vrstva zůstává trvale zmrzlá. U nás nepřichází v úvahu.
- II. **Režimy promyvné a periodicky promyvné (perkolační).**
 - a) **Půdy s promyvným režimem** jsou každoročně intenzivně provlhčovány a probíhá v nich stálá perkolace. Koeficient ovlhčení $S/E > 1$, evapotranspirace (E) je po celý rok menší než infiltrace, která se vztahuje na celou půdně-horninou vrstvu. Tento vodní režim je předpokladem vyluhování půd, ochuzování o živiny a rozpustné organické látky a vytváření ochuzených a obohacených horizontů v půdě, které nacházíme například u půdních typů luvizem a podzol. V České republice se tento režim nachází v horských a vyšších středních polohách.
 - b) **Půdy s periodicky promyvným režimem** jsou charakterizovány tím, že promáčení a perkolace půdně horninné vrstvy nenastává každoročně. Poměr $S/E = 1$. Evapotranspirace je většinou větší než infiltrace, ta se uplatňuje zejména na jaře. Srážkové vody je po většinu roku dostatek, ale během delšího období bez srážek mohou nastat přísušky. Míra promývání a vyluhování půdy je výrazně nižší než u režimu promyvného. Tento vodní režim se na našem území nachází v nižších středních polohách a v části nížin a odpovídají mu půdní typy hnědozem, šedozem a některé subtypy černozemí.
- III. **Režimy nepromyvné (interperkolační)** se vyznačují tím, že každoročně se koloběh vody omezuje jen na půdní profil, do horninné vrstvy infiltrace neproniká. Koeficient ovlhčení $S/E < 1$. Ve spodní části profilu je horizont s trvale nízkou vlhkostí (dispulzivní). V České republice se s tímto vodním režimem setkáváme v nejteplejších nížinách a některých oblastech srážkového stínu, nacházíme zde půdní typy černozem, případně smonice.
- IV. **Režim bažinný (stagnantní)** je typický pro půdy, u kterých zasahuje hladina podzemní vody do půdního profilu, kam vždy dosahuje kapilární pásmo. Půdy jsou nasycené vodou, málo provzdušněné, vytvářejí se anaerobní podmínky. Výsledkem bývá rašelinění a redukce půdních složek, zejména železa. Nacházíme jej v terénních sníženinách v různých klimatických oblastech. Typickými půdními typy jsou glej a organozem.

- V. **Režim výparný (respirační)** se vyznačuje převládajícím vzestupným pohybem vody nad pohybem sestupným, zdrojem jsou allochtonní podzemní vody. Koefficient $S/E < 1$. Půdní profil se provlhuje na jaře srážkami, případně doplňkovým povrchovým ovlhčením a stálým kapilárním vztláním z alochtonní podzemní vody. Tento vodní režim je typický pro aridní oblasti, u nás má jen nepatrné zastoupení.
- VI. **Režim nivní** se nachází v sousedství promyvného nebo periodicky promyvného režimu, kde vysoká hladina podzemní vody omezuje vsakování vody a její pronikání půdním profilem. Vyskytuje se v nivách vodních toků, typickými půdními typy jsou zde fluvizemě a černice.
- VII. **Režim závlahový (irigační)** je podmíněn ovlhčováním doplňkovou závlahovou vodou. Poměr S/E (při zavlažování) je obvykle 1.

Odlišnou klasifikaci **třídění vlhkostního režimu půd používá systém americký a kanadský** (USDA a CSSC), který je možno zařadit do systému ekologických klasifikací vlhkostních režimů:

Akvický – půdní horizonty nasyceny vodou (půdní teplota větší jak $1\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Udický – většinou není půda suchá více jak 90 dní v roce.

Ustický – většinou je půda suchá v profilu nebo jeho části po dobu 90 a více dní.

Xerický – půda je suchá v celém profilu více jak 45 dní následných po letní rovnodennosti. Průměrná roční teplota je nižší jak $22\text{ }^{\circ}\text{C}$. Rozdíl mezi zimní a letní teplotou je menší než $5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Aridický – půda je suchá v celém profilu po více než polovinu (kumulativně) doby, kdy teplota půdy v hloubce 50 cm je $\geq 5\text{ }^{\circ}\text{C}$ a není nikdy vlhká v některé části profilu po dobu delší než 90 následných dní, kdy půdní teplota v hloubce 50 cm dosáhne $8\text{ }^{\circ}\text{C}$

Pozn.: V rámci této klasifikace se jednotlivé vlhkostní režimy dělí na několik subrežimů dle intenzity půdně klimatických situací.

6.4 PLYNNÁ FÁZE PŮDY

Vzduch v půdě tvoří plynnou fázi půdy významnou pro biologické i chemické pochody probíhající v půdě a je jednou z nezbytných podmínek života rostlin. Vyplňuje póry bez vody, proti atmosférickému vzduchu obsahuje zpravidla méně O_2 , více CO_2 a zvýšené množství vodních par. Činností edafonu a kořenů vegetace se spotřebovává kyslík při současné produkci CO_2 . Přesto, že mezi půdou a ovzduším probíhá neustálá výměna plynných složek v závislosti na gradientu parciálních tlaků CO_2 směrem z půdy a O_2 z ovzduší do půdy, nedochází k plynulému vyrovnávání rozdílů. V konkrétních podmínkách se mohou uváděné průměrné hodnoty O_2 a CO_2 značně lišit od skutečných. Závisí to na intenzitě dýchání půdy a na možnosti difúze plynných složek mezi půdním a atmosférickým vzduchem.

Vzdušné poměry v půdě závisí na její schopnosti přijímat, obsahovat a zadržovat vzduch, s pohyblivostí vzduchu v půdě a s výměnou vzduchu mezi půdou a atmosférou.

Půdní vzduch (půdní plyn) je v podstatě atmosférickým vzduchem, který vnikl do půdy, kde se z části pozměnil. Od atmosférického vzduchu se liší především v obsahu kyslíku a oxidu uhličitého.

Obsah **oxidu uhličitého (CO_2)** je v půdním vzduchu přibližně desetkrát vyšší než v atmosférickém vzduchu a pohybuje se v průměru od 0,2 do 0,7%. Obsah 1% se považuje za toxický pro kořeny většiny rostlin (Šály, 1978). Zdrojem CO_2 je respirace mikroorganismů při rozkladu organických látek a respirace mikroorganismů a kořenů rostlin v aerobních poměrech. CO_2 je důležitým činitelem při chemických a fyzikálně-chemických půdotvorných pochodech. Tvoří s vodou kyselinu uhličitou, která rozpouští minerální půdní sloučeniny, uvolňuje z nich živiny pro rostliny a ovlivňuje také půdní reakci.

Kyslík (O₂) je nezbytný pro dýchání všech půdních organismů, pro oxidaci organických a anorganických látek. V půdním vzduchu se nejčastěji pohybuje jeho obsah od 10 do 20%. V dobře provzdušněné kultivované půdě koncentrace O₂ v půdním vzduchu obvykle neklesá pod 15% a zpravidla se snižuje s hloubkou půdy. V půdách s horší strukturou a malou provzdušněností se může koncentrace O₂ snižovat a klesnout až na nulu. Při nedostatku kyslíku v půdním vzduchu dochází v půdě ke hnilobným pochodům (rozklad organických látek až na metan, čpavek, sirovodík atd.) – viz například kapitola oxidačně redukční potenciál. Snížení obsahu O₂ v půdním vzduchu pod 15 až 10% způsobuje výrazné snížení úrod a také snížení obsahu cukru, škrobu i popelovin.

Obsahu **dusíku (N₂)** v půdním vzduchu je přibližně stejný jako v ovzduší (78%). V elementární formě je poután v půdě žijícími mikroorganismy včetně symbiotických. Denitrifikací se opět v elementární formě uvolňuje. Uplatňuje se především jako biologický faktor, je východiskem i konečným produktem tvorby a přeměny dusíkatých a minerálních sloučenin.

Z jiných plynů byly v půdním vzduchu zjištěny: metan, amoniak, sirovodík, oxidy dusíku, H₂, SO₂, SO₃, F.

Tabulka 16 Obsah základních plynů v atmosférickém a půdním vzduchu, (Jandák a kol. 2010, upraveno).

Plyn	Atmosférický vzduch (% obj.)	Půdní vzduch rozsah (% obj.)	Půdní vzduch běžný obsah (% obj.)
N ₂	78	78–80	78
O ₂	21	0,1–20	10–20
CO ₂	0,04	0,1–15	0,2–0,7

Obsah vzduchu v půdě je udáván **provzdušněností půdy** odpovídající momentnímu obsahu vzduchu při dané půdní vlhkosti, tedy objemu pórů vyplněných vzduchem:

Minimální vzdušná kapacita udává procentický podíl pórů zaplněných vzduchem při maximální kapilární vodní kapacitě.

Pro zdárný rozvoj vegetace je nezbytné určité optimální rozmezí hodnoty minimální vzdušné kapacity a také požadavek, aby provzdušněnost neklesla na delší dobu pod určitou minimální hodnotu. Potřeba vzduchu v půdě je u různých kulturních plodin různá. Poklesne-li minimální vzdušná kapacita u orných půd pod 10%, u lučních pod 5%, označují se tyto půdy jako náchylné k zamokření, při trvalejším stavu jako zamokřené.

6.5 TEPELNÉ POMĚRY V PŮDĚ

6.5.1 Tepelná (energetická) bilance povrchu půdy

Je výsledkem příjmů a ztrát tepla. Jejich poměr se mění během dne a noci a také v různých ročních obdobích. Suma toků energie orientovaných k povrchu půdy a od něj odcházejících je v širší aproximaci (tj. z dlouhodobého hlediska) rovna nule:

$$B + P + Q_p + LV = 0,$$

kde:

- B radiální bilance povrchu půdy,
- P turbulentní tok tepla mezi zemským povrchem a atmosférou,
- Q_p tok tepla mezi povrchem půdy a nižšími horizonty,
- LV tok tepla spojený s fázovými přeměnami vody.

Radiační bilance povrchu půdy B je tvořena:

- intenzitou přímého slunečního záření dopadajícího na vodorovnou plochu I' ,
- intenzitou rozptýleného slunečního záření D ,
- intenzitou odraženého slunečního záření R ,
- bilancí dlouhovlnného záření z povrchu půdy Bd .

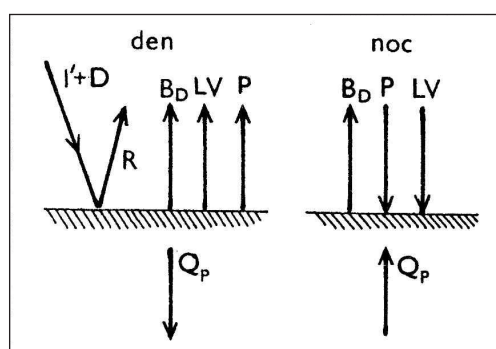
$$B = I' + D - R + Bd$$

Na povrchu půdy dochází ke kvalitativní i kvantitativní přeměně energie přijímané i vyzařované. Energetickou bilanci Bq povrchu půdy tedy můžeme vyjádřit vztahem:

$$Bq = I' + D - R - Bd \pm Qp \pm P \pm LV,$$

kde:

složky energetické bilance Qp , P , LV mohou mít během 24 hodin rozdílná znaménka, protože některé toky v noci chybí (I' , D , R), jak je znázorněno na následujícím obrázku:



Obrázek 26 Složky energetické bilance povrchu půdy během dne a noci, (Netopil 1984).

Denní bilance energie bude vyjádřena rovnicí:

$$Bqd = I' + D - R - Bd - Qp - LV - P,$$

Noční bilance energie bude vyjádřena rovnicí:

$$Bqn = Qp + LV + P - Bd.$$

6.5.2 Přenos tepla do podpovrchových půdních horizontů a půdotvorných substrátů

Výsledná hodnota energetické bilance povrchu půdy představuje **dostupné množství tepla pro tepelný tok** do podpovrchových půdních horizontů, půdotvorných substrátů a případně i do matečných hornin. Z hlediska tepelného můžeme půdu stručně charakterizovat její **měrnou tepelnou vodivostí** λ a **objemovou tepelnou kapacitou** Cv .

Měrná tepelná vodivost λ [$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1} = J \cdot s^{-1} \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$] se vyjadřuje jako množství **tepla** Q , které protéká půdním tělesem **o jednotkové ploše** 1 m^2 a **mocnosti** 1 m při **jednotkovém teplotním gradientu** 1°C za **jednotku času** 1 s .

Vertikální tok tepla Qp je možné v určitém bodě tělesa, tedy i půdy, vyjádřit:

$$Qp = -\lambda \cdot \delta T / \delta z,$$

kde:

záporné znaménko značí, že směr toku je opačný než vzestup teploty,

λ měrná tepelná vodivost,

$\delta T / \delta z$ teplotní gradient.

Při proudění tepla se část energie spotřebuje na zvýšení teploty půdy v daném bodě. Množství energie, které je dál přenášeno, se zmenšuje. Uplatňuje se **objemová tepelná kapacita C_v** .

Objemová tepelná kapacita C_v [$J \cdot K^{-1} \cdot m^{-3}$] je dána součinem **měrné tepelné kapacity** (měrného tepla) c a **objemové hmotnosti redukované ρ_a** půdy.

Měrná tepelná kapacita určité látky je určena **teplem δQ** , jež musíme přivést (při stálém tlaku) homogenní látce s **hmotností m** , abychom ji ohřáli o **teplotní rozdíl δt** .

Měrná teplotní vodivost α dříve κ [$m^2 \cdot s^{-1}$] vyjadřuje rychlost, s jakou probíhají změny teploty v půdě. Je dána poměrem **měrné tepelné vodivosti** a **objemové tepelné kapacity**:

$$\alpha = \lambda / C_v$$

Projevuje se hloubkou, do jaké pronikne změna teploty na povrchu půdy.

Tabulka 17 Objemová tepelná kapacita C_v a měrná tepelná vodivost λ půdy a jejich součástí.

Materiál	C_v ($MJ \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$)	λ ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)
Vlhká písčité půda	2,09	1,8
Vlhká prachovitá hlína	1,02	1,2
Suchá půda	–	0,17–0,34
Rašelina	3,14	0,29
Křemen	2,13	8,8
Ostatní půdní minerály	2,39	2,9
Půdní organická hmota	2,50	0,25
Voda	4,18	0,57
Vzduch	0,0012	0,025

Záhřevnost.

Při stejném ozáření holého povrchu **se suché půdy zahřívají v povrchové vrstvě rychle**. Důvodem je vysoký podíl vzduchu v pórech, který snižuje jejich objemovou tepelnou kapacitu i měrnou tepelnou vodivost. **Při zvýšení vlhkosti půdy se záhřevnost v povrchové vrstvě půdy snižuje** zvýšením objemové tepelné kapacity i měrné tepelné vodivosti. **Písčité půdy jsou záhřevnější** (větší objem nekapilárních pórů vyplněných vzduchem snižuje objemovou tepelnou kapacitu a měrnou tepelnou vodivost). **Záhřevnost jílovitých a rašelinných půd je snížena**. Větší množství vody ve výrazně převládajících kapilárních pórech zvyšuje objemovou tepelnou kapacitu i měrnou tepelnou vodivost. Jsou to půdy «studené». **Tyto rozdíly v záhřevnosti se projevují hlavně na jaře** a prakticky se promítají při klíčení a počátečním rozvoji rostlin, který je na lehčích půdách rychlejší než u půd těžkých.

6.5.3 Průběh teploty v půdě

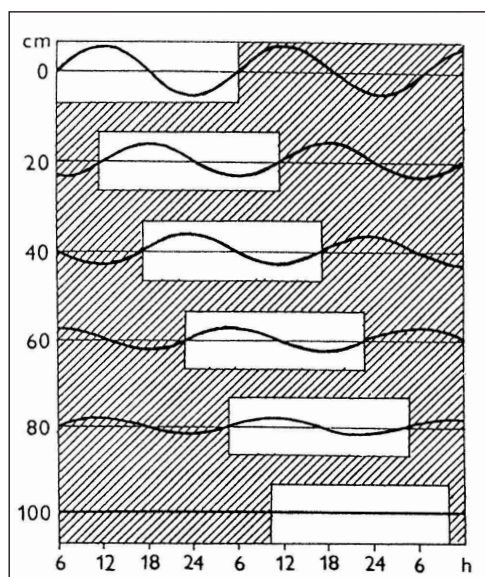
Teplotní změny v půdě se řídí následujícími pravidly:

1. Perioda výkyvů teploty (denní i roční) je stejná ve všech hloubkách.
2. Amplituda teplotních výkyvů se s hloubkou zmenšuje.
3. Čas nástupu maxim a minim teploty půdy se s hloubkou opožďuje.

Promrzání půdy.

K mrznutí vody v půdě dochází při teplotě nižší, než nula stupňů Celsia. Je to způsobeno jednak obsahem solí v půdním roztoku a jednak poutáním vody v půdě. Pevnost vazby vody v půdě

závisí na zrnitosti, a proto při stejné vlhkosti mrzne voda v jílovité půdě při nižší teplotě a později než v půdě písčité.



Obrázek 27 Grafické znázornění teplotních změn v různých hloubkách půdy (Smolík 1957).

Hloubka promrznání půdy závisí na:

- Sněhové pokrývky a rostlinném pokryvu, které snižují hloubku promrznání.
- Zrnitosti půdy – písčité půdy promrzají rychleji a do větší hloubky než půdy hlinité a jílovité.
- Struktuře půdy – strukturní půdy promrzají mělčeji než půdy s porušenou strukturou.
- Vlhkosti půdy – vysoká vlhkost půdy umožňuje při dlouhodobých mrazech hlubší promrznání půdy.

V našich podmínkách promrzají půdy v průměru do hloubky 0,4–0,5 m, maximálně 0,8–1,0 m.

Důsledky působení mrazu:

Příznivé: Mrazové jevy napomáhají drobení větších hrud, zlepšují půdní strukturu.

Nepříznivé: Zvedáním povrchové vrstvy při zamrznání a s tím spojenými objemovými změnami půdy při zamrznání a rozmrznání dochází k přetrhání kořínků rostlin a k jejich povytahování z půdy.

Rozmrznání půdy probíhá jednak od povrchu dolů a současně zdola nahoru.

Může dojít k tomu, že povrchové vrstvy jsou již rozmrzlé, zatímco hlubší vrstvy jsou ještě zamrzlé. Zmrzlá vrstva pod rozmrzlým povrchem má nulovou hydraulickou vodivost, voda z tajícího sněhu nemůže pronikat hlouběji, dochází k přemokření a neúčinnému povrchovému odtoku.

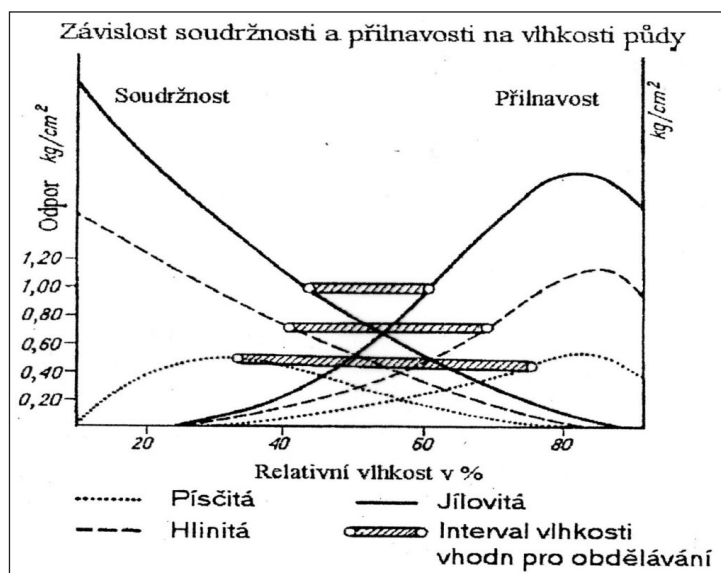
6.5.4 Klasifikace tepelných režimů (podle Bedrna, Gasparovič, 1986)

- Soustavně mrazový: se zápornou průměrnou roční teplotou v půdě
- Dlouhodobě mrazový: půda zamrzlá více než 5 měsíců v roce.
- Sezónně promrzající: půda promrzlá 1 až 5 měsíců v roce.
- Tepelný (nepromrzající): záporné teploty se v průběhu roku v půdách vůbec nevyskytují, případně jen několik dní.
- Výhřevný (režim trvalé biologické aktivity): charakteristický pro půdy subtropických a tropických oblastí.
- Pařeništní: záměrně usměrňován člověkem v izolovaném prostředí.

6.6 KONZISTENCE A TECHNOLOGICKÉ VLASTNOSTI PŮDY

6.6.1 Konzistence a konzistenční meze

Konzistence půd a zemin je soubor vlastností, spojených s množstvím vody, která je v půdě obsažena a která výrazně ovlivňuje **soudržnost** a **přilnavost** a **odpor proti deformacím půdní hmoty**.



Obrázek 28 Závislost soudržnosti a přilnavosti na vlhkosti půdy (Bednarek et al. 1999, upraveno).

Soudržnost (koheze) je důsledkem působení vnitřních sil, kterými půdní částice a agregáty drží pohromadě. Projevuje se odporem proti vnikání předmětů (např. pracovních orgánů strojů) do půdy.

Soudržnost závisí na zrnitosti, obsahu půdní organické hmoty, struktuře a vlhkosti. Zvyšuje se úměrně obsahu jílnatých částic. Obsah organické hmoty tlumí extrémny, zvyšuje soudržnost písčítých půd a snižuje tuto vlastnost jílovitých půd a jílu. Půdy s výrazně vyvinutou strukturou vykazují nižší soudržnost při srovnání s půdami s porušenou strukturou. Je-li zrnitostně velmi lehká, písčítá půda vyprahlá, vykazuje nulovou soudržnost, viz obrázek 29. Při zvýšení vlhkosti postupně soudržnost roste, písčítá půda se stává tvárnou, avšak s dalším zvyšováním vlhkosti dochází ke ztekucení a soudržnost klesá. Zrnitostně středně těžké a těžké půdy vykazují, jsou-li vyprahlé, maximální soudržnost. Se zvyšující vlhkostí soudržnost klesá.

Přilnavost (lepivost, adheze) je výsledkem působení přitažlivých sil mezi půdními částicemi a povrchem tělesa, které vniká do půdy.

I přilnavost závisí na zrnitosti, obsahu půdní organické hmoty, struktuře a vlhkosti. Závislosti přilnavosti na zrnitostním složení, obsahu organické hmoty a struktuře lze charakterizovat shodně jako závislosti soudržnosti na uvedených parametrech. Závislost přilnavosti na vlhkosti je výrazně odlišná. Za nízkých vlhkostí, je-li půda vyprahlá nebo suchá, není půda vůbec přilnavá. Vlahá půda je již slabě přilnavá a s dalším zvyšováním vlhkosti dochází i k nárůstu přilnavosti až po ztekucení půdy, kdy s dalším zvyšováním vlhkosti dochází k nepatrnému poklesu stále ještě velmi vysoké přilnavosti.

Konzistenční stavy

U **písků a písčitých půd** jsou pouze tři konzistenční stavy: **sypký** za nízkých vlhkostí, **tvárnivý** v omezeném rozmezí střední vlhkosti a **tekutý** za vysoké vlhkosti.

U **středně těžkých a těžkých půd** byly vymezeny Atterbergem následující konzistenční stavy: Je-li půda vyprahlá nebo suchá nachází se ve **stavu tvrdém**, kdy disponuje maximální soudržností a nulovou přilnavostí. Při zvýšení vlhkosti se stává vlahou, přechází do **stavu pevného**, kdy soudržnost klesá a přilnavost je nulová nebo extrémně nízká. Rozhraní mezi stavem tvrdým a pevným tvoří tzv. **mez smržitelnosti** w_s . Ve stavu tvrdém nedochází k objemovým změnám půdy se změnou vlhkosti; mez smržitelnosti je tedy nejnížší vlhkost půdy, kdy k objemovým změnám dochází. S dalším zvýšením vlhkosti půdy se stává půda vlahou, přechází **do stavu plastického**. Soudržnost nadále klesá, přilnavost prudce roste a stává se maximální. Rozhraní mezi stavem pevným a plastickým tvoří **mez vláčnosti** w_p někdy také nazývána **mez plasticity**. S dalším zvýšením vlhkosti půdy se stává půda mokrou až zbažnělou, přechází **do stavu tekutého**. Soudržnost nadále klesá, až se stává nulovou. Přilnavost klesá, ale je stále značná. Rozhraní mezi stavem plastickým a tekutým tvoří **mez tekutosti** w_l .

Podle **stupně konzistence**, který je dán vztahem $C = \frac{w_l - w}{I}$, (bezroz.),

kde:

w_l je mez tekutosti,

w je okamžitá vlhkost (% hm.),

I je index plasticity $I = w_l - w_p$ (% hm.).

Podle stupně konzistence je možné číselně zatřídit konzistenci zeminy do následující tabulky.

Konzistenční stav	Stupeň konzistence
Tekutý	0
Plastický	méně 1
Pevný a tvrdý	vice 1

Tabulka 18 Závislost indexu plasticity na zrnitostním složení půdy, (Jandák a kol. 2010).

Index plasticity	Hodnocení
≥ 17	Jíly
7–17	Hlíny
1–7	Písčitohlinité,
< 1	Hlinitopísčité, písčité

6.6.2 Technologické vlastnosti půdy

Uléhavost (sléhavost) je přirozený proces, při kterém kyprá půda (např. po kultivačním zásahu) postupně usedá, až dosáhne přibližně rovnovážného stavu. Tento proces je vyvolaný především hmotností půdy a gravitací. Průběh uléhavosti je ovlivněn zrnitostním složením, strukturou, obsahem a kvalitou půdní organické hmoty a vlhkostí půdy. Výsledkem uléhavosti je **hutnost půdy**, která vyjadřuje hustotu přirozeného uložení půdních částic. Uléhavost a hutnost se projevují zvýšením objemové hmotnosti suché zeminy (redukované) půdy a snížením pórovitosti, především nekapilární. Mění se během ročních období, působením porostu, výraznějších dešťových srážek a zejména obděláváním (tlakem nářadí a naopak kypřením).

Zvýšení objemové hmotnosti půdy vyvolané tlakem mechanismů se označuje jako **technologické** nebo **druhotné zhutnění půdy**. V rámci druhotného zhutňování rozlišujeme dva procesy:

Prvním je tvorba zhutnělého podbrázdí, které se vytváří při mnohokrát opakované orbě středně těžkých a těžkých půd do stejné hloubky, a rovněž používáním pluhů s tupou, opotřebenou čepelí. Zhutnělé podbrázdí má zhoršené fyzikální vlastnosti a brání pronikání kořenů do hlubších vrstev půdy. V krajních případech se může stát i vodonosnou vrstvou v půdním profilu. Odstraňuje se, vzhledem k jeho malé mocnosti, podrýváním ornice.

Druhým procesem druhotného zhutnění je tlak zemědělské či jiné techniky na povrch půdy. Tento tlak zvláště za vyšší vlhkosti proniká do značné hloubky půdního profilu.

V ornici (v povrchovém horizontu) lze zhutnění zmírnit kypřením. Zmírňováno je i přirozenými procesy jako je bobtnání a smršťování, rozvoj kořenového systému, promrzání a rozmrzání.

V podpovrchových horizontech, v podornici, zhutnění přetrvává a zpravidla se postupně zvyšuje. Je to závažný degradační proces, při kterém dochází k postupnému kumulativnímu stlačování podornici až na kritický stav, který se projevuje nepříznivými fyzikálními a biologickými podmínkami, v konečném důsledku snižováním výnosů.

Tabulka 19 Kritické hodnoty objemové hmotnosti redukované a pórovitosti podle Lhotského (1984)

půdní druh	J	JV, JH	H	PH	HP	P
r_d kritické ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)	>1350	>1400	>1450	>1550	>1600	>1700
P kritické (%)	<48	<47	<45	<42	<40	<38

Hlavním způsobem ochrany půd proti tomuto degradačnímu procesu je prevence. Musí být dodržovány následující zásady:

První je nepřekročení přípustných kontaktních tlaků na půdu a snížení počtu přejezdů po poli. Měrný tlak (přenášený na půdu koly mechanizačních prostředků):

- nepoužívat těžké tažné prostředky,
- pro náročnější práce používat traktory s pohonem všech kol nebo pásové
- všechny stroje a nářadí by měly mít stejnou stopu jako traktor (umožní využití kolejových řádků),
- při orbě jezdit všemi koly po záhonu, pokud možno se vyhnout jízdě v brázdě,
- používat dostatečně široké pneumatiky a kola o větším průměru, případně pásové traktory,
- využívat regulaci huštění pneumatik,
- po založení porostu používat lehčí traktory a tzv. kultivační kola.

Tabulka 20 Přípustná a riziková objemová hmotnost půdy ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) pro některé plodiny (u středně těžkých půd) (Javůrek a Vach, 2008)

Plodina	ρ_d přípustná	ρ_d riziková
Pšenice ozimá	1,45–1,50	1,60
Žito ozimé	1,35–1,40	1,55
Ječmen jarní	1,35–1,40	1,50
Oves	1,50–1,55	1,60
Kukuřice	1,50–1,55	1,60
Luskoviny	1,15–1,20	1,30
Cukrovka	1,00–1,10	1,35
brambory	1,00–1,15	1,25

Druhou je dodržení vhodné vlhkosti půdy při zpracování půdy v celé mocnosti zpracovávané půdy. Při zpracování půdy se vyžaduje vlhkost půdy, za které je v celé orniční vrstvě **drobivá**, což odpovídá **konzistenčnímu stavu pevnému**. Je-li půda sušší, dochází k vylamování velkých, tvrdých hrud a odpor půdy je veliký. Je-li vlhčí, pak nedochází k drobení, ale k plastické deformaci půdy.

Únosnost půdy:

je vyjádřena zatížením v $\text{kg}\cdot\text{dm}^{-2}$, při němž se půda začne působícím tlakem vytlačovat. Přestoupí-li tlak mez únosnosti, nastane trvalé vytlačování půdy do stran a předmět se do půdy zaboří. Únosnost půdy závisí hlavně na její zrnitosti a soudržnosti a to ve spojení s vlhkostí. **Nejvyšší únosnost** vykazují zrnitostně těžké půdy v konzistenčním stavu tvrdém a pevném.

Orební odpor

je v podstatě měrný odpor, který je třeba překonat při **odříznutí, vyzdvižení, drobení a obrazení plástu půdy**. Jeho vyjádřením je tažná síla měřená dynamometricky na závěsném háku traktoru. Závisí hlavně na zrnitosti a vlhkosti půdy, dále také na její humóznosti a na hloubce orby. Všechny půdní vlivy zvyšující soudržnost (koloidní a jílnaté částice, sodné soli apod.) způsobují zvýšení hodnot odporů a tím také zhoršení zpracovatelnosti půdy.

Orební odpor P vypočítáme podle vzorce:

$$P = K \cdot a \cdot b [N],$$

kde:

K je měrný odpor půdy [$\text{N}\cdot\text{dm}^{-2}$] nebo [$\text{kN}\cdot\text{m}^{-2}$]

a je hloubka orby [dm] nebo [m]

b je šířka záběru [dm] nebo [m].

Pro půdy s různým zrnitostním složením se uvádějí normativní (ČSN 465302) hodnoty měrného odporu:

lehké půdy	200–400 $\text{N}\cdot\text{dm}^{-2}$
středně těžké	400–600 $\text{N}\cdot\text{dm}^{-2}$
těžké (jílovitohlinité)	600–900 $\text{N}\cdot\text{dm}^{-2}$
velmi těžké půdy	900–1 500 $\text{N}\cdot\text{dm}^{-2}$
kamenité	až 1 700 $\text{N}\cdot\text{dm}^{-2}$

Bobtnání a smršťování.

Změny vlhkosti půdy jsou často provázeny objemovými změnami. Půdy obsahují obvykle určité procento jílovité frakce tvořené minerály, které přijímají vodu do mezivrstevných prostorů. Při zvlhčení takových půd pozorujeme bobtnání a při vysušování nastává smršťování. Bobtnání je závislé na zrnitosti půdy a především na mineralogickém složení jílové frakce. Bobtnavost jílových minerálů klesá v pořadí: montmorillonit–illit–kaolinit. Jednomocné výměnné kationty podporují bobtnání, dvojmocné omezují.

Kornatění půdy

se projevuje tvorbou škraloupu a tvrdé kůry na povrchu ornice po silném provlhčení a následujícím rychlém vyschnutí. Souvisí především s nedostatkem strukturních elementů, jejich malou vodostálostí a se zrnitostí půdy. Nejméně náchylné ke kornatění jsou půdy písčité a s přibývajícím obsahem částic jílnatých vzrůstá i náchylnost ke kornatění (relativně je náchylnost ke kornatění u jílovitých půd asi desetkrát větší nežli u písčitých). Půdní škraloup omezuje výměnu půdního vzduchu s atmosférou, což vede ke škodlivému růstu koncentrace CO_2 . Při tvorbě škraloupu dochází k zaškrcování krčků vzcházejících rostlin. Ochranou proti kornatění půdy je jednak vytváření a udržování stabilní drobtové struktury, jednak zastínění povrchu krytem porostu, případně nastýlání (mulčování) organickými hmotami (rašelinou, slámou, listím, hnojem).

Hrudovatění půdy,

tj. tvorba hrud, nastává hlavně při orbě a podmítce za nízké vlhkosti (jako pochod opačný drobení). Sklon půdy k tvorbě hrud závisí hlavně na zrnitosti a soudržnosti a v souvislosti s tím na obsahu koloidů, vápníku a humusu. Vliv zrnitosti se projevuje tak, že písčité půdy zpravidla nehrudovají; u hlinitých se vyskytuje asi 20 % menších hrud, u těžkých humózních půd asi 40 % a těžkých slabě humózních až 70 % velkých hrud. Hlavní podmínkou, aby půda nehrudovatěla, je orba při správné vlhkosti; k omezení sklonu půdy k hrudovatění přispívá zvyšování obsahu humusu v půdě a ochrana před silným vyschnutím.

Rozprašování půdy

spočívá v rozpadu strukturních elementů na jednotlivé částice (elementy zrnitosti), hlavně prachu a jemného písku. Stupeň rozprašování je podmíněn vyschnutím půdy a závisí na zrnitosti půdy, stabilitě struktury a obsahu humusu. Vyvolává je časté vláčení a smykování přeschlého povrchu půdy. Ochranou proti rozprašování jsou všechna opatření k zvyšování stability struktury a opatrnost při zpracování suchých půd vláčením a smykováním.

Zralost půdy

je optimální stav půdy, který umožňuje její nejvhodnější zpracování. Půda se nemaže, nehrudovává, nerozprašuje se, drobí se na strukturní elementy. Rozeznáváme **fyzickou** a **biologickou** zralost půd.

Fyzická zralost je definována příznivou strukturou a příznivou vlhkostí půdy, které umožňují zpracování, při kterém se půda drobí na strukturní agregáty.

Biologická zralost je definována intenzivní činností půdních mikroorganismů a uvolňováním živin přístupných pro rostliny. Biologická zralost půdy závisí na termickém a vodním režimu půd a na obsahu a kvalitě půdní organické hmoty.

6.7 BARVA PŮDY

Barva půdy je podmíněna přítomností barevných součástí, z nichž nejvýznamnější jsou tyto:

- a) **Sloučeniny železa**, které jsou obsaženy téměř ve všech půdách. Sloučeniny železité (Fe^{3+}) zbarvují půdu žlutě, hnědě nebo červeně. Sloučeniny železnaté (Fe^{2+}) zbarvují půdu zeleňavě až modravě. Vyskytují se v redukčním prostředí podmíněném zamáčením a nedostatečným provzdušením. Černé zbarvení způsobuje jemně rozptýlený FeS a FeS_2 .
- b) **Sloučeniny manganu**, hlavně amorfní nebo krystalické formy MnO_2 dodávají půdě hnědočerné až nafialovělé zbarvení (hlavně jako novotvary).
- c) **Uhličitán vápenatý a kaolin** při větším obsahu zbarvují půdu bělavě, šedavě, žlutavě, jak je to typicky patrné u půd na křídových slínech, opukách a na vápencích.
- d) **Křemen a jíly** jsou neurčitého světlého zbarvení, které se zvýrazňuje zvláště po odstranění zbarvujících součástí např. v horizontech ochuzených při podzolizaci.
- e) **Půdní organická hmota** je výrazně zbarvující součástí půdy, která se projevuje v povrchových vrstvách šedohnědou, až sytě černou barvou.

Na intenzitu a odstín barvy působí hlavně zrnitost a vlhkost půdy. S přibývajícím vlhkostí se zbarvení stává výraznějším. Mezi barvou půdy přirozeně vlhké a vysušené mohou být značné rozdíly. Barva půdy působí přímo na její tepelné poměry. Tmavé půdy adsorbují více tepla, než světlé větší záhřevností se pak zvyšuje výpar a snižuje se vlhkost. To může mít další důsledky pro biologickou aktivitu a přeměny organických látek.

Barva půdy je důležitá především jako jeden z pomocných prostředků pro hodnocení dílčích pochodů půdotvorného procesu (např. akumulace humusu, podzolizace) a pro morfologické rozlišování genetických horizontů při terénním zkoumání půd. Význam barvy je vyjádřen tím,

že se stala mnohdy vůdčím znakem pro pojmenování některých půdních typů např. černozem, hnědozem, šedozem, kaštanová půda, laterit (later = cihla, odkazující na barvu – cihlově červená) apod.

Posuzování barvy půdy je možné buď subjektivním odhadem barvy se slovním označením, nebo objektivním porovnáváním odebraného vzorku s barevnými standarty s jednoznačným označením příslušným číselným symbolem. Obecně se k tomuto účelu používají **Munsellovy barevné tabulky**.

7 PŮDOTVORNÉ PROCESY

Pedogeneze neboli vývoj půdy, je popisována jako řada vzájemně se ovlivňujících a prolínajících obecných procesů, z nichž některé určují kvalitu procesu následného, některé se dostávají do jakéhosi kvazirovnovážného stavu s ostatními působícími faktory, zatímco jiné pomalu reagují na dávnou změnu některého faktoru.

7.1 FAKTORY A PODMÍNKY PŮDOTVORNÉHO PROCESU

K **půdotvorným faktorům** řadíme mateční horninu (půdotvorný substrát), klimatický faktor, biologický faktor, podzemní vodu a v současnosti i činnost člověka.

K **podmínkám** půdotvorného procesu patří reliéf terénu a stáří půd.

Mateční hornina (půdotvorný substrát) je jednak objektem přeměn vedoucích k vytváření půdy, současně je však i přímým materiálním faktorem tvořícím převládající součást hmoty našich půd. Textura horniny ovlivňuje výslednou zrnitost půd a jejím prostřednictvím tak i ostatní půdní vlastnosti (fyzikální, chemické a biologické). Z chemických vlastností je pro průběh půdotvorného procesu rozhodující obsah bazických kationtů, přítomnost lehce rozpustných solí může podmiňovat například zasolení půd apod. Půdotvorný substrát je v jistém smyslu také energetickým zdrojem, zejména energie povrchové a chemické. Objasnění významu mateční horniny a půdotvorného substrátu pro vznik a vývoj půd je součástí kapitol: 2.2. a 3.1.

Klimatický faktor (podnebí) je materiálním i energetickým, přímo i nepřímo působícím půdotvorným faktorem. Z povětrnostních prvků se uplatňují nejpronikavěji srážky a výpar, jejichž vzájemný poměr rozhoduje o stupni ovlhčení půdy ovlivňujícího intenzitu i kvalitu vnitřních pochodů v půdě. Teplo rozhoduje o účinnosti půdní vody, o rychlosti biologických a biochemických pochodů a svým vlivem na výpar spolurozhoduje o stupni ovlhčení půdy. Značný přímý vliv je v síle větru, který napomáhá výparu vody a v konkrétních podmínkách může rozrušovat povrch půd větrnou erozí.

Biologický půdotvorný faktor zahrnuje vegetaci a edafon. Vegetace podmiňuje malý biologický koloběh látek a je hlavním zdrojem humusotvorného materiálu. Pro autotransformační pochody má rozhodující význam v půdě půdní edafon. Vzhledem k aktivitě zejména v transformačních pochodech považujeme biologický faktor za vedoucího činitele půdotvorného procesu podmiňujícího specificky půdní vlastnosti zejména úrodnost.

Podzemní voda se uplatňuje v půdotvorném procesu přímo zejména materiálně, a to v podmínkách, kdy je součástí půdního profilu. Zvětšuje humiditu půdního klimatu, zpomaluje rozklad ústrojných látek a napomáhá jejich hromadění zpravidla rašeliněním. Vzlínající voda vynáší do svrchních vrstev rozpuštěné látky, které se mohou hromadit na povrchu půdy nebo v půdě. Podmiňuje glejový půdotvorný pochod s řadou změn v půdotvorném substrátu, v biologické činnosti, a také účinnost kultivačních zásahů.

Činnost člověka: kultivace, tj. zpracování půd, hnojení, meliorace a mnohé další lidské činnosti jsou rovněž materiálním a z části také energetickým půdotvorným faktorem při vývoji zkulturněných půd. V důsledku kultivace může docházet k zásadním změnám v prostorovém uspořádání půd, jejich fyzikálních vlastností, chemismu i činnosti edafonu. Účinnost kultivačních zásahů sledujících zejména zvyšování půdní úrodnosti se může projevit zejména rozvojem autotransformačních a transportních pochodů zvýšení biologické aktivity půd. Kultivace může do určité míry překonávat rozdíly ve vlastnostech půd, k nimž došlo v přírodních podmínkách. Je však podmíněna úrovní společnosti, vývojovým stádiem půdy a přírodními podmínkami, jednotou organismů a prostředí, která se uplatňuje i ve vývoji kultivovaných půd.

Reliéf (konfigurace terénu) zahrnující nadmořskou výšku, zeměpisnou polohu a povrchové tvary území, nepůsobí na půdotvorný proces přímo (tj. ani materiálově ani energeticky). Proto ho řadíme mezi podmínky půdotvorného procesu, který ovlivňuje pedogenezi nepřímo, přes jiné půdotvorné faktory, především mikroklima, vegetaci, podzemní vodu aj. Se zvyšující se nadmořskou výškou vzrůstá množství srážek při snižování průměrných ročních teplot, což se výrazně promítá do transformačních a transportních pochodů v půdě i do charakteru vegetace.

Stáří půd. Z hlediska genetického se rozumí stářím půdy délka doby, po kterou působí půdotvorné faktory nerušeně, zejména faktor biologický. Čím delší je doba, tím pronikavější je vývoj dané půdy. Rozlišujeme půdy fosilní (profil je překryt vrstvami sedimentů nebo lávovými příkrovy, není oživen ani pokryt vegetací), reliktní (profil se nachází na povrchu, vyvíjí se, ale při jeho vzniku měly rozhodující uplatnění faktory a podmínky minulosti) a recentní (odpovídá poslednímu půdotvornému cyklu). Naše recentní půdy jsou mladé, jejich stáří je 100 až 10 000 let (většinou jsou ale mladší než 4 000 let). Staré půdy (stáří 100 000 až 1 000 000 let) se vyskytují pouze ve starých neerodovaných územích tropů a subtropů případně jako reliktní půdy v polárních oblastech.

V přírodě existuje, jak již bylo částečně naznačeno výše, pět půdotvorných činitelů a dva faktory, přičemž půdu lze označit jako výslednici rovnice jejich vzájemného působení. Běžně se tedy půda uvádí jako výsledek rovnice funkce:

Půda = f (klima; matečná hornina; reliéf; organismy; podzemní voda; čas).

Pořadí půdotvorných činitelů může být samozřejmě různé: pokud se jako hlavní činitel uplatňuje matečná hornina (tj. její fyzikální či chemické vlastnosti podstatně ovlivňují vlastnosti výsledné půdy) mluvíme o takové půdě jako o lithofunkci (např. extrémně skeletnaté půdy); obdobně lze mluvit i o půdě jako o klimafunkci, topofunkci, chronofunkci apod. V přirozených systémech se ale nejčastěji setkáme s tzv. polyfunkcí, protože všechny uvedené činitele a faktory vzájemně spolupůsobí, můžeme nicméně mluvit o faktorech (činitelích) dominantních a subdominantních.

7.2 OBECNÉ A SPECIÁLNÍ PŮDOTVORNÉ PROCESY

Obecné půdní mikroprocesy

Odrážejí charakter působení významných fyzikálních, chemických a biologických jevů, reakcí a elementárních procesů na tuhou, kapalnou a plynnou fázi půdy a na půdní organismy. Dále zahrnují výměnu látek a energie mezi půdou a složkami prostředí. Tyto procesy nejsou specifické pro určité horizonty a hlavní referenční třídy půd.

Obecné půdní mikroprocesy jsou podle Buola et al. (1973) tříděny do čtyř kategorií:

1. **nárůsty hmoty v půdním těle**
2. **ztráty hmoty z půdního těla**
3. **translokace hmoty v půdním těle**
4. **transformace látek v půdním těle**

Speciální půdotvorné procesy

Představují komplexní kombinaci půdních mikroprocesů, které vedou ke vzniku určitých půdních horizontů a významných znaků určitých půdních taxonů. Jedná se například o (zařazení ke konkrétnímu obecnému mikroprocesu viz výše je v závorce):

- *Eluviace* (3): pohyb látek z určité části půdního profilu;
- *Iluviace* (3): pohyb látek do určité části půdního profilu;
- *Vyluhování* (2): vymývání rozpustných látek z půdního profilu nebo z jeho části;

- *Eroze* (2): odstraňování látek z povrchového horizontu půdy;
- *Kalcifikace* (3): procesy akumulace CaCO_3 v jednom nebo více horizontech;
- *Salinizace* (1, 3): akumulace vodorozpustných solí v zasolených horizontech;
- *Pedoturbace* (3): fyzikální a biologické mísení půdní hmoty;
- *Humifikace* (4): přeměna surových organických látek na půdní humus;
- *Hnědnutí* neboli braunifikace (3, 4): uvolňování železa z primárních minerálů a jeho disperze ve vzrůstajícím množství. Bývá spojeno s oxidací a hydratací (obecnou transformací) sloučenin železa;
- *Mineralizace* (4): uvolňování jednoduchých minerálních látek při rozkladu organických látek;
- *Paludizace* neboli rašelinění (4): hromadění a přeměna organických látek na rašelinu; atd.

8 KLASIFIKAČNÍ SYSTÉM PŮD ČR

Taxonomie (klasifikace) půd se snaží o třídění půd podle určitých hledisek. V minulosti to byly nejčastěji hlediska produkční, případně zrnitostní, v současné době se nejčastěji hodnotí vývoj (geneze) půd a dále jejich chemismus, fyzikální a biologické vlastnosti. Přírozené trojrozměrné půdní jednotky (tzv. polypedony) v případě Taxonomického klasifikačního systému půd ČR třídíme do hierarchického (víceúrovňového) klasifikačního systému.

8.1 DIAGNOSTICKÉ HORIZONTY

8.1.1 organické horizonty

Nadložní horizonty, které obsahují více než 12–18 % C_{ox} (hm.), což přibližně odpovídá 20–30 % organických látek (hm.), při přepočtu Welteho koeficientem 1,724. U orných půd tyto horizonty absentují.

- a) anhydrogenní (ve zkráceném zápise, stratigrafii, se zapisuje jako O)** horizont nadložního humusu u lesních, nezamokřených a propustných půd, většinou rozlišitelný ve tři vrstvy: $O = L + F + H$. Podle poměru zastoupení těchto horizontů, jejich relativní mocnosti, poměru C:N atd. rozeznáváme tzv. formy humusu. Tyto tři vrstvy tvoří:
- opadanka (L): nerozložený opad, jehož původ je dobře rozpoznatelný. Obsahuje < 10 % amorfních organických látek.
 - drf (fermentační vrstva F) částečně rozložený opad, jehož původ je stále rozpoznatelný (jehličnan, listnác apod.), obsahuje 10–70 % amorfních organických látek.
 - měl (humifikační vrstva značená jako H): výrazně rozložené organické zbytky tvořené >70 % amorfních organických látek, jejichž původ (rostlinný, živočišný) nelze rozeznat.
- b) hydrogenní (Ot):** jde o hydromorfně (tj. vodou) ovlivněné humusové (anhydrogenní) horizonty (viz výše): hlavně Oft, Oht.
- c) rašelinné (T):** v podmínkách dlouhodobého převlhčení a z organogenních sedimentů vzniklé horizonty o mocnosti >10 cm nad souvislou horninou, anebo >60 cm v ostatních případech. Lze dále dělit (klasifikovat) dle převládající rozloženosti horizontu T: fibrická, mesická, humolitová apod.

8.1.2 organominerální povrchové horizonty (tzv. epipedony) značíme „A“

Povrchové minerální horizonty, ve kterých jsou organické látky transformovány v specifické humusové látky, přičemž dochází k jejich akumulaci. Tvoří vazby s minerálními koloidy.

- a) anhydrogenní humózní horizonty:** vytváří se na provzdušněných půdách, kde je vysoká úroveň transformace organických látek.
- humózní lesní (Ah): v sekvenci O–Ah mocnost do 10 cm, rychlý pokles humusu do hloubky,
 - humózní drnový (Ad): u přírodních primárních (resp. horských) travinných společenstev, pozvolna ubývání organických látek do hloubky,
 - dalšími horizonty jsou například: iničiální (Ai), melanický (Am), černický (Ac), tirsový (As) umbrický (Au), které jsou definovány na základě své mocnosti, barvy, nasycenosti sorpčního komplexu či dalších fyzikálních a chemických vlastností,
 - koloidy ochuzené (eluviální) humózní horizonty (značíme A*e): např. humózní horizont v koloidy výrazně ochuzeném, melanickém horizontu (Ame), podzolizací ochuzeném horizontu (Ahe) apod.
- b) hydrogenní humózní horizonty:** mají obsah humusu nad úrovní rovnovážného stavu okolních anhydrogenních půd. Typické jsou výskytem železito-manganičitých

bročků („n“ – nodulární novotvary, značíme tedy A*n), případně mají zvýšenou mocnost. Rozlišujeme tak například hydrogenní lesní, hydrogenní umbrický, hydrogenní černický apod., které značíme Ahn, Aun, Acn atd. Až proces vlastního rašelinění a vzniku horizontu histického, zrašelinělého – značíme At.

c) **kulturní:** na půdách s běžnou agrotechnikou můžeme rozlišit:

- orniční (Ap): orbou a běžnou kultivací
- drnový (Adp): činností trvalé travní vegetace v původně lesní půdě, která byla v minulosti též orána, jedná se o veškeré trvalé travní porosty kromě přírodních primárních travinných společenstev, pro orniční a drnový je typický zřetelný až ostrý přechod do níže ležícího horizontu.
- antropický (Az): vytvořen výraznou antropogenní činností (rigolování, vrstvení materiálu apod.).

8.1.3 Podpovrchové horizonty (tzv. endopedony)

jsou horizonty ležící pod horizonty biogenní akumulace organických látek (tj. pod epipedony); pokud obsahují zvýšený obsah organických látek, jedná se buď o důsledek iluviace organické látky, nebo samotné vlastnosti substrátu. Můžeme je rozdělit na:

a) **vysvětlené, koloidy a volnými oxidy Fe, Mn ochuzené (eluviální) horizonty (E):** v různém stupni ochuzené až vybělené (albické) horizonty většinou vertikálním, ale i laterálním prouděním vody.

- plavohnědý ochuzený horizont (Ev): hlouběji navazuje většinou hnědý luvický horizont (šedozemě a hnědozemě), drobně polyedrická struktura bez novotvarů.
- vybělený albický (E): výrazně vybělený, destičková až lístkovitá struktura, málo nodulárních novotvarů; lze vydělit způsob vybělení: (Ep) podzolizací ochuzený horizont (podzol), (El) illimerizací ochuzený horizont (luvizem)
- vybělený nodulární (En): světlešedý, s výrazným zastoupením nodulárních novotvarů (železitomanganičitých bročků), destičkovitá až drobně polyedrická struktura (pseudogleje)

b) **kambické (metamorfické) horizonty (Bv, Br, Bp, Ba):** představují metamorfické anhydromorfní (nebo pouze hydrogenně ovlivněné B horizonty) bez výrazné biogenní akumulace humusu, bez výraznějších projevů iluviace koloidů, charakterizované zpravidla hydrolýzou minerálů při uvolnění Fe, Mn, Al a přeměnou jílových minerálů.

- kambický hnědý (Bv): výraznější hnědá až rezivěhnědá barva, často zvýšený obsah prachu a posun zrnitosti do střední úrovně oproti níže ležícímu substrátu (bazálnímu souvrství), zvýšené uvolnění amorfního Fe, dominují jílové minerály 2:1.
- dalšími variantami tohoto horizontu jsou rubifikovaný (Br), pelický (Bp), případně andický (Ba) definované barvou, zrnitostí případně dalšími znaky.

c) **spodické horizonty (Bsv, Bhs, Bs):** jsou silně kyselé, silně sorpčně nenasycené (<30 %), ale hliníkem výrazně nasycené (>30 %). Jsou charakterizovány vysokým obsahem mobilních organominerálních komplexů respektive chelátů železa a hliníku s fulvokyselina-mi a tvorbou Al-chloritů.

- sesquioxidický (Bsv): okrový až rezivý horizont, výrazně kyprý ($\rho_d < 1,0 \text{ g.cm}^{-3}$) se zaoblenými mikroagregáty, bez znaků iluviace koloidů,
- humuso-seskvioxidický (Bhs, Bs): rezivý až černorezivý horizont, se znaky iluviace organo-minerálních komplexů (amorfní rezivé až černé výplně intergranulárních pórů); zpravidla je rozlišitelný na dva subhorizonty: tmavší svrchní subhorizont Bhs (mocný pouze několik cm) a rezivý subhorizont Bs (mocný několik desítek cm).

d) **luvické, jílem obohacené horizonty (Bt):** představují jílem obohacené horizonty s iluviálními povlaky koloidy (tzv. argilany) na povrchu pedů, vytvořenými většinou

v anhydromorfních podmínkách, nasycenost sorpčního komplexu neklesá pod 30% (většinou je naopak vyšší než 60%), nejčastěji bývá v sekvenci s horizontem E (tzn. A–E–Bt).

- **luvicový (argilický) (Bt):** mocnost >15 cm jako souvislý horizont či soubor pruhů u lehkých substrátů. Nejčastěji na hlinitých substrátech, struktura polyedrická až prismatická struktura s povlaky jílu, identifikovatelných podle barvy a lesku povrchu pedů ve srovnání s vnitřkem pedů. Zvýšení obsahu jílu je dosahováno v intervalu 30 cm tak, že koeficient texturní diferenciacce je >1,3 u středních zemin a diference v obsahu jílu mezi horizonty E a Bt činí >8%, u lehčích půd >3% (homogenní substráty); v horizontu Bt je akumulována vysokodisperzní frakce jílu. Členíme na:
 - šedý (Bth): černohnědé povlaky (šedozemě)
 - hnědý (Bt) hnědé povlaky (hnědozemě)
 - degradovaný (Btd) s výraznými průniky (až jazyky) horizontu E do horizontu Bt (luvizemě)
- e) **mramorované redoximorfní horizonty (Bm):** jedná se o periodickým převlhčením výrazně hydromorfně přetvořené kambické a luvické horizonty
- **mramorovaný Bm** – v důsledku střídání redukčních a oxidačních podmínek se vytvořily vysvětlené partie při povrchu pedů, kterých do hloubky ubývá, rezivé difúzní novotvary uvnitř pedů, a to u středně těžkých substrátů s výrazným „žilkováním“. U těžších substrátů a substrátů tvořených pískem a jílem se střídáním okrových skvrn s vysvětlenými partiemi; původní hnědá až žlutohnědá matrice prakticky chybí. Lze dělit na: hydromorfně transformovaný kambický horizont (Bm), hydromorfně transformovaný pelický horizont (Bmp), hydromorfně transformovaný luvický horizont (Bmt) (nejčastěji v sekvenci En – Bmt).
- f) **glejové, reduktomorfní horizonty (G):** horizonty vytvářející se podmínkách, kdy jsou dlouhodobě nasycené vodou. Lze rozdělit na:
- glejový, reduktomorfní (Gr): pouze světle šedá až zelenavě šedá či modrošedá matrice, bez rezivých novotvarů.
 - glejový, reduktomorfní horizont s rezivými novotvary (výrazně zelenavá až modrošedá matrice se neuplatňuje, v horizontu oxidované partie v podobě rourek kolem kořán: (Gro) méně než 10% plochy horizontu je tvořeno oxidovanými partiemi, (Gor) více než 10% plochy horizontu tvoří oxidované partie.
- g) **horizonty akumulace solí (K nebo S):** horizonty relativně obohacené karbonáty či vodorozpustnými solemi. Lze rozlišit například:
- **kalcický (K):** pedogenní akumulace CaCO₃ o mocnosti >15 cm. Obsah CaCO₃ je >15% a zároveň alespoň o 5% vyšší, než hlouběji ležící vrstva. K akumulaci CaCO₃ dochází v zrnitostní frakci jílu až jemného prachu, projevuje se jako jemnozrný jehličkovitý kalcit (lublinit) na rozdíl od primárního CaCO₃ ve spraši: ten se akumuluje ve frakci hrubého prachu a je hrubě krystalický; obsah karbonátů v horizontech značíme indexem „k“ (např. Ck, Bk, Rk)
 - **salický (S):** akumulace vodorozpustných solí, vodní výluh má vodivost >8mS.cm⁻¹ v hloubce 50–60 cm, nebo >16 mS.cm⁻¹ v hloubce 60–130 cm.

8.1.4 Substrátové horizonty

- | | |
|---|-----|
| • vlastní půdotvorný substrát | C |
| • souvrství substrátu vzniklého z téže horniny | IIC |
| • půdní sediment, jako půdotvorný substrát | M |
| • rozpad pevné horniny | Cr |
| • pevná hornina | R |
| • podložní hornina (výrazně odlišná od substrátu) | D |

8.2 TAXONOMICKÉ KATEGORIE KLASIFIKAČNÍHO SYSTÉMU

Referenční třídy půd: skupiny půd, které jsou seskupovány podle hlavních rysů jejich vývoje (geneze). Užíváme pro ně koncovky -sol, případně -soly (kambisol, černosol, glejsol apod.).

Půdní typy: hlavní jednotky klasifikačního systému, charakterizované určitými diagnostickými horizonty a jejich sekvencemi/ a nebo diagnostickými znaky. Jejich název je podstatné jméno s tradičními koncovkami (např. glej, rendzina, podzol) či s koncovkou -zem (např. černoze, šedoze), nikdy však nekončí na -sol. Symbol půdního typu je tvořen dvěma velkými písmeny (např. CE, KA).

Půdní subtypy: představují výrazné modifikace půdního typu. Subtypy jsou označeny přídavným jménem umístěným za názvem označujícím půdní typ. V symbolu jsou označeny jedním malým písmenem (splňuje-li půda požadavky několika subtypů pak několika malými písmeny) za symbolem typu (např. KAm, CEp, FLqp). Půdní subtypy vyjadřují:

- centrální pojetí půdního typu (používá se přídavné jméno modální),
- přechody k jiným půdním typům, indikované výskytem určitého diagnostického horizontu či znaku,
- modifikace typu určené karbonátností, nasyceností sorpčního komplexu, aciditou resp. alkalitou,
- modifikace určené výraznými rysy granulometrického složení, vrstevnatosti profilu či výrazného trofismu substrátu,
- modifikace určené výraznými znaky antropického ovlivnění.

Půdní variety: se označují buď příslovcem (slabě, hluboko) nebo dalším přídavným jménem po názvu určujícím subtyp (eubazická, eutrofní, hořečnatá apod.). Značí se malým písmenem s čárkou (z', u', g' apod.). Půdní variety představují:

- méně výrazné vyjádření subtypových znaků, hlavně hydromorfismu, zasolení či okyselení (slabě ...),
- charakterizují výskyt horizontů a znaků do 25 cm u lesních půd.

Dalšími úrovněmi klasifikačního systému jsou:

Ekologické fáze: vyjadřuje soudobé ovlivnění pedogeneze:

- tvorbou specifických humusových forem lesních půd,
- specifikou zkulturnění orníc.

Degradační a akumulární fáze: vyjadřují projevy degradačních procesů (eroze, akumulace, antropické pedokompakce neboli zhutnění) a kontaminace půd, při nichž není půda řazena ke kultizemím či koluvizemím.

Hlavní substrátové půdní formy: vyjadřují hlavní typ substrátu, jeho zrnitosti, vrstevnatosti, který výrazně ovlivňuje pedogenezi, využití a obhospodařování půd.

Lokální půdní formy: zahrnují při mapování ve velkém měřítku jemnější modifikace substrátu (zrnitost, skeletovitost, zvrstvení a vazba na reliéf).

Při vytváření půdních map středního a malého měřítku (1 : 50 000; 1 : 200 000) je nezbytné použít taxonomické jednotky: půdní typ, subtyp, hlavní substrátová půdní forma. Pro mapování ve velkém či detailním měřítku je nutné používat podrobnější taxonomické kategorie (fáze a lokální půdní formy).

8.3 PŮDNÍ JEDNOTKY, JEJICH GENEZE, DIAGNOSTIKA A VLASTNOSTI

8.3.1 Referenční třída LEPTOSOLY

Půdy vznikající z rozpadů pevných či zpevněných hornin. Vyznačují se výraznou skeletovitostí již ve svrchních 50 cm až mělkostí profilu (litický kontakt, tzn. skála zpravidla do 30 cm). Tato referenční třída zahrnuje půdní typy Litozem, Ranker, rendzinu a pararendzinu. Ranker, rendzina a pararendzina jsou půdy, u nichž mělkost a skeletovitost půdotvorného substrátu neumožnily výraznější diferenciaci půdního profilu na horizonty. Mohou však mít výrazně vyvinutý humusový horizont.

Půdní typ: LITAZEM (LI)

Velmi slabě vyvinuté půdy, mělké, kompaktní pevná hornina do 10 cm. Půdy s *iniciální akumulací humusu*, tj. dochází pouze ke slabé transformaci organické hmoty (humifikaci). V zemědělství nejsou využívány.

Stratigrafie: O–Ah–R nebo O–R.

Výskyt: Je omezen na vrcholové plošiny a hřebeny pahorkatina a hornatin, v nižších polohách se nachází na obtížně zvětrávajících matečních horninách.

Půdní typ: RANKER (RN)

Půdy vyvinuté ze **skeletovitých rozpadů** nebo ze **skeletovitých bazálních souvrství** (viz. objasnění v následujícím odstavci) **silikátových hornin**.

Stratigrafie: O–Ah–Cr–R nebo Ap–Cr–R

Další vlastnosti: Vzhledem k značné skeletovitosti (>50%) jsou to půdy extrémně provzdušněné. Proto se zvláště v polohách do 500 m n. m. v letních měsících projevuje nedostatek vody. Zpravidla jsou to kyselé půdy (pH=4,5–5,5) s nenasyceným nebo slabě nasyceným sorpčním komplexem ($V_M < 60\%$). Jsou to především lesní půdy. V zemědělství (velmi malé plochy) jsou, vzhledem ke svažitosti, nízké úrodnosti a vysokým nákladům na obdělávání, využívány především jako trvalé travní porosty.

Výskyt: Malý, rozptýleně po celém území pahorkatin a hornatin.

Tvorba podpovrchových horizontů je velmi slabá. Ve stratigrafii svahovin (vrstev zvětralin na svazích) se rozlišují tři souvrství (Schilling, Wiefel, 1962):

- **bazální souvrství** (leží na rozpadu horniny, resp. na sutinové zvětralině horniny, výjimečně nad zbytky třetihorních zvětralin; často jeví ulehlost, skelet je orientován),
- **hlavní souvrství** (má mocnost 30–140 cm, ve srovnání s bazálním souvrstvím je u půd nad vyvřelými a metamorfovanými horninami jemnozrnější a má výrazně hnědší barvu; skelet je všesměrně uspořádán a je často tvrdší než v bazálním souvrství),
- **krycí souvrství** (má mocnost 5–80 cm), nachází se pouze ve vyšších horských polohách, jedná se o kamenitou až štěrkovitou suť.

Půdní typ: RENDZINA (RZ)

Půdy vyvinuté ze skeletovitých **rozpadů karbonátových** hornin (v ČR téměř výhradně na vápencích). Zejména u suťových a povrchově odvápněných rendzin dochází k tvorbě tmavých melanických horizontů.

Stratigrafie: O–Ah (nebo Am)–Crk–Rk nebo Ap–Crk–Rk

Další vlastnosti: jde o půdy **skeletovité** (zpravidla více než 30 % skeletu), **mělké**, na vápencích jílovitohlinité až jílovité půdy dobře propustné pro vodu. Obsah humusu rendzin nižších poloh (do 600 m n. m.) kolísá v horní části A-horizontu v rozmezí 4–14 %, v dolní části 1–7 % humusu. Ve vyšších polohách má A-horizont více než 10 % humusu v horní části a 2–10 % v dolní části. Mají vyrovnaný poměr $C_{HK} : C_{FK}$, až převahu C_{FK} . Humusový horizont je sorpčně nasycený, až s obsahem volných uhlíčanů, proto zpravidla vykazuje neutrální až alkalickou reakci, v humidnějších podmínkách (ve vyšších polohách) může vykazovat slabě

kyselou reakci. Maximální výměnná sorpční kapacita závisí především na obsahu humusu a kolísá v rozmezí 300–650 mmol(+).kg⁻¹.

Úrodnost rendzin je nízká. Jsou to typické lesní půdy. V zemědělství jsou vhodnější pro travní porosty než pro polní plodiny. Část rendzin v oblasti Pavlovských vrchů je využívána jako vinohrady případně sady.

Výskyt: Vyskytují se především v krasových oblastech (Středočeský, Moravský, Hranický a Mladečský kras) a v jurském vnějším bradlovém pásmu (Pavlovské vrchy). Rendziny a pararendziny pokrývají souhrnně 4 % zemědělského půdního fondu (dále ZPF).

Půdní typ: PARARENDZINA (PR)

Půdy vyvinuté ze skeletovitých **rozpadů** a z **bazálních souvrství** zpevněných **karbonáto-vo-silikátových** hornin (vápnitých pískovců, opuk, vápnitých slepenců, brekcií, vápnitých břidlic apod.).

Stratigrafie: O–Ah (nebo Am)–Crk–Rk nebo Ap–Crk–Rk

Další vlastnosti: Jsou to půdy středně hluboké až mělké, v hlavní rizosféře mají skeletovitost <30 %, vyznačují se dobrým fyzikálním stavem. Ve srovnání s rendzinami se vyznačují vyšší schopností zadržovat půdní vláhu. Stupeň sorpčního nasycení, pH, obsah a kvalita humusu jsou podobné jako v případě rendzin.

Úrodnost pararendzin je zpravidla vyšší než u rendzin, ale pro účely zemědělské výroby se jedná o úrodnost střední až nízkou.

Výskyt: Lokálně v různých klimatických podmínkách, hlavně v oblastech křídových a flyšových zpevněných sedimentů.

8.3.2 Referenční třída REGOSOLY

Půdy vzniklé z nezpevněných sedimentů, zejména písků a štěrkopísků (s výjimkou recentních aluvií), postrádající výrazný kambický horizont.

Půdní typ: REGOZEM (RG)

Minerálně chudý substrát (křemenné písky apod.) zabránilo výraznějšímu vývoji profilu. Má pouze horizont akumulace organických látek. Ten je buď velmi mělký (do 10 cm) s různým obsahem humusu nebo do 30 cm, kdy obsah humusu je menší než 1 %.

Stratigrafie: O–Ah–C nebo Ap–C.

Další vlastnosti: Schopnost zásobovat rostliny vodou, obsah živin obsah a kvalita humusu velmi kolísá v závislosti na půdotvorném substrátu, především jeho zrnitosti a minerální síle. Často jsou to půdy silně erodované. Nejnižší úrodností se vyznačují regozem psefitická a arenická (terasové štěrky a písky), které jsou zpravidla pokryty lesem.

Výskyt: mozaikovitě na malých plochách na území celého státu, často v erozních polohách. Rozsáhlejší je výskyt regozemě psefitické a zvláště arenické v okresech Mělník, Pardubice, Hradec Králové a Hodonín. Představují 1 % ZPF.

8.3.3 Referenční třída FLUVISOLY

jsou půdy bez výrazných diagnostických horizontů (s výjimkou horizontu akumulace organických látek), s diagnostickými znaky, vzniklými periodickým usazováním (do nedávné minulosti) nivních sedimentů a/nebo koluviálních (podsvahových) sedimentů.

Půdní typ: FLUVIZEM (FL)

Vzniká z nivních sedimentů. Záplavami přinesená tixotropní hmota sedimentů (plně nasycena vodou vratně přechází ze stavu gelu v sol) podléhá po postupném snížení vlhkosti oxidaci, která vede k nevratným (irreverzibilním) fyzikálně-chemickým změnám (kromě jiných, také ke vzniku struktury). Tento proces nazýváme *ripening* (zrání). Vytváří se tak půda

s fluvickými znaky: nepravidelný obsah organických látek (v celém profilu $o > 0,5\%$), různý stupeň vrstevnatosti. Podzemní voda je větší část roku hlouběji 80 cm, ale během roku její hladina výrazně kolísá (hlouběji 150 cm na podzim, až k povrchu na jaře). Původním porostem byly lužní lesy a údolní louky.

Stratigrafie: O–Ah–M–Cg nebo Ap–M–Cg

Další vlastnosti: S růstem nadmořské výšky klesá sorpční nasycenost profilu (100–30 %) a narůstá obsah humusu v ornici (1,9–3,8 %, s výjimkou fluvizemě glejové). Směrem k dolnímu toku řeky naopak stoupá obsah jílu a písku na úkor prachu.

Vzhledem k různorodosti vlastností se vyznačují značnými rozdíly v úrodnosti. Vzhledem k uskutečněné regulaci toků a minimalizaci nebezpečí záplav, jsou převážně využívány jako orné půdy, pouze malá část je pokryta lužními lesy nebo trvalými travními porosty.

Výskyt: v nivách řek a potoků. Nachází se na 6 % ZPF.

Půdní typ: KOLUVIZEM (KO)

Vzniká z erozních sedimentů, Mocnost akumulovaného horizontu musí překračovat 50 cm. Také koluvizem má nepravidelný obsah organických látek a různý stupeň vrstevnatosti (dle ukládaného materiálu z různých částí svahů).

Stratigrafie: Ap–Az–C nebo Az–C

Výskyt: ve spodních částech svahů, v konkávních prvcích svahů a terénních průlezech. Dosud nebyly klasifikovány ani mapovány, plošné zastoupení není známo.

8.3.4 Referenční třída VERTISOLY

Těžké půdy s vertikálními diagnostickými znaky: tvorba hlubokých (do 50 cm), otevřených (>1 cm) trhlin v suchých obdobích. Typický je výskyt výrazných šikmo orientovaných skluzných ploch v podorníci.

Půdní typ: SMONICE (SM)

Mají hluboký (>30 cm) tmavý tirsový humusový horizont As. Vytvořily se ze slínů v důsledku procesů *intenzivní akumulace, kondenzace půdní organické hmoty a hydroturbace*. Proces *hydroturbace* (vertický proces) zahrnuje bobtnáním a smršťováním podmíněné mísení půdy, kdy v suchých obdobích propadá materiál z povrchového tmavého tirsového humusového horizontu do hlubokých trhlin, kde dochází (po zvýšení vlhkosti a tím vyvolaném bobtnání), k tvorbě šikmo orientovaných skluzných ploch. Smonice se vytváří v nejsušších a nejteplejších oblastech v podmínkách nepromyvného (ustického) vodního režimu, v nadmořských výškách do 300 m n. m. Původní vegetací byly stepi a lesostepi.

Stratigrafie: Ap–As–(As+Ck)–Ck

Další vlastnosti: smonice jsou zrnitostně těžké půdy s obsahem jílu $>50\%$ a jílnatých částic $>70\%$, pouze svrchní část profilu bývá v některých případech zrnitostně lehčí. Při vysoké pórovitosti ($> 60\%$) výrazně převažují kapilární póry. Vyznačují se specifickou dynamikou vodního a vzdušného režimu, střídáním období nepropustnosti (za vlhkého stavu) s propustností a tvorbou trhlin za sucha. V raném letním období klesá vlhkost pod bod vadnutí (dále Θ_{BV}). Objemové změny ve svrchních horizontech mohou mít nepříznivý vliv na kořání rostlin (trhání kořenů). Půdní reakce je neutrální až slabě alkalická, maximální výměnná sorpční kapacita (dále T) je 300–700 mmol(+).kg⁻¹. Obsah humusu v ornici je v rozmezí 2,5–3,0 %, $C_{HK} : C_{FK} > 1,5$. Určitým deficitem, který lze napravit systémem hnojení, je nízký obsah a značná fixace fosforu, pomalé uvolňování dusíku a můžeme se setkat též s nedostatkem některých stopových prvků. Smonice jsou obtížně obdělavatelé (tzv. minutové) půdy.

Výskyt: je celkově velmi malý. Nachází na nesouvislých plochách na levém břehu Svatky a Dyje v úseku od Šaratic po Velké Bílovice, v okolí Chomutova tvoří souvislý celek.

8.3.5 Referenční třída ČERNOSOLY

Půdy s mocným (>30 cm) černickým humusovým horizontem s drobtovou až zrnitou strukturou, vyvinuté z nezpevněných karbonátovo-silikátových substrátů. Představují model optimálního souboru fyzikálních, chemických, mineralogických a biologických vlastností půd pro zemědělské využití.

Půdní typ: ČERNOZEM (CE)

Hlubokohumózní půdy (>30 cm) s tmavým černickým horizontem Ac. Vytvořily se ze spraší, písčitéch spraší a slínů *intenzivní akumulací a kondenzací půdní organické hmoty*, v podmínkách nepromyvného (ustického) vodního režimu. Původní vegetací byly stepi a lesostepi.

Stratigrafie: Ap–Ac–Ck–K–Ck

Další vlastnosti: Vyznačují se vláhovým režimem v intervalu bod vadnutí až polní vodní kapacita, v suchých letech s poklesem pod bod vadnutí. Obsahují v ornici 1,9–3,0 % humusu, $C_{HK} : C_{FK} > 1,5$. Půdní reakce je neutrální až slabě alkalická, T je u černozemí ze spraší výrazně určena obsahem humusu, dosahuje hodnot 170–250 mmol(+).kg⁻¹, sorpční komplex je nasycený až plně nasycený. Patří k našim nejúrodnějším půdám, proto jsou využívány jako půdy orné. Limitujícím faktorem jejich úrodnosti je dostatečné množství atmosférických srážek.

Výskyt: nachází se v nejsušších a nejteplejších oblastech v nadmořských výškách do 300 m n. m. na 11 % ZPF.

Půdní typ: ČERNICE (CC)

Hlubokohumózní půdy (>30 cm) s tmavým hydrogenním černickým horizontem Acn (s třetím stupněm hydromorfismu, s nodulemi/bročky). Vytvořily se *intenzivní akumulací a kondenzací půdní organické hmoty* z nezpevněných sorpčně nasycených silikátových nebo karbonátovo-silikátových substrátů. Významným půdotvorným faktorem je hladina podzemní vody, která se nachází v hloubce 1–2 m pod povrchem. Původními porosty byla hydrofilní travinná společenstva a lužní lesy.

Stratigrafie: Ap–Acn–AcnCg–Cg

Další vlastnosti: Profil ovlivněn periodicky až trvale kapilárně podepřenou vláhou případně až hladinou podzemní vody. Obsahuje v ornici 2–6 % (výjimečně 15 %) humusu, $C_{HK} : C_{FK} > 1,5$. Půdní reakce je neutrální až slabě alkalická, sorpční komplex je nasycený až plně nasycený. V důsledku příznivějšího vodního režimu jsou (zvláště v suchých letech) úrodnější než černozemě. Převažuje využití jako orné půdy. Limitujícím faktorem jejich úrodnosti, v případě černice glejové a histické je úroveň a výkyvy hladiny podzemních vod.

Výskyt: V širokých nivách řek, a to v těch prvcích nivy, které již nejsou pod vlivem nivního režimu (záplavy, prudké kolísání hladiny podzemních vod). Dále je nalézáme v terénních depresích. Nachází se v sušších a teplejších oblastech v nadmořských výškách do 300 m n. m. Výskyt černic v České republice je bohužel velmi malý, asi 2 % ZPF.

8.3.6 Referenční třída LUVISOLY

Půdy s **luvicským** (argilickým) diagnostickým horizontem, jenž vznikl v důsledku illimerizace. *Illimerizace* je translokace organických látek a jílových minerálů s obaly nesilikátového železa a hliníku. Probíhá za slabě kyselých reakce po *odvápnění (dekarbonatizaci)* a *vyluhování* profilu. (*Vyluhování* je nazýván proces vyluhování iontů alkalických kovů a alkalických zemin (Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺), vedoucí ke snížení nasycenosti sorpčního komplexu bazickými kationty a k acidifikaci. Ve vlhkém období pak po odvápnění dochází k bobtnání jílových minerálů a k jejich peptizaci. Imobilizace migrujícího jílu v luvickém horizontu je podmíněna prosýcháním profilu a zvýšenou koncentrací Ca²⁺ v půdním roztoku hlubších částí profilu. Vznikly z nezpevněných silikátových či karbonátovo-silikátových substrátů. Dle různé intenzity illimerizace vyjádřené koeficientem texturní diference lze rozdělit na půdní typy šedozem, hnědozem a luvizem.

Půdní typ: ŠEDOZEM (SE)

Vznikají *illimerizací*, kdy je s migrujícím jílem translokován i vyšší podíl polymerizovaných organických látek. K této translokaci dochází při vyšší koncentraci Ca^{2+} ($V_M > 60\%$). Typický je výskyt tmavohnědých až šedočerných argilanů v luvickém horizontu Bth. Vytvořily se ze spraší, v podmínkách nepromyvného až periodicky promyvného (ustického až udického) vodního režimu. Mohou, ale nemusí být hlubokohumózní.

Stratigrafie: Ap–Bth–Ck

Další vlastnosti: Obsah půdní vody se ve svrchní části profilu pohybuje v rozmezí bod vadnutí – polní kapacita, aniž pod bod vadnutí klesne. Střední obsah humusu činí 2,0 %, $C_{HK} : C_{FK} > 1,5$, s hloubkou roste. Půdní reakce je slabě kyselá. Šedozemě patří k velmi úrodným půdám, jsou využívány výhradně jako orné půdy.

Výskyt: v České republice je velmi malý, zpravidla v nadmořské výšce 200–370 m.

Půdní typ: HNĚDOZEM (HN)

Vznikají *typickou illimerizací*, kdy jsou translokovány koloidy s malým množstvím organických látek. Pod hnědou ornici se nachází homogenně hnědý luvický horizont Bt, s výraznými hnědými povlaky pedů (polyedrů, ve spodní části zpravidla prizmat). Koeficient texturní diferenciacie činí 1,4–2,2. Vytvořily se hlavně ze spraší, sprašových hlín (prachovic) nebo polygenetických hlín v podmínkách periodicky promyvného (udického) vodního režimu. Původní vegetací byly doubravy a dubohabrové lesy.

Stratigrafie: Ap–Bt–Ck

Další vlastnosti: obsah půdní vody se ve svrchní části profilu pohybuje, podobně jako u šedozemí, v rozmezí bod vadnutí – polní kapacita, aniž pod bod vadnutí klesne. Ornice byla vytvořena z horizontů akumulace humusu a slabě eluviovaného horizontu. Střední obsah humusu v ornici činí 1,3–2,5 %, $C_{HK} : C_{FK}$ kolem 1. Půdní reakce je slabě kyselá až kyselá. V_M zemědělsky využívaných půd v celém profilu $> 60\%$, u lesních půd může V_M klesnout v Ev-horizontu i pod 60 %.

Hnědozemě vyžadují pravidelné vápnění a hnojení organickými hnojivy. Jsou náchylné ke zhutnění, což zohledňujeme základním i hloubkovým kypřením. Patří k velmi úrodným půdám, jsou využívány především jako orné půdy.

Výskyt: Vytvořily se především v rovinatém či mírně zvlněném reliéfu v nadmořských výškách 150–450 m n. m. Představují 13 % ZPF.

Půdní typ: LUVIZEM (LU)

Vznikají intenzivní *typickou illimerizací* (translokace koloidů s malým množstvím organických látek). Půdy mají profil diferencovaný na výrazně vybělený (albický) eluviální horizont El s destičkovitou, až lístkovitou strukturou, který přechází zpravidla jazykovitými záteky (až klíny) do luvického degradovaného horizontu Btd. Tento horizont vykazuje vysvětlené plochy pedů, střídající se s pedy s hnědými argilany. Koeficient texturní diferenciacie je $> 2,2$. Vytvořily se zpravidla ze spraší, sprašových hlín (prachovic), polygenetických hlín, místy i z lehčích, eolickým materiálem obohacených substrátů, v podmínkách periodicky promyvného (udického) vodního režimu. Původní vegetací byly doubravy a bučiny.

Stratigrafie: Ap–El–Btd–C (nebo Ck)

Další vlastnosti: U luvizemí se často objevuje v zimě stav (2 měsíce), kdy je vlhkost půdy větší než maximální kapilární vodní kapacita (Θ_{MKK}) ve svrchní části profilu, krátkodobě nastává i plné nasycení vodou. Ve zbývajících částech roku se vlhkost pohybuje v rozmezí polní vodní kapacity až bodu vadnutí.

Světlehnědá ornice se zpravidla vytvořila kultivací velmi mělkého humusového a části mocného eluviálního horizontu a obsahuje 1,3–2,5 % humusu jehož obsah s hloubkou velmi rychle klesá. Poměr $C_{HK} : C_{FK}$ je zpravidla $< 1,0$. Sorpční komplex je slabě nasycený, případně nenasycený, půdní reakce je kyselá až mírně kyselá (aktivní pH je 4,5–6,0). Luvizemě vyžadují

pravidelné vápnění a vydatné hnojení organickými hnojivy. Jsou též náchylné ke zhutnění. Dle míry zhutnění vyžadují základní i hloubkové kypření. Jsou méně úrodné než hnědozemě. Pokud nejsou povrchově převlhčeny (luzem oglejená) vyznačují se vyšším produkčním potenciálem než kambizemě.

Výskyt: Vytvořily se především v rovinatém či mírně zvlněném reliéfu v nadmořských výškách 300–600 m n. m. a představují 5 % ZPF.

8.3.7 Referenční třída KAMBISOLY

Půdy s kambickým hnědým horizontem, jenž vznikl v důsledku hnědnutí a bisialitizace nebo kambickým pelickým horizontem, který vznikl v důsledku změn vnitřní stavby výchozího substrátu. V důsledku *hnědnutí* (braunifikace) dochází ke zbarvení horizontu hydrolyzou uvolněnými amorfními oxidy a hydroxidy železa, železem bohatými komplexy (cheláty) nebo goethitem, difuzně rozptýlenými po povrchu částic. *Bisialitizace* představuje chemické zvětrávání mírné intenzity, kdy dochází k tvorbě jílu z primárních minerálů či uvolňování jílu ze zpevněných sedimentárních hornin a k přeměnám jílových minerálů.

Půdní typ: KAMBIZEM (KA)

Půdy s kambickým horizontem, jenž vznikl v důsledku *hnědnutí* a *bisialitizace*. Zbarvení kambického horizontu je vždy hnědší než zbarvení půdotvorného substrátu. Vytvořily se převážně v **hlavním souvrství svahovin magmatických, metamorfických a sedimentárních hornin**, v podmínkách periodicky promyvného až promyvného (udického až perudického) vodního režimu. Jedná se o půdy, kde se lze setkat s největší pestrostí substrátu (z hlediska zrnitosti, vrstevnatosti, trofismu, klimatu či pokravné vegetace). Původní porosty v oblasti kambizemí nižších poloh byly doubravy a bučiny (výjimečně borové lesy), u kambizemí vyšších poloh smíšené lesy (buk–jedle) až smrčiny.

Stratigrafie: Ap – Bv – IIC

Další vlastnosti: Široké rozpětí nadmořských výšek a s tím spojených klimatických parametrů ovlivňuje vývoj kambizemí a proto rozlišujeme kambizemě nižších (300–600 m n. m.) a vyšších (600–1000 m n.m.) poloh. Kambizemě nižších poloh obsahují v ornici méně humusu (probíhá rychlejší mineralizace, delší vegetační období, vyšší suma teplot), zpravidla do 3 % v ornici (horské kambizemě 3–6 %), ale více jílu než horské půdy. Vyznačují se vyšší nasyceností sorpčního komplexu, nad 50 %, (horské zpravidla méně 50 %) a vyššími hodnotami výměnného pH (nad 5,0). Kvalita humusu je velmi rozdílná, směrem do nižších poloh roste. Pro kambizemě typická skeletnatost má tyto zákonitosti:

- obsah skeletu stoupá od bazických ke kyselým horninám, nižší obsah skeletu mají půdy z metamorfovaných hornin,
- velikost a obsah skeletu nemusí do hloubky profilu přibývat (profil kambizemí v tomto případě ale nevznikl in situ).

Limitujícími faktory zemědělského využívání kambizemí jsou: klima, svažitost, skeletovitost, hloubka profilu a půdní acidita. Mělké, resp. silně skeletovité kambizemě, a také kambizemě na sklonech nad 17° jsou už využívány jako lesní půdy. Kambizemě nižších poloh jsou v zemědělství využívány především jako orné půdy, ve vyšších polohách je výrazné zastoupení trvalých travních porostů. Úrodnost kambizemí je různá, zpravidla ale úrodnost klesá s nadmořskou výškou. Místně je však významně ovlivněna zastoupením jednotlivých subtypů. Svahové polohy jsou značně ohroženy vodní erozí. Proto upřednostňujeme orbu po vrstevnicích, sklony nad 12° je lépe využívat jako trvalé travní porosty. Kambizemě s nasyceností sorpčního komplexu $V_M < 60\%$ je třeba pravidelně vápnit. Pokud jsou využívány jako orné půdy, vyžadují organické hnojení.

Výskyt: Nachází se na plošinách, ale i ve svažitéch podmínkách pahorkatin, vrchovin a hornatin, v menší míře (sypké substráty) v rovinatém reliéfu. Jsou nejrozšířenějším půdním typem ČR, pokrývají 45 % ZPF a 59 % LPF (lesního půdního fondu).

Půdní typ: PELOZEM (PE)

Půdy s kambickým pelickým Bp horizontem, jenž vznikl *pedoplasmací* slabě zpevněných jílu a slínů a v hlavním souvrství jílovitě zvětrávajících břidlic. Obsah jílu v převážné části pelického horizontu je vyšší než 35 %.

Stratigrafie: Ap – Bp – IIC

Další vlastnosti: Nepříznivé fyzikální vlastnosti: slitá stavba, nízká infiltrace v době nasycení vodou a vysoká za nízkých vlhkostí (preferenční pohyb vody po trhlinách). Obtížná zpracovatelnost. Půdní reakce je neutrální až slabě alkalická, maximální výměnná sorpční kapacita činí 300–350 mmol(+).kg⁻¹. Nasycenost V_M v rozmezí 35 až 100 %.

Výskyt: Je malý, nachází se především v rovinatém reliéfu, v menší míře ve svažitéch podmínkách pahorkatin.

8.3.8 Referenční třída PODZOLY

Půdy se spodickými diagnostickými horizonty, které vznikly v důsledku *podzolizace*. *Podzolizace* je proces translokace humusu a sesquioxidů, kdy:

- a) v důsledku intenzivní tvorby nízkomolekulárních organických látek se vytváří silně kyselá reakce, která způsobuje uvolňování železa a hliníku z půdních minerálů,
- b) probíhá mobilizace oxidů Fe a Al komplexotvornými nízkomolekulárními organickými kyselinami (vznik chelátů), migrace ve formě komplexních sloučenin (Al migruje i iontové formě) a následně imobilizace,
- c) probíhá diferencovaná migrace organických látek.

Vznikly ze zvětralin lehčího zrnitostního složení (žul. rul, pískovců), zčásti na písčích nižších poloh.

Půdní typ: KRYPTOPODZOL (KP)

Půdy se sesquoxidickým spodickým Bsv horizontem, který má rezivou až žlutorezivou barvu. Kryptopodzoly horských poloh se vytvářejí v podmínkách promyvného (perudického) vodního režimu, původními porosty byly smrčiny nebo kosodřevina. Kryptopodzoly nižších poloh v podmínkách periodicky promyvného (udického) vodního režimu, původní vegetací byly borové lesy.

Stratigrafie: O–Ah–Bsv–C.

Další vlastnosti: Kryptopodzol se vyznačuje nízkou objemovou hmotností (ρ_d níže 1,0 g.cm⁻³) a vysokou kyprostí v důsledku tvorby zaoblených mikroagregátů, vzniklých stmelěním částic jílu a prachu volnými amorfními oxidy železa. Má veškeré znaky spodického horizontu, popsané v kapitole o diagnostických horizontech. Humusovou formou je nejčastěji mor a přechody k moderu. Jsou to půdy silně kyselé (ZPF má v hloubce 40–70 cm nasycenost sorpčního komplexu V_M <30 %; LPF v hloubce 10–25 cm V <20 %) s tvorbou sekundárního chloritu v horizontu Bsv, vysoce nasycené Al s velmi výrazným uvolněním volných oxidů Fe a Al. Vzhledem k nízké úrodnosti jsou využívány především jako lesní půdy. V zemědělském půdním fondu se jedná o trvalé travní porosty vyžadující pravidelné vápnění.

Výskyt: Vytvářejí se jednak v horských podmínkách (výše 700 m n. m.) v krycím a hlavním souvrství přemístěných zvětralin lehčího zrnitostního složení (žul, rul, pískovců), jednak v nižších polohách z písků a zvětralin pískovců. Představují 1,5 % ZPF.

Půdní typ: PODZOL (PZ)

Půdy s profilem výrazně diferencovaným na vybělený (abický) horizont Ep (někdy infiltrovaným humusem zbarven šedě) a iluviální humusosequioxidický spodický horizont. Podzoly, podobně jako kryptopodzoly, se vytvářejí ve dvou ekologicky odlišných oblastech: podzoly horských poloh v podmínkách promyvného (perudického) vodního režimu, původními porosty byly smrčiny nebo kosodřevina, kryptopodzoly nižších poloh v podmínkách periodicky promyvného (udického) vodního režimu, tedy s občasným prosýcháním profilu. Původní vegetací zde byly borové lesy.

Stratigrafie: O–Ahe–Ep–Bhs–Bs–C.

Další vlastnosti: Humusovou formou je převážně surový humus. Podzoly jsou půdy silně kyselé s výrazně nenasyčeným sorpčním komplexem kyselé (ZPF má v hloubce 40–70 cm nasycenost $V_M < 30\%$; LPF v hloubce 10–25 cm nasycenost $V < 20\%$), s vysokou nasyceností Al a tvorbou sekundárních Al-chloritů, s výraznou migrací komplexů Fe, Mn, Al s organickými kyselinami o malé molekule. Vyznačují se vysokým podílem kationtové výměnné kapacity závislé na pH. Obsah humusu je vysoký nejen v humusovém horizontu (v ornicích $> 4\text{--}5\%$), ale i v horizontu Bhs ($> 5\%$). Obsah humusu u podzolů nižších poloh z písků je nižší, ale hromadění humusu v horizontu Bhs poměrně výrazné. Jsou využívány především jako lesní půdy.

Výskyt: Vytvářejí se jednak v horských podmínkách (nad 800 m n. m.) ze zvětralin lehčího zrnitostního složení (žul, rul, pískovců), jednak v nižších polohách z písků a zvětralin pískovců. Představují $< 0,1\%$ ZPF.

8.3.9 Referenční třída STAGNOSOLY

Půdy semihydromorfní, s výrazným **redoximorfním mramorovaným horizontem** v důsledku povrchového převlhčení v hloubce do 50 cm, jehož výraznost do hloubky klesá.

Půdní typ: PSEUDOGLEJ (PG)

Půdy s výrazným mramorovaným redoximorfním horizontem Bm. Vytvářejí se buď z pedogenně (z luvizemí) nebo litogenně zvrstvených případně nepropustných (jílovité, písčitojílovité) substrátů. Vrstva s nízkou hydraulickou vodivostí se nachází v hloubce do 100 cm. *Pseudoglejový proces (oglejení):* v důsledku periodicky zvýšené vlhkosti dochází za účasti nízkomolekulárních organických látek k mobilizaci, redukci a migraci Fe a Mn (Fe^{3+} je redukováno na Fe^{2+} , Mn^{4+} je redukováno na Mn^{2+}). Migrace probíhá jednak laterálně, dále pak vertikálně difuzí celou masou půdy, přednostně po trhlinách, vytvářejících se v obdobích prosýchání profilu (letní období), kdy dochází k oxidačním procesům. Jsou to půdy s udickým, periodicky akvickým vodním režimem. Původní vegetací byly doubravy a bučiny.

Stratigrafie: Ap či Ad–En–Bm–BCg–C.

Další vlastnosti: V důsledku nízké drenážní schopnosti dochází ke zvýšení půdní vlhkosti v celém profilu nad maximální kapilární vodní kapacitu v zimním a jarním období. Půdní vlhkost vyšší maximální kapilární vodní kapacity se nejdéle udrží v horizontu Bm nebo aspoň v jeho spodní části. Humusovou formou je nejčastěji moder, humusový horizont a ornice mají zvýšený obsah humusu ve srovnání s okolními anhydromorfními půdami. V ornicích se obsah humusu pohybuje v rozmezí 2,5–3,5%. Jsou půdami eubazickými (nasycenost sorpčního komplexu V_M nad 60%) až mesobazickými (nasycenost sorpčního komplexu V_M 35–60% v horizontu Bm), se zvýšeným zastoupením amorfního Fe. Pseudogleje jsou pokládány za půdy méně úrodné. Jejich produkční potenciál je ovlivněn zvláště v jarních měsících: nadměrnou vlhkostí oddalující vstup mechanizace na pozemky, kolísáním a periodickým snížením provzdušenosti a redukčně-oxidačního potenciálu (což vede k hromadění toxických látek, které ovlivňují metabolismus rostlin) a dále pak k transformaci N ve směru amonifikace a denitrifikace či zvýšením přístupnosti P, Mo, Cu, Co, Zn. Je lépe je využívat

jako trvalé travní či lesní porosty. Pokud jsou využívány jako orná půda, nezbytně vyžadují základní i hloubkové kypření, na většině ploch i pravidelné vápnění a hnojení organickými hnojivy.

Výskyt: Nalézáme je v rovinatých částech reliéfu humidnějších oblastí (400 až 800 m n.m.), představují 7% ZPF.

Půdní typ: STAGNOGLEJ (SG)

Představuje stagnosol s velmi dlouhou periodou povrchového převlhčení profilu. Pod hydrogenním nadložním a humusovým horizontem se vytváří horizont, který svědčí o dlouhodobém převlhčení: šedý glejový horizont s rourkovitými novotvary Gro, který přechází do mramorovaného redoximorfního horizontu Bm. Tato půda se vytváří v lokálních podmínkách dlouhodobějšího povrchového oglejení (např. pod svahovými prameništi) než je u pseudo-gleje. Na stagnoglejích rostou pouze hydrofilní travinná společenstva.

Stratigrafie: O–At–Gro–Bm–Cg.

Výskyt: nachází se ostrůvkovitě na velmi malých plochách.

8.3.10 Referenční třída GLEJSOLY

Půdy s výrazným **reduktomorfním glejovým Gr horizontem** (glejovým redukčním) v hloubce do 50 cm důsledku dlouhodobého provlhčení podzemní, ale i povrchovou vodou.

Půdní typ: GLEJ (GL)

Glejový proces: V důsledku trvale zvýšené vlhkosti (vrstva s nízkou hydraulickou vodivostí se nachází zpravidla hlouběji 100 cm) dochází k poklesu redukčně-oxidačního potenciálu na hodnoty +200 mV až –400 mV, k stoupaní pH (při redukci Fe, Mn, S) a mobilizaci a úplné redukci Fe a Mn, jejich migraci (vzestupné, místy laterální) a event. vylučování oxidovaných forem jako rourkovitých útvarů kolem chodeb s kořáním. Vytvářejí se specifické podmínky pro tvorbu a přeměnu jílu. Přeměny organických látek probíhají ve směru snížení mineralizace, dochází až k rašelinění při vysoké tvorbě nízkomolekulárních organických látek. Jsou to půdy s akvickým vodním režimem. Nalézáme je na deluviích a hlubších svahovinách v depresích, dále na aluviálních a koluviálních sedimentech. Na glejích roste pouze hydromorfni vegetace.

Stratigrafie: Ot–At–Gro–Gr nebo T–Gro–Gr.

Další vlastnosti: Ve složení humusu převládají fulvokyseliny, jejich obsah do hloubky stoupá (HK:FK v horizontu Gro <0,5; v horizontu Gr <0,1). Pro glejové horizonty je charakteristický vysoký obsah volného železa. Půdní reakce je zpravidla kyselá až silně kyselá. Maximální sorpční kapacita je výrazně závislá na obsahu organických látek.

Nepříznivé fyzikální vlastnosti (slitý stav půdní hmoty) podmíněné rozpadem mikrostruktury se udržují často i po odvodnění. Společně s organozeměmi mají značný význam pro zadržování vody v krajině. Agronomická hodnota je však velmi nízká. Produkční potenciál je trvale ovlivněn:

- nadměrnou vlhkostí znemožňující vstup mechanizace na pozemky;
- nízkou provzdušeností a nízkou hodnotou redukčně-oxidačního potenciálu, což vede k hromadění toxických látek, které ovlivňují metabolismus rostlin; nízkou přístupností N jeho vázáním v organických látkách, které jsou slabě mineralizovány;
- transformací N ve směru amonifikace a denitrifikace;
- zvýšením přístupnosti P, Mo, Cu, Co, Zn.

Při melioraci gelů se doporučuje regulace přítoku vod a trubková drenáž. Ta musí být uložena tak, aby se obsah vody během vegetačního období pohyboval kolem polní vodní kapacity.

Výskyt: Gleje jsou vázány na terénní deprese, některé části širokých niv a zejména na úzké nivy s málo kolísající hladinou minerálně chudších podzemních vod. Zaujímají 4% ZPF.

8.3.11 Referenční třída ORGANOSOLY

Půdy s **holorganickými**, zpravidla **rašelinnými** horizonty, nad nezpevněnými sedimenty o mocnosti nad 50 cm, nad pevnými horninami o mocnosti nad 10 cm.

Půdní typ: ORGANOZEM (OR)

Půdy charakterizované holorganickým horizontem T o mocnosti >60 cm s výjimkou případů tvorby horizontu T nad pevnou skálou (>10 cm). Jsou dále klasifikovány podle převládající rozloženosti horizontu T.

Stratigrafie: T-Gr nebo T-R

Další vlastnosti: odlišné fyzikální, chemické i biologické vlastnosti organozemí závisí na místě výskytu. Rozeznáváme tři hlavní druhy rašelinišť:

1. **Vrchoviště** se vyskytují ve vyšších polohách v humidním klimatu. T-horizont je značně kyselý, s nízkým obsahem popelovin (1–4%). Vrchoviště tvoří tzv. organozem fibrická, kyselá a litická.
2. **Slatiny** jsou rozšířeny v údolních polohách s vysoko položenou hladinou podzemní vody. Jsou slabě kyselá až neutrální s vyšším obsahem popelovin (5–40%). Slatiny tvoří organozem saprická, terická, glejová, místy i karbonátová.
3. **Přechodná** rašeliniště tvoří svými vlastnostmi přechod obou shora jmenovaných typů. Zadržují značný objem vody v krajině. Zastoupení subtypů: organozem mesická, kyselá, na okrajích rašelinišť organozem glejová.

Těžba rašeliny na výrobu zahradnických substrátů se provádí již jen v omezeném rozsahu.

Výskyt: V ČR asi 29 tis.ha, nejvíce v jižních Čechách.

8.3.12 Referenční třída ANTROSOLY

Půdy s výrazně modifikovanými půdními horizonty kultivačními a melioračními opatřeními, pohřbením původních půdních horizontů nebo půdy vzniklé z přemístěných materiálů.

Půdní typ: KULTIZEM (KU)

Půdy vzniklé *kultivační činností člověka, která svým vlivem přesahuje vytvoření ornice a běžné zlepšování jejich vlastností minerálním a organickým hnojením, zpracováním půdy*. Dále se jedná o půdy, u kterých meliorační zásahy přesahují vliv úprav vodního režimu odvodněním, drenáží či závlahou. Výrazné úpravy půdy běžnými agrotechnickými a melioračními zákroky hodnotíme na úrovni antropických subtypů půd.

Kultizemě vznikají při mimořádném zapravování zúrodňovacích materiálů do ornice, dále pak hloubkovým kypřením, rigolováním, zapravením isolačních folií apod. U těchto půd můžeme identifikovat podle zachovaných profilových znaků event. ze zbytků horizontů rozvlečených antropogenní turbací, že půda vznikla in situ.

Stratigrafie: Azp-

Půdní typ: ANTROZEM (AN)

Půda *vytvářená či vytvořená z člověkem nakupených substrátů získaných při těžební a stavební činnosti*. Charakter půd je dán jednak vlastnostmi původního materiálu, jednak antropogenním vrstvením či mísením materiálu, dále pak usměrněním procesu pedogeneze po rekultivacích, sledujících úpravy půdních vlastností pro zemědělské, lesnické, rekreační využití. Pouhé navrstvení materiálů vytváří pouze antropické substráty. Specifické podmínky se mohou vytvářet po rekultivaci skládek odpadů.

Stratigrafie: Azx-

9 STRUKTURA PŮDNÍHO POKRYVU

9.1 ZÁKLADNÍ POJMY

Přijmeme-li názor, že půdy jsou libovolné trojrozměrné výřezy z pedosféry – od pokryvného humusu až po horninu, potom neexistuje zásadní rozdíl mezi půdou a půdním pokryvem. Termín **půdní pokryv** používáme pro větší výřez pedosféry, který dovoluje rozlišit její prostorovou (geografickou) diferenciaci. Jestliže hovoříme o půdním pokryvu určité oblasti, věnujeme zpravidla hlavní pozornost pedogeografickým hlediskům (prostorová diferenciacie, vztah půd k ostatním komponentům krajiny, úloha půdy v krajině). Pridland (1972) rozumí pod pojmem struktura půdního pokryvu zákonitosti ve střídání půd v prostoru tzn. ve změnách rozměrů a formě pedogeografických jednotek, které se na mapě jeví jako různě velké plošky s různým charakterem jejich hranic (ostré, jasné, postupné), způsobu rozmístění jednotlivých jednotek (plošek), stupni kontrastnosti půd a vztahy s půdotvornými činiteli. **Struktura půdního pokryvu** je tedy způsob uspořádání menších pedogeografických jednotek (jak již bylo naznačeno výše s různou velikostí, tvarem a s různým charakterem hranic) v rámci větších jednotek.

Abychom tuto strukturu mohli analyzovat, musíme si ale nejprve definovat její základní složky (komponenty), ze kterých se skládá. Teoretickou hranicí detailnosti půdního průzkumu je půdní individuum, tj. malá část pedosféry prořatá půdní sondou. V posledních letech byl pro půdní individuum použit název pedon.

Pedon se definuje jako nejmenší objem půdy (minimální část pedosféry), který obsahuje všechny půdní horizonty, jejich vztahy i jejich variabilitu (proměnlivost) v horizontálním směru. Ve vertikálním směru je ohraničen nejnižší hranicí kořenového systému dominantních vytrvalých rostlin nebo nejnižší hranicí genetických horizontů. Je přibližně šestiúhelníkového tvaru s plochou od 1–10 m².

Pedon slouží k zachycení vlastností půdy v příslušné sondě a k její klasifikaci. Obsah pedonu se vyjadřuje nejnižší jednotkou půdní systematiky (např. půdní forma či varieta). Příklad obsahu pedonu: luvizem dystrická, slabě oglejená, hlinitá, ze sprašové hlíny. Pedon však není pedogeografickou jednotkou (nelze jej mapovat), protože se na mapě jeví jako bod. Nejmenší pedogeografickou jednotkou je tedy **polypedon**. Je to homogenní výřez z pedosféry, který se skládá z několika stejných pedonů, ohraničený jinými polypedony nebo místy bez půdního pokryvu (například vodními plochami). Polypedony tvoří základní prostorové (plošné) jednotky struktury půdního pokryvu, neboť zaujímají určité území a mají charakteristické tvary. Polypedon je prakticky totožný s elementárním půdním areálem, který představuje půdy patřící k jedné klasifikační jednotce nejnižšího stupně, zaujímající část pedosféry ze všech stran ohraničené jinými elementárními půdními areály nebo nepůdními útvary.

Pedosféra (popř. půdní pokryv) je ale natolik drobně členěna, že „čisté“ polypedony (tj. polypedony skládající se jen z pedonů se stejnými vlastnostmi) by byly pouze velmi malé, často spolu plošně nesouvisející a nebyly by tedy vhodné jako základní (nejmenší) kartografické jednotky ani pro mapy velkých měřítek.

Proto se za základní pedogeografickou jednotku (současně i kartografickou) považuje pedotop. **Pedotop je základní elementární pedogeografická a současně i kartografická jednotka, která je z podstatné části tvořena jedním polypedonem – a je tedy geograficky i ekologicky jakoby homogenní.** Malou část pedotopu mohou tvořit jiné polypedony. Obrazně vyjádřeno, pedotopy jsou často „nečisté“ polypedony.

Podle množství a umístění tohoto „cizího“ podílu se pedotopy dělí na:

- **monomorfní** – celý areál pedotopu odpovídá klasifikovanému obsahu (v tomto případě pedotop = polypedon), rozlišují se vyhraněné monomorfní pedotopy a monomorfní pedotopy (obsahující úzký přechodný pruh k sousedním pedotopům); nebo
- **polopolymorfní** – hlavní část plochy odpovídá klasifikovanému pedologickému obsahu, ale na hranici k sousedním pedotopům má půda přechodné vlastnosti; mohou být přítomné malé areály půd s mírně odlišnými vlastnostmi – tzv. topovarianty (např. v rámci pedotopu s luvizemí slabě oglejenou se vyskytují plošky s luvizemí oglejenou); nebo
- **polymorfní** – jsou podobné předcházejícím, mají však uvnitř malé areály jiných pedonů; např. v rámci pedotopu s luvizeměmi modálními leží plošky pseudoglejů, nebo v rámci pedotopu s kambizemí modální leží malé ostrůvky rankerů.

Velikost plochy pedotopů není jeho rozlišovacím znakem. Závisí na podmínkách vzniku a vývoje přírodní krajiny, který vedl k prostorové diferenciaci půdního pokryvu. V mapovací praxi je však účelné stanovit nejmenší plochy, které ještě budeme registrovat. Na mapách velkých měřítek, na kterých jsou zpravidla pedotopy jako základní jednotky, se mapují i plochy o velikosti 0,2–0,5 ha, ale nejčastěji užívaná velikost plochy pedotopů se pohybuje od 0,5 do 400 ha. Pedotopy pod 2 ha se označují za extrémně malé, pedotopy nad 128 ha za extrémně velké.

Spojením, seskupováním většího množství pedotopů na základě nějakého společného znaku dostaneme **pedochóru**. Společný znak vybíráme nejčastěji z reliéfu, ze substrátu, popř. i ze samotné půdy. Např. pedochóra na nivě, terase, pedochóra na vápencovém svahu severní expozice, pedochóra s převahou nivních půd, pedochóra s převahou lužních půd.

Uvedené je samozřejmě i nepřímým podkladem pro mapování BPEJ, kdy dle platné metodiky vymezení a mapování BPEJ z roku 1974 mohly být plošně vymežovány BPEJ pro účely bonitace ZPF, pokud jejich výměra činila nejméně 3 ha, v případě ploch menších než 3 ha mohly být mapovány jako samostatná BPEJ, pouze pokud měly výrazně kontrastní charakter a jejich výměra činila alespoň 0,5 ha.

9.2 PŮDY MORAVY A SLEZSKA

Při mapování během Komplexního průzkumu půd (KPP) byly zjištěny plošné výměry půdních typů **zemědělských půd** v rámci jednotlivých okresů (viz tabulka). Na celkové výměře zemědělských půd Moravy a Slezska, která tvoří zhruba 1,5 mil. ha zemědělských půd, jsou rozšířeny následující půdní typy:

	Morava a Slezsko (%)	Česká republika (%)
Kambizemě	38	45
Černozemě	18	11
Hnědozemě	16	13
Fluvizemě	8	6
Luvizemě	6	5
Pseudogleje a gleje	8	7
Rendziny a pararendziny	2,5	4
Černice	2,5	2
Regozemě	0,7	1
Organozemě, podzoly, kultizemě a litozemě	0,3	

Nejrozšířenějším půdním typem v rámci těchto zemědělských půd jsou **kambizemě**, které nacházíme prakticky ve všech okresech, při čemž v některých okresech zabírají 70 až 80 % plochy ZPF (okresy Vsetín, Bruntál, Žďár nad Sázavou, Zlín).

Černozemě mají největší rozšíření v jižních částech Moravy v okresech Břeclav (téměř 70 % ZPF), Znojmo, Hodonín, Brno-venkov, Prostějov, Vyškov, ale značnou výměru vykazují také v okrese Olomouc (23 %) a Přerov (15 %).

Hnědozemě jsou výrazně zastoupeny téměř ve všech okresech kromě Jihlavy a Vsetína (jen 1 % výměry). Největší zastoupení mají v okresech Kroměříž (35 %), Uherské Hradiště (30,4 %), Třebíč (27,7 %), Olomouc (27,3 %), Opava (25,8 %) a Znojmo (21,9 %).

Luvizemě tvoří význačnou skupinu půd rozšířenou hlavně v severovýchodní části Moravy a Slezska v okresech Ostrava (38,5 %), Karviná (35,8 %), Opava (19,9 %), Přerov (17,3 %) a Nový Jičín (11,7 %). V ostatních okresech je jejich rozšíření hluboko pod 10 %.

Fluvizemě jsou půdy relativně mladé a jsou rozšířeny v holocénních nivách našich řek. Největší rozšíření fluvizemí nacházíme v okresech Karviná (26 %), Přerov (24 %), Kroměříž (19,1 %); významné je zastoupení fluvizemí v okresech, kde protékají naše největší řeky.

Pseudogleje. Největší výměry byly zjištěny v okrese Frýdek-Místek (16,1 %), Karviná (12,8 %), Nový Jičín (12,2 %), Šumperk (12 %) a Žďár nad Sázavou (11 %).

Gleje se vyskytují ojediněle ve všech okresech. Větší výměry byly zjištěny v okrese Jihlava, Žďár nad Sázavou a Třebíč.

Rendziny a pararendziny. Jejich rozšíření je ve většině okresů malé, pouze v okresech Vyškov (20 %), Brno-město (10,2 %), Hodonín (11,2 %) a Uherské Hradiště (7,8 %) mají větší rozšíření a význam pro zemědělskou produkci.

Černice jsou nejvíce rozšířeny v okrese Kroměříž (19,1 %), Hodonín (13,9 %), Uherské Hradiště (12,9 %), Břeclav (9,9 %) a Brno-venkov (8,8 %).

Zbývající půdní typy mají vzhledem k nepatrnému rozšíření pro zemědělskou výrobu malý význam.

Kvalita zemědělského půdního fondu může být také posuzována podle zastoupení půdních druhů. Na Moravě a ve Slezsku výrazně převažují **půdy středně těžké**, tj. písčitohlinité až hlinité, které zabírají z celkové výměry 72 % plochy. V řadě okresů se podíl středně těžkých půd pohybuje nad 90 % (Bruntál 96,8 %, Olomouc 96,9 %, Opava 95,9 %). Naproti tomu v okresech Hodonín, Uherské Hradiště a Třebíč představují méně než 60 %. Nejmenší zastoupení středně těžkých půd mají okresy Žďár nad Sázavou (44,8 %) a Jihlava s 38,7 % zemědělské půdy.

Lehké půdy (písčité a hlinitopísčité) svým zastoupením představují téměř pětinu celkové plochy území (18,5 %). Největší plošné zastoupení lehkých půd bylo zjištěno v okrese Jihlava 60,3 %, dále Žďár nad Sázavou 54,8 %, Šumperk 46,6 % a Třebíč 45,3 %. Nejmenší rozlohy lehkých půd mají okresy Zlín 1,4 % a Olomouc 0,7 %.

Těžké půdy zabírají 9,5 %, jsou vázány převážně na tercierní sedimenty vyskytující se hlavně v jižních částech Moravy. Největší rozšíření zaznamenává okres Zlín s 39,7 % a Hodonín 24,8 %. V okrese Bruntál, Šumperk, Opava, Jihlava, Třebíč a Žďár nad Sázavou byly zjištěny jen drobné lokality s výskytem těchto půd, které nedosahují ani 1 % výměry zemědělské půdy okresu.

ZEMĚDĚLSKÝ PŮDNÍ FOND JEDNOTLIVÝCH OKRESŮ

Jihomoravský kraj, se skládá z okresů Blansko, Brno-město Brno-venkov, Břeclav, Hodonín, Vyškov a Znojmo.

V okrese **BLANSKO** se nachází 449 km² zemědělských půd (dále ZP). Půdní pokryv je zde z 52 % zastoupen kambizeměmi, soustředěnými v severozápadní části okresu (Hornosvratecká vrchovina) na rulách, svorech a fylitech. V nejnižší, centrální části v okolí řeky Svitavy vznikly hnědozemě (17 %) a luvizemě (>1 %) na spraších a permo-karbonských sedimentech. Na severu území v Boskovické brázdě se vytvořily i černozemě (7 %) na spraších a na jihovýchodě pararendziny na opukách (>5 %). Hydromorfní půdy: pseudogleje (7 %) a gleje (>3 %), jsou nepravidelně rozmístěny po celém území okresu. Fluvizemě (6 %) se vytvořily na nivách v povodí Svitavy. Velmi vysoké zastoupení mají půdy středně těžké (78 %), hlinité a písčitohlinité. Malý je podíl jak lehkých půd (18 %) na západě, tak i těžkých půd (4 %) ve střední části okresu. Najdeme zde rovněž vysoký podíl mělkých (16 %) a silně skeletovitých půd (7 %). Relativně výhodné podmínky pro zemědělskou výrobu v Boskovické brázdě se výrazně zhoršují směrem na západ (Hornosvratecká vrchovina) i na východě (Drahanská vrchovina).

V okrese **BRNO-VENKOV** zabírá zemědělská půda 562 km², přičemž nejvyšší zastoupení zde vykazují černozemě (35 %) soustředěné v jihovýchodní části okresu (v Dyjsko-svrateckém úvalu), převážně na spraších. Na druhém místě jsou pak hnědozemě (25 %) a luvizemě (3 %), navazující na černozemě v západní části. Kambizemě (17 %) se vyskytují převážně v severní polovině okresu (na brněnské vyvěřelině Drahanské vrchoviny) nejčastěji na granodioritech a kulmských břidlicích. Z ostatních půd tvoří významnější podíl fluvizemě (9 %) v nivě Svratky a Jihlavy a Černice (5 %) v nivách levostranných přítoků Svratky. Podíl hydromorfních půd je zanedbatelný. Nadprůměrný podíl tvoří středně těžké půdy hlinité (77 %), podprůměrný je pak lehkých půd hlinitopísčité půdy a těžké půdy (11 %), převážně jílovitohlinité na jihovýchodě. Nejlepší podmínky pro rostlinnou výrobu jsou na jihovýchodě, nejhorší na severozápadě (Křižanovská vrchovina) a na severu (Drahanská vrchovina).

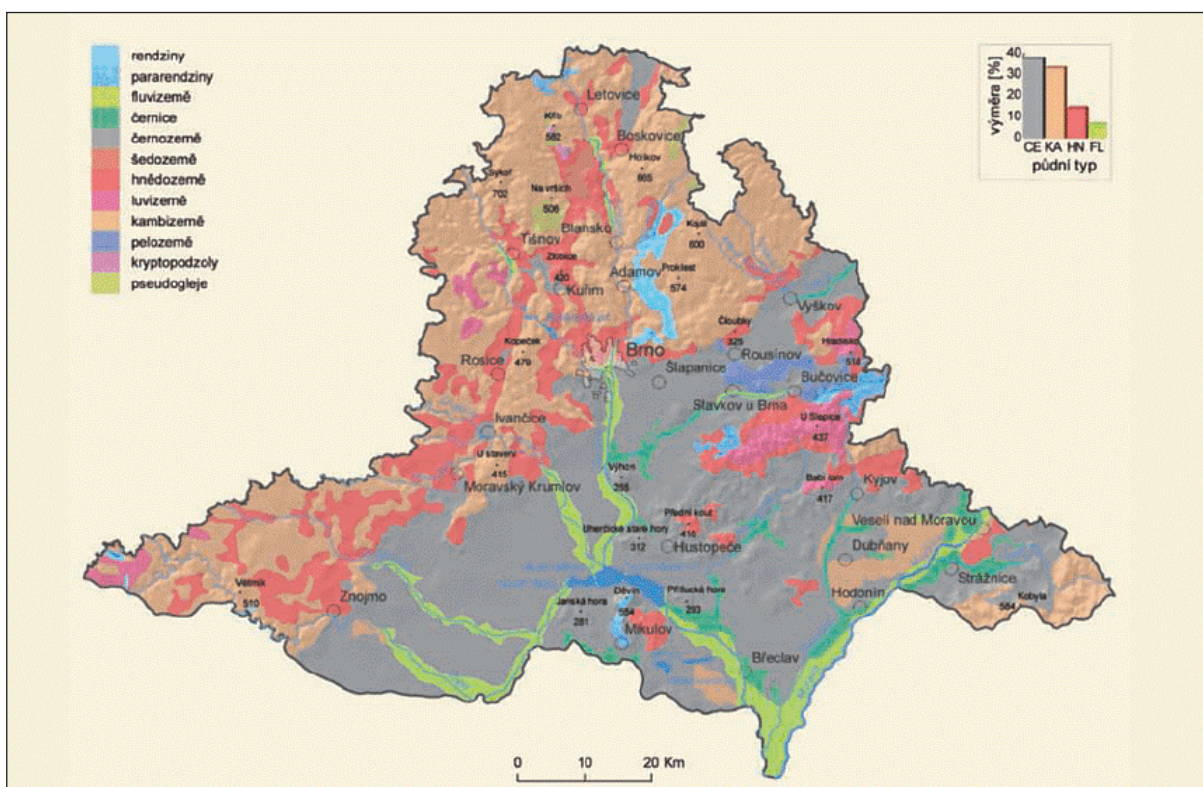
V okrese **BŘECLAV** zabírá zemědělská půda 816 km² s nejvyšším podílem černozemí (69 %) ze všech okresů České republiky. Černozemě jsou převážně na spraších a sprašových překryvech Dyjsko-svrateckého a Dolnomoravského úvalu. Černice (10 %) se vytvořily převážně v nivách Dyje a Trkmanky, fluvizemě (10 %) v uvedených nivách a v nivách řek Svratky a Jihlavy. Relativně vysoký podíl regozemí (5 %) doprovází písčité terasy, zastoupení pararendzin (přes 5 %) je zčásti vázáno na flyšové vápnité pískovce, zčásti na slíny. Podprůměrný podíl lehkých půd (14 %) je doprovázen mírně vyšším podílem těžkých půd (14 %, zrnitostně jde převážně o půdy jílovitohlinité, zčásti jílovité až jíly). Obecně výhodné podmínky pro zemědělskou výrobu jsou zhoršeny v nivách vodotečí, na území Mikulovské vrchoviny a Ždánického lesa

V okrese **HODONÍN** zabírá zemědělská půda 704 km², s vysokým zastoupením černozemí (44 %) v západní a zčásti i východní části území. Hnědozemě (10 %) se nachází na severu okresu, pararendziny (11 %) často na těžších karbonátových sedimentech na východě. 14 % černic je rozmístěno převážně v nivě Moravy a Kyjovky. Písčité terasy doprovázející vodní toky jsou překryty regozeměmi (7 %), jejich nivy fluvizeměmi (přes 6 %). Druhově patří půdy většinou ke středně těžkým (60 %), hlinitým půdám, v centrální části písčitohlinitým, nadprůměrné zastoupení těžkých (25 %) převážně jílovitohlinitých půd půd se soustředilo na východě okresu. Zamokřené půdy tvoří 16 % zemědělských půd, vyskytují se nejčastěji v půdách niv vodotečí. K zemědělsky nejvýhodnějším patří oblasti černozemí, k nejhorším centrální území okresu (Dyjsko-moravská pahorkatina), východní výběžek území (Bílé Karpaty) a oblast Chřibů na severu okresu.

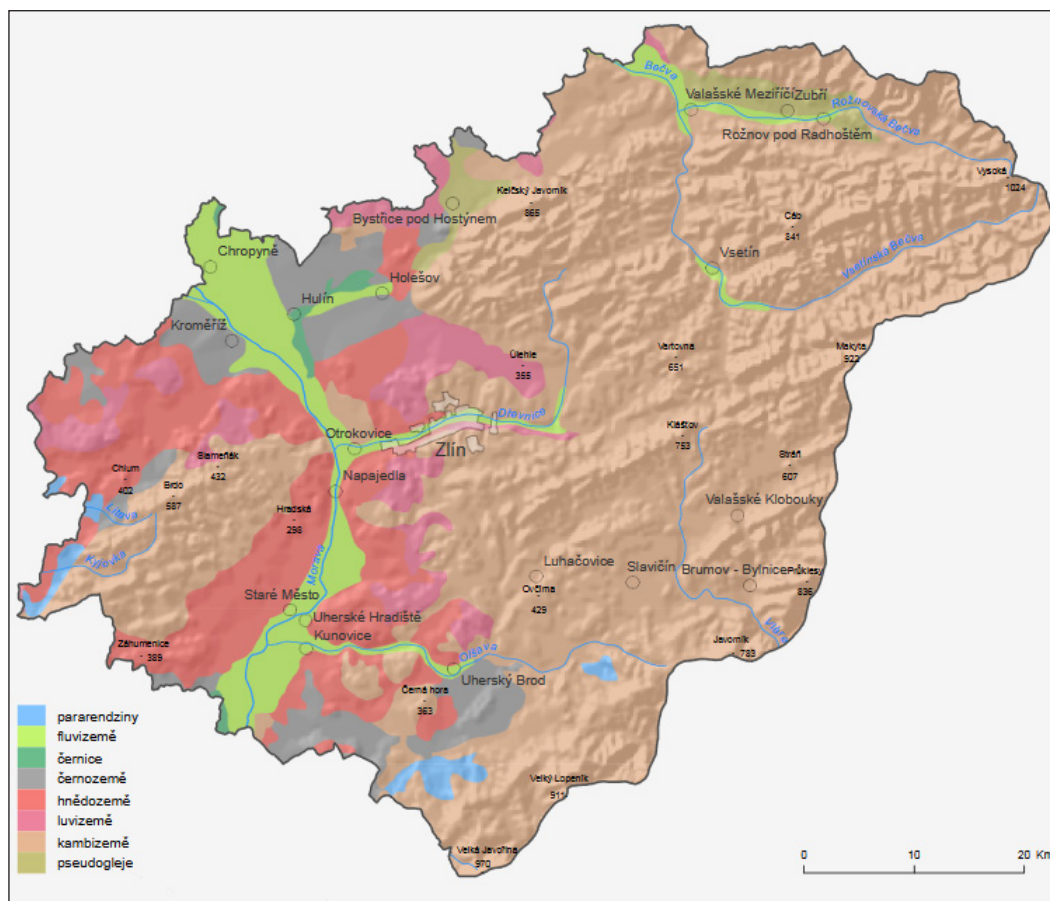
V okrese **VYŠKOV** tvoří zemědělská půda 487 km² s vysokým podílem černozemí (44 %) na spraších v centrální části kolem Vyškovské brány a v Dyjsko-svrateckém úvalu. Nadprůměrně

vysoký podíl pararendzin (20%) vznikl na jílovitých mořských sedimentech. 18% hnědozemí navazujících na černozemě se vytvořilo na hlinitých překryvech flyšových břidlic a pískovců a mořských sedimentů na východě, na západě pak paleozoických a kulmských břidlic, pískovců a drob Dražanské vrchoviny. Velmi nízký podíl kambizemí (přes 7%) je převážně soustředěn do zalesněné severozápadní části okresu, fluvizemě (4%) a černice (4%) pak do niv povodí Hané. Nadprůměrný podíl středně těžkých hlinitých půd (74%) je doprovázen vysokým zastoupením těžkých, většinou jílovitohlinitých půd (21%). Nízký je podíl zamokřených půd (5%). Poměrně výhodné podmínky pro zemědělskou výrobu vznikly v centrální části okresu. Na jihovýchodě (Litenčická pahorkatina) a zvláště na severozápadě (Dražanská vrchovina) se tyto podmínky výrazně zhoršují.

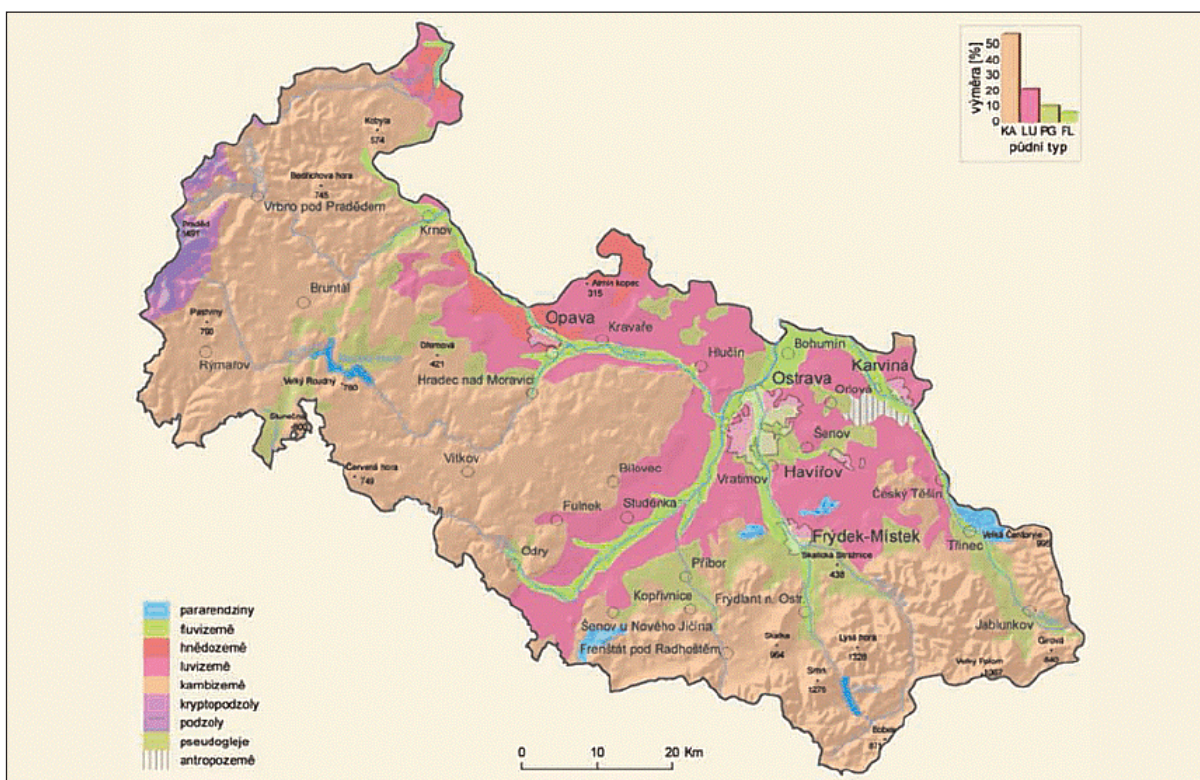
V okrese **ZNOJMO** tvoří zemědělská půda 1 120 km² a nejvyšší zastoupení zde mají černozemě (48%), nejčastěji na spraších v Dyjsko-svrateckém úvalu na východě okresu. V západní části (Jevišovická pahorkatina) na černozemě navazují hnědozemě (22%) a luvizemě (3%) na hlinitých překryvech rul nebo na spraších. Kambizemě (16%) jsou mozaikovitě rozmístěny v západní části území převážně na zvětralinách rul. Přes 6% fluvizemí a přes 3% černic je soustředěno v nivě řeky Dyje a Jevišovky. Převládají středně těžké půdy (74%) převážně hlinité, lehkých půd je 22%. Podíl zamokřených půd (7%) je velmi nízký. Komplikovanější podmínky pro zemědělskou výrobu se vytvořily pouze na západě, v oblasti Bítovské pahorkatiny.



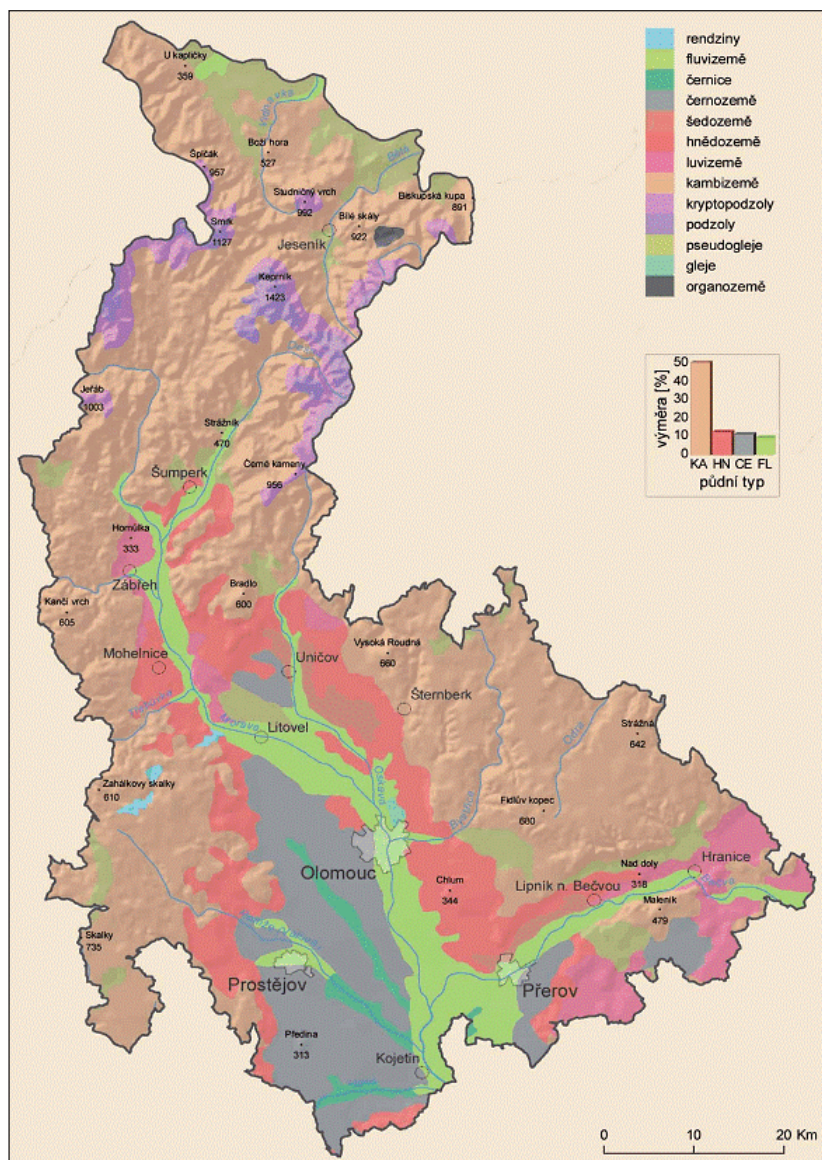
Obrázek 29 Jihomoravský kraj, (zdroj MŽP ČR, viz elektronické zdroje).



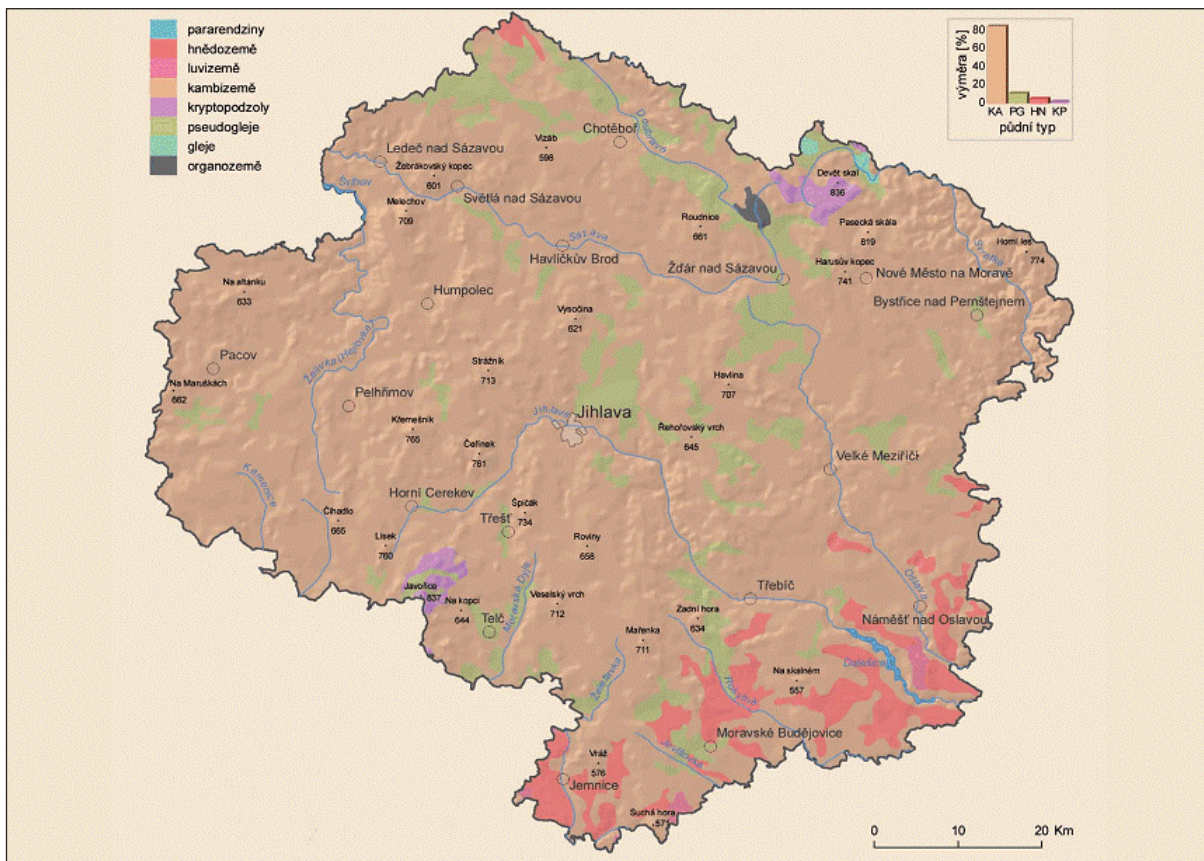
Obrázek 30 Zlínský kraj tvoří okresy: Kroměříž, Uherské Hradiště, Vsetín, Zlín, (zdroj MŽP ČR, viz elektronické zdroje.)



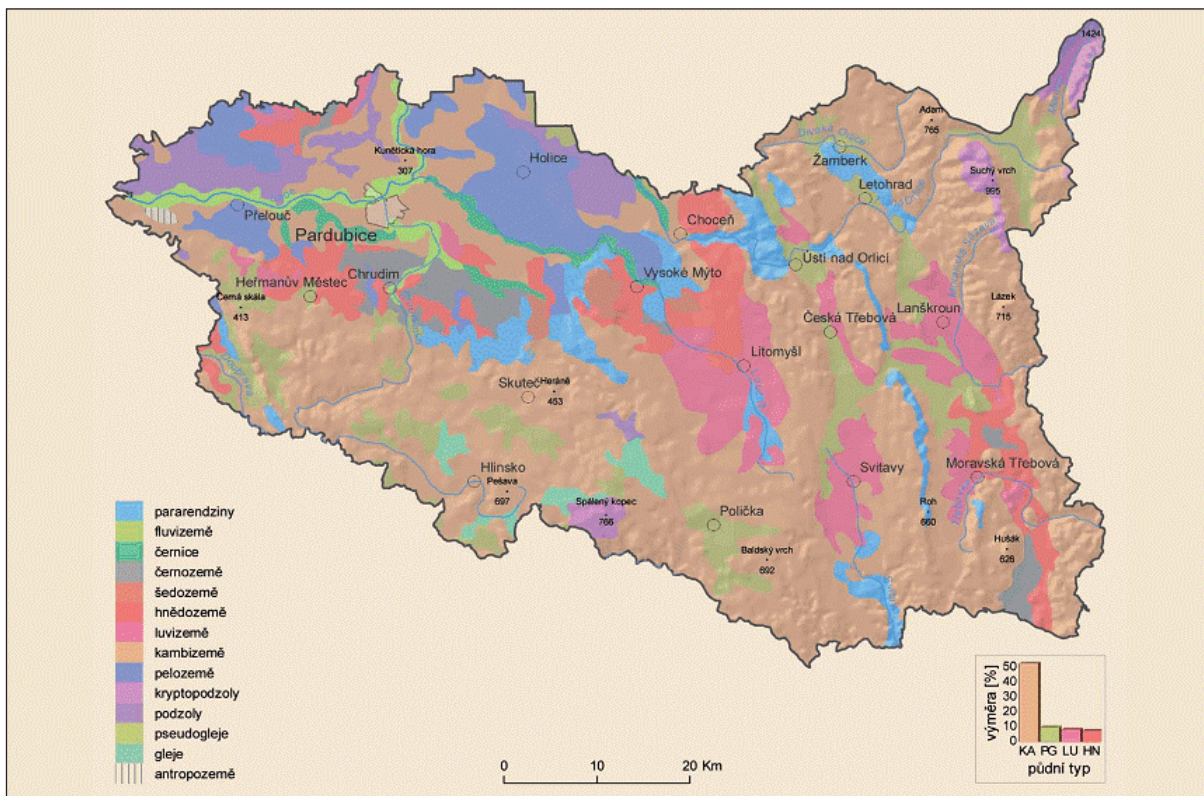
Obrázek 31 Moravskoslezský kraj tvoří okresy: Bruntál, Frýdek-Místek, Karviná, Nový Jičín, Opava Ostrava-město, (zdroj MŽP ČR, viz elektronické zdroje.)



Obrázek 32 Olomoucký kraj je tvořen okresy: Jeseník, Olomouc, Prostějov, Přerov, Šumperk, (zdroj MŽP ČR, viz elektronické zdroje).



Obrázek 33 Kraj Vysočina tvoří okresy: Havlíčkův Brod, Jihlava, Pelhřimov, Třebíč, Žďár nad Sázavou, (zdroj MŽP ČR, viz elektronické zdroje.)



Obrázek 34 Pardubický kraj je tvořen okresy: Chrudim, Pardubice, Svitavy, Ústí nad Orlicí, (zdroj MŽP ČR, viz elektronické zdroje.)

V okrese **BRUNTÁL** tvoří zemědělská půda 816 km², kterou nejčastěji tvoří kambizemě (74 %), vytvořenými na paleozoických a kulmských břidlicích, pískovcích a drobách, v západní části (Hrubý Jeseník) na rulách a svorech. Hnědozemě tvoří asi 7 % a luvizemě přes 2 % se vytvořily v povodí Opavy a v severním výběžku v Osoblažské nížině na sprašových a souvkových hlínách. Pseudogleje (7 %) navazují většinou na hnědozemě v západní části, větší plochy se vytvořily také v severozápadním výběžku okresu (Zlatohorská vrchovina). Poslední významnější jednotkou jsou fluvizemě (5 %) na severu v nivě Opavy a Osoblahy. Druhově převládají středně těžké hlinité a písčitohlinité půdy (97 %) s nejvyšším podílem půd mělkých (22 %) a silně skeletovitých (27 %) na Moravě a ve Slezsku. Vhodnost stanovišť pro zemědělskou výrobu se postupně zhoršuje ze severovýchodu na jihozápad, nejhorší jsou v západní části území Hrubého Jeseníku.

V okrese **FRÝDEK – MÍSTEK** tvoří zemědělská půda 520 km² s nižším podílem kambizemí (42 %) nejčastěji ve východní polovině okresu na území Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny na flyšových břidlicích a pískovcích. Hnědozemě (21 %) a luvizemě (7 %) soustředěné v severovýchodní třetině vznikly na sprašových hlínách a na hlinitých překryvech flyšových břidlic a pískovců. Vysoký je podíl pseudoglejů (16 %) navazujících ve vyšších polohách na hnědozemě. Fluvizemě (9 %) se nachází převážně v nivě Ostravice, pararendziny (4 %) se vyvinuly na vápenatých flyšových pískovcích. Zrnatostně se nejčastěji vyskytují středně těžké půdy (84 %) v podstatě hlíny, fluvizemě jsou písčitohlinité. Podmínky pro zemědělskou výrobu se postupně zhoršují od severozápadu (Moravská brána, Ostravská pánev) k jihovýchodu (Moravskoslezské Beskydy).

V okrese **JIHLAVA** tvoří zemědělská půda 704 km². Je zastoupena převážně kambizeměmi (69 %) většinou na rulách, v západní části pak na žulách. Podíl pseudoglejů (10 %) a glejů (12 %) je velmi vysoký. Vytvořily se převážně v severní polovině okresu v povodí Jihlavy. Luvizemě (přes 6 %) jsou zastoupeny v severním (Jihlavsko-sázavská brázda) a jižním (Dačická kotlina) okrajovém území okresu. Druhově patří půdy oresu Jihlava převážně k lehkým (60 %), středně těžké (39 %) jsou zastoupeny většinou jako písčitohlinité, v oblastech výskytu luvizemí a pseudoglejů také hlinité zrnatosti. Vysoký je podíl mělkých (13 %) a silně skeletovitých půd (5 %). Podprůměrné zastoupení orných půd je způsobeno nepříznivými reliéfovými a substrátovými podmínkami včetně vysokého zamokření, K zemědělsky nejpříznivějším územím patří sever a jih s luvizeměmi, nejobtížnější podmínky se vytvořily v západním okrajovém pásmu (Křemešnická a Křižanovská vrchovina).

V okrese **KARVINÁ** tvoří zemědělská půda 182 km². Nejzastoupenějším půdním typem je luvizem (36 %) v severní části na sprašových a souvkových hlínách a na morénách překrývajících paleozoické a kulmské břidlice. Hnědozemě (6 %) se vytvořily v sousedství luvizemí na jihu. Velký podíl zde mají i fluvizemě (26 %) v nivách řek Olše a Odry. Výrazně podprůměrně jsou zastoupeny kambizemě (18 %) na jihovýchodě (Těšínská pahorkatina) na flyšových břidlicích a pískovcích. Poměrně vysoký je zde podíl pseudoglejů (13 %) doprovázejících oblasti luvizemí na zrnatostně méně propustných substrátech. Průměrný pro severní Moravu a Slezsko je podíl středně těžkých (83 %) písčitohlinitých a hlinitých půd, těžké půdy (11 %) jsou soustředěny především na severu okresu. Podmínky pro zemědělskou výrobu se mírně zhoršují směrem na jihovýchod.

V okrese **KROMĚŘÍŽ** zemědělská půda zabírá 496 km² s nejčastějším výskytem hnědozemí (35 %) a luvizemí (>7 %), které se vytvořily v návaznosti na černozemě na spraších (20 %) ve středu okresu. Vysoký podíl fluvizemí (19 %) je soustředěných v nivě řeky Moravy a je nejvyšší na jižní Moravě. Z ostatních typů jsou významněji zastoupeny kambizemě (> 10 %) zvláště na severovýchodě v Podbeskydské pahorkatině. Podíl pararendzin (převážně na slínech) a černic nepřevyšuje 4 %. Převládajícím druhem jsou středně těžké půdy (85 %), půdního druhu hlíny, těžké půdy (11 %) jsou zpravidla jílovitohlinité v jihovýchodní části okresu. Velmi vysoký je

podíl zamokřených půd (25 %). Nejprůzračnější podmínky se vytvořily v centrální části území, na jih a severovýchod se postupně zhoršují.

V okrese **NOVÝ JIČÍN** zabírá zemědělská půda 614 km², přičemž ji ze 46 % tvoří kambizemě na jihovýchodě (Podbeskydská pahorkatina) a severozápadě (Nízký Jeseník); tedy po obou stranách Moravské brány. Nejčastěji na flyšových břidlicích a pískovcích, na severozápadě na morénách a souvkových hlínách. Vysoký je podíl hnědozemí (18 %) a luvizemí (12 %). Vytvořily se většinou v oblasti Moravské brány. Z dalších typů se zde nadprůměrně vyskytují pseudogleje (12 %) navazující na hnědozemě zvláště na východě území. Fluvizemě (10 %) se vytvořily v nivách povodí Odry. Podíl středně těžkých půd (většinou hlinitých) činí 91 %, těžkých půd (zpravidla jílovitohlinitých) je 7 %. Nejlepší podmínky pro zemědělskou výrobu jsou na území Moravské brány; oběma směry zvláště na severozápad se zhoršují.

V okrese **OLMOUC** tvoří zemědělská půda 783 km², přičemž po pravé straně Moravy jsou soustředěny černozemě (23 %) na spraších v oblasti Hornomoravského úvalu, na levé straně pak hnědozemě (27 %) a luvizemě (7 %) převážně na spraších. Zastoupení kambizemí (19 %) je podprůměrné, soustředěny jsou v severovýchodní, lesnatější, třetině okresu, na paleozoických a kulmských břidlicích, pískovcích a drobách (Oderských vrchů a jižní části Nízkého Jeseníku). Mírně nadprůměrný podíl fluvizemí (15 %) přísluší nivě Moravy, kterou doprovází také 7 % glejů. Druhově patří převážná část okresu (97 %) k půdám středně těžkým, hlinitým, jen část kambizemí je písčitohlinitá. Podmínky pro zemědělskou výrobu jsou nejvýhodnější v okolí Moravy, na západě (Zábřežská vrchovina) a zvláště na severovýchod se výrazněji zhoršují.

V okrese **OPAVA** tvoří zemědělská půda 715 km². Nejvíce kambizemí (38 %) se nachází v jižní polovině okresu (Nízký Jeseník) s vyšším zastoupením lesů. Tyto kambizemě se vyvinuly na paleozoických a kulmských břidlicích, pískovcích a drobách. V severní části okresu (Opavská pahorkatina) jsou soustředěny hnědozemě (26 %) a luvizemě (20 %); a to na morénách, souvkových a sprašových hlínách. Luvizemě tvoří přechod ke kambizemím. Z ostatních půd jsou významněji zastoupeny gleje (5 %) a pseudogleje (3 %), v nivě Opavy fluvizemě (7 %). Malý podíl černozemí je situován do nejsevernějšího výběžku okresu. Z půdních druhů mají výraznou převahu středně těžké (96 %) nejčastěji hlinité půdy. Podmínky pro zemědělskou výrobu se od severu k jihu postupně zhoršují.

Okres **PROSTĚJOV**, kde zemědělská půda tvoří 554 km² je půdně klimaticky diferencován na příznivější východní (Hornomoravský úval) a pro zemědělskou výrobu méně vhodnou západní část (Drahanská a Zábřežská vrchovina). Vedle černozemí na spraších (40 %) soustředěných ve východní části je zde také vysoké zastoupení kambizemí (30 %) v západní části okresu. Hnědozemě (13 %) navazují na černozemě na západě a tvoří přechod ke kambizemím obou vrchovin. Kambizemě se nejčastěji vytvořily na paleozoických a kulmských břidlicích, pískovcích a drobách. Fluvizemě (5 %) se vyvinuly v nivách pravostranných přítoků Moravy spolu s černicemi (5 %). Zastoupení pseudoglejů, pararendzin, glejů a luvizemí nepřevyšuje 3 %. Z půdních druhů převažují středně těžké (92 %) převážně hlinité půdy, na západě i písčitohlinité. Nadprůměrný podíl mělkých (12 %) a silně skeletovitých půd (9 %) zvláště v oblasti vrchovin je doprovázen průměrným výskytem zamokřených půd (15 %) Nejvýhodnější podmínky pro zemědělskou výrobu se vytvořily na východě, zhoršují se na území vrchovin na západě.

V okrese **PŘEROV** zabírá zemědělská půda 630 km², přičemž zde najdeme vysoký podíl luvizemí (27 %) a hnědozemí (14 %). Rozmístěny jsou v okolí Bečvy v jižní části Moravské brány na sprašových hlínách, spraších a hlinitých překryvech mořských sedimentů a paleozoických a kulmských hornin. Téměř čtvrtinu půd tvoří fluvizemě (24 %) v nivě řeky Bečvy a Moravy. Rovněž podíl černozemí (15 %) je velký, navazují na fluvizemě a černice (5 %) v jihozápadní polovině okresu (Středomoravská niva). Zastoupení kambizemí (14 %) je nejnižší na severní Moravě a Slezsku, vytvořily se převážně na severozápadě území (Oderské vrchy a Vítkovská

vrchovina), zčásti na severovýchodě (Podbeskydská pahorkatina). Převládajícím půdním druhem jsou středně těžké půdy (81 %), většinou hlinité (kambizemě jsou písčitohlinité), zastoupení těžkých půd (14 %) je poměrně vysoké a je spojeno s výskytem převážně jílovitohlinitých černic a zčásti fluvizemí. Nejvýhodnější podmínky pro rostlinnou výrobu byly vytvořeny v jižní části okresu, na severovýchodě a zvláště severozápadě se výrazně zhoršují.

V okrese **SVITAVY** tvoří zemědělská půda 826 km². Převažují zde kambizemě (> 60 %) převážně na opukách a nevápnitých pískovcích v jižní polovině okresu. Vysoký podíl hnědozemí (16 %) a luvizemí (9 %) v severní polovině se vytvořil na spraších a sprašových překryvech slínů a opuk. Zastoupení pseudoglejů činí přes 6 % a glejů kolem 2 %. Z dalších půd mají významnější podíl fluvizemě (> 3 %). Společný podíl černozemí a šedozemí na spraších, které se vyskytují v jihovýchodní části okresu, ve výběžku Boskovické brázdy, představuje přes 2 %. Středně těžké, převážně hlinité půdy, tvoří 84 %. Velké jsou rovněž plochy půd mělkých (18 %) a zamokřených 14 %. Nejvýhodnější podmínky pro zemědělskou výrobu se vytvořily v jihovýchodní a severozápadní části území, nejhorší na jihozápadní části a na území Zábřežské vrchoviny na východním okraji okresu.

V okrese **ŠUMPERK a JESENÍK** (dříve okres Šumperk) zemědělská půda zaujímá plochu 803 km². Nadprůměrné zastoupení zde mají kambizemě (59 %) soustředěné v severním a západním, často zalesněném území na rulách, svorech, ale také na amfibolitech a zčásti žulách. Druhým nejčastějším půdním typem jsou fluvizemě (14 %) v nivách řeky Moravy na jihu, zčásti na severu v nivách vodotečí Žulovské pahorkatiny. Pseudogleje (12 %) a gleje (přes 1 %) často navazují na fluvizemě v Šumperské kotlině, zvláště však na severu v Žulovské pahorkatině a Zlatohorské vrchovině. Hnědozemě (přes 10 %) a luvizemě (3 %) na obou březích Moravy (zvláště na levém) patří zřejmě k nejurodnějším půdám okresu. Zrnitostně se zde vyskytují středně těžké půdy (51 %) na jihu častěji hlinité, jinde převážně písčitohlinité půdy, zbývající část zemědělských půd je tvořena lehkými, hlinitopísčitymi půdami. Podmínky pro zemědělskou výrobu jsou nejprůzračnější na jihovýchodě a na severu okresu, nejnáročnější v západní části (Zábřežská vrchovina) a ve vyšších polohách výskytu kambizemí.

V okrese **TŘEBÍČ** tvoří zemědělská půda 976 km² ZP, s převahou kambizemí (54 %) vyvinutých převážně v severozápadní polovině okresu (Křižanovská vrchovina) nejčastěji na zvětralinách rul a syenitů. Hnědozemě (27 %) jsou soustředěny na jihovýchodě území (Jaroměřická kotlina) s převahou sprašových hlín. Zastoupení pseudoglejů (8 %) a glejů (7 %) je mozaikovitě rozmístěno na území, kde převažují hnědozemě. Podíl fluvizemí, luvizemí a černic je nízký (kolem 3 %). I při převaze středně těžkých půd (54 %, zejména písčitohlinité případně hlinité) jsou zde nadprůměrně zastoupeny lehké půdy (45 %), především v Křižanovské vrchovině. Podíl mělkých a silně skeletovitých půd spolu se zastoupením zamokřených půd se blíží průměru pro jižní Moravu. Podmínky pro rostlinnou výrobu se postupně zhoršují z jihovýchodu na severozápad.

V okrese **UHERSKÉ HRADIŠTĚ** tvoří zemědělská půda 634 km², přičemž zde má nejvyšší podíl hnědozem (30 %) a luvizem (2 %) převážně na spraších v centrální části okresu (kolem Dolnomoravského úvalu) a kambizem (31 %) na flyšových břidlicích a pískovcích Bílých Karpat na východě a západě v Chříbech. 13 % fluvizemí a 3 % černic je soustředěno v nivě Moravy, 12 % černozemí na spraších jihovýchodně od Uherského Hradiště. 8 % pararendzin vzniklo na slínech. Převládajícím půdním druhem jsou středně těžké, většinou hlinité půdy (57 %), velmi vysoký je podíl těžkých půd (39 %) převážně ve východní třetině okresu (zejména jílovitohlinité půdy), často na hranici se středně těžkými půdami, s výjimkou těžkých jílovitých půd. Podíl zamokřených půd (9 %) je nízký. Podmínky pro zemědělskou výrobu jsou nejprůzračnější v Dolnomoravském úvalu s v oblasti černozemí, na východ a západ se postupně zhoršují.

V okrese **VSETÍN** tvoří zemědělská půda 409 km² s nadprůměrným podílem kambizemí (81 %) na flyšových břidlicích a pískovcích. Přes 11 % tvoří fluvizemě v nivě Bečvy a přítoků,

pseudogleje (4 %) se častěji vyskytují na severu, hnědozemě a luvizemě v nejnižších částech na severozápadě. Druhově převládají středně těžké (62 %) nejčastěji hlinité půdy, nadprůměrný podíl těžkých (29 %) převážně jílovitohlinitých půd (často na hranici se středně těžkými půdami) je doprovázen mozaikovitě rozmístěnými lehkými půdami (9 %). Vysoký podíl silně skeletovitých půd (17 %) rovněž znesnadňuje jejich zemědělské využívání. Podprůměrný podíl zamokřených půd (11 %) je nejnižší na severní Moravě a Slezsku, což svědčí o vyhovující drenáži i části těžkých půd a o intenzivním povrchovém odtoku.

V okrese **ŽĎÁR NAD SÁZAVOU** tvoří zemědělská půda 950 km² s převahou kambizemí (72 %) vytvořených na rulách, v jižní části (Křižanovská vrchovina) na syenitech a granodioritech. Zastoupení pseudoglejů (11 %) a glejů (přes 9 %) je po okrese Jihlava nejvyšší na jižní Moravě. Podíl dalších půd (luvizemí, hnědozemí a fluvizemí) je nevýrazný. Převládajícím půdním druhem jsou lehké půdy (55 %) častěji ve východní polovině okresu, středně těžké půdy (44 %) jsou převážně písčitohlinité. Zastoupení mělkých (16 %) a silně skeletovitých půd je nadprůměrné. Vhodnost podmínek pro zemědělskou výrobu se postupně snižuje od jihovýchodu na severozápad.

10 ZEMĚDĚLSKÝ PŮDNÍ FOND, BONITACE A CENA PŮDY

10.1 KOMPLEXNÍ PRŮZKUM ZEMĚDĚLSKÝCH PŮD ČESKOSLOVENSKÉ REPUBLIKY

Na základě prokázané nutnosti získat objektivní vědecké poznatky pro správné a ekonomicky efektivní řešení otázek využití půdy, zvyšování půdní úrodnosti a ochrany zemědělského půdního fondu bylo v roce 1961 tehdejší vládou přijato usnesení o celostátní akci „Komplexní průzkum půd ČSSR“. Tento průzkum půd probíhal v letech 1961–1971 jako jednorázová akce základního průzkumu zemědělských půd. Jeho výsledky byly k dispozici zemědělským podnikům, orgánům řídícím zemědělskou výrobu a dalším zainteresovaným organizacím, institucím, školám a výzkumným ústavům. Průzkum poskytl nejdůležitější poznatky o geneticko-agronomických vlastnostech našich půd, umožňujících souborné řešení otázek zúrodnování půd. Celkem bylo popsáno 700 000 kopaných sond na ploše kolem 7,2 mil. ha zemědělské půdy a analyzováno přes 2 mil. půdních vzorků.

Při příležitosti této akce byl vypracován nový geneticko-agronomický klasifikační systém, který vycházel z dřívější genetické klasifikace půdy, kterou zavedl ve 20. letech 20. století prof. Václav Novák. Klasifikace byla doplněna novými poznatky z vývoje sovětského, západoevropského i amerického půdoznalství. Rovněž byly využity zkušenosti z průzkumů a mapování půd, které byly v dané době prováděny i v dalších státech.

Kolektivy půdoznalců Ústředního výzkumného ústavu rostlinné výroby v Praze-Ruzyni a Laboratoře půdoznalství v Bratislavě včetně kateder půdoznalství vysokých škol zemědělských sestavily vědecky i prakticky propracovanou soubornou metodiku průzkumu zemědělských půd. Půdoznalecký průzkum byl členěn na sebe navazující etapy:

- terénní průzkum půd;
- laboratorní zpracování půdních vzorků;
- kancelářské zpracování výsledků průzkumu (kartografické zpracování – vyhotovení map a doplňkových kartogramů, vypracování průvodních zpráv s návrhy na opatření ke zvýšení půdní úrodnosti);
- předání výsledných elaborátů zemědělské praxi.

Pro potřeby zemědělských závodů a okresních zemědělských výrobních správ byly vypracovány:

- průvodní zpráva – obsahovala informace o ekonomických, přírodních a půdních podmínkách každého zemědělského podniku;
- základní půdní mapa – obsahovala mimo jiné všechny topografické údaje ohraničení půdních celků, tj. plošné rozšíření genetických půdních představitelů. Základní půdní mapy byly vyhotoveny pouze po sekcích pro potřebu výrobních zemědělských správ;
- kartogram zrnitosti, skeletovitosti a zamokření – zobrazuje půdní okrsky podle zrnitosti a skeletovitosti půdního profilu do hloubky 60 cm. Dále jsou vyznačeny plochy zamokřené podzemní i povrchovou vodou;
- kartogram návrhů opatření ke zvýšení půdní úrodnosti – v agronomicky-půdních skupinách byly vyznačeny všechny návrhy ke zvýšení půdní úrodnosti.

Všechny uvedené mapové materiály byly vyhotoveny v měřítku 1:10 000. Pro potřeby výrobních zemědělských správ a dalších organizací zabývajících se řízením zemědělské výroby v okresech a krajích, výzkumných a projektových ústavů, škol byly vypracovány mapové podklady v hranicích jednotlivých okresů v měřítku 1:50 000 (základní půdní mapa, kartogram zrnitosti,

skeletovitosti a zamokření, kartogram půdotvorných substrátů, kartogram geneticko-agronomických seskupení a agronomicko-půdních skupin) a také byla vytvořeny okresní průvodní zprávy.

V současné době jsou veškeré materiály archivovány na pracovišti Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půd v Praze a digitalizovány.

10.2 PŮDNÍ ÚRODNOST

Úrodnost půdy je její souhrnná vlastnost, která je dána souborem fyzikálních, chemických a biologických charakteristik celého půdního profilu. Vzhledem k pestrosti půdního krytu je velmi různorodá. Úrodnost půdy je možné definovat jako schopnost půdy poskytovat rostlinám takové životní podmínky, které mohou uspokojit jejich požadavky na vodu, živiny a půdní vzduchu po celé vegetační období a tak zabezpečovat jejich úrodu. Z hlediska úrodnosti je nutno považovat za půdu nejen půdy vzniklé přirozenou cestou, ale také půdy umělé (antropogenní), tj. vytvořené člověkem (např. plochy hald vzniklé těžbou surovin, rekultivace pískoven).

Úrodnost půdy je dynamická, neustále se měnící vlastnost, při čemž veškeré změny způsobují půdotvorní činitelé, mezi něž je nutno řadit také činnost člověka.

Je možné rozlišit formu úrodnosti **přirozenou** (vznikla za přirozených podmínek působením půdotvorných činitelů uplatňujících se v půdotvorném procesu), **antropickou** neboli **kulturní** (úrodnost ovlivněno kultivací půdy člověkem, jako je např. orba, hnojení, meliorace) a **potenciální** (kombinace přirozené úrodnosti v procesu využívání člověkem).

Na základě analýzy a zhodnocení nároků rozhodujících plodin byla sestavena tabulka optimálních parametrů agrochemických vlastností úrodné půdy (Tab. 21).

Tabulka 21 Optimální parametry agrochemických vlastností úrodné půdy dle nároků rozhodujících plodin

Vlastnost	Rozpětí hodnoty	Vlastnost	Rozpětí hodnoty
obsah humusu	1–3 %	B	0,4–1,5 mg.kg ⁻¹
kvalita humusu HK:FK	>1	Mo	6,4–8,2 mg.kg ⁻¹
kvalita humusu C:N	10	Cu	0,8–2,7 mg.kg ⁻¹
N minerální	20–50 mg.kg ⁻¹	Mn	10–100 mg.kg ⁻¹
P přístupný rostlinám	60–90 mg.kg ⁻¹	Zn	1–2 mg.kg ⁻¹
K přístupný rostlinám	130–250 mg.kg ⁻¹	Fe	8–75 mg.kg ⁻¹
Mg přístupný rostlinám	150–800 mg.kg ⁻¹	pH výměnné	5,5–7,6
Ca přístupný rostlinám	500–4000 mg.kg ⁻¹		

10.3 BONITACE ZEMĚDĚLSKÉHO PŮDNÍHO FONDU

Po ukončení komplexního průzkumu půd ČSSR se další výzkum soustředil na otázku vlivu přírodních podmínek na oblast ekonomických vztahů a poznatků v procesu zemědělské výroby. Cílem bylo poznat vliv komplexu stanovištních podmínek na ekonomiku zemědělských podniků a produktivitu společenské práce. Tyto vztahy podrobně zohledňuje nová bonitace zemědělských půd. Bonitací půd se rozumí kvantitativně-kvalitativní klasifikace půd podle jejich úrodnosti (produkční schopnosti) na určité úrovni rozvoje výrobních sil a výrobních vztahů.

K základním pojmům používaných při bonitační klasifikaci patří:

- klimatický region (KR) – ve vztahu k pěstování plodin zahrnuje přibližně shodné klimatické podmínky;
- hlavní půdní jednotce (HPJ) – je určena půdním typem, subtypem, druhem a varietou, takže vyjadřuje základní půdní vlastnosti;
- hlavní půdně-klimatická jednotka (HPKJ) – je dána kombinací klimatického regionu a hlavní půdní jednotky;
- bonitovaná půdně-ekologická jednotka (BPEJ) – je základní jednotkou, která konkretizuje HPKJ o faktory sklonitosti, expozice, skeletovitosti a hloubky půdy. BPEJ jsou vyjádřeny pětimístným číslem, pomocí nichž zjistíme výše uvedené charakteristiky půdy:

1.23.45

1 – klimatický region

23 – hlavní půdní jednotka

4 – sklonitost a expozice (kombinace sklonitosti a expozice)

5 – hloubka a skeletovitost (kombinace hloubky a skeletovitosti)

Podrobnosti užití BPEJ viz Vlček a kol., 2017, Klíč k použití Bonitovaných půdně ekologických jednotek (BPEJ).

10.4 CENA ZEMĚDĚLSKÉ PŮDY

Rozlišuje se cena úřední a cena tržní.

Využití nové bonitace zemědělského půdního fondu České republiky vytvořilo předpoklad, že **úřední ceny** zemědělské půdy budou dostatečně objektivně vyjadřovat relace a hodnotu půdy ve velmi rozdílných přírodních a půdně-klimatických podmínkách charakterizované bonitovanými půdně-ekologickými jednotkami (BPEJ). Nedostatkem tohoto přístupu zůstal fakt, že úřední ceny zemědělské půdy nemohou postihnout ekonomické a tržní ocenění konkrétního zemědělského pozemku (parcely).

V rámci zemědělských pozemků jsou oceňovány pozemky evidované v katastru nemovitostí jako orná půda, chmelnice, vinice, zahrada, ovocný sad a trvalý travní porost.

Úřední cena se určuje na základě ekonomického ocenění hrubého ročního rentního efektu rostlinné výroby v daných půdně-klimatických podmínkách při normativně stanovené efektivnosti hospodaření.

Dle zákona 151/1997 Sb., o oceňování majetku a o změně některých zákonů, ve znění pozdějších předpisů a vyhlášky č. 188/2019 Sb., k provedení zákona o oceňování majetku (oceňovací vyhláška), ve znění pozdějších předpisů je možné úřední cenu stanovit na základě ceny za bonitovaně půdně-ekologickou jednotku nebo v případě nebonitovaného pozemku průměrnou základní cenou zemědělských pozemků v daném katastrálním území. Úřední ceny dle katastrálního území jsou obsaženy ve vyhlášce 298/2014 Sb., o stanovení seznamu katastrálních území s přiřazenými průměrnými základními cenami zemědělských pozemků, ve znění pozdějších předpisů, resp. v příloze k vyhlášce č. 298/2014 Sb. Seznam BPEJ s přidělenou úřední cenou je součástí vyhlášky č. 441/2013, k provedení zákona o oceňování majetku, ve znění pozdějších předpisů. Tato vyhláška stanovuje nejen ceny, ale také koeficienty, přírážky a srážky k cenám zemědělských pozemků. U zemědělských pozemků jsou přírážky ovlivněny blízkostí města, přírážky se řídí počtem obyvatel. Srážky jsou pak dány vzdáleností od nejbližších míst souvisle zastavěné části obce, zvýšenou balvanitostí, zvětšeným výskytem stožárů elektrorozvodných zařízení, potřebou odvodnění, lokalizací ve zvláště chráněných územích se zvýšenou ochranou životního prostředí či vlivem imisního zatížení.

V roce 2020 byla průměrná základní cena zemědělských pozemků za celé území České republiky ve výši 7,13 Kč.m⁻².

V případě **tržní ceny** konkrétního zemědělského pozemku se odráží nejen ekonomický diferencovaná úrodnost půdy (produkční schopnost), ale i velikost horizontální a vertikální členitosti pozemku, jeho polohy, způsob jeho využívání, technické vybavení a další vlastnosti vyplývající z vlastnických vztahů tak zemědělským pozemků. Konkrétní cena je dána dohodou mezi kupujícím a prodávajícím subjektem, tj. poptávkou a nabídkou. Tržní cena za půdu se v roce 2019 pohybovala v rozmezí 15–40 Kč.m⁻².

KLÍČ K URČOVÁNÍ PŮDNÍCH TYPŮ

(Pokorný, Stráalková, Podešvová, VUKROM)

POJMY POUŽITÉ V KLÍČI K URČOVÁNÍ PŮD:

broky: půdní novotvary, měkké až pevné, červenohnědé až černé, kulaté útvary, vytvořené z oxidovaného manganu a železa.

eluviální horizont: ochuzený o organické látky a jílové částice, eluvium zvětraliny pevných hornin, které zůstali na místě vzniku. Jejich kvalita závisí na mateřské hornině. Zemědělsky nejsou většinou vysoce ceněné, protože jsou mělké, kamenité a mají velmi rozdílné fyzikální vlastnosti.

humuso-železitý iluviální horizont: (podzolový) horizont s nahromaděnými jednoduchými organickými látkami a sloučeninami železa a hliníku.

iluviální horizont: obohacený o jílové částice, humus, sesquioxidy, jíly – částice menšího rozměru než 0,002 mm, částice menší než 0,01 mm se nazývají jílnaté a pokud je jich v půdě více než 75 % označují se tyto půdy jako jíly.

karbonátové horniny: horniny bohaté na bazické kationty (Ca, Mg), s obsahem jejich uhličitů nad 75 % ve zvětralině půdotvorného substrátu.

mělký povrchový horizont: mocnost horizontu je pod 30 cm.

mocný povrchový horizont: mocnost horizontu je nad 30 cm.

mramorování: oxidačně-redukční režim půdy. Vzniká střídavým vysušováním a dlouhodobějším zamokřením půdního profilu – vznikají vybělená redukovaná místa šedé barvy obklopená hnědými (načervenalými) skvrnami.

niva řeky: říční údolní rovina, pokrytá povodňovými náplavami, vzniká sedimentací při inundacích. Kvalita je závislá na kvalitě sedimentů.

inundace: pravidelné zaplavování území údolí vodních toků v době povodní.

peptizovaný iluviální horizont: horizont obohacený o jednomocné kationty (vodík, sodík, draslík) jejichž vlivem dochází za vlhka k rozpadu půdní struktury.

posun jílu: ilimerizace

povrchový horizont: horizont související s atmosférou, ležící na povrchu půdního profilu.

profil půdní: vertikální řez půdou od povrchu až k půdotvornému substrátu.

půdní agregát: shluk zrnitých částic spojených stmelěním.

půdní druh: stanovuje se podle procentického zastoupení obsahu jílnatých částic (tj. částic menších než 0,01 mm). Při jejich obsahu do 20 % je půda označována jako lehká, při obsahu 20–45 % jako středně těžká a nad 45 % jako těžká.

půdní horizont: vrstva půdního profilu různé hloubky, která se vytvořila při půdotvorném procesu konkrétní lokality. Je charakteristická barvou, fyzikálními, chemickými vlastnostmi, geografickou polohou apod. Dělí se na horizonty biologické (akumulace organických látek), eluviální (ochuzené o organické látky a jílové částice), iluviální (obohacené o jílové částice, humus, sesquioxidy), přeměny (bez dalšího transportu přeměněných produktů, s výraznými projevy oxido-redukčních procesů).

- půdní typ:** kategorie klasifikace půd. Třídění je prováděno na základě společných vlastností (vývoje půdy, profilu, posunu látek, potenciální úrodnosti apod.).
- půdotvorný proces:** vznik a vývoj půdy, resp. půdních typů a jejich vlastností. Je výsledkem působení půdotvorných činitelů, tj. klimatických, biologických, petrografických, a geomorfologických. Dnes hrají významnou roli rovněž vlivy antropogenní.
- půdotvorný substrát:** mateřská hornina tvořící podstatnou složku půdní hmoty. Kvalitu půdy ovlivňuje mineralogickým složením. Chemické složení udává minerální sílu půdy.
- recentní:** současné půdy vyvíjející se za současných podmínek (opakem jsou půdy reliktní a fosilní).
- sesquioxidy:** oxidy železa, hliníku a titanu, vznikají v půdě tvorbou jílových minerálů. Jejich výskyt ukazuje na stupeň zvětrávání. Zlepšují půdní strukturu.
- silikáto-karbonátové horniny:** obsah uhličitánů vápníku a hořčíku ve zvětralině půdotvorného substrátu je pod 75 %.
- skelet:** minerální částice půdy větší než 2 mm. Dělí se na hrubý písek (2–4 mm), štěrk (4–30 mm) a kameny (>30 mm).
- texturovaný horizont:** vzniká při ilimerizaci a projevuje se tvorbou dobře vytvořených a za sucha od sebe oddělitelných agregátů, na jejichž površích jsou lesklé plochy vysrážených koloidů, organických látek nebo sesquoxidů.
- zrašelinělý horizont:** půdní horizont který vznikl rašeliněním (proces probíhající v hydromorfním prostředí, kdy se zbytky rostlin a živočichů mění na rašelinu) a nedochází k jeho mísení s minerální částí půdy.
- zrnitostní složení půdy:** (půdní textura) je soubor mechanických elementů (zrn) půdy. Udává se procentickým zastoupením váhového množství jednotlivých kategorií. Jako hlavní kategorie jsou uvažovány částice menší než 0,002 mm (jíl), 0,002–0,05 mm (prach), 0,05–2,00 mm (písek) a nad 2,00 mm (skelet).

1. půdní profil je složený:
 - a) ze dvou horizontů ----- 2
 - b) ze tří horizontů----- 10
 - c) ze čtyř horizontů ----- 14
2. půdotvorný proces je významně ovlivněn:
 - a) činností člověka ----- 3
 - b) činností vody ----- 4
 - c) není výrazně ovlivňován vnějšími faktory ----- 6
3. u půdy je:
 - a) celý profil uměle navrstvený (navezený) ----- ANTROZEM
 - b) půdotvorný substrát je sice původní,
ale povrchový horizont je buď navezený, nebo výrazně přetvořený ----- KULTIZEM
4. půdy mají:
 - a) hnědý nebo šedý povrchový horizont, vyskytují se v nivách ----- FLUVIZEM
 - b) černý povrchový horizont, který je různě mocný ----- 5
5. jde o půdy:
 - a) na sypkých silikáto-karbonátových
(výjimečně na bezkarbonátových horninách
s recentním ovlivněním vodou) ----- ČERNICE
 - b) s nahromaděným zrašeliněným organickým materiálem
v povrchovém horizontu ----- ORGANOZEM
6. půdy s:
 - a) mocným, černě zbarveným povrchovým horizontem ----- 7
 - b) mělkým černě zbarveným povrchovým horizontem ----- 8
 - c) šedým nebo hnědým povrchovým horizontem ----- 9
7. půdy na:
 - a) sypkých, hlinitých, zpravidla silikáto-karbonátových horninách ----- ČERNOZEM
 - b) velmi těžkých substrátech (jílech),
s výrazně lesklými plochami na povrchu agregátů,
za sucha tvoří výrazné profilové trhliny ----- SMONICE
8. v profilu je množství skeletu z eluvia silikátových hornin----- RANKER
9.
 - a) substrát je ihned pod šedým humusovým horizontem
a je zrnitostně extrémní (písek) -----REGOZEM
 - b) v profilu je množství skeletu z eluvia silikátových hornin ----- LITIZEM
 - c) v profilu je množství skeletu z eluvia karbonátových hornin,
povrchový horizont je intenzivně hnědý ----- RENDZINA

10. v půdním profilu:
- a) je jílu do hloubky rozložen rovnoměrně a nedochází k jeho posunu ----- 11
 - b) došlo k posunu jílu, který se akumuluje v podpovrchovém iluviálním horizontu ----- 12
 - c) je patrné ovlivnění vysokou hladinou podzemní vody ----- 13
11. půdy na zpravidla pevných silikátových horninách s výrazně vytvořeným hnědým horizontem pod šedým až hnědým povrchovým horizontem -----KAMBIZEM
12. povrchový horizont je:
- a) černý a mocný, podpovrchový výrazně texturovaný s tmavým leskem povrchu agregátů ----- ŠEDOZEM
 - b) hnědý, podpovrchový výrazně texturovaný s lesklými hnědými plochami na povrchu agregátů ----- HNĚDOZEM
13. podzemní voda je:
- a) slabě mineralizovaná nebo okysličená, hladina je poměrně stabilní, v profilu jsou vyloučené sloučeniny železa a manganu v podobě broků, spodní horizont je klišnatý, zbarvený do šeda, modra nebo zelena ----- GLEJ
 - b) silně mineralizovaná, hladina není stabilní, v profilu se hromadí soli rozpustné ve vodě, nebo se pH zvyšuje nad 8,3 ----- SOLONČAK
- 14.
- a) v půdním profilu došlo vlivem posunu látek k vytvoření podpovrchového ochuzeného (eluviálního) a pod ním obohaceného (iluviálního) horizontu ----- 15
 - b) procesy v půdním profilu jsou ovlivňovány srážkovou vodou a tvoří se výrazný mramorovaný vnitropůdní horizont ----- 16
15. půdy s výrazným:
- a) posunem jílu do texturního iluviálního horizontu, pod světlým horizontem eluviálním, povrchový horizont je světlý, reakce v profilu mírně kyselá ----- LUVIZEM
 - b) posunem sesquioxidů a výrazným železitým, nebo humusoželezitým iluviálním horizontem a výrazným ochuzeným eluviálním horizontem v podmínkách kyselé půdní reakce ----- PODZOL
 - c) peptizovaným iluviálním horizontem v podmínkách alkalické půdní reakce --- -SLANEC
16. pod povrchovou vrstvou se obvykle (může ale i chybět) nachází světlejší eluviální horizont, mramorovaný horizont charakteristický střídáním šedého a červeného zbarvení je přítomen vždy, v jeho horní části bývají vysráženy sloučeniny železa a hliníku v podobě broků ----- PSEUDOGLEJ

POUŽITÁ A DOPORUČENÁ LITERATURA

- BARANČÍKOVÁ G. 2009. Monitoring kvantitatívneho a kvalitatívneho obsahu pôdneho humusu. In: KOBZA J. (eds.): Monitoring pôd Slovenskej republiky, Aktuálny stav a vývoj monitorovaných pôd ako podklad k ich ochrane a ďalšiemu využívaniu. VUPOP Bratislava. 55–78. ISBN 978-80-89128-54-9.
- BARTA J., MIKO L., ŠANTRŮČKOVÁ H., KAŠTOVSKÁ E., TAJOVSKÝ K. 2018. Ekologie půdy. Jihočeská univerzita v edici EPISTEME.
- BEDNAREK R. et al. 1999. Gleboznawstwo. Warszawa. ISBN 830901703-0.
- BEDRNA, Z., GAŠPAROVIČ, J., 1986. Typy teplotného režimu pôd ČSSR. Geografický časopis, roč. 38, č. 1, s. 60–77
- BIELEK P., JURČOVÁ O. 2010. Metodika bilance pôdnej organickej hmoty a stanovenie potreby organického hnojenia poľnohospodárskych pôd. VUPOP Bratislava. 145 s. ISBN 978-80-89128-80-8.
- BRADY N. C., WEIL R. R. 2008. The nature and properties of soil. 14th edition. Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, Columbus, Ohio. 975 p.
- BRUSSAARD L., et al. Biomass, composition and temporal dynamics of soil organisms of a silt loam soil under conventional and integrated management. NJAS wageningen journal of life sciences, 1990, 38.3A: 283–302.
- BUOL S. W., HOLE F. D., MCCRACKEN R. J. 1973. Soil Genesis and Classification. Iowa State University Press.
- ČÍČEL B., NOVÁK I., HORVÁTH I. 1981. Mineralógia a kryštalochémia ílov – Vyd. 1.. – Bratislava
- ČSN EN ISO 772 - Hydrometrická měření – Terminologie
- DUVIGNEAUD P.: Ekologická syntéza. Academia, Praha, 1988
- FAZEKAŠOVÁ D., BARANČÍKOVÁ G., TORMA S., IVANOVÁ M., MANKO P. 2014. Chemické a environmentálne aspekty zložiek životného prostredia a krajiny. Prešov: Prešovská univerzita v Prešove, 257 s. ISBN 978-80-8165-081-9.
- FORTUNA, A. (2012) The Soil Biota. Nature Education Knowledge 3(10): 1
- FOTH H. D., TURK L. M. 1972: Fundamentals of Soil Science. John Wiley & sons, Inc. New York. 454 s. ISBN 0-471-267902
- GEISEN S., et al. The soil food web revisited: diverse and widespread mycophagous soil protists. Soil Biology and Biochemistry, 2016, 94: 10–18.
- GOBAT J. M., ARGNO M., MATTHEY W. 2004. The living soil. Fundamental of Soil Sci and Soil Biology, science Publisher In., Enfield (NH), USA. 603 s.
- GRIM, 1968, In: CHESWORD W. (Ed.) 2008. Encyclopedia of Soil Science. 978-1-4020-3994-2.
- HELDESOVÁ, M. 2014. Stabilita půdní organické hmoty. Brno: Vysoké učení technické v Brně, Fakulta chemická. 51 s.
- HOLE, D. G., et al. Does organic farming benefit biodiversity?. Biological conservation, 2005, 122.1: 113–130.

- HRAŠKO, J., BEDRNA, Z., 1988. APLIKOVANÉ PŮDOZNALECTVO. Bratislava: Příroda.
- HRUŠKA B., JELÍNEK S. 1998. Lesnická geologie. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně. ISBN 80-7157-321-3.
- HUSTON M. A., WOLVERTON S. 2009. The global distribution of net primary production: resolving the paradox. Ecological monographs. Vol 79 (3). <https://doi.org/10.1890/08-0588.1>
- CHESWORTH 2008. Encyclopedia of Soil Science. ISBN 978-1-4020-3994-2. Springer Dordrecht, Berlin, Heidelberg, NewYork.
- IUPAC, Commission on Nomenclature of Organic Chemistry. A Guide to IUPAC Nomenclature of Organic Compounds (Recommendations 1993), 1993, Blackwell Scientific publications, Copyright 1993 IUPAC URL: https://www.acdlabs.com/iupac/nomenclature/93/r93_15.htm
- JANDÁK, J. a kol. 2003. Cvičení z půdoznalství. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně. Brno. 2003. ISBN 80-7157-733-2.
- JANDÁK J., POKORNÝ E., PRAX A. 2010. Půdoznalství. Mendelova univerzita v Brně, ISBN 978-80-7375-445-7.
- JAVŮREK, M., VACH M. 2008. Negativní vlivy zhutnění půd a soustava opatření k jejich odstranění. Praha: Výzkumný ústav rostlinné výroby. ISBN 978-80-87011-57-7.
- KONONOVÁ M. M. 1972. Soil organic matter. Pergamon Press Oxford.
- KONONOVÁ M. M., BĚLČIKOVÁ N. P. 1963. Uskorennyj metod opredelenija sostava gumusa mineralnych počv. In: Organičeskoje veščestvo počvy. Moskva. 1963. 228–234.
- KOVDA, V. A. 1973: Principles of Pedology. General Theory of Soil Formation. (2 volumes in Russian).
- KOVDA V. A. 1973. The bases of learning about soils. Moscow: Nayka, 2
- KUMADA K. 1987. Chemistry of soil organic matter. Tokyo: Japan Scientific, 270 s.
- KUTÍLEK, M. 1966: Vodohospodářská pedologie. Praha, SNTL. 295 s.
- KUZYAKOV Y., BLAGODATSKAYA E., BLAGODATSKY S. 2009. Comments on the paper by Kemmitt et al.(2008)'Mineralization of native soil organic matter is not regulated by the size, activity or composition of the soil microbial biomass–A new perspective'[Soil Biology & Biochemistry 40, 61–73]: The biology of the Regulatory Gate. Soil Biology and Biochemistry, 41.2: 435–439.
- LHOTSKÝ J., VÁCHAL J., EHRICH P. 1984: Soustava opatření k zúrodnování zhutnělých půd. Metodika ÚVTIZ 14/1984.
- NĚMEČEK J., SMOLÍKOVÁ L., KUTÍLEK M. 1990. Pedologie a paleopedologie. Academia. Praha. 1990. 288 s.
- NĚMEČEK J., 2001: Taxonomický systém půd České republiky. ČZU. Praha. ISBN 8023880616. 79 s.
- NĚMEČEK J. a kol., 2011. Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. 2. uprav. vyd. Praha: Česká zemědělská univerzita. ISBN 978-80-213-2155-7.
- NETOPIL, R. a kol. Fyzická geografie, 1. vydání. Praha: SPN, 1984. 272 s.

- PICCOLO A., 2002. The supra-molecular structure of humic substances. A novel understanding of humus chemistry and application in Soil Science. *Adv. Agron.* 75: 57–133.
- POKORNÝ E., STRÁLKOVÁ R., PODEŠVOVÁ J. Klíč k určování půdních typů, zemědělských výzkumný ústav Kroměříž, s r.o.
- POSPÍŠILOVÁ L., TESAŘOVÁ M. 2009. Organický uhlík obhospodařovaných půd, *Acta Folia II. Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendelianae Brunensis*, 141 s.
- POSPÍŠILOVÁ L. 2012. Nedegradační metody studia kvality přírodních humusových látek. Původní vědecká práce. *Folia Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendelianae Brunensis: Folia Mendelovy zemědělské a lesnické univerzity v Brně: edice původních vědeckých prací a monografií.* 2012. 155s. ISSN 1803-2109.
- RATTAN LAL, Eds. 2002: *Encyklopedia of Soil Science.* Marcel Dekker, Inc. New York. 1476 s. ISBN 0-8247-0634-X
- REJŠEK K., VÁCHA R.: *Nauka o půdě.* Nakladatelství Baštan, Olomouc. 2018
- RUSSELL, E. W. (1973) *Soil Conditions and Plant Growth.* Longman, London.
- SARDANS, J., RIVAS-UBACH, A., & PEÑUELAS, J. (2012). The C: N: P stoichiometry of organisms and ecosystems in a changing world: a review and perspectives. *Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics*, 14(1), 33–47.
- SKOKANOVÁ M., DERCOVÁ K., 2008: Huminové kyseliny. Povod, struktúra. *Chemické listy* 102 (4): 262–268.
- SMOLÍK L. 1957. *Pedologie.* SNTL.
- SOBOCKÁ J., ŠARAPATKA B. 2018. 100 let společné historie české a slovenské pedologie. Národné poľnohospodárske a potravinárske centrum – Výskumný ústav podoznaectva a ochrany pody, Bratislava.
- SOTÁKOVÁ S. 1982. *Organická hmota a úrodnost pôdy.* Bratislava: Príroda, 234 s.
- SOTÁKOVÁ S. 1988. *Pôdoznaectvo.* Bratislava: Príroda. 404 s.
- STEINBERG C. E., et al. 2006. Dissolved HS-ecological driving forces from the individual to the ecosystems level? *Freshwater Biology* 51: 1189–1210.
- STEVENSON F. J. 1982. *Humus Chemistry – Genesis, Composition, Reaction.* New York: John Wiley and Sons, 445 p.
- SUSILO F. X., et al. Soil biodiversity and food webs. M van Noordwijk, G Cadisch and CK Ong. *Below-Ground Interactions in Tropical Agroecosystems: Concept and Models with Multiple Plant Components,* CAB International Publishing, 2004, 285–308.
- SZOMBATHOVÁ, N. 2010. Chemické a fyzikálno-chemické vlastnosti humusových látok pôd ako ukazovateľ antropogénnych zmien v ekosystémoch (lokality Báb a Dolná Malanta). Nitra: SPU, 96 s. ISBN 978-80-552-0329-4.
- ŠÁLY R. 1978. *Pôda – základ lesnej produkcie,* Bratislava, Príroda, 235 s.
- ŠARAPATKA B. 1996. *Pedologie.* Vyd. 1. Vydavatelství Univerzity Palackého v Olomouci. 235 s.

- ŠARAPATKA B., 2014. Pedologie a ochrana půdy. Univerzita Palackého v Olomouci. Odborná publikace. ISBN 978-80-244-3736-1.
- ŠIMEK M. 2003. Základy nauky o půdě. 3. Biologické procesy a cykly prvků. České Budějovice, 152s.
- ŠIMEK M. a kol. 2019: Živá půda: biologie, ekologie, využívání a degradace půdy. Academia Praha. 2 svazky 789 s. ISBN 978-80-200-2976-8
- TAN K. H. 2003. Humic matter in soil and the environment. N.Y., M. Dekker. 386s.
- TOBIÁŠOVÁ E. 2017. Organický podiel pôdy. Percento pre život. 1. vyd. Nitra: Slovenská poľnohospodárska univerzita, 2017. 83 s. ISBN 978-80-552-1735-2.
- VLČEK V., JANDÁK J., POSPÍŠILOVÁ L. 2017. Klíč k použití Bonitovaných půdně ekologických jednotek (BPEJ). Mendelova univerzita v Brně.
- WARDLE D. A., et al. The detritus food-web and the diversity of soil fauna as indicators of disturbance regimes in agro-ecosystems. Plant and soil, 1995, 170.1: 35-43.
- ZÁHORA Jaroslav, et al. Půda, místo pro život. Mendelova univerzita v Brně, 2015
- eAGRI: Půda. Ministerstvo zahraničí, c 2009–2020. <http://eagri.cz/public/web/mze/puda/ochrana-pudy-a-krajiny/>
- Mapy půdních typů v jednotlivých krajích ČR (obrázky 29–34). https://www.mzp.cz/cz/pudni_mapy

Autor: Vítězslav Vlček, Lubica Pospíšilová, Jana Šimečková,
Helena Dvořáčková, Jiří Jandák

Název: Půdoznanství

Vydavatel: Mendelova univerzita v Brně, Zemědělská 1, 61300 Brno

Vydání: 1. vydání, 2020

Náklad: 140 ks

Tisk: Vydavatelství Mendelovy univerzity v Brně

Neprošlo jazykovou úpravou.
ISBN 978-80-7509-738-5