

Úvod do pedologie a ochrany půd /pro každého/

Jiří Kupka

Ostrava



Financováno
Evropskou unií
NextGenerationEU



NÁRODNÍ
PLÁN OBNOVY



MINISTERSTVO ŠKOLSTVÍ,
MLÁDEŽE A TĚLOVÝCHOVY

Předmluva

Předkládaný učební text je souborem vstupních informací vztahujících se k půdě a její ochraně. Je především určen studentům prezenční a kombinované formy bakalářského a navazujícího magisterského studia oboru Ochrana životního prostředí v průmyslu a také studentům denního studia navazujícího magisterského studia oboru Geovědní a montánní turismus. Text nabízí základní informace z vybraných oblastí pedologie, a to takovým způsobem, aby byla zdůrazněna jedinečnost půdy a nutnost porozumět půdě v širších souvislostech.

Jednotlivé kapitoly obsahují otázky, jejichž vypracování je součástí portfolia environmentalisty, respektive, geovědního turisty, které společně s mapovými podklady a s fotodokumentací předkládá student u zkoušky. Součástí některých kapitol jsou přílohy, které jsou obsahově důležité, proto i jim věnujte patřičnou pozornost.

Post nubia phoebus vřem na cestě

Sloupce na okrajích textu obsahují doplňující nebo rozšiřující informace, které mohou posloužit nejen k podnícení hlubšího zájmu o studium pedologie a přírodních věd obecně, ale také k propojení jednotlivých probíraných témat.

Obsah:

1. Místo úvodu	3
Příloha: Pedologická mapa	6
2. Věda o půdě a definice půdy	7
3. Funkce půdy	12
Příloha: Ekosystémové služby půdy	16
4. Hlavní degradační procesy půd v ČR	17
Příloha: Časová řada ortofotomap a půda	24
5. Zvětrávací procesy a jejich význam v pedogenezi	25
Příloha: Periodická tabulka pro environmentalisty a geovědní turisty	31
6. Pedogeneze a hlavní půdotvorné faktory	33
Příloha: Vegetace a půda	45
7. Půdotvorné procesy	46
8. Minerální složení půd	51
Příloha I.: Geologická mapa	66
Příloha II.: Horniny a půda	67
9. Humus a humusotvorné procesy	72
10. Půdní organismy	81
11. Zrnitostní složení půd	90
Příloha: Stanovení zrnitostního složení půdy - prstová zkouška	93
12. Klasifikace půd	94
Přehled použitých zdrojů informací	111

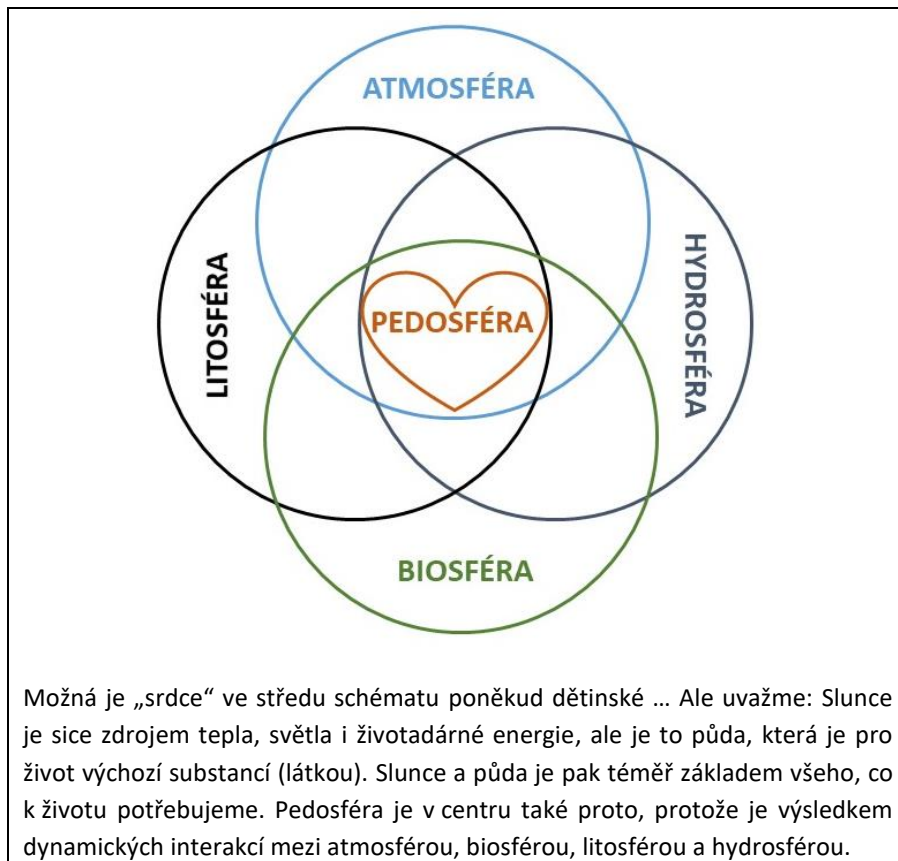
1. Místo úvodu

Co je půda? Jak ji co nejuvěstižněji definovat nebo popsat? Půda je neskutečně skutečná, i když si často ani neuvědomujeme, že existuje. Můžeme se jí dotýkat, chodit po ní, obdělávat ji, cítit ji, ale jak si ukážeme, není snadné ji jednoznačně definovat. Je tomu tak zřejmě proto, že je **nejsložitějším oživeným systémem na Zemi**. Je také zcela bezbranná. Snadno se stává tím, čím chceme, aby byla (například pouhým majetkem) (REJŠEK A VÁCHA 2018).

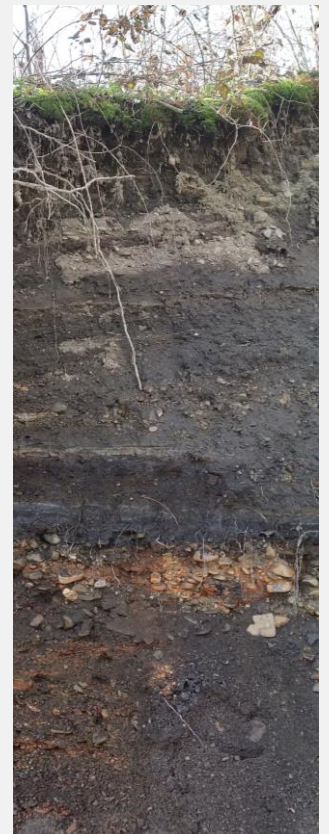
Půda je **jedinečným přírodním útvarem**, jehož vznik je podmíněn vzájemným působením fyzikálních, chemických a biologických faktorů (Bičík 2009). Možná jste někdy slyšeli o přirovnávání půdy ke **kůži planety Země**, i když přesnější je hovořit o její pokožce, ale je to stejně jen příměr. Pokud bychom jej ale měli brát v úvahu, je nepřesný především v tom smyslu, že vrstva půdy je poměrově mnohem tenčí než pokožka jakéhokoliv živého organismu. Je proto vysoce pravděpodobné, že půda bude i mnohem zranitelnější než naše pokožka (KUTÍLEK 2012). **Půdu je zapotřebí chránit.**

Půda vzniká a vyvíjí se ve styku a za vzájemného působení litosféry, atmosféry, hydrosféry a biosféry. Proto můžeme půdu považovat také za **srdce životního prostředí**. Na vzniku půd se ale podílí rovněž člověk jako specifický půdotvorný činitel (ŠANTRŮČKOVÁ 2018).

3



Půda je rozhraním mezi litosférou a atmosférou. Má mocnost od několika centimetrů až po několik málo metrů. Pokud tento rozměr porovnáme s poloměrem Země, uvědomíme si, že půda představuje jen jeho nepatrnou část. Proti tomu pokožka člověka představuje z hlediska hmotnosti jeho nejtěžší orgán.



Pro půdu, podobně jako pro pokožku, je typické horizontální členění. Půda je tvořena půdními horizonty, které můžeme rozeznat v podobě nejružnějších odstínů barev i struktur. Tato kompozice barev a struktur nás informuje o procesech, které se v půdě odehrály nebo odehrávají. Například barva půdy je závislá na obsahu organické hmoty, přítomnosti jednotlivých minerálů (zejména železa), a obsahu vody (Kutílek 2012).



Zdroj: CHOWANIECOVÁ 2023

Ostravská pánev s pestrou mozaikou nejen lidských sídel, těžních věží a průmyslových závodů, ale také polí, luk a lesů, je z geologického hlediska tvořena kromě uhlí také pískovci, prachovci, jílovcí, sprašovými a diluviálními hlínami, fluvioglaciálními písky, ale také těšínity, pikrity a vápenci. Vyskytuje se zde také řada různých půdních typů, které odpovídají stanovištním podmínkám. Jedná se především o luvizem, kambizem, pseudoglej a glej, fluvizem, pararendzinu a také antropozem.

Při hledání odpovědi na otázku „co je půda“ záleží také na úhlu pohledu, který upřednostníme, protože zároveň platí (KOZÁK A NĚMEČEK 2009, REJŠEK A VÁCHA 2018; ŠANTRŮČKOVÁ 2018):

- z hlediska složení je směsí zvětralé zemské kůry, (půdní) vody, (půdního) vzduchu a organického materiálu;
- z hlediska jejího vzniku je výsledkem spolupůsobení atmosféry, hydrosféry a biosféry na litosféru;
- z hlediska ekologie je prostředím, ve kterém žijí různé druhy organismů (půda je ekosystém), ale zároveň je produktem jejich činnosti¹, a tedy nedílnou součástí všech suchozemských ekosystémů;
- rovněž z ekologického, ale také z hlediska zemědělského (produkce potravin) je prostředím, ze kterého mohou rostliny² čerpat vodu a živiny nezbytné k růstu a ve kterém jsou zakotvené³;

¹ Hned z počátku je důležité si uvědomit roli organismů, kteří půdu spoluvytvářejí. Bez nich by Země měla zvětralou zemskou kůru, atmosféru i vodu, ale neměla by půdu. Místo půdy by se na povrchu Země nacházela vrstva nepevněného, různorodého horninového materiálu, unášeného větrem, vodou nebo ledem, který se obvykle označuje pojmem **regolit**. Regolit se vyskytuje na Měsíci, některých planetkách a planetách. Setkat se s ním ale můžeme i na některých místech na Zemi (KUTÍLEK 2012; PETRÁNEK A KOL. 2016).

Půdní typ je odborný termín klasifikace půd, vědy, která se zabývá systematickou kategorizací půd. Každá půda na světě může být přiřazena k určitému půdnímu typu (NĚMEČEK et al. 2011).

Mezi půdní typy v ČR řadíme například černozem, kambizem nebo luvizem. Půdní typ je ale abstraktní pojem. V přírodě se s půdními typy nesetkáme – nalezneme pouze půdy, které mohou být svými vlastnostmi přiřazeny k určitému půdnímu typu.

Ale pozor! Nezaměňovat pojem půdní typ s pojmem půdní druh.

Půdní druhy jsou klasifikovány podle zrnitostního složení. Velikost částic rozhoduje o schopnosti půdy vsakovat a zadržovat vodu. Rozlišujeme písčité půdy (velké částice, půdy propustné), hlinitopísčité půdy, písčitohlinité půdy, hlinité půdy (menší částice, středně propustné pro vodu), jílovitohlinité půdy, hlinitojílovité půdy, jílovité půdy (malé částice, nejmenší volný prostor mezi zrny a tím pro vodu velmi málo propustné až nepropustné) (TOMÁŠEK 2007).

- z hlediska ochrany životního prostředí je potenciálně trvale udržitelný přírodní zdroj a zároveň zdroj snadno znehodnotitelný, a z určitého pohledu vyčerpatelný a neobnovitelný.

Odpovědět na obyčejnou otázku „Co je půda?“ skutečně není snadné. V průběhu posledních desetiletí byl zaznamenán v oblasti studia půdy obrovský nárůst překvapivých poznatků, které nahodávají vžité představy o půdě, jako o části neživé přírody (KOZÁK a NĚMEČEK 2009).

Věnovat se studiu půd rozhodně stojí za to. Je to nejen zajímavé, ale také porozumíme mnohem lépe tomu, jak jsme jako lidstvo na ní závislí a uvědomíme si, jak ji účinně chránit. Půda si zaslouhuje mnohem více než jen oborový nebo mezioborový přístup jako jedné ze složek životního prostředí.

Otázky ke studiu:

1. Objasni hlavní rozdíl mezi těmito dvojicemi pojmů:
 - černozem a hlína
 - půdní typ a půdní druh
2. S jakými půdami se můžete setkat v okolí svého bydliště? Kde můžete tuto informaci získat?
3. Co je to půdní profil a k čemu slouží?
4. Je pravdivé tvrzení, že půda vždy vzniká na rozhraní litosféry a ostatních sfér?
5. Půda je v učebnicích ze základní školy a v učebnicích ze středních škol někdy prezentovaná jako jedna z částí neživé přírody. Je to správně? Svoji odpověď zdůvodněte.

Úryvek z básně zakladatele vědy o půdě V. V. Dokučajeva (1846 – 1903), o němž si později pochopitelně řekneme více (Bíčík a kol. 2009):

„Člověče věz!
Že půda je směs čeho?
Organismů odumřelých,
minerálních součástí celých
a aby půda byla celá,
vždy život v sobě měla.
Je na povrchu zemské kůry,
atmosféra působí shůry.
Součástí je vzduch i voda.
Největší je však škoda,
když se s velkým rizikem
spolu s vodou a kyslíkem
v množství velkém jako hrom
dostane do ní arzén, olovo a chrom.
Půda z horizontů sestává
A tak jak substrát zvětrává
docela přirozeně
dochází ke změně
za běhu i za chodu
v rámci půdotvorných
pochodů.
Složení se přemění
za organismů přispění.
Není obtížná dedukce,
že půda je zdrojem
rostlinné i živočišné
produkce...“

Co „je“ a co „znamená“ půda pro vás? Která pasáž z úryvku básně V. V. Dokučajeva o půdě vás nejvíce zaujala? Proč?

² Rostliny jako autotrofní organismy jsou schopné získávat uhlík pro stavbu svých těl z oxidu uhličitého a energii ze slunečního záření, označujeme je proto za primární producenty (společně se sinicemi a některými dalšími organismy).

³ Rostliny se po odumření stávají potravou půdních organismů, které zkonsumovanou biomasu zabudovávají do svých těl, částečně ji vyloučí v podobě nejrůznějších metabolitů a část z ní využijí jako zdroj energie a do prostředí uvolňují například oxid uhličitý, oxidy dusíku a metan. Přitom do půdy uvolňují přebytečné, ale dále využitelné živiny, které nespotebují pro stavbu vlastního těla. Těmito cestami se rostlinný materiál přeměňuje buď na půdní organickou hmotu, nebo zpět na minerální látky a plyny. Dochází tím ke vzniku půdní organické hmoty, která je nezbytná pro tvorbu kvalitní půdy. Zároveň se tak zpět do koloběhu vrací živiny a oxid uhličitý a umožňují růst dalším rostlinám. Bez neustálého rozkladu rostlinného materiálu, tedy bez aktivity půdních organismů, které tento rozklad zajišťují, a bez akumulace vzniklé organické hmoty by půda nemohla vzniknout (ŠANTRŮČKOVÁ 2018).

Příloha ke kapitole Místo úvodu: Pedologická mapa

Pedologická mapa zobrazuje půdní kryt. Může vyjadřovat jak typologickou příslušnost půdy (například půdní typ nebo subtyp), tak také údaje o půdotvorném substrátu. Půdní mapu lze objednat v tištěné podobě (dle kladů mapových listů státních mapových děl) nebo jako datovou sadu pro GIS na portálu z České geologické služby (eshop.geology.cz). Pochopitelně je pedologická mapa přístupná v několika datových aplikacích on-line.

6



Tato pedologická mapa je z tiskové sestavy z mapového portálu České geologické služby (mapy.geology.cz/pudy) a zachycuje pedologickou situaci v okolí VŠB – TU Ostrava.

Který půdní typ (resp. subtyp) je zde nejvíce zastoupen? Dokážete říct proč?

Půdní mapa 1 : 50 000

Hranice

Půdní typologie (TKSP ČR)

- FLq fluvizem glejová
- HNg hnědozem oglejená
- LUm luvizem modální
- LUg luvizem oglejená
- LUgr luvizem oglejená arenická
- KAm kambizem modální
- KAI kambizem luvická
- KAlg kambizem luvická oglejená
- KAg kambizem oglejená
- KAA' kambizem modální mesobazická
- KAgA' kambizem oglejená mesobazická
- KAy kambizem psefitická
- PGm pseudoglej modální
- PGq pseudoglej glejový
- GLm glej modální
- GLf glej fluvický

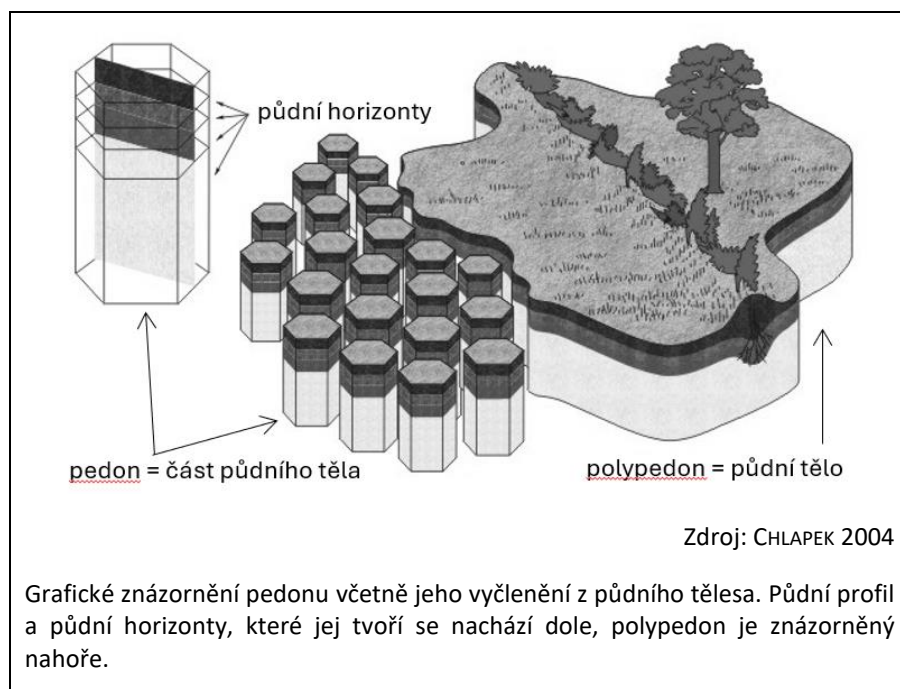
2. Věda o půdě a definice půdy

Půda představuje svrchní část pevného zemského povrchu, kterou nazýváme také **pedosféra** (z řeckého slova πῆδον = půda, země, σφαῖρα = koule, zeměkoule). Je její relativně tenkou částí (od několika cm do několika m), která se vyznačuje vysokou hustotou živých organismů a velkou intenzitou geochemických procesů. Věda o půdě se nazývá **pedologie** (půdoznalství) (PELÍŠEK 1956; ŠARAPATKA 1996; JONES A KOL. 2005).

Nejmenší prostorová jednotka půdy, která se v pedologii využívá zejména při mapování půd, se označuje jako pedon. Jedná se o idealizovaný výřez pedosféry v podobě trojrozměrného šestiúhelníkového tělesa, které má představovat reprezentativní část půdy jako přírodního útvaru (od nezměněné horniny až k vrstvě humusu). Pedon je pro tyto účely definován jako nejmenší homogenní prostorová jednotka půdy, která obsahuje všechny půdní horizonty. Jeho rozměry mohou podle variability kolísat mezi 1 až 10 m² plochy a 0,2 až 2 m hloubky (CHLAPEK 2004).

Půda je ale nejen prostorový, ale také časový útvar. V historickém sledu navazují na sebe různé procesy, střídají se a vyměňují se. A jak si dále ukážeme, je půda je žijícím přírodním útvarem (REJŠEK A VÁCHA 2018).

7



Grafické znázornění pedonu včetně jeho vyčlenění z půdního tělesa. Půdní profil a půdní horizonty, které jej tvoří se nachází dole, polypedon je znázorněný nahoře.

Pevný a holý zemský povrch (litosféra; ř. λίθος = skalnatý) vystavený účinkům ovzduší a vody poskytuje zvětraliny. Ty mohou být různé přemístěné, na kratší nebo i značné vzdálenosti (může se jednat například o eolické, glaciální nebo aluviální sedimenty). Zvětraliny samy o sobě ještě půdou nejsou, i když jsou nezbytným předpokladem jejího budoucího vzniku. K tvorbě půdy začne docházet až tehdy, když ke zmíněným vlivům přistoupí ještě činnost organismů (mikroorganismů, vegetace, edafonu) (JONES A KOL. 2005; ŠANTRŮČKOVÁ 2018).

Pedologie jako věda se zaměřuje na studium vývoje půd, a tedy nejen na pouhý popis jejich vlastností. Na základě získaných poznatků je vytvářen klasifikační systém půd a databáze rozšíření jednotlivých půdních jednotek na Zemi. Určuje také možnosti jejího optimálního využívání včetně rizik, která jsou spojena s jejím poškozováním (NĚMEČEK A KOL. 2011).

Pedologie má multidisciplinární charakter s celou řadou podoborů (například půdní fyzika, půdní chemie, hydropedologie, půdní biologie, půdní ekologie, nebo pedometrika) a aplikovaných vědních disciplín (například ochrana půd, lesnická nebo zemědělská pedologie). Pedologie je zařazena mezinárodními vědeckými společnostmi: Mezinárodní uníí věd o půdě (IUSS), a Evropskou konfederací pedologických společností (ECSSS), jejíž součástí je také Česká pedologická společnost (ČPS) (PAVLŮ 2018).

Německy se nauka o půdě řekne „die Bodenkunde“, anglicky „Soil science“, ruský „почвоведение“ a polsky „gleboznawstwo“. Někdy se to může hodit.

Jako polypedon se označuje soubor podobných pedonů. Jedná se v podstatě o mezičlánek mezi nejnižší taxonomickou jednotkou a reálnými půdami v přírodě.

Z latinských slov: Æolus = "bůh větrů", Glacies = led, Alluvium = naplavenina.

Edafonu se dříve krásně česky říkalo „živěna půdní“. Budeme se mu věnovat později.

Pedologie, podobně jako i jiné vědní disciplíny, se neustále rozvíjí, a to se pochopitelně týká také samotného nahlížení na půdu. Můžeme směle tvrdit, že o půdu samotnou se člověk zajímá odnepaměti.

Uvádí, že se již před 4000 lety pokusil Yu v Číně o první klasifikaci půd na základě barvy a složení (bylo tak vyčleněno celkem pět druhů půd: černé půdy v severní Číně, bílé půdy v polopouštích západní Číny, modré půdy v zamokřených oblastech, červené půdy v subtropickém pásmu a žluté půdy v oblasti spraši). V antické literatuře pak najdeme dělení půdy podle geomorfologických znaků, a především podle vhodnosti k pěstování různých plodin. V 18 a 19. století vzrostl zájem o půdu právě z tohoto hlediska. Rozhodující byla snaha o optimalizaci pěstování plodin za účelem zvyšování výnosu (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Vývoj názorů na půdu (jako pojem) – a to až do současnosti – můžeme velmi zjednodušeně rozdělit na dva hlavní myšlenkové směry – **směr statický** a **směr dynamický** (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; REJŠEK A VÁCHA 2018).

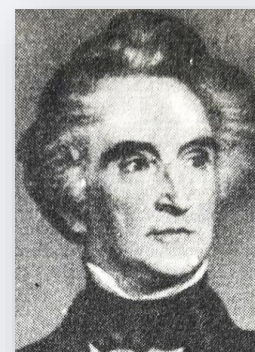
Statický směr úzce vychází z geologických věd, kdy na půdu pohlíží především jako na neživou směs povrchových úlomků hornin a odumřelých organických zbytků v různém stupni rozkladu. Statický pohled na půdy nezohledňuje její vývoj v čase a prostředí, ve kterém vznikala. Půda je z tohoto hlediska spíše pouhou **zeminou**, přičemž tento pojem je spíše vhodné používat k označení části půdního těla, které je vyjmutu z přírodního prostředí (CHLAPEK 2004).

Výrazný rozdíl mezi pojmy půda a zemina vyplývá také z rozdílného přístupu při jejich třídění. Základní jednotkou klasifikace zemin je **půdní druh**.

Při klasifikaci půd podle jejich geneze je základní klasifikační jednotkou **půdní typ**. Termín půda má tedy mnohem širší význam než pojem zemina. Používá se všude tam, kde máme namysli půdu jako přírodní útvar v jejím přirozeném stavu, přímo v terénu. Používání termínu zemina je běžné v technických disciplínách, jako je stavebnictví, vodohospodářské a krajinné meliorace, mechanika zemin aj.

Je zapotřebí se naučit vnímat půdu jako dynamický přírodní útvar, který se vyvíjí a udržuje pod vlivem okolního prostředí. Pohlížet na ni jako na zákonitě uspořádané přírodní tělo, schopné samostatného vývoje a neustále podléhající změnám. Zjednodušeně lze také říci, že půda je ta část litosféry, ve které probíhají tyto neustále změny, které souhrnně označujeme jako půdotvorné procesy.

Dynamický směr charakterizuje půdu jako samostatný přírodně-historický útvar, který vzniká a vyvíjí se z povrchových zvětralin zemské kůry, zbytků organismů, zákonitým procesem na základě působení půdotvorných činitelů, který je schopen zajišťovat životní podmínky organismům na něm a v něm žijícím (REJŠEK A VÁCHA 2018).



**Justus von Liebig
(1803–1873)**

Rozlišoval v půdě pouze ornici jako hlavní zdroj živin, a nepřisuzoval půdě schopnost vývoje vlastními procesy. Podle něj rostliny přijímají z půdy jen minerální látky (PŘÍRUČNÍ SLOVNÍK NAUČNÝ 1962-1967; REJŠEK A VÁCHA 2018).

V botanice nebo v zoologii jsou individua různých druhů samostatná, izolovaná. Na rozdíl od nich půdní typy jako představitelé půdního těla nemají výrazné hranice ani směrem k hornině, ani vzájemně mezi sebou.

Půdu posuzujeme podle svislého řezu půdou – pomocí půdního profilu, ale to už vlastně víme. Půdní profil je tvořen půdními horizonty mimo jiné z různých druhů zemin. Půdní horizont není sedimentární vrstva, půda není sediment!

Půda je zcela nová substance, která se částečně podobá živé hmotě tím, že má látkovou výměnu s prostředím, ale i neživé hmotě tím, že se nerozmnožuje, ale jen obnovuje a při obnově si nezachovává dědičné znaky.

Jako samostatný vědní obor se pedologie začala prosazovat až v 1. polovině 19. století (oddělením od kvartérní geologie). Za jejího nejvýznamnějšího zakladatele je pak tradičně považován ruský pedogeograf, pedolog, geolog a geomorfolog Vasilij Vasiljevič Dokučajev (1846–1903). Definoval základní zákonitosti vývoje půd, rozlišil a definoval hlavní půdní typy a půdní druhy. Zavedl také jako první vědeckou klasifikaci půd a označil hlavní půdní horizonty velkými písmeny. Je pozoruhodné, že jím zavedená pojmenování půdních typů vycházejí z lidových názvů půd, s nimiž se na svých cestách setkal, a jsou mezinárodně používány dodnes (např. černozem, podzol nebo rendzina) (PELÍŠEK 1956; CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018).

V. V. Dokučajev je autorem vůbec první vědecké definice půdy: „*Půda je přírodnina diferencovaná v genetické horizonty, vzniklá na rozhraní různých sfér, více nebo méně snadno rozpojitelná a oživená*“. Jako první také formuloval funkční vztahy mezi půdním pokryvem a základními půdotvornými faktory (podnebím, organismy, matečnými horninami, reliéfem a časem). Zúčastnil se a později organizoval a vedl mnoho geologických výprav po celém carském Rusku. Mezi léty 1875 až 1879 pěšky prošel a zmapoval předkavkazskou část Ruska, čímž získal neocenitelné osobní zkušenosti s charakterem půd a jejich vývojem v závislosti na měnících se podmínkách prostředí. Vypožoroval, že půdy jsou rozloženy na zemském povrchu podle určitých zákonitostí, které lze dávat do souvislosti s klimatem. Ve své klasické práci „Учение о зонах природы“ (1899) formuloval tzv. pravidlo (zákon) zonality: „... *všechny nejdůležitější půdotvorné faktory působí na zemském povrchu v určitých pásech, které probíhají více méně paralelně se zeměpisnými rovnoběžkami... vyskytující se půdy, např. černozem a podzoly, jsou na zemském povrchu uspořádány zonálně, v nejpřísnějším vztahu k podnebí, rostlinstvu a dalším hlavním faktorům*“ (REJŠEK A VÁCHA 2018).

Kromě ruské (později sovětské pedologické školy) má významné postavení také škola německá. Zakladatelem této školy byl Emil Otto Paul Bruno Ramann (1851–1926). Navázal na dynamické učení ruské pedologické školy, ale matečnou horninu definoval jako hlavní půdotvorný faktor. Z americké pedologické školy můžeme zmínit Eugena Woldemara Hilgarda (1833–1916), který sice pocházel z Německa, kde také vystudoval, ale většinu svého vědeckého života trávil na amerických univerzitách. Mezi významné české pedology patří například Josef Kopecký (1865–1935), který je považován za zakladatele české moderní pedologie. Od roku 1908 byl profesorem půdoznalství, klimatologie a meteorologie na c.k. České vysoké škole technické v Praze. Jím sestrojené přístroje na stanovování fyzikálních vlastností půdy se používají dodnes. Dále je určitě zapotřebí zmínit také Jana Němečka (1928–2012), který koordinoval a odborně vedl rozsáhlý projekt – Komplexní průzkum půd (1962–1972), jež poskytl znalosti a detailní data o půdách Československé republiky a který je zároveň autorem v současné době platného klasifikačního systému půd České republiky (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; URBANCOVÁ A LACKOVÁ 2015).



**Vasilij Vasiljevič Dokučajev
(1846–1903)**

Jméno po Dokučajevovi nese na jeho počest kráter na Marsu. Dříve existovala v Praze–Stodůlkách ulice Dokučajevova. V roce 1991 však byla přejmenována na Dominovu. Zřejmě vadil jeho ruský původ, a to byl už 88 let po smrti. Nejspíš ale ani nevěděli, čím se zabýval (PŘÍRUČNÍ SLOVNÍK NAUČNÝ 1962–1967; PRAHA - PLÁN MĚSTA 1985).

Naproti tomu Karel Domin (1882–1953) byl významným českým botanikem zabývajícím se taxonomií, fytogeografií a geobotanikou. V období protektorátu byl rektorem Karlovy univerzity.



Tzv. Kopeckého válečky pro odběr neporušených půdních vzorků (včetně držáku válečky, který je chrání před poškozením).

Koncem 19. a počátkem 20. století byla zavedena celá řada různých definic pro půdu a pochopitelně se o to pokoušely a pokouší všechny následující generace pedologů. Například Karel Jiří Schindler (1834–1905) definuje lesní půdu jako „vrchní kyprou vrstvu země, v níž se kořeny stromů rozprostírají“. Nebo Heinrich Friedrich Weber (1843–1912) uvádí, že „půda je produkt zvětrávání hornin, tvořící podloží a skládající se současně ze zbytků rostlinstva a živočišstva (humusu)“ (CHLAPEK 2004).

Podle Václava Nováka (1888–1967) je přírodovědecká definice půdy následující: „Půda je ve smyslu přírodovědeckém přírodní útvar, který se vyvinul z povrchových zvětralin kůry zemské a ze zbytků ústrojných a jehož stavba i složení jsou výsledkem působení podnebí a živých organismů v půdě i na půdě žijících“.

Významný lesnický pedolog Josef Pelíšek (1909–1993) definuje půdu jako „... svrchní část zemské kůry, jež vznikla vzájemným působením půdotvorných faktorů v půdotvorném přírodním prostředí během určité doby. Obsahuje anorganické i organické složky a je schopna být stanovištěm pro přírodní rostlinné formace, lesní porosty nebo zemědělské kultury“ (PELIŠEK 1956).

Tento výčet uzavřeme definicí z Atlasu půd ČR (KOZÁK A NĚMEČEK 2009): „Půda je žijící prostorový přírodní útvar s transformační, translokační a produkční schopností, která podmiňuje tvorbu biomasy. Ze systémového hlediska je půda považována za komplexní, polyfunkční, otevřený, polyfázový strukturní systém, tvořící povrchovou část litosféry“.

10



Josef Pelíšek (1909–1993) se věnoval lesnímu půdoznalství, geologii a paleontologii. Památník, který se nachází poblíž Býčí skály symbolizuje hlavní obory jeho zájmu - půdní profily a geologii. Je tvořen čtyřmi kamennými deskami z různých míst - nejmenší deska z popedí, na které je vyrytý pamětní nápis, je z mrákotínského žuly z Jihlavských vrchů. Za ní stojí granitová deska ze Šluknovského výběžku, deska z liberecké žuly z Liberce-Ruprechtic a gabrová deska ze středních Čech. V horní části desky je napsáno: „Lesní půda je základ lesa. Bez půdy není dřevní produkce“ (REJŠEK A VÁCHA 2018).

K základním půdotvorným faktorům patří organismy žijící na půdě a v půdě. Rostliny výrazně ovlivňují koloběh živin (odebírají je z půdy do svých těl a po odumření je do půdy vracejí) a jsou zdrojem organických látek označovaných později jako humus.

Otázky:

1. Objasněte hlavní rozdíly mezi těmito dvojicemi pojmů:
 - zemina a půda
 - půdní profil a půdní horizont
2. Co rozumíme pod pojmem „pedon“?
3. V čem se odlišuje statický a dynamický pohled na půdu?
4. Napište vlastní definici půdy, tedy takovou, které budete nejen nejlépe rozumět, ale která bude vyjadřovat Váš pohled na ni.
5. Význam pojmu „černozem“ je zřejmý, ale jaký význam mají slova podzol, glej nebo rendzina?

Místo pro poznámky:

3. Funkce půdy

Při četbě různých definic půdy, např. že se jedná o „... žijící prostorový přírodní útvar s transformační, translokační a produkční schopností...“ nebo že „... je schopna být stanovištěm pro přírodní rostlinné formace...“, si můžeme uvědomit, že je půda popisovaná také prostřednictvím funkcí, které plní (PELÍŠEK 1956; KOZÁK A NĚMEČEK 2009).

Obecně je možné zařadit funkce půdy do jedné ze dvou hlavních kategorií, na **produkční** a **mimoprodukční** (JONES A KOL. 2005; URBANCOVÁ A LACKOVÁ 2015; REJŠEK A VÁCHA 2018; PAVLŮ 2018).

Produkční funkce půdy úzce souvisí s poskytováním výnosu ze zemědělské nebo lesní půdy (lze je také většinou nejsnadněji ekonomicky vyčíslit), tedy především s jejím využitím v zemědělství a lesnictví. Po celá staletí byla tato funkce vnímána jako hlavní a nejdůležitější. Z tohoto hlediska je půda považována výrobní prostředek. Vlastnictví půdy bylo tradičně spojeno se společenským postavením. S tím velmi úzce souvisí pojem **úrodnost půdy**. Úrodností půdy rozumíme její schopnost poskytovat životní prostředí pro rostliny (k zakořenění) i edafon, a je dána souborem fyzikálních, fyzikálně chemických, chemických a biologických vlastností půdy. Zemědělci a lesníci se dříve snažili zvýšit úrodnost půdy tak, aby byl dosažený výnos co nejvyšší – i tedy i za cenu negativních dopadů na půdní prostředí jako celek (acidifikace, eroze, pedokompakce aj.). Na půdě je ale důležité hospodařit takovým způsobem, aby mohla půda plnit i své mimoprodukční funkce (KOZÁK A NĚMEČEK 2009; ŠIMEK A KOL. 2019; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Podíl druhů (%)	Přirozený	Současný
smrk	11,0	54,2
jedle	18,0	0,9
borovice	5,4	17,6
modřín	0,0	3,7
dub	17,2	6,3
buk	37,9	5,9

Zdroj: NĚMEC A HRIB 2009

V případě lesních půd jsou jejich vývoj a kvalita do značné míry ovlivněny druhovým složením pěstovaných lesů. Jak je patrné, v posledních stoletích došlo k značné proměně druhového složení lesů.

Mimoprodukční funkce jsou pro lidskou společnost neméně důležité (lze je také ekonomicky vyčíslit, ale je to problematické).¹ K mimoprodukčním funkcím řadíme například funkci prostorovou, hydrologickou, vodohospodářskou, ekologickou, sanitární a hygienickou, pufrací, transformační, sociální a kulturní. Pro lepší názornost si můžeme mimoprodukční funkce půdy rozdělit do tří kategorií: **kulturní funkce**, **regulační funkce** a **servisní funkce**.

¹ Jakou cenu má příroda? Lze ji nějak stanovit? Její obdivovatel řekne, že nesmírná. Ekonom vytáhne kalkulačku a začne přepočítávat. Pro filosofa je vnitřní hodnota přírody nekonečná... .

V současné době jsou v popředí zájmu odborníků funkce půdy, které plní v krajině – tzv. ekosystémové funkce.

V historii bylo snahou dobyvatelů připravit porobený národ o půdu - v duchu středověkého „kdo drží půdu, drží i moc“.

V praxi je často nutné posuzovat úrodnost z užívaného pohledu, tj. úrodnost pro jednotlivé typy plodin či dokonce jednotlivé odrůdy. V tom případě se jedná o produkční schopnost půdy.



Projevy pedokompakce (utužení půdy) můžeme na polích vyzorovat v místech se zamokřením. Pedokompakce je následována ztrátou úrodnosti půdy.

Ke kulturním funkcím půdy patří například funkce inspirační, sanitární a hygienická, rekreační a relaxační, vědecká a vzdělávací.

Sanitární a hygienická funkce půdy se vztahuje i na přírodní systémy, kdy jsou odumřelá těla rozkládána a postupně se stávají součástí půdy a dotýká se regulační a servisní funkce půdy. V neposlední řadě je pak půda podkladem staveb a předmětem obchodu a má tedy i funkci technickoekonomickou (v oblasti stavebnictví, průmyslu nebo těžby nerostných surovin převládá statický pohled na půdu). Mezi kulturní funkce půdy řadíme také záznam historických událostí, dokumentaci vývoje civilizací na daném území (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Narušení fungování regulační a servisní funkce půdy by mohlo mít zcela fatální důsledky pro fungování celé biosféry. Regulační služby pracují na principu pozitivní a negativní zpětné vazby. Půda se podílí například na regulaci klimatu, záplav nebo nemocí (zabraňuje šíření chorob). Bylo prokázáno, že některé půdní mikroorganismy žijící v přirozeném prostředí půd (např. *Mycobacterium vaccae*), mají pozitivní vliv na upevňování lidského zdraví posilováním imunitního systému (pozitivně ovlivňují a usměrňují imunitní reakce). Mezi regulační funkce patří také funkce pufrací, která umožňuje tlumit dynamiku některých půdních vlastností. Většinou se pufrace vztahuje k tlumení změn půdní reakce (acidifikace půdy), ale znamená i například tlumení rychlých teplotních změn (REJŠEK A VÁCHA 2018; FOXX A KOL. 2021).

Servisní funkce představují podpůrnou roli pro všechny předcházející kategorie. Půda tak sehrává významnou roli v biogeochemických cyklech, v oběhu vody a jejím čištění, a také v biologické rozmanitosti. Půda je schopna zadržet obrovská množství vody, což vlastně umožňuje život nejen vyšších rostlin, ale i všech půdních organismů (REJŠEK A VÁCHA 2018).²

Skupina	Čerstvá hmota t/ha
BAKTERIE	6,3
HOUBY	3,1
PRVOCI	0,3
MEZOEDAFON (MIMO HÁĎÁTKA)	1,8
MAKROEDAFON (+ HÁĎÁTKA)	1,0
Celkem	12,5

Zdroj: ŠIMEK A KOL. 2019

Zastoupení organismů v orné půdě. Organismy se vyznačují vysokou reprodukční schopností, takže produkce biomasy v půdě během roku často vysoce převyšuje množství biomasy kulturních plodin na stejném pozemku (ŠIMEK A KOL. 2019).

² Podle VÚMOP může 1 ha hluboké černozemě akumuloval až 3500 m³ vody. Celková možná kapacita (retenční schopnost) zemědělských půd v ČR je 8 400 000 000 m³ vody. Skutečný stav vzhledem k poškození půd erozí, utužením (pedokompakcí), dehumifikací a ke ztrátě biologické aktivity půd je 5 040 000 000 m³ vody. Tj. rozdíl 3 360 000 000 m³ vody mezi tím co je a co by mohlo být! (VÚMOP 2015)

Půda je prostředím, ve kterém se odehrává významná část látkového koloběhu v přírodě. Je prostředím, ve kterém nejen probíhají látkové a energetické přeměny, ale také filtrační pochody (oddělování, zadržování a tím i zneškodňování nežádoucích látek) a pochody samočistící (souhrn fyzikálních, chemických, biochemických a biologických procesů, kterými dochází k zneškodňování nebo mineralizaci nežádoucích látek) (ŠANTRŮČKOVÁ 2018).

Pufrovitost půdy se hezky česky řekne ústojivost půdy.

Půda je v podmínkách České republiky hlavní zásobárnou pro napájení vodních zdrojů. Jako pramenná oblast je ČR odkázána pouze na atmosférické srážky jako hlavní zdroj vody.



*K půdní mezofauně řadíme také našeho největšího chvostoskoka - larvěnku obrovskou (*Tetradontophora bielanensis*). Obývá svrchní vrstvy půdy, mechové porosty a půdní hrabanku. Živí se různými organickými zbytky a je důležitým článkem při tvorbě humusu (MIKO 2019).*

Vymezení prostoru a podmínek pro život půdních organismů a jejich společenstev spolu se zachováním genetické informace je další servisní funkcí půdy, ochrannou nebo ekologickou (půda je genetickou bankou mikroorganismů a rostlin). Diverzita a hierarchie půdních společenstev není o nic jednodušší, než je tomu u společenstev „nadzemních“.³ I samotný proces tvorby půdy je součástí servisní funkce.

Konkrétní funkci půdy nelze vždy jednoznačně zařadit do té či oné kategorie, jak již bylo výše naznačeno u funkce sanitární a hygienické, která souvisí s další klíčovou mimoprodukční funkcí půdy, se schopností zadržovat, filtrovat a transformovat látky, a to jak látky přirozeně se vyskytující v přírodním prostředí (živiny, organická hmota), tak látky antropogenního původu (hnojiva, pesticidy, rizikové prvky, organické polutanty). Transformacemi se rozumí rozkladné i syntetické procesy. K rozkladným procesům patří dekompozice odumřelé biomasy a uvolnění živin, či degradace pesticidů a jiných organických kontaminantů. K syntetickým zase třeba tvorba stabilních humusových látek. Tato konkrétní funkce je na pomezí mezi službou regulační a servisní (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; KOZÁK A NĚMEČEK 2009; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Podobně půda může být také zdrojem surovin (hrnčířské, cihlářské nebo stavební hlíny nebo v lázeňství využívané slatiny). Tato funkce je na pomezí produkční a mimoprodukční funkce (kulturní funkce). Jedná se totiž o produkci materiálu, který má také určitý kulturní přesah a regionální odlišnosti (URBANCOVÁ A LACKOVÁ 2015).

Například sanitární funkce půdy, kterou lidstvo dlouhodobě využívá při pohřbívání, je významnou kulturní, regulační i servisní funkcí.



Mezi významné negativní vlivy monokulturního hospodaření na zemědělské a lesní půdě patří snižování biodiverzity. To vede k vyšší náchylnosti pěstovaných kultur k působení škůdců a chorob, ke zvýšení nebezpečí eroze, ke zrychlení odčerpávání živin z půdy a ke snížení její schopnosti zadržovat srážkovou vodu. Společně s tím roste riziko vzniku povodní.



Bludovická keramika, kterou můžeme shlédnout v Kotulově dřevěnce v Havířově, je známá svým nažloutlým střepem, bílou polevou a květinovou malbou pod průhlednou glazurou. Materiál pochází z dnes již zaniklých hlinišť a byla vyrobena v hrnčířských dílnách z místních Bludovic, které potkal podobný osud (TOMOLOVÁ A KOL. 2000). A jaká keramika se vyráběla u Vás?

Kukuřice zvyšuje erozi půdy z mnoha důvodů. Nejen že patří k širokořádkovým plodinám, které nedostatečně kryjí povrch půdy, ale navíc v kombinaci s umístěním kukuřičných polí na svažitéch pozemcích a s přivalovými dešti pak nastávají závažné problémy.

Na území Moravskoslezských Beskyd je nejvíce zastoupenou dřevinou smrk (76 %), buk je zastoupen 22 % a jedle 1 %, přitom ještě před 200 lety zde tvořil smrk přibližně jenom jednu třetinu porostů. Mnohem významněji byl zastoupen buk a jedle (LESY ČR 2010).

³ Uvádí se, že v jednom gramu půdy může žít asi 40 miliard baktérií (MIKO 2019).

Otázky:

1. Které funkce půdy řadíme mezi funkce produkční a které mezi funkce mimoprodukční? Jaký je rozdíl mezi těmito kategoriemi a jak to souvisí s významností těchto funkcí?
2. Co je to úrodnost půdy? Jak rozumíš pojmu produkční schopnost půdy?
3. Zjistěte další kulturní, regulační a servisní funkce půdy.
4. Nastudujte některou konkrétní funkci půdy podrobněji, snažte se ji co nejlépe porozumět a uveďte ji do vzájemného vztahu s ostatními funkcemi.

Místo pro poznámky:

Příloha ke kapitole Funkce půdy: Ekosystémové služby půdy

Celoplanetární systém plní celou řadu pro život nezbytných funkcí, které se také označují jako ekosystémové služby. Můžeme je rozdělit do čtyř hlavních kategorií (viz učební text). Níže uvedenou tabulku si vytiskněte a vyplňte konkrétními příklady.

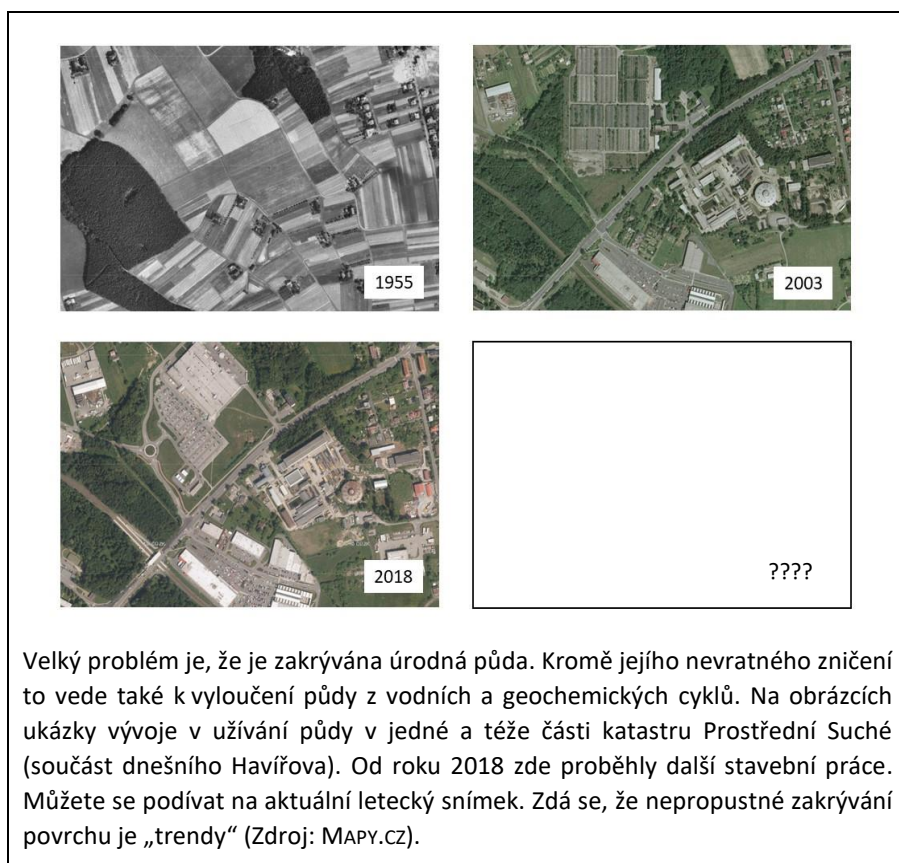
	REGULAČNÍ FUNKCE:	PRODUKČNÍ FUNKCE:	KULTURNÍ FUNKCE:	SERVISNÍ FUNKCE:
CELOPLANETÁRNÍ SYSTÉM (MIMO PEDOSFÉRU):				
PEDOSFÉRA:				

4. Hlavní degradační procesy půd v ČR

Už víme, co půda je, známe definici půdy i její hlavní funkce. Aby mohla půda „žít“ a zajišťovat produkční i mimoprodukční funkce, je zapotřebí půdu také chránit – o její ochraně však někdy později. V této kapitole se zaměříme na hlavní degradační procesy v půdách, ke kterým řadíme: nepropustné zakrývání půdního povrchu, kontaminaci půdy, vodní a větrnou erozi, ztrátu organické hmoty, ztrátu biodiverzity, zhutnění a zhoršení fyzikálních vlastností, zasolení, záplavy a sesuvy půdy, a v neposlední řadě také acidifikaci (JONES A KOL. 2005; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Nepropustné zakrývání povrchu představuje pro půdu nejzávažnější hrozbu. Půda, která je odtěžená nebo trvale zakrytá, již nemůže plnit své funkce (ekosystémové služby) a v podstatě se jedná o nevratný stav. V České republice i celosvětově je rychlost úbytku půdního pokryvu je vysoká a neustále se zvyšuje.

17



Velký problém je, že je zakrývána úrodná půda. Kromě jejího nevratného zničení to vede také k vyloučení půdy z vodních a geochemických cyklů. Na obrázcích ukázka vývoje v užívání půdy v jedné a téže části katastru Prostřední Suché (součást dnešního Havířova). Od roku 2018 zde proběhly další stavební práce. Můžete se podívat na aktuální letecký snímek. Zdá se, že nepropustné zakrývání povrchu je „trendy“ (Zdroj: MAPY.CZ).

Na území České republiky je úbytek zemědělské půdy nerovnoměrně rozložený. Pro zajímavost lze uvést, že celkový úbytek zemědělské půdy byl mezi léty 2002 až 2006 18393 ha, což činí 10 ha za den. Také povrchová těžba, například hnědého uhlí, je spojena se záborem zemědělské půdy. V této souvislosti je důležité si uvědomit, že dnešní lidská sídla se vyvíjela v místech historického osídlení – a tedy se nacházejí právě v místech výskytu těch nejúrodnějších půd v nížinách podél velkých toků (REJŠEK A VÁCHA 2018).

Rozdělení půdního fondu v ČR k roku 2020 (BUDŇÁKOVÁ A KOL. 2021):

celková výměra	7 887 101 ha
zemědělská půda	4 200 204 ha
lesní půda	2 677 329 ha



Zdroj: MEIßNER A KOL. 2006

*Přitom někdy stačí tak málo... .
Parkoviště může vypadat třeba
takto, jako je tomu v Bavorsku.*

*Pro ilustraci: Fotbalové hřiště
má obvykle rozlohu přibližně
2/3 hektaru. Václavské náměstí
v Praze má rozlohu přes 4
hektary.*

Kontaminace půdy je způsobena zvýšeným obsahem potenciálně rizikových látek v půdním prostředí, které jsou zpravidla antropogenního původu (například rizikové prvky, perzistentní organické polutanty, radioaktivní prvky, kyanidy a jiné chemikálie) (KOZÁK A NĚMEČEK 2009).

Do půdy se mohou dostávat z imisní zátěže, při havarijních situacích během jejich přepravy a skladování, vypouštěním odpadních vod, z nezabezpečených skládek odpadů, ale také při používání agrochemikálií a odpadních látek v zemědělství. Kontaminace může být způsobována také přírodními zdroji (tzv. geogenní kontaminace), především se jedná o kontaminaci půdy rizikovými prvky (geochemicky anomální substráty), vzácněji také organickými polutanty (například přírodní požáry nebo vulkanická činnost). Půdy se vyznačují určitou schopností vyrovnat se se znečišťujícími látkami. Avšak v případě, že je tato jejich schopnost překročena, mohou být narušeny základní funkce půdy.

V ČR patří mezi hlavní kontaminanty rizikové prvky (pozornost bývá soustředěna především na As, Cd, Ni, Pb a Cr) a perzistentní organická xenobiotika (uhlovodíky, rozpouštědla, polycyklické aromatické uhlovodíky a pesticidy). Toto znečištění půd je ale omezeno na malá území. Nejvíce ohroženy oběma skupinami polutantů jsou oblasti severních Čech (tepelné elektrárny, povrchové doly, chemický průmysl), severní Morava a Slezsko (těžký průmysl), Praha a její okolí (emise z dopravních prostředků) a fluvizemě v aluviích velkých řek (Labe, Morava), zaplavované vodami znečištěnými průmyslovými či městskými odpady (KOZÁK A NĚMEČEK 2009).

Kategorie půd	Preventivní hodnota										
	As	Be	Cd	Co	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	V	Zn
Běžné půdy	20	2.0	0.5	30	90	60	0,3	50	60	130	120
Lehké půdy	15	1.5	0.4	20	55	45	0,3	45	55	120	105

Preventivní obsahy rizikových prvků v zemědělské půdě zjištěné extrakcí lučavkou královskou ($\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ sušiny) podle vyhlášky MŽP 153/2016 Sb. Preventivní obsahy rizikových prvků jsou rozděleny pro běžné půdy (písčitohlinité, hlinité, jílovitohlinité a jílovité půdy, které zaujímají převážnou část zemědělsky využívaných půd) a lehké půdy (půdy vzniklé na velmi lehkých a chudých matečných horninách, jako jsou písky a štěrkopísky). Hodnoty se netýkají půd geogenně anomálních.

Eroze půdy se obecně rozděluje na erozi větrnou a vodní. V našich podmínkách představuje hlavní problém eroze vodní. Více než polovina zemědělské půdy České republiky je ohrožena povrchovým odnosem a vodní erozí. Kromě reliéfu krajiny je to způsobeno především existencí rozsáhlých pozemků bez protierozních opatření a pěstování kukuřice nebo jiných širokořádkových kultur na prudkých svazích (KOZÁK A NĚMEČEK 2009).

*Je to zdánlivě složitě:
Kationtová výměnná kapacita
půdy je dána především
velikostí organominerálního
sorpčního komplexu, který
určuje pufrací schopnost půd.
Pufrací vlastnosti půd přímo
ovlivňují jejich zranitelnost vůči
negativním vlivům
potencionální kontaminace
rizikovými prvky... .*

*Pojem „pufrace“ už známe.
Postupně se naučíme
porozumět i dalším pojmům.*



*Voda smývá půdu z polí. Je to
nenahraditelná ztráta, když
uvážíme, že 2–3 cm vrstvy půdy
může za příznivých podmínek
vznikat 100 nebo až 1000 let.*

Vodní erozí je poškozeno až 450 000 ha zemědělských půd a 5–10 % lesní půdy. Jako řešení se aplikují různá protierozní opatření. Větrná eroze ohrožuje asi 22,8 % orné půdy v Čechách a 40,7 % na Moravě. Nejvíce jsou ohroženy nížiny v teplé a suché klimatické oblasti a písčité půdy (KARÁSEK A KOL. 2024).

Ztráta organické hmoty představuje velmi významný degradační proces. Zatím se nedospělo ke shodě v tom, jak jednoznačně definovat půdní organickou hmotu. Problém je v tom, zda zahrnout biomasu všech živých organismů, látky tvořené opadem a rostlinné zbytky. Nejednotný je také názor na stupeň rozkladu rostlinných zbytků a jiných organických látek (KOZÁK A NĚMEČEK 2009).

Na snižování obsahu organické hmoty v půdách se podílí celá řada faktorů, zejména proměna trvalých travních porostů, lesů a další přirozené vegetace na ornou půdu. Dále také intenzivní orba, aplikace vysokých dávek dusíkatých hnojiv, odvodňování, ale také intenzivní vápnění, eroze půdy a další. Jednotlivé půdní typy mají různou míru odolnosti proti snižování obsahu organické hmoty. Výrazný úbytek povrchových horizontů je vždy průvodním znakem snižování obsahu organické hmoty v půdě.

Primární organická hmota je považována za dynamickou část organické hmoty v půdě. Její obsah může kolísat v závislosti na přísunu organických látek do půdy, ale také průběhu mikrobiálních procesů. Stabilita nejvýznamnějších složek primární organické hmoty v půdě vypadá takto (KOZÁK A NĚMEČEK 2009):

Složka	Poločas rozkladu
kořenové exudáty	několik dní
mikrobiální biomasa, kořenové vlášení	několik týdnů
hrubší kořeny a části rostlin	měsíce až několik let

Humusové látky mají na rozdíl od primární organické hmoty zcela jiné poslání v půdě. Jsou odolné mikrobiálnímu rozkladu, a tak jsou také velice stabilní. Nejsou tedy zdrojem živin z rozkládané organické hmoty, ale mají významné sorpční a iontovýměnné vlastnosti. Stabilita humusových látek v půdě je následující:

Složka humusu	Poločas rozkladu
Fulvokyseliny (fyzikálně stabilizovaná organická hmota)	30–80 let
huminové kyseliny a humáty (chemicky stabilizovaná organická hmota)	600–3 000 let
huminy (pevně vázané na anorganické půdní koloidy)	> 3 000 let

Humusové látky mohou zadržet až dvacetinásobek své hmotnosti, přičemž většina zadržené vody může být využívána rostlinami. To je rozdíl od minerálního podílu půdy, zejména jílnatých částic, kdy značná část vody již rostlinami nemůže být využita, neboť zůstává fyzikálně vázána (ČERNÝ 2019).

Půdní organická hmota představuje důležitou složku půdy, neboť výrazně ovlivňuje kvalitu struktury půdy a její stabilitu, retenci vody, kationtovou výměnnou kapacitu, složení a množství půdní živiny a slouží také jako důležitý zdroj rostlinných živin.

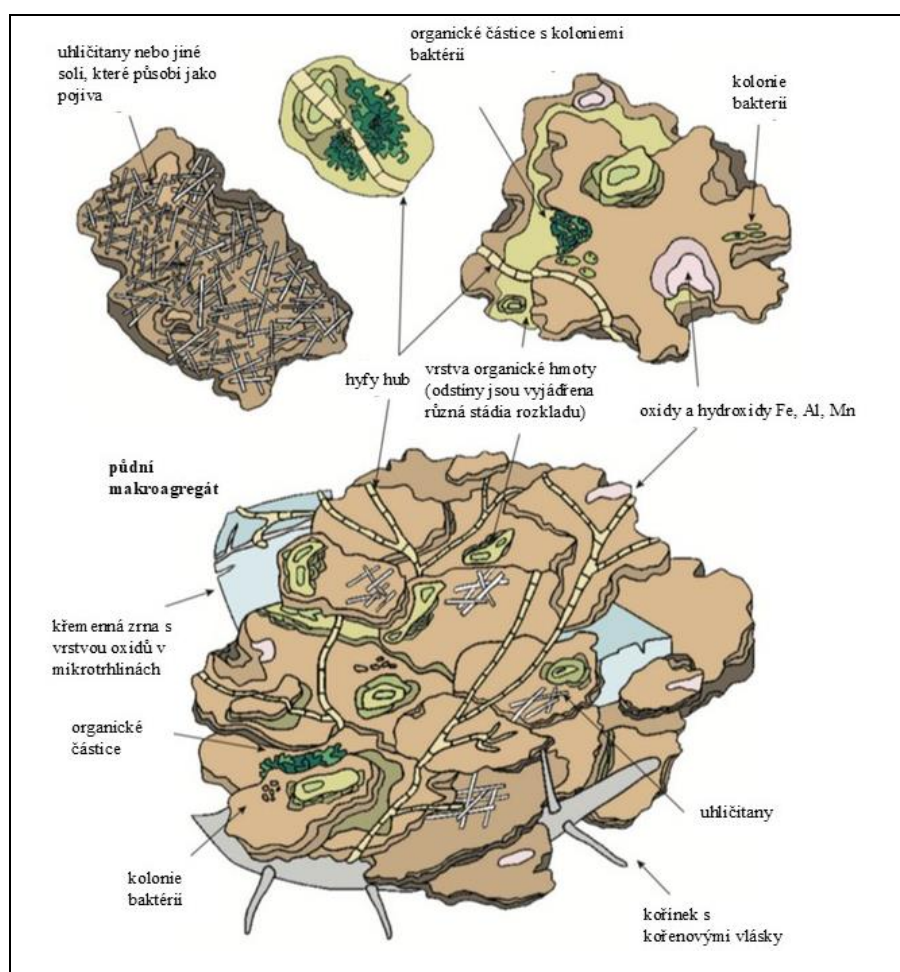
Každé 1% organické hmoty v půdě – zvýší půdní retenci o více než 35 000 litrů na hektar (REJŠEK A VÁCHA 2018).



Zdroj: WWW.KRUSNOHORSKY.CZ

Hnědě zbarvená voda v rašeliništích je způsobená vysokým obsahem huminových kyselin vyluhovaných z rašelinových vrstev. Fulvokyseliny jsou obvykle žluté barvy, jsou rozpustné ve vodě nezávisle na pH a velmi lehce se přemísťují v půdním profilu.

Ztráta biodiverzity. Půdní biota sehrává významnou roli při ovlivňování celé řady půdních pochodů a půdních funkcí (např. uvolňování živin z půdní organické hmoty, tvorba a uchování půdní struktury, retenci půdní vody). Biodiverzita půdy je obecně definována jako variabilita živých organismů v půdě a ekologických komplexech, jejichž jsou součástí. Zahrnuje diverzitu uvnitř druhů (genetická diverzita), mezi druhy a ekosystémy. I když není přesně známo, jak reagují půdní organismy na lidskou činnost, je dokázáno, že jsou ovlivněny obsahem půdní organické hmoty, chemickými vlastnostmi půdy (např. obsah kontaminantů nebo zasolení) a fyzikálními vlastnostmi půd (např. pórovitost, zhutnění nebo trvalé zakrytí povrchu). Zachování půdní diverzity je klíčovým bodem pro zachování setrvalého rozvoje půdy (KOZÁK A NĚMEČEK 2009).



Zdroj: YUDINA ET AL. 2018

Půdní diverzita má velký význam pro tvorbu stabilních půdních agregátů. Pomocí humusu je vzájemně propojen edafon, který se podílí na důležitých procesech. Žížaly a larvy provrtávají horní vrstvu půdy. Jejich chodbičky půdu provětrávají, a zároveň přijímají vodu. Chvostoscoci, roztoči a mnohonožky rozmělňují organickou drť. Mikroorganismy přeměňují zbytky živočichů a rostlin na humus. Bakterie rozkládají organické zbytky na jednotlivé chemické látky a draví roztoči, stonožky, brouci, houby a bakterie regulují případné přemnožení některých organismů (MIKO 2019).

V jediné hrsti půdy se nachází víc živých organismů, než kolik žije lidí na Zemi. A neznamená to, že by se jednalo jen o obrovské množství jedinců několika druhů, ale naopak – druhové složení půdních organismů je neuvěřitelné pestré. Říkáme, že půda se vyznačuje vysokou biodiverzitou.



Zdroj: MIKO 2019

V ČR žije asi 1500 druhů roztočů (Acarina), z toho jen pancířníků (Oribatida) je přibližně 600 druhů. Jsou 0,2 až 1,4 mm velcí a jejich kutikula je tvořena „velkými“ a málo členěnými „pancířky“. Pancířníci jsou nejběžnější půdní členovci, a představují důležitou součást detritového potravního řetězce. Podílejí se přímo nebo nepřímo na všech hlavních procesech probíhajících v půdě: na koloběhu živin, šíření hub a minerálních látek v půdě. Významná je jejich role v koloběhu fosforu, dusíku a vápníku v půdě (MIKO 2019). Kdo by to do nich řekl, že?

Zhutnění půd (pedokompakce) představuje poškození fyzikálních vlastností půdy (rozpad půdní struktury, snížení pórovitosti, zvýšení objemové hmotnosti, snížení infiltrace a v důsledku toho také zvýšení zranitelnosti půdy vůči erozi). Zhutněním půdy se také zhoršují podmínky pro půdní faunu. Mezi přirozené příčiny zhutňování patří tlak vrstvy sněhu nebo ledu, iluviace jílnatých částic (z A horizontu do horizontu B), a rozpad struktury poblíž povrchu půdy působením deště. V zemědělských půdách však dochází k tzv. technogennímu zhutňování, které je způsobeno pojezdem zemědělské techniky (tlakem kol, pásů a válců zemědělské techniky), přecházením (přeháněním) dobytka a tvorbou tzv. „orební podlahy“ při každoroční orbě do stejné hloubky. Uvádí se, že 40 až 50 % našich zemědělských půd je ohroženo zhutněním (KOZÁK A NĚMEČEK 2009).

Zasolení půd se projevuje zvýšeným obsahem rozpustných solí v půdním těle. Úzce souvisí s chemickým složením půdy a s klimatickými podmínkami. Projevuje se například zhoršenými podmínkami pro pěstování kulturních plodin, a v extrémních případech může dokonce vést až k přeměně půdy v poušť. Další příčinou zasolení může být intenzivní mineralizace organické hmoty, intenzivní zvětvávání a v menší míře rovněž intenzivní hnojení průmyslovými hnojivy. V našich podmínkách se projevuje především ve sklenících, případně na okrajích silně solených vozovek (KOZÁK A NĚMEČEK 2009).

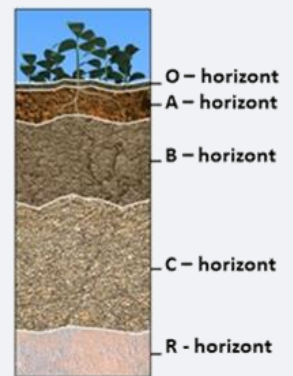
21

Záplavy a sesuvy půdy mohou významně poškozovat kvalitu půdy, a to nejen odnosem svrchních horizontů, ale také depozicí neúrodných nebo kontaminovaných zemin. Sesuvy jako pohyb masy kamení, půdy, půdotvorných substrátů gravitační tíží mohou být způsobeny fyzikálními procesy (například nadměrnými srážkami nebo táním sněhu). Také se může jednat o důsledek lidské činnosti nerespektováním stability svahu (stavby na příkrých svazích). Odejmutím půdní hmoty sesuvem jsou všechny půdní funkce na dlouhou dobu ztraceny (KOZÁK A NĚMEČEK 2009).



Zdroj: WWW.TYDEN.CZ

U nás je zvýšené nebezpečí sesuvu půd zejména ve flyšovém pásmu. Sesuv půdy pod Gírovou ve Slezských Beskydách se v roce 2010 stal jedním z největších recentních sesuvů u nás. Jeho plošný rozsah je asi 20 hektarů.



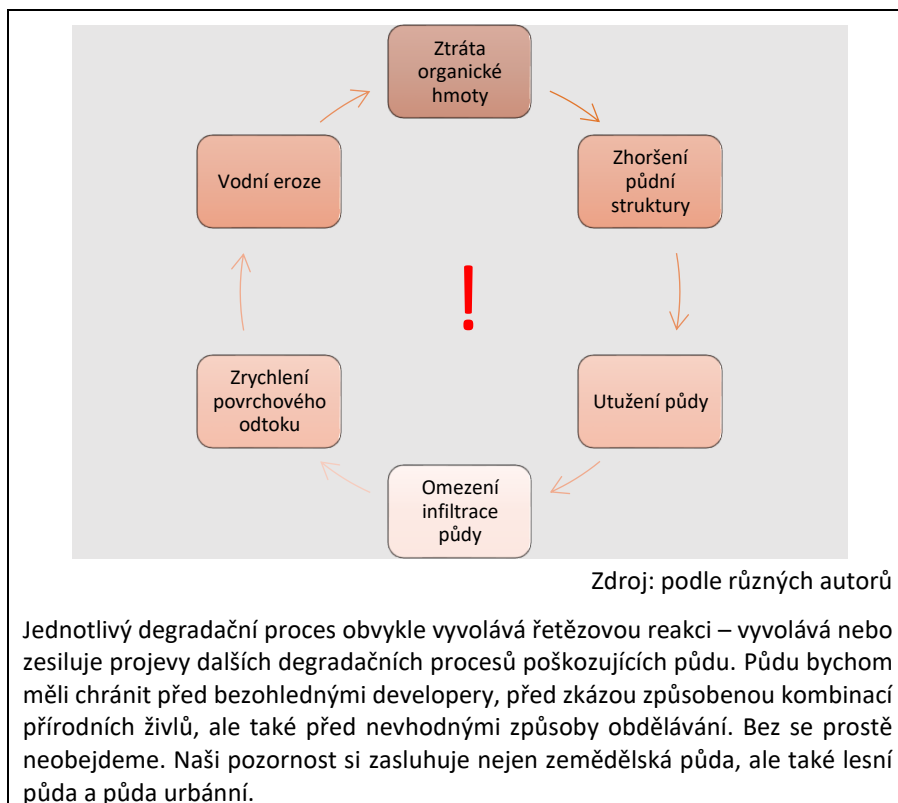
Zdroj: PINTEREST.COM, upraveno

Že V. V. Dokučajev jako první označil hlavní půdní horizonty velkými písmeny už víme. Základní schéma hlavních půdních horizontů znázorňuje obrázek: A - horizont bývá nahoře obohacen humusem (O – organický horizont), níže ochuzen o půdní koloidy a humus (působením pronikající vody), B-horizont je převážně jílovitý a obohacený o Fe, Al a Si látky, C - horizont je rozrušená a zvětvávající matečná hornina (půdotvorný substrát), R – je pevná mateční hornina, v případě že se podložní hornina výrazně odlišuje od půdotvorného substrátu, označuje se jako D – horizont (Petránek et al. 2016; ŠANTRŮČKOVÁ 2018).

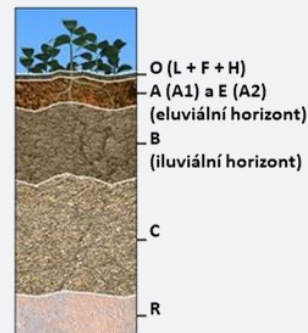
Zhutnělé vrstvy půdy mohou způsobit problémy pro růst rostlin, vodní i vzdušný režim v půdě. Kořeny rostlin v horní kypré vrstvě se při kontaktu se zhutnělou vrstvou půdy, vytvořenou konvenční technologií, vybočují do strany. Tímto bočním růstem může být omezen jejich přístup k živinám a vláze, což má za následek, že rostliny jsou méně odolné vůči suchu a jiným stresům. Konečným důsledkem horizontálního růstu kořenů je snížení výnosů (MADL 2019).

Acidifikaci lze jako přírodní proces definovat jako snížení pufrací schopnosti půdy. Acidifikace úzce souvisí s debazifikací (snížení obsahu uhličitánů v půdě a půdním roztoku). Jedná se o přírodní, a tedy přirozený proces poklesu půdní reakce, který je významně urychlován antropogenní činností. K acidifikaci půd dochází působením přirozených půdních procesů při genetické degradaci půdy během procesů illimerizace a podzolizace (především v humidnějších podmínkách). Činnost člověka se negativně projevuje používáním kyselé působících průmyslových hnojiv, účinkem emisí a kyselých dešťů (přísunem oxidů – slabých kyselin síry a dusíku), odebráním bazických prvků (především Ca) z půdy plodinami, intenzivními závlahami, monokulturami nebo nízkým zastoupením víceletých píceň a vysokým podílem obilovin. Důsledkem acidifikace je pokles hodnoty půdní reakce (pH). Důsledkem snížení pH půdy je snížení výnosu pěstovaných plodin. Při poklesu pH hrozí nedostatek některých živin potřebných pro růst rostlin (Ca, Mg) a zvyšuje se rozpustnost většiny rizikových prvků, které se tím uvolňují do půdního roztoku. Následně mohou být přijímány do rostlin a vstupovat tak do potravního řetězce (například mobilizace Al). S poklesem pH půdy souvisí i destrukce půdní struktury a zvýšení náchylnosti půdy k erozi (KOZÁK A NĚMEČEK 2009).

Dalšími důsledky acidifikace jsou zhoršení kvality humusu, zpomalování uvolňování minerálního dusíku z humusu nebo petrifikace fosforu do sloučenin, ze kterých je těžko přístupný rostlinám. Zvláště na kyselých matečných substrátech, které na území České republiky převládají, je snižování pH procesem přirozeným a je nutné tento trend omezovat tak, aby nedocházelo k další degradaci půdy a omezení hospodaření (nepříznivé pH pro růst rostlin) (KOZÁK A NĚMEČEK 2009).



Illimerizací rozumíme mechanický přesun především jílových částic (tedy menších než 0,001 mm) prosakující vodou z horní části půdy do střední části profilu.



Zdroj: PINTEREST.COM, upraveno

Podzolizace představuje komplexní proces, ve kterém se minerální látky (nejčastěji železo a hliník) mobilizují a vyplavují z horizontu A (eluviálního) do B horizontu (iluviálního) spolu s huminovými kyselinami. Prostřednictvím tohoto procesu se eluviální horizonty vybělují nebo mohou být při obohacení humusem šedé. Ve větších hloubkách se mohou ukládat do tvrdé až nepropustné vrstvy seskvioxidů (Fe_2O_3 a Al_2O_3) a organických sloučenin (oršejn či železivec) (ZÁDOROVÁ A PENÍŽEK 2020).

Zdroj: ŠÍŘINA 2014; PEDOLOGICKÁ MAPA 2024; REJŠEK A VÁCHA 2018

Podzoly jsou půdy, ve kterých se výrazně uplatňuje vybělený horizont (Ep) a vzhled jejich půdního profilu může být v některých případech skutečným uměleckým dílem. Podmínkou procesu podzolizace je dostatečně promyvný režim umožňující vyplavování bází a tím okyselení půdního prostředí. Půdotvorným substrátem podzolů jsou převážně kyselé, živinami málo zásobené horniny, zrnitostně lehčí až střední. Jejich výskyt je u nás převážně v nejvyšších horských polohách. Původními porosty jsou smíšené lesy s převahou smrku. Výřez z pedologické mapy zobrazuje půdní typy vyskytující se v masívu Medvědího vrchu (1216 m n.m.) v Hrubém Jeseníku – ve vrcholových partiích s výskytem podzolu modálního.

Otázky:

1. Stručně charakterizujte hlavní degradační procesy půd v ČR.
2. Objašňte na příkladech vzájemnou provázanost jednotlivých degradačních procesů.
3. Jeden z degradačních procesů si co nejpodrobněji podrobně nastudujte z odborné literatury. Takové znalosti navíc se můžete u zkoušky hodit.
4. Se kterými degradačními procesy půd se můžete setkat v blízkosti svého bydliště? Proveďte jejich fotodokumentaci.

Podzol (z ruského под – pod, зола – prach) je označení pro vyluhovanou a neúrodnou půdu, která vznikla procesem podzolizace jako výsledek klimatických vlivů.

Nerozlišujeme však pouze půdní typy, ale také půdní subtypy a variety. Půda je živý útvar, ve kterém probíhá celá řada procesů, proto půdní subtypy a variety... .

Podzol modální je pak typický humusoželezitý podzol s Ep-Bhs-Bs stratifikací vyšších horských poloh: Ep – podzolizací ochuzený horizont, Bhs – humososeskvioxidický horizont rezivě až černorezivé barvy se znaky iluviace organominerálních komplexů, Bs – seskvioxidický horizont při nižším poměru organických látek k Fe a Al). Později si vše objašíme.

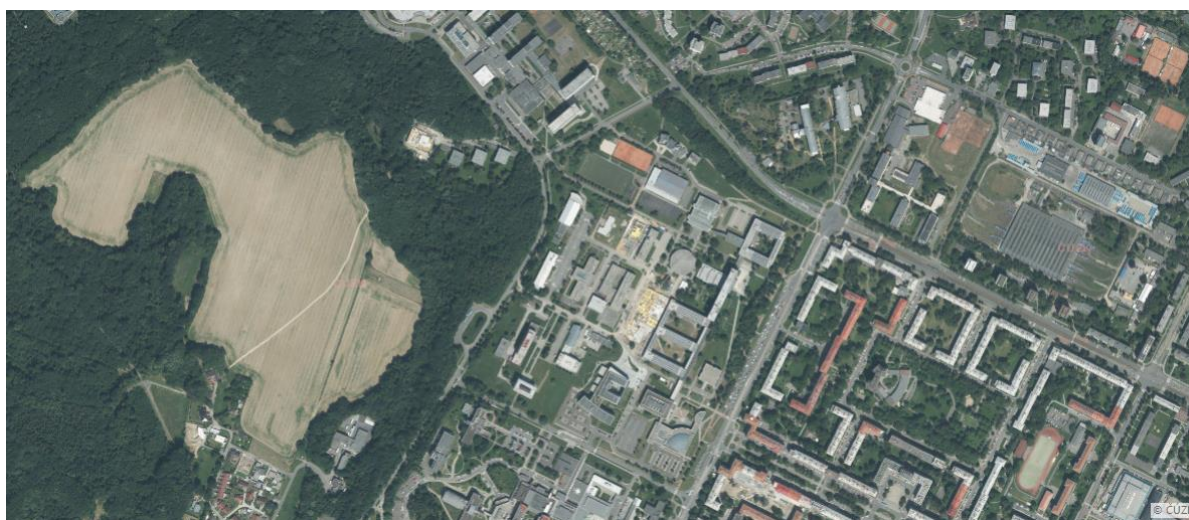
Například seskvioxidy představují oxidy s třemi atomy kyslíku a dvěma atomy jiného prvku. Vznikají zvětráváním matečné horniny v průběhu půdotvorného procesu, přičemž z těchto látek dále vznikají druhotné minerály (např. jílové). To jsou např. oxid hlinitý (Al_2O_3) nebo oxid železitý (Fe_2O_3), které můžeme najít právě v půdě (NĚMEČEK A KOL. 2011; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Předpona seskvi- pochází z latinského slova sēsqui (složení slov semi- = polovina a přípony -que (a), což znamená jeden a půl a v chemii označuje poměr 3:2.

Příloha ke kapitole Hlavní degradační procesy půd v ČR: Časová řada ortofotomap a půda

Zajímavý pohled na problematiku degradačních procesů půd ČR můžou poskytnout datové aplikace s časovou řadou ortofotomap. Obě níže uvedené ortofotomapy pocházejí z mapové aplikace Letecké snímky na webových stránkách Moravskoslezského kraje (www.msk.cz). Aplikace umožňuje nejen zobrazit časovou řadu leteckých snímků (tedy ortofotomap), ale také je vzájemně kombinovat s dalšími mapovými podklady (základní a historická mapa). Pomocí funkce pro zprůhledňování (posuvník u zobrazení vrstev) je možné porovnávat rozdíly ve vývoji krajiny.

První z ortofotomap zobrazuje území, kde se dnes nachází areál VŠB – TU Ostrava v Ostravě Porubě k roku 1955. Následující ortofotomapa zobrazuje stejné území k roku 2022.



Výstavba lidských sídel vede k vyloučení půdy (často nejvyšší kvality) z vodních a geochemických cyklů. Mělo by se proto v této věci postupovat obezřetněji a využívat k výstavbě území tzv. brownfields.

A jak se v průběhu několika desetiletí změnila krajina Vašeho domova? Vyhledejte si v některé z dostupných aplikací odpovídající ortofotomapy, vytiskněte a se stručným komentářem zařaďte do svého portfolia.

5. Zvětrávací procesy a jejich význam v pedogenezi

Při procesu vzniku půd (pedogeneze) můžeme rozlišit tři vývojové etapy: 1) matečná hornina; 2) půdotvorný substrát a 3) půda.

Matečnou horninou rozumíme kompaktní původní horninu, ať již vyvřelou, usazenou nebo metamorfovanou, která není doposud dotčená zvětráváním, nebo je na povrchu jen částečně fyzikálně narušená.

Jako **půdotvorný substrát** nazýváme fyzikálním zvětráváním narušenou a rozpadlou, a chemickým zvětráváním pozměněnou matečnou horninu, který mohl být také přemístěn na různé vzdálenosti.

Půda jako zákonitě uspořádané přírodní půdní tělo, ve kterém můžeme rozlišit genetické horizonty, vzniká z půdotvorného substrátu půdotvornými procesy. Horniny, které jsou hlavním výchozím materiálem většiny půd, vznikaly v minulosti za určitých fyzikálních a chemických podmínek. Pokud se vnější podmínky nemění, jsou tyto horniny stabilní. Se změnou těchto podmínek však postupně dochází ke snížení chemické a mechanické stability hornin – horniny zvětrávají (původně kompaktní horniny se rozrušují a dochází ke změně jejich chemického složení). Vznikají nové minerály, tzv. sekundární (druhotné) minerály. Některé prvky se mohou uvolňovat ve formě plynů do atmosféry nebo přemísťovat (PELIŠEK 1961; CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Zvětrávací procesy probíhají zejména ve svrchní vrstvě zemské kůry při styku s atmosférou. Jsou ovlivňovány všemi pedogenetickými faktory, především však klimatem a činností organismů. Nejintenzivnější je zvětrávání na povrchu, směrem do hloubky jeho intenzita slábne. Hloubka zvětrávání, která je odvislá na intenzitě působení jednotlivých pedogenetických faktorů a na zvětrávacím typu, se pohybuje v rozmezí od několika milimetrů do několika desítek metrů (TOMÁŠEK 2007).



Zdroj: Travelking.cz

Petrovy kameny v Hrubém Jeseníku jsou příkladem vlivu klimatu na zvětrávání. Skalní stupně vznikly ve svazích intenzivním mrazovým zvětráváním. Významným faktorem mrazového zvětrávání je srážková nebo tavná voda, která vniká do puklin nebo mezivrstevních spár. Při přechodu do pevného skupenství se zvětšuje její objem (až o 9 %) a led působí na stěny puklin, které rozšiřuje. Dochází tak k mrazovému tříštění (gelivaci) spojenému se vznikem příkrých skalních stěn (tj. mrazových srubů) s úpatní hranáčovou sutí (RUBÍN A BALATKA 1986).

Genetické horizonty, které můžeme v půdním těle rozlišit, nejsou sedimentární vrstvy. Půda není soubor sedimentů!

Při vzniku půdního typu Organozem (OR) není výchozím materiálem půdotvorného substrátu hornina, jako je tomu v případě většiny půd, ale organické substráty. Hlavním půdotvorným procesem je hromadění rašeliny (NĚMEČEK A KOL. 2011).

V našich poměrech většinou probíhá zvětrávání maximálně do hloubky 150 až 300 cm.

Petrovy kameny jsou součástí NPR Praděd a nejsou přístupné pro veřejnost. Přežívají zde relikty z doby ledové – řada vzácných lišejníků a mechů, vrba bylinná a zejména dva jesenické endemické druhy zvonek jesenický a lipnice jesenická. Reliktem z doby ledové jsou zde mrazem tříděné polygonální půdy (ŠAFÁŘ A KOL. 2003).

Zvětrávání je ovlivňováno klimatem, geomorfologickými a hydrogeologickými podmínkami, výchozím složením matečné horniny a dalšími faktory. Jeho výsledkem je vznik zvětralinových plášťů (regolit). Rozlišujeme fyzikální (mechanické) a chemické zvětrávání. Obojí je ovlivněno biologickou činností. Při vzniku půd pak působí tyto tři formy zvětrávání společně. Je zapotřebí si uvědomit, že čistě fyzikální a chemické zvětrávání by nemohlo vést k vytvoření úrodnosti ve zvětralině a nemůže proto být považováno za rozhodující proces přeměny horniny v půdu. Tato přeměna zvětralé a rozpadlé horniny (substrátu) v půdu nastává až za spolupůsobení biosféry (bioty), která patří mezi základními faktory půdotvorného procesu (PETRÁNEK A KOL. 2016; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Fyzikální zvětrávání

Jako fyzikální zvětrávání (mechanické) označujeme rozpadání hornin a minerálů na větší nebo menší úlomky bez změny chemického složení. Je výsledkem působení fyzikálních účinků tepla, vody (ledu), větru a vegetace na horniny. Odolné minerály vůči zvětrávání jsou transportovány vhodným médii a za vhodných podmínek se usazují a tvoří sedimenty (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLUPÁČ A KOL. 2002).

Vlivem tepla (z dopadajícího slunečního záření) se horniny ve dne ohřívají a během noci ochlazují. V důsledku těchto neustálých změn teplot dochází sice k nepatrným ale opakovaným změnám objemu. Protože horniny obsahují různé druhy minerálů, které se liší v hodnotách měrného tepla, ve schopnosti absorbovat sluneční záření a v koeficientech roztažnosti, dochází při změnách objemu minerálů k nárůstu vnitřního napětí v hornině. Při dosažení kritických hodnot se hornina porušuje a dochází k odlučování tenkých vrstviček horniny, anebo k odlučování jednotlivých zrn minerálů. Významným faktorem jsou také povrchové nerovnosti a expozice povrchu vůči dopadajícímu záření (LOŽEK 1973; CHLAPEK 2004).

Voda v různých puklinách při fyzikálním zvětrávání působí změnou svého objemu při přeměně z kapalné fáze ve fázi pevnou (dochází k tzv. gelivaci neboli k mrazovému tříštění). Podobným způsobem působí také soli, které krystalizují z roztoků zejména v porézních horninách (rostoucí krystaly v puklinách působí tlakem na své bezprostřední okolí). Při chemickém zvětrávání (při hydrataci nebo dehydrataci) se rovněž mění objem krystalů. Horniny mohou vlivem absorpce vody také nabobtnat. Tekoucí vodou nebo ledovcem může být zvětralý materiál přemísťován a tím může docházet k jeho obrušování, tzv. abrazi.

Působením větru dochází k přenášení jemných částic, které byly během zvětrávání uvolněné. Současně dochází ke vzájemnému obrušování těchto částic a měkkých hornin (tzv. abraze) (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994).

Kořeny rostlin pronikají do trhlin a puklin v horninách a způsobují tak jejich mechanické rozrušování (rostliny kořenovými exsudáty působí na horniny také chemicky, i lišejníky takto napomáhají rozrušování povrchu skal) (ŠANTRŮČKOVÁ 2018).

Exfoliace je proces, během kterého se vlivem odlehčení odlučují slupky hornin zhruba rovnoběžně s povrchem horniny. Probíhá většinou v masivních a málo rozpukaných horninách (PETRÁNEK A KOL. 2016).



Tím se mohou akumulovat některé těžké minerály a vytvářet dobyvatelná ložiska (rýžoviště). Obrázek představuje středověké rýžování a plavení cínu v Krušných horách (AGRICOLA 2007). Cín patří mezi několik málo kovů, které využíváme již od pravěku. Navětralé rudní žíly poskytují materiál pro vznik druhotných ložisek cínovce na jeho výchozech nebo v náplavech vodních toků (PETRÁNEK A KOL. 2016).



Zdroj: VAJSKEBR 2003

Viklany vznikají kombinací procesů chemického a mechanického zvětrávání a následným odnosem rozrušené horniny. Významným činitelem je rovněž napětí uvnitř horniny. PP Kadvovský viklan má obvod 11 metrů a váží 29 tun. V roce 1893 se vandalům podařilo viklan vyvalit z jeho lůžka. Zpět na původní místo jej dokázal vrátit o sto let později Pavel Pavel. Kvůli vandalům se ale proces musel ještě dvakrát zopakovat a dnes je zajištěn klíny (DATABÁZE VÝZNAMNÝCH GEOLOGICKÝCH LOKALIT 1998).

Chemické zvětrávání

Jako chemické zvětrávání, které úzce souvisí se zvětráváním fyzikálním, označujeme rozrušování hornin a minerálů způsobené chemickými procesy, a při kterém dochází ke změně jejich chemického složení.

Chemickým zvětráváním vznikají nové minerály s nižší měrnou hmotností. Krystalové mřížky jednotlivých minerálů mohou být zcela rozrušené nebo se z jejich částí tvoří minerály nové, tzv. sekundární minerály.

Z pedologického hlediska jsou důležitým produktem chemického zvětrávání také jílové minerály. Hlavními faktory při chemickém zvětrávání jsou voda (hydratace a hydrolyza) a atmosférický kyslík (oxidace). Významnou roli sehrávají klimatické faktory, pH vody, oxidačně-redukční potenciál, ale také stabilita minerálů a hornin (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004).

Průběh a intenzitu chemického zvětrávání významně ovlivňuje charakter klimatu. Rozlišují se dva základní typy zvětrávání: sialitické a alitické.

Sialitické zvětrávání je typické pro mírné klimatické pásmo (humidní klima s mírnou teplotou); kdy převládá tvorba jílových minerálů nad oxidy a hydroxidy. Příkladem může být kaolinitické zvětrávání žuly, kdy vzniklý kaolinit a zbytky živců a křemene tvoří tzv. surový kaolín (CHLAPEK 2004).

Naproti tomu alitické zvětrávání je typické pro oblasti vlhkých tropů a subtropů (vlhké a teplé klima); kdy dochází k nahromadění oxidů a hydroxidů Fe a Al. Probíhá zde tzv. lateritické zvětrávání, kdy vznikají laterity (Fe + další prvky) a bauxity (CHLAPEK 2004).

Chemicky účinné látky pocházejí především z atmosféry a z hydrosféry, z menší části také z činnosti organismů. Působí tehdy, pokud jsou rozpuštěny ve vodě. Rozpouštěcí schopnost vody vyplývá z její dipolární stavby, velké molekulární polaritě a v kyselých nebo zásaditých roztocích ze schopnosti iontů H^+ nebo OH^- tvořit komplexy s rozpuštěnými látkami.

Velký význam má koncentrace vodíkových iontů (pH). S rostoucí koncentrací H^+ se zvyšuje rozpouštění minerálů. Koncentraci iontů výrazně zvyšuje přítomnost kyselin, například H_2SO_4 , která vzniká rozkladem sulfidů (především pyritu) nebo H_2CO_3 , která vzniká rozpouštěním CO_2 ve vodě vzniká. V kyselém prostředí vzniká většina minerálů skupiny kaolinitu, v zásaditém prostředí vznikají minerály skupiny montmorillonitu. Reakce probíhají snadněji při vyšších teplotách (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Oxidačně redukční potenciál (Eh) je faktor, který výrazně ovlivňuje migrační schopnost iontů. Závislý na přítomnosti O_2 , CO_2 a koncentraci organických látek ve vodě. V závislosti na pH a oxidačně-redukčním potenciálu během hydrolyzy a oxidace vzniká z původního nerostu část rozpustná, která přechází do vodného roztoku (uvolňují se Na, K, Ca, Mg, Fe^{2+} , Al, Si). Rozpustné složky mohou migrovat na velké vzdálenosti, např. do oceánu (Na, Mg), nebo mohou být sorbovány na vysoce disperzní látky (koloidy). K je například sorbován v půdách a stává se tak nezbytnou součástí výživy rostlin (CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018).

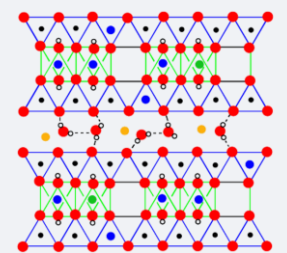


Zdroj: WIKIMEDIA COMMONS

Kaolinit je nejznámějším jílovým minerálem, který vzniká zvětráváním živců a jiných hliníkokřemičitanů. Nejbohatší ložiska kaolinitu vznikala tam, kde se vyskytovaly horniny bohaté na živec, například žuly nebo migmatity, které byly vystaveny intenzivnímu zvětrávání. V Čechách jsou taková ložiska např. na Karlovarsku (vznik hydrotermálním rozkladem). Méně významná ložiska se nacházejí také u Vidnavy a Opavy ve Slezsku. Slovo kaolín pochází z čínštiny ze jména bohatého naleziště kaolinitu Kao-ling („Vysoký kopec“) v čínské provincii Ťiang-si.



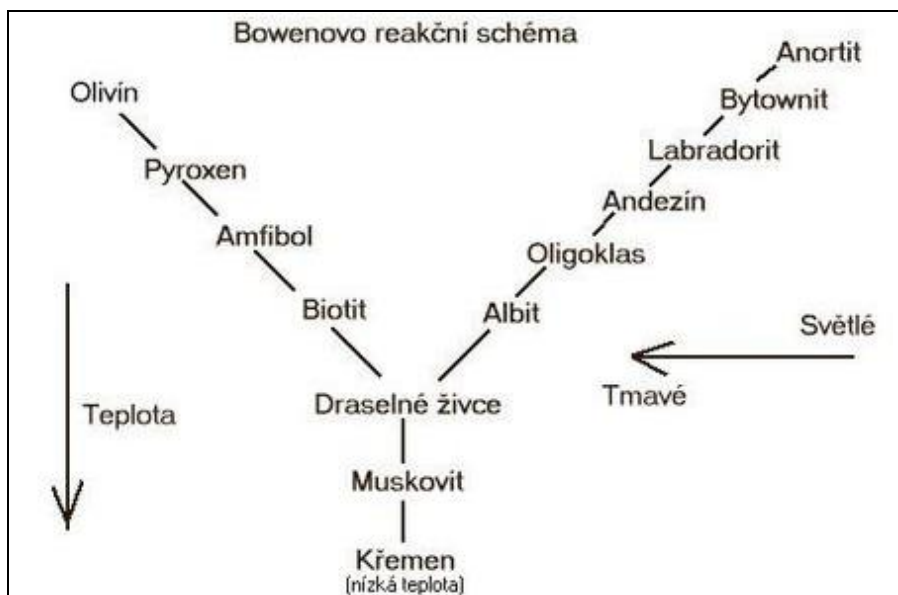
Montmorillonit je součástí skupiny smektitu, jedné z nejdůležitějších skupin fylosilikátů (jsou nejen horninovým minerálem a součástí půd, ale také prachu zvířeného ve vzduchu). Strukturu fylosilikátů tvoří dvě tetraedrické sítě, které mezi sebou uzavírají jednu dioktaedrickou, nebo trioktaedrickou síť...



Zdroj: CARTER A KOL. 2021

Při změně pH nebo Eh dochází k uvolňování rozpuštěných látek z roztoku (často se jedná o železo, vápník nebo mangan). Nově vzniklé minerály (tedy také jílové minerály) a ty minerály, které jsou vůči zvětrávání odolné, vytvářejí zvětralinový plášť.

Bowenovo reakční schéma je koncepce postupné krystalizace alkalicko-vápenatých minerálů z taveniny, která umožňuje lépe pochopit vznik magmatických hornin. Obecně platí, že minerály jsou odolnější proti zvětrávání, čím níže jsou v Bowenově krystalizačním schématu (viz obrázek níže). Nejméně odolný vůči zvětrávání je olivín a anortit, k nejvíce odolným minerálům patří biotit, muskovit a křemen. Snadněji zvětrávají horniny gabroidní a jejich metamorfní ekvivalenty, než horniny granitoidní (KUKAL 1983; CHLAPEK 2004).



Zdroj: WIKIMEDIA COMMONS

V obráceném pořadí je možné Bowenovo reakční schéma částečně použít k pochopení stability minerálů na zemském povrchu a schopnosti hornin odolávat erozi. Schéma je rozděleno na tři části a vyjadřuje postup krystalizace vzhledem ke klesající teplotě. První krystalizuje olivín za vysokých teplot a tlaků. Jak teplota klesá, začínají krystalizovat další minerály schématu, až jako poslední křemen, který krystalizuje za nejnižších teplot (okolo 570 °C). V celém schématu je vyjádřen i vztah klesající světlosti minerálu, takže na pravé straně máme minerály světlé a na levé straně minerály tmavé. Pravá strana – Ca-živce (vápenaté živce) – zleva doprava v ní stoupá podíl vápníku; levá strana – řada od olivínu po biotit; uprostřed pak řada draselných živců po křemen (PETRÁNEK A KOL. 2016).

Z hlediska úrodnosti půd jsou významné živce, ze kterých vznikají jílové minerály. Alkálie (K, Na) a alkalické zeminy (Ca, Mg) přecházejí do roztoků, přičemž postupně je veškerý sodík odnášen vodními toky do moře, kde se koncentruje a vzniká NaCl. Naproti tomu draslík vstupuje do struktury jílových minerálů (skupina illitu) a je spotřebováván také rostlinami, do moře je tak odnášen částečně. Rovněž vápník vázaný na CO₂ jako kyselý uhličitán vápenatý se většinou hromadí v mořích (vylučuje-li se Ca asimilačními pochody mořské mikroflóry, vzniká fytogenní vápenec; vylučuje-li se kalcit mořskou faunou jako její ochranný skelet, vzniká zoogenní vápenec.) (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004).

Živce představují skupinu horninotvorných minerálů z oddělení tectosilikátů. Tvoří až 60 % zemské kůry. Slovo živce zavedl do češtiny J.S. Presl (pravděpodobně proto, že při svém rozpadu uvolňují do půdy živiny). Naproti tomu anglický a ruský název (anglický feldspar, ruský polevoj špat) je odvozen z německého Feld + Spat (polní + hlušina). Živce se dělí podle chemického složení na: sodno-draselné (alkalické živce), sodno-vápenaté živce (plagioklasy) a ještě na draselnobarnaté živce. Na minerály uvedených řad se nahlíží jako na tuhé roztoky draselného živce (K-živce, KAlSi₃O₈), albitu (Na-živce, NaAlSi₃O₈) a anortitu (Ca-živce, CaAl₂Si₂O₈). Minerály z řady draselnobarnatých živců se v přírodě vyskytují poměrně vzácně (PETRÁNEK A KOL. 2016).



Zdroj: VISITLIBREC.EU

Jednou z nejznámějších žul v ČR je porfyrický biotitický granit s hrubě až středně zrnitou základní hmotou (nazývá se také liberecká žula). Je typický narůžovělými až červenými vyrostlicemi ortoklasů o velikosti od 2 až do 6 cm, které bývají lemovány plagioklasem bílé barvy.

Hydrolyzou vznikají na místě živců jílové minerály skupiny kaolinitu. Koloidní oxid křemičitý SiO_2 z roztoku koaguluje, přičemž stmeluje a zpevňuje horniny jimiž proniká.

Naproti tomu při zvětrávání pyroxenů a amfibolů je nejpohyblivější hořčík, který je podobně jako Ca odnášen do moře jako kyselý uhličitán hořečnatý. Dvojmocné železo Fe^{2+} se oxiduje (na Fe^{3+}), koaguluje a vytváří při velkém nahromadění ložiska ferolitů (CHLAPEK 2004).

Slídy jsou vůči zvětrávání odolné, z tohoto důvodu je můžeme najít jako běžnou součást úlomkovitých (klastických) sedimentů. Při intenzivním chemickém zvětrávání se vytváří z biotitu vermikulit, z muskovitu hydromuskovit, nebo jílové minerály (CHLAPEK 2004).

Nejodolnější minerály jako křemen nebo zirkon se hromadí v náplavech, proto je lze rýžovat z říčních sedimentů.



Zdroj: WIKIMEDIA COMMONS

Led, sníh, voda a vítr jsou přírodní umělci, kteří mění tvář skal. Ale nejsou to jen změny teplot, jsou to i rostliny, houby a živočichové, kteří se na tom podílejí. Postupně osídlují skalní útvary a narušují jejich celistvost. Z geologického hlediska je Český ráj tvořen několika geologickými formacemi. Úplně nejhluběji nalezneme krystalinikum s fylity, vápenci. Nad nimi pak melafyry s nádhernými acháty, ještě o něco výš se vyskytují vulkanická tělesa, ale to, co je hlavní a zcela určující pro celý Český ráj, jsou pískovce - původně písčité duny na dně druhohorního moře. Ty jsou v Českém ráji uloženy někdy až v 300 m mocných sedimentech. Působením eroze se skály začaly „osamostatňovat“ a následně se zapojil další mechanismus, kterému se říká povrchové zpevnění (stmelování). Jeho principem je, že když na skálu dopadá déšť nebo sníh, rozpouští minerály v horninách. Vznikající roztoky pronikají na okraje skal, kde se odpařují. Když proniknou až do dolních partií skal, dojde ke vzniku solí a soli mají tu vlastnost, že při krystalizaci vytvářejí tlaky, které se zhruba pohybují ve stovkách atmosfér. Vrstvičky hornin se při krystalizaci solí odlupují, odtlačují zrnka křemene a vznikají různé drobné útvary solného zvětrávání. Naopak v horní části skal se roztoky křemičitanů vysrážejí v podobě opálu. Opál je v podstatě mikrokrytalický amorfní křemen, a ten doslova obrňuje povrchy skal. Je to dokonalý přírodní mechanismus, antagonismus, že tytéž roztoky obsahují opál, který zpevňuje povrchy skal, a soli, které je ničí. Skály ubývají vytvořením odlučných spár - tzv. exfoliačních šupin (Zdroj: ČESKÝ RÁJ – KLENOT NAŠÍ VLASTI).



Zdroj: PATRICKVOILLOT.COM

Zirkon (ZrSiO_4) je čtverečný minerál (stejně jako kasiterit) - krystaly čtverečné soustavy mají pět rovin souměrnosti (otáčíme-li svisle orientovaným krystalem čtverečné soustavy, dostaneme se do polohy shodné s výchozí polohou čtyřikrát) (PETRÁNEK A KOL. 2016).

Název zirkon je odvozen z perského zargun – zbarvený jako zlato (podle barvy jedné z odrůd). Zirkon je považován za nejstarší minerál na Zemi (ve vztahu k věku Země, ne k lidskému poznání). V malých množstvích je v podobě drobných zrn běžnou součástí vyvřelin (granitů, syenitů, pegmatitů nebo bazaltů) a přeměněných hornin (fylitů, svorů, rul i mramorů). Je velmi odolný, takže po zvětrání matečných hornin se hromadí v říčních i mořských rozsypech, a my jej tak běžně můžeme najít také v pískovišti (SILVEGO 2024).

Otázky:

1. Jak rozumíte pojmu pedogeneze? Které vývojové fáze v pedogenetickém procesu rozlišujeme? Charakterizujte je.
2. Jakými hlavními faktory je zvětrávání obecně ovlivňováno? Uveďte na příkladech – nejlépe ze svého okolí.
3. Objasněte problematiku fyzikálního zvětrávání. Ilustrujte na příkladech.
4. Objasněte problematiku chemického zvětrávání. Opět ilustруйте na příkladech.
5. Definujte následující pojmy: zvětralinový plášť, gelivace, abraze, exfoliace, jílové minerály, oxidačně-redukční potenciál, hydratace, hydrolýza, oxidace a redukce, karbonizace a plagioklas. V jakých souvislostech se s těmito pojmy v pedologii setkáváme?
6. Stručně charakterizujte okolí svého domova z geologického hlediska. S jakými horninami nebo minerály se zde běžně setkáváte? Vyberte si jednoho zástupce regionální horniny a dejte jej do konkrétního vztahu s procesy zvětrávání. Jak daná hornina ovlivňuje charakter půd?

Místo pro poznámky:

Příloha ke kapitole Zvětrávací procesy: Periodická tabulka pro environmentalisty a geovědní turisty

Už víme, že prvky vznikají při zvětrávacích procesech, kdy dochází k chemickému a fyzikálnímu rozpadu hornin a minerálů na jejich složky. Během zvětrávání, které zahrnuje působení vody, vzduchu a biologických faktorů, se minerály rozkládají na jednodušší sloučeniny, které mohou uvolňovat základní chemické prvky, jako je železo, hliník, vápník nebo draslík. Tyto prvky se pak dostávají do půdy a vody, kde mohou ovlivnit kvalitu životního prostředí a biologické procesy, což je důležité například při výživě rostlin nebo v cyklu živin v ekosystémech.

Porozumět periodické tabulce a orientovat se v chemických prvcích je důležité pro ochranu životního prostředí, protože to umožňuje lépe porozumět chemickým procesům, které probíhají v přírodě, a případně také identifikovat nebezpečné látky. Znalost vlastností prvků, jejich reaktivity a chování v různých prostředích pomáhá předcházet znečištění prostředí, přispívá k efektivní recyklaci materiálů a umožňuje vyvíjet technologie šetrnější k životnímu prostředí. Umožňuje také monitorování případného znečištění a vývoj metod pro zlepšení kvality nejen půdy, ale také ovzduší a vody.

Naučte se periodickou tabulku dobře znát. Níže uvedená varianta periodické tabulky si vytiskněte. Obsahuje totiž navíc informace, které obvykle nebývají její součástí, ale jsou důležité a přímo využitelné pro environmentalisty a geovědní turisty, jako je například vyznačení makrobiogenních nebo mikrobiogenních prvků či znalost prvků lidstvu.

Například si můžete další periodickou tabulku prvků zakoupit v knihkupectví nebo v papírnictví a postupně si do ní vyznačovat údaje z této varianty tak, až vznikne Vaše dílko, ve kterém se Vy sami nejlépe vyznáte.

6. Pedogeneze a hlavní půdotvorné faktory

Jak bylo již dříve uvedeno, existuje mnoho definic půdy. Podle lesnického pedologa J. Pelíška je definována jako „... svrchní část zemské kůry, jež vznikla vzájemným působením půdotvorných faktorů v půdotvorném přírodním prostředí během určité doby.“. Ty základní půdotvorné faktory pojmenoval jako první již V. V. Dokučajev v 19. století. Patří mezi ně matečná hornina, z níž půda zvětráváním vzniká; klima, v němž se půda utváří; vegetace a půdní organismy, které půdu využívají jako prostor k životu a zdroj živin, a zároveň do ní dodávají organickou hmotu a živiny vracení zpět do koloběhu; čas; reliéf; dostatek či nedostatek vody a lidská činnost (REJŠEK A VÁCHA 2018).

Výskyt půd v krajině je výsledkem společného působení půdotvorných faktorů, přičemž platí, že se jednotlivé faktory uplatňují s různou intenzitou. Vždy však platí, že je vývoj půdy řízen kombinací několika faktorů najednou a že žádný z těchto faktorů (nebo podmínek) neexistuje, respektive nepůsobí izolovaně. Klima například působí přímo na půdu, ale rovněž podmiňuje růst určité vegetace v konkrétním klimatickém regionu (zonálnost vegetace, biomy), a ta dále působí jako biologický faktor. Jednotlivé půdotvorné faktory také působí na vznik půdy v jiném měřítku. Některé mají vliv na regionální úrovni (stratifikaci základních půdních jednotek), jiné mají charakter lokální. Například klimatický faktor se uplatňuje především na rozdělení půd do větších celků a regionů (zonální půdy). Naopak reliéf se uplatňuje spíše v lokálním měřítku, kdy jeho změna na vzdálenosti několika stovek nebo i desítek metrů může hrát zásadní roli pro vývoj půd (PELÍŠEK 1966; PENÍŽEK A KOL. 2019).

MATEČNÁ HORNINA

Matečná hornina je klíčovým půdotvorným faktorem, který vymezuje základní parametry půdy, tedy přímo se podílí na fyzikálních i chemických vlastnostech půd. Zvětráváním mateční horniny vzniká více či méně jemnozrný půdotvorný substrát, ve kterém se následně odehrávají půdotvorné procesy, a který zároveň zajišťuje přísun minerálních látek do půdy.

Geologická stavba území České republiky je poměrně různorodá a tomu také odpovídá rozmanitost půdních typů. Pro vývoj půd jsou důležité především kvartérní půdotvorné substráty. I oblasti, které jsou tvořeny staršími geologickými strukturami, byly v období čtvrtohor na povrchu poznamenané přeměnami souvisejícími se zvětráváním nebo **soliflukcí**. Většina našich půd vznikala na podkladu, který vznikl zvětráváním hornin během celého pleistocénu. Zvětrávací procesy byly závislé na změnách klimatu (střídání glaciálů a interglaciálu), přičemž při tání vznikala rozbředlá hmota zemin, která po svazích stékala dolů, která vyplňovala terénní nerovnosti. Z tohoto důvodu výchozí substráty dnešních půdních typů tak nesourodé (LOŽEK 1973; PENÍŽEK A KOL. 2019).

Výchozí substrát pro vznik půd lze rozdělit do dvou hlavních kategorií, na organický a anorganický. Půdy vznikající na organickém matečném substrátu označujeme jako organogenní půdy. Na anorganickém substrátu pak anorganogenní. S organogenními půdami se na našem území setkáváme ve velmi malé míře (PENÍŽEK A KOL. 2019).

V.V. Dokučajev původně uvádí pět hlavních funkčních vztahů: podnebí, organismy, matečná hornina, reliéf a čas. Proč?

Čas a reliéf se někdy zařazují mezi podmínky půdotvorného procesu, protože pouze podmiňují vznik některých půdních typů, aniž by je aktivně formovaly, jak je tomu u půdotvorných faktorů.

Členění na jednotlivé půdotvorné faktory má význam pro pochopení základních principů pedogeneze, ale ve skutečnosti je členěním umělým.

Z hlediska studia geologických podkladů pro potřeby pedologie je tedy třeba si uvědomit, že 90 % území Česka pokrývají kvartérní sedimenty.

Soliflukcí nebo také půdotokem rozumíme pomalý pohyb půdního a zvětralinového materiálu po svahu dolů v periglaciálním klimatu. Pohyb je usnadňován prosycením vodou, opakovaným mrzutím a táním a zmrzlým, tj. nepropustným podkladem.

Substrát anorganogenních půd lze rozdělit na snadno a nesnadno zvětratelný. Nejsnadněji podléhají dalším zvětrávacím procesům nepevněné sedimenty (spraše, sprašové hlíny nebo povodňové hlíny). Ze zpevněných sedimentů snadno zvětrávají jílové břidlice, pískovce nebo slepence (obzvláště tehdy, když jsou vyplněné jílovým, železitým nebo vápničným tmelem). Z krystalických břidlic a vyvřelin patří do skupiny snadno zvětralých hornin ruly, svory, amfibolické břidlice, hadce, diabasy, čediče nebo trachyty. Nesnadno zvětrávají geologicky různě staré jíly a kyselé vyvřeliny. Čím větší množství tmavých minerálů je obsaženo v hornině a čím více je hornina rozrušená, tím snadněji probíhá zvětrávání a zasahuje do větší hloubky. Na druhé straně jsou tmavé minerály také hlavním zdrojem tvorby jílu, kdy těžké jílové zvětralinny jsou naopak málo propustné pro vodu, málo provzdušněné, a tím mohou významně omezovat další zvětrávání (CHLUPÁČ A KOL. 2002; PENÍŽEK A KOL. 2019).

Chemické složení půdy závisí na chemickém složení výchozího půdotvorného substrátu a na půdotvorných procesech. Podle obsahu prvků, které jsou nejdůležitější pro výživu rostlin, se rozlišují horniny a zeminy různé minerální síly. Pojem minerální síla je třeba chápat jako určitý předpoklad úrodnosti půd, který je ovlivněn především složením matečného substrátu. Vlastní úrodnost půdy je pochopitelně ovlivněna také zmíněnými pedogenetickými procesy (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994).

Velkou část území České republiky pokrývají svahoviny (deluvia), tedy po svahu posunutá zvětralinna vyvřelých, přeměněných nebo sedimentárních hornin. Tento typ substrátu je typický pro kambizemě. Fyzikální a chemické vlastnosti těchto substrátů jsou obecně velice pestré a nelze je jasně charakterizovat. Tento typ substrátu se u nás vyvíjel především ve středních a vyšších polohách. Dalšími výraznými půdotvornými substráty jsou větrem přenesené sedimenty (eolické sedimenty). Můžeme se s nimi setkat od nížin až po střední polohy v podobě spraší, sprašových hlín (tzv. prachovice) a vátých písků (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; PENÍŽEK A KOL. 2019).



NPP Odkryv v Kravařích se nachází území opuštěné štěrkopískovny nedaleko Kravař. Podloží je tvořeno neogenními sedimenty, na které nasedá souvrství kvartérních sedimentů dosahující v okolí odkryvu mocnost až 60 m. Nejzajímavější úložné poměry byly odkryty v severní stěně pískovny. V současnosti je tato část odkryvu zazemněná a zarostlá. Viditelný je pouze menší odkryv tillu sálského zalednění při vstupu do pískovny. Till je zde přibližně 4 metry mocný, nevrstvený, má plástevnatou texturu a je žlutohnědý (DATABÁZE VÝZNAMNÝCH GEOLOGICKÝCH LOKALIT 1998).

Kambizem (KA) je nejrozšířenějším půdním typem na území ČR (z lat. „cambiare“ = změnit). Je nazývána také jako hnědá (lesní) půda. Původní vegetaci představovaly listnaté lesy (dubohabrové až horské bučiny). V ZPF České republiky zaujímá 45 % (REJŠEK A VÁCHA 2018).

Neogén – geologická perioda mladších třetihor.

Till je základní stavební jednotkou ledovcové morény. Chemicky i mineralogicky se jedná o nevytříděný sediment, který vznikl vlivem ledovcové činnosti před tělesem ledovce a ve kterém je možné rozeznat celé velikostní spektrum částic (od malých jílových částic až po balvany o velikosti několika metrů).

Spraše mají obvykle hlinitý charakter s obsahem karbonátů, které se u sprašových hlín nevyskytují. Sprašové pokryvy mohou být různě mocné od několika decimetrů až po desítky metrů. Váté písky se na území České republiky nevyskytují velkoplošně. Setkáme se s nimi zejména v blízkém okolí vodních toků (například dolní tok Moravy), kdy písek vyvátý z říčních teras nebyl transportován na velké vzdálenosti (PELÍŠEK 1966).

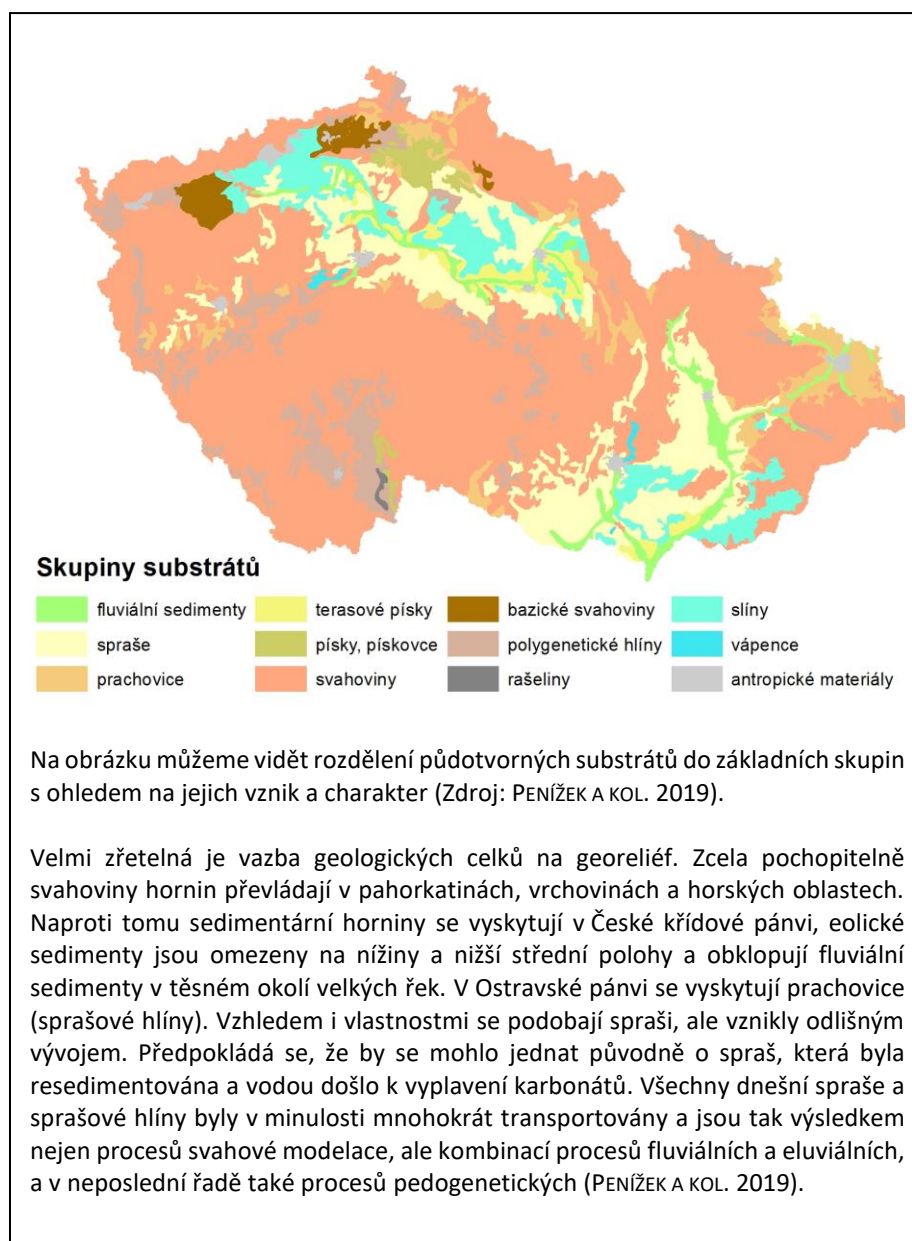
Dalším významným půdotvorným substrátem jsou říční sedimenty. Střídání klimatických podmínek během ledových a meziledových období významně ovlivňovalo charakter toků, zejména průtok a tím také schopnost unášet materiál různé velikosti. Podél velkých řek tak vznikly říční terasy, které jsou tvořené nánosy písků a štěrkopísků. Podobně jako u předchozích půdotvorných substrátů, tak i zde sehrává významnou roli chemismus výchozích hornin. Mineralogické složení se podílí na zásobenosti půd živinami a pochopitelně na dalších vlastnostech, jako je např. půdní reakce (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994).

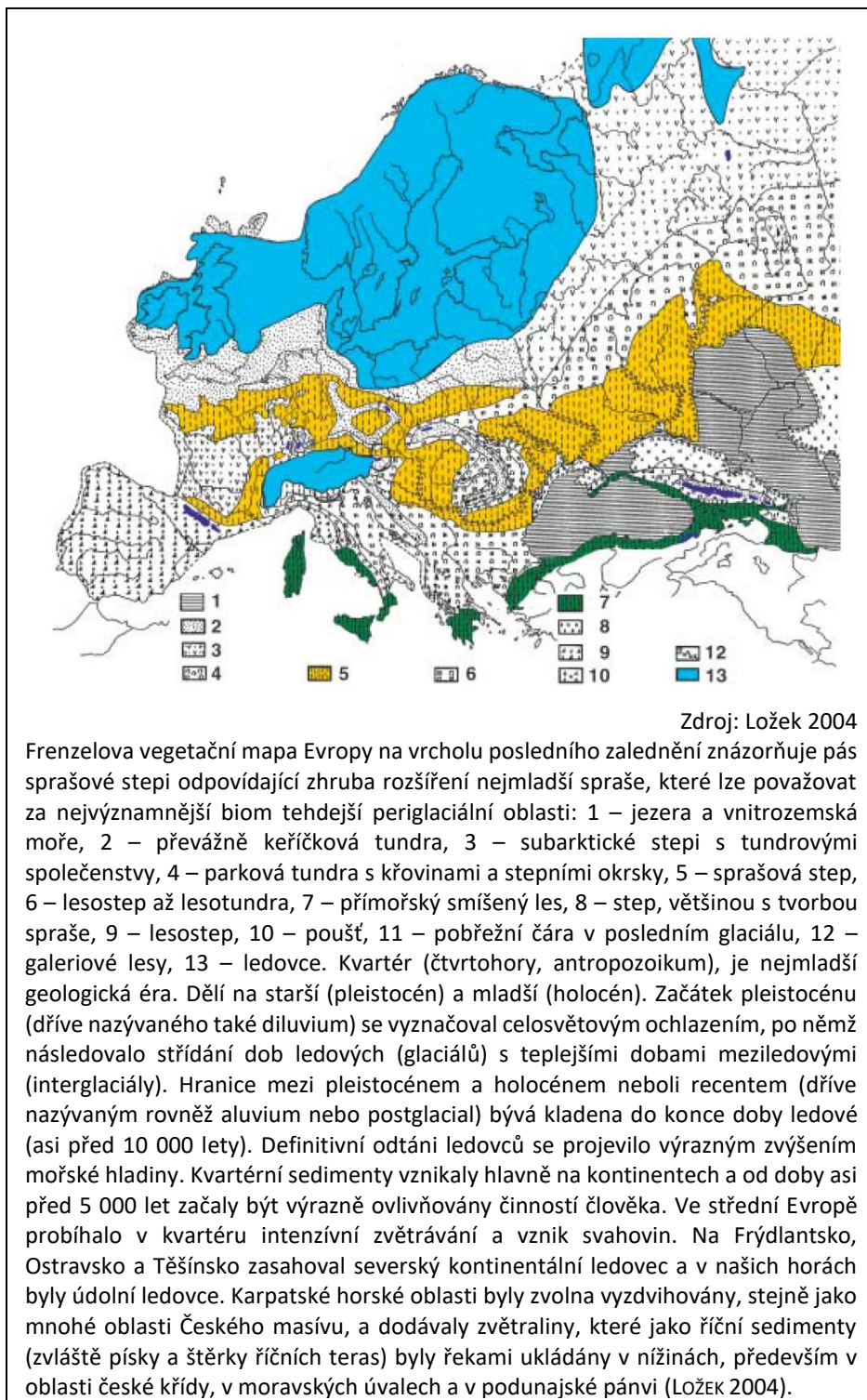


Zdroj: WIKIMEDIA COMMONS

NPP Kalendář věků u Dolních Věstonic představuje jedinečné území, které je v podstatě tvořené zarůstající opuštěnou cihelnou ve sprašových půdách na severním úpatí Pavlovských vrchů. Usazeniny pochází z období od svrchního pleistocénu až po současnost. Část vrstev je bez archeologických a paleontologických nálezů. Jiné obsahují doklady o osídlení v různém období, včetně nálezů od měkkýšů po mamuty, srstnaté nosorožce a lidi vürmské fauny doby ledové. Nejstarší a nejspodnější vrstva zachycuje poslední dobu meziledovou, kdy zde panovalo zřetelně teplejší a vlhčí klima a smíšený les dosahoval až k vrcholům Pálavy (MACKOVČIN 2007).

35





KLIMA

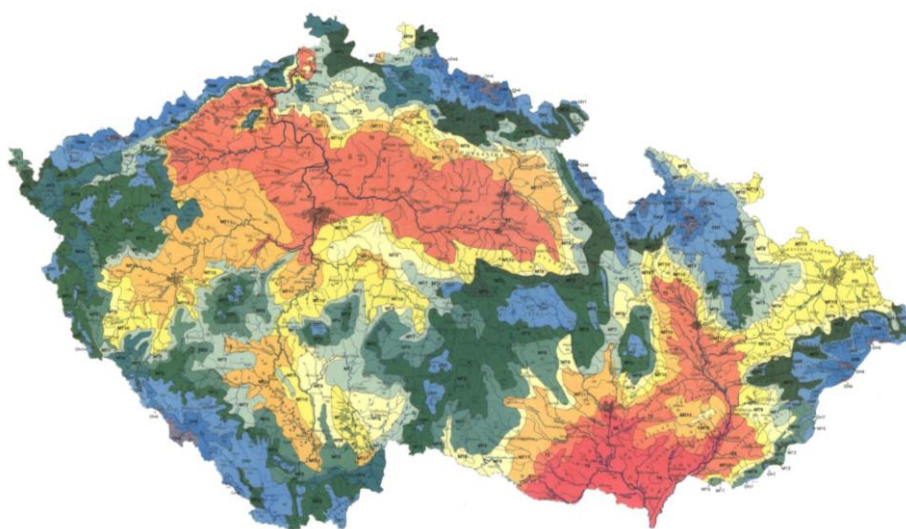
Klima působí na tvorbu půd prostřednictvím teploty, srážek a jejich vzájemného poměru, a to zcela pochopitelně z dlouhodobého hlediska. Není rozhodující jen vlastní průběh teplot a vlhkosti, ale zároveň celková délka trvání daných klimatických podmínek, případně míra jejich kolísání. Klima tropů na rovníku je relativně teplé a bez vlivu zalednění, zatímco oblasti současného mírného klimatu za stejné období prošly dobami ledovými a meziledovými. Klima určuje směr vývoje půd v rozsáhlých oblastech a podmiňuje tak vznik půdních zón (PENÍŽEK A KOL. 2019).

Když někde nalezneme souvek, může to neklamný důkaz toho, že dané území bylo v minulosti pokryto ledem. Ledovcové souvky jsou různě velké úlomky hornin, které byly přesunuty z místa svého původního výskytu pevninským nebo horským ledovcem. Za souvky považujeme částice větší než 1 cm, pokud jsou větší než 25 cm, říkáme jim bludné balvany. Délka ledovcového transportu souvků je velmi různá, od několika metrů až po stovky nebo i tisíce kilometrů. Většina dnes u nás nacházených souvků pochází z období čtvrtohoř, z ledových dob pleistocénu. K nám se dostaly souvky prostřednictvím pevninského ledovce z centrem ve Skandinávii. Proto můžeme najít souvky z hornin, které mají svůj původ ve Skandinávii, Finsku, ale také z oblasti severního Německa nebo Polska. V České republice můžeme nacházet a sbírat souvky jen asi na 5 % území. Kromě malého území v severních Čechách se jedná o velkou část území Slezska a jižně od Ostravy také v přilehlé části Moravy až téměř k odersko-dunajskému rozvodí.



Vlhkostní poměry jsou charakterizovány srovnáním průměrných hodnot ročního srážkového úhrnu a ročního výparu (případně jejich průměrných sezónních a měsíčních hodnot). Vliv vlhkosti na průběh pedogenetických procesů je komplexní: S vlhkostí je velmi úzce svázána biologická aktivita půdy a také intenzita chemických procesů. Bez přítomnosti vody by vůbec nemohlo probíhat chemické zvětrávání se vznik sekundárních minerálů (vznik jílových minerálů). Periodické kolísání vlhkosti, zvlhčování a vysušování půdy přispívá také ke změnám vlastností půdních koloidů (ŠANTRŮČKOVÁ A KOL. 2018; PENÍŽEK A KOL. 2019).

Pro půdotvorné procesy je rozhodující jak přítomnost určitého množství vody, tak také i směr jejího pohybu (je dán poměrem výparu ke srážkám). V humidních oblastech dochází zároveň při zasakování vody do půdy k pohybu různých látek směrem dolů, zasakující voda odnáší z povrchových horizontů látky rozpustné i nerozpustné a ve většině případů tyto látky v hlubších horizontech ukládá. Této translokaci podléhají nejsnáze soli, dále méně rozpustné anorganické soli (CaCO_3), a v některých případech i koloidní látky ve formě koloidních suspenzí (humus, jílové částice). Naopak v aridních oblastech jsou spolu se vztlínající vodou transportovány k povrchu různé rozpustné soli a vznikají zasolené půdy (PENÍŽEK A KOL. 2019).



	TEPLÁ		MÍRNĚ TEPLÁ							CHLADNÁ					
	T2	T4	MT2	MT3	MT4	MT5	MT7	MT9	MT10	MT11	CH4	CH6	CH7		
	oranžová	červená	khaki	tmavě zelená	olivová	zelená	světle zelená	světle žlutá	žlutá	okrová	šedá	modrá	světle modrá		
LetD	50-60	60-70	20-30		30-40		40-50			0-20	10-30				
HVO	160-170	170-180	140-160	120-140		140-160							80-120	120-140	
MD	100-110		110-130	130-160	110-130	130-140	110-130					160-180	140-160		
LD	30-40		40-50				30-40			60-70		50-60			
°C I	-2 - -3		-3 - -4	-2 - -3	-4 - -5	-2 - -3	-3 - -4	-2 - -3		-6 - -7	-4 - -5	-3 - -4			
°C IV	8-9	9-10	6-7					7-8		2-4		4-6			
°C VII	18-19	19-20	16-17				17-18			12-14	14-15	15-16			
°C X	7-9	9-10	6-7			7-8				4-5	5-6	6-7			
s ≥ 1mm	90-100	80-90	120-130	110-120		100-120			90-100	120-140	140-160	120-130			
s VO	350-400	300-350	450-500	350-450		400-450			350-400	600-700	500-600				
s VZ	200-300		250-300			200-250		400-500		350-400					
sp	40-50	80-100	60-100	60-80	60-100	60-80	50-60		140-160	120-140	100-120				
o > 0,8	120-140	110-120	150-160	120-150	150-160	120-150			130-150	150-160					
o < 0,2	40-50	50-60	40-50		50-60		40-50		30-40	40-50					

Zdroj: HRNČIAROVA A KOL. 2009

Základní klimatické regiony v ČR: V rámci České republiky je stále nejvíce používanou klasifikací pro hodnocení klimatu (podnebí) tato Quittova klasifikace. Ostravsko se podle této klasifikace nachází v mírně teplé oblasti (MT10), kde jaro je mírně teplé a krátké, léto je dlouhé, teplé a suché, podzim je mírně teplý a krátký, zima je mírně teplá, velmi suchá a krátká (QUITT 1971).

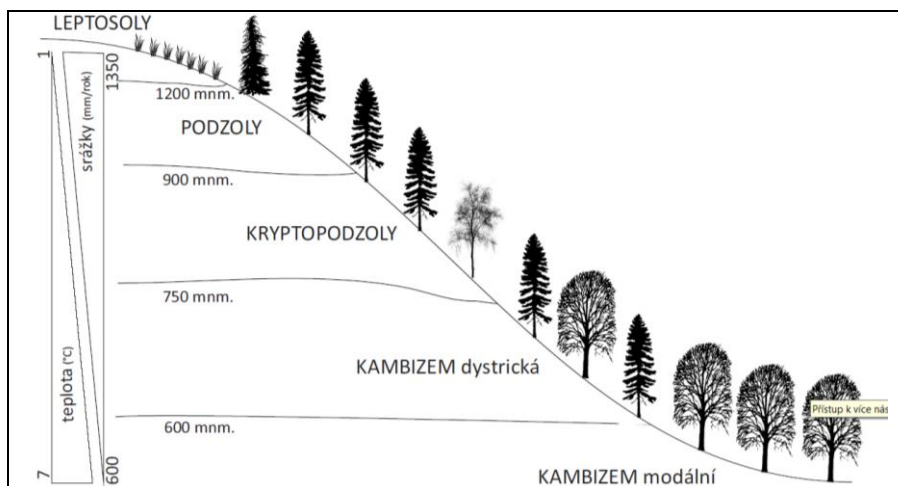
Půdní koloid (z řeckého κόλλα = lepidlo) je půdní částice o velmi malých rozměrech (uvádí se rozmezí 1 nm až 1 μm.), která se vzhledem ke svému objemu vyznačuje naopak velmi velkým povrchem. Povrchy koloidů se vyznačují negativním nebo pozitivním nábojem (u většiny koloidů převládají elektronegativní náboje). Koloidy mají různý původ a mohou vytvářet komplexy s různými látkami, např. minerální komplexy s ionty Fe, Al, Ca a Mg. K minerálním koloidům patří jílové minerály, amorfni gely kyseliny křemičité a hydratované oxidy železa a hliníku. Organické půdní koloidy jsou zastoupeny převážně humusovými látkami, tedy huminovými kyselinami, fulvokyselinami, bílkovinami a ligninem (PETRÁNEK A KOL. 2016; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Každá klasifikace klimatu se pojí logicky s jednou velkou nevýhodou: Protože vychází z poměrně dlouhé řady klimatických měření, nevypovídají o současném klimatu, ale již o minulosti. Například právě tato velmi často používaná Quittova klasifikace z roku 1971 je postavena na datech z období 1901–1950. Velmi dobře vystihuje územní variabilitu klimatu, a proto je její používání stále oblíbené (MORAUSKE-KARPATY.CZ).

Vliv teploty se projevuje v pedogenetických procesech dvojitým způsobem, přímo a nepřímo. Teplotou je ovlivněna vlhkost půdy v rámci daného srážkovém úhrnu tím, že s jejím zvýšením se zvyšuje také výpar a evapotranspirace. Prostřednictvím vlhkosti se tak vliv teploty podílí na pedogenezi nepřímo. Přímo ovlivňuje teplota zejména biologické a chemické procesy. Rychlost obou procesů narůstá se vzrůstem teploty. Existuje řada experimentálně zjištěných vztahů mezi průměrnou roční teplotou a různými vlastnostmi půdy (například obsah a kvalita humusu nebo obsah jílové frakce) (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; PENÍŽEK A KOL. 2019).

Klimatické faktory, jak již bylo uvedeno dříve, významně ovlivňují charakter vegetace, která se projevuje její zonací (vertikální zonalita). Prostřednictvím zonální vegetace dochází zprostředkovaně k působení klimatu na vlastní vývoj půdy směrem k různým půdním typům. Kromě srážek a teplot může být vývoj půd ovlivněn například také silou větru (zvláště s ohledem na větrnou erozi) nebo intenzitou záření, což jsou další charakteristiky klimatických podmínek (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994).

Rozdíly v průměrných ročních teplotách a úhrnech srážek na území České republiky nedosahují takových hodnot, aby se v krajině mohla projevit plošně výrazná zonalita půd. Můžeme se však v horách pozorovat výškovou zonalitu. Z geografického hlediska se území ČR nachází na rozhraní oceánského a kontinentálního klimatu. Nejteplejší oblast se nacházejí na jihovýchodní Moravě s převahou kontinentálního klimatu a průměrnou roční teplotou kolem 10°C. Zároveň se jedná o výrazně suchou oblast s ročním úhrnem srážek do 450 mm. Výrazně suchou oblastí je také Žatecko a Polabská nížina, kde se projevuje srážkový stín. Naopak nejvíce srážek vypadává v horských oblastech na západě, severu a východě České republiky s ročním úhrnem srážek vyšším než 1 400 mm a průměrnou roční teplotou kolem 1 °C (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004).



Zdroj: PENÍŽEK A KOL. 2019

Schéma výškové zonality půd v horských oblastech. Zonalita je podmíněna snižující se teplotou a zvyšujícími se srážkami s rostoucí nadmořskou výškou. Důsledkem různých klimatických podmínek je odlišný vývoj vegetace. Tyto faktory pak následně vedou k odlišnému vývoji půd. V nejnižších nadmořských výškách se vyskytují kambizemě, výše přecházejí v kryptopodzoly s vyšší mírou vnitropůdního zvětrávání, a ještě výše se vyskytují podzoly. Zonalita půd je dnes narušena využitím krajiny člověkem (paseky, louky) a také nepůvodní skladbou dřevin (PENÍŽEK A KOL. 2019).

Vznik půd je úzce závislý na půdotvorných faktorech a podmínkách půdotvorného procesu. Dokonce i na jediném svahu, jehož podloží je tvořeno stejnou horninou, mohou vznikat různé půdní typy. Jejich vznik je ovlivňován proměnlivostí hydrologických poměrů (kvalita odvodnění, resp. míra zamokření dané lokality) a intenzitou svahových pochodů. Tento jev se nazývá půdní katéna (catena) (PENÍŽEK A KOL. 2019).

Katéna (z lat. catēna = řetěz) představuje sled typů půd nebo ekosystémů mezi vyvýšeninou a sníženinou terénu (eluviální komplex katény na vrcholu přechází přes koluviální komplex na svahu do iluviálního komplexu na úpatí).

Eluviem rozumíme nepřemístěnou zvětralinu plynule přecházející do matečné horniny v podloží (PETRÁNEK A KOL. 2016).

Srovnej s Medvědí vrchem v Hrubém Jeseníku.

VEGETACE A PŮDNÍ ORGANISMY

Z definice půdy vyplývá, že jednou z podmínek vzniku půdy je její oživení půdními organismy a působení živých organismů na půdu. Činností živých organismů dochází nejen k rozrušování hornin, ale také ke vzniku nových minerálů. Živé organismy půdy nejen využívají, ale také ji vytvářejí a přetvářejí. Obecně lze ve vztahu k půdě rozdělit do dvou skupin: organismy žijící jen částí svého těla v půdě a na organismy žijící v půdě celým svým tělem (edafon) (PENÍŽEK A KOL. 2019; VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994).

Do první skupiny řadíme veškeré vyšší rostliny, které půdu ovlivňují prostřednictvím kořenového systému v různých hloubkách a do různých vzdáleností. Rostliny svými kořeny působí nejen mechanicky (prorůstáním), ale také chemicky (vylučováním organických kyselin). Prostřednictvím transpirace rostliny ovlivňují také vlhkostní poměry a bilanci živin v půdě. V důsledku toho se rhizosféra (tenká vrstva půdy obklopující kořeny rostlin) výrazně liší od ostatních částí půdy. Navíc vegetační kryt půdy umožňuje vytvářet specifické mikroklima a zabraňuje erozi půdy. Odumřelá těla nebo spadané listy na povrchu půdy podléhají přeměně, načech se přímo podílejí na stavbě půdy. Jiné chemické vlastnosti má spadané jehličí, jiné listy buků nebo dubů a jinak se projevují tlející traviny. To vše se podílí na výsledném charakteru půdy. Kyselý a těžko rozložitelný opad jehličnanů vytváří podmínky pro vznik podzolů, a naopak dlouhodobá akumulace příznivě se rozkládající biomasy stepních travin vedla ke vzniku černozemí (CHLAPEK 2004; ŠANTRŮČKOVÁ A KOL. 2018).

Edafon, který představuje společenstva půdních organismů, je s půdním prostředím pochopitelně ve velice úzkém vztahu. Svým chemickým a zrnitostním složením půda přímo ovlivňuje zastoupení jednotlivých skupin edafonu. Půdní organismy se naopak podílejí na tvorbě půdní makrostruktury a mikrostruktury, na zpřístupňování živin, zajišťují také sanitární funkci půdy (odstraňování odumřelých organismů ze zemského povrchu i v půdě) a plní řadu dalších funkcí. Na horninách nastupují v iniciálním stádiu vzniku půd nejprve bakterie, pak řasy, lišejníky a nakonec vegetace (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; PENÍŽEK A KOL. 2019).

Jak je vegetace velmi úzce spjata s klimatem a půdotvornými substráty jsme si již naznačili dříve. Dnes je velká část krajiny přetvořena člověkem, takže hovoříme o kulturní krajině (vliv původní vegetace výrazně oslaben). V případě polí nelze ani uvažovat o jednotě vegetace a půdy, stejně jako v případě smrkových monokultur na lesní půdě, kde došlo v posledních sto až dvou stech letech ke změně původní druhové skladby dřevin. Jen na malé části území České republiky přetrvala přirozená vegetace, která půdám předurčila směr jejich vývoje, a který se dochoval dodnes. Je proto důležité si tyto změny vegetace vyvolané člověkem uvědomovat. Původní přirozená vegetace na konci poslední doby ledové, kdy započal vývoj recentních půd, byla tvořena v nížinách stepními až lesostepními formacemi, a ve středních polohách listnatými lesy. Ty přecházely ve vyšších středních polohách do výrazně smíšených lesů. V nejvyšších horských partiích přecházely do jehličnatých lesů a horských holí. Tato původní vertikální zonalita vegetace byla člověkem zcela narušena. Pochopitelně na chudých písčitéch substrátech nebo rašeliništích se uplatňovala jiná společenstva rostlin (ÚLEHLA 1947; CHLAPEK 2004; PENÍŽEK A KOL. 2019).

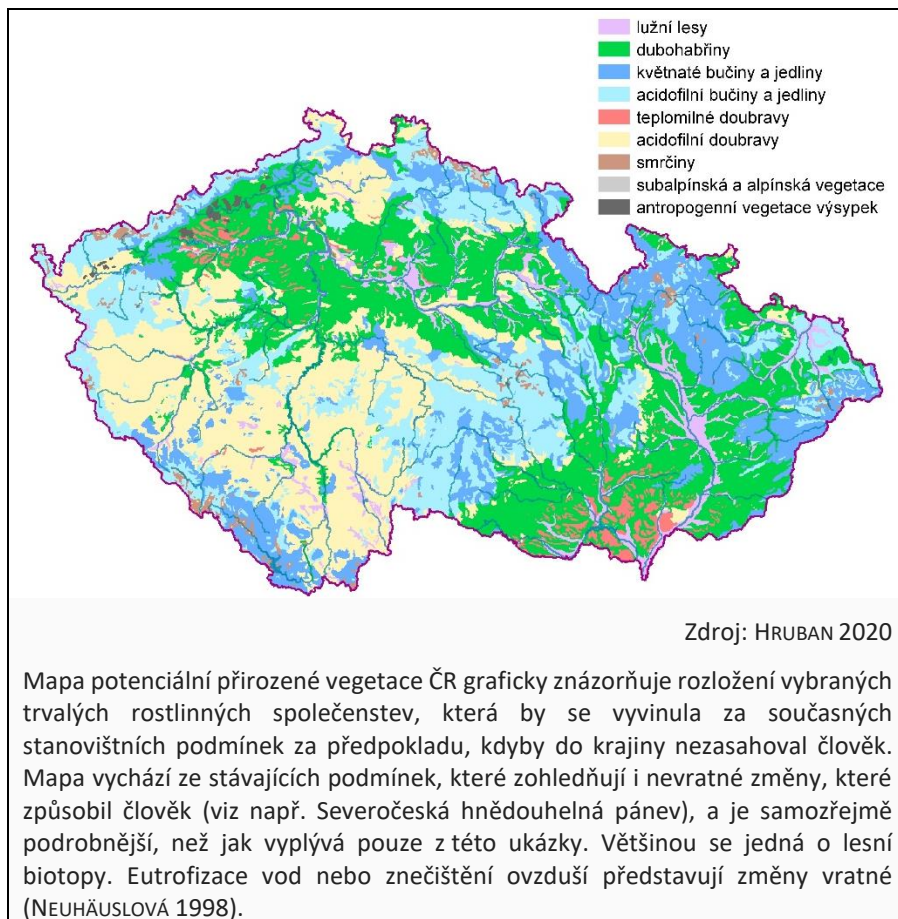
Vlhkost v lesních půdách bývá obecně vyšší v povrchových vrstvách než v hlubších vrstvách a její rozložení v půdním profilu je obrácené, než tomu je polích. Také průběh vlhkosti a teploty během roku je mnohem výraznější v lesních půdách.

Horizont obohacený přemístěnými jílovými částicemi (iluviální horizont) se objevuje u půd listnatých lesů ve větší hloubce než u půd nezalesněných. Odumřelé orgány rostlin se stávají hlavním zdrojem půdního humusu a jeho kvalita je závislá také na druhu vegetace.

*Rozlišují se následující formy humusu: **surový humus** (tzv. mor, snadno v něm rozlišíme zbytky rostlinných těl); **moder** (rozsáhlá, ne úplná humifikace organických zbytků, rozeznání částí je obtížnější; moder je hojný v jehličnatých i listnatých lesích) a **mul** (zbytky rostlin jsou nerozeznatelné a spojují se s minerálním podílem, je nejkvalitnější) (CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018).*

Změnou vegetačního krytu může dojít ke změně půd automorfních (vyvinuly se vlivem mateční horniny, vegetace a podnebí – např. černozem) v autohydromorfní (na jejich vývoji se výrazným způsobem podílela voda, např. pseudoglej) a obráceně.

Lesní porosty transpirují velké množství vody. Po vymýcení lesa na větší ploše se tento „odběr“ vody z půdních zdrojů zruší a je-li blíže k povrchu hladina podzemní vody, může se po vymýcení zvednout a někdy dojde až k celkovému zamokření povrchu (CHLAPEK 2004).



ČAS

Chceme-li se seznámit se stářím půd, je důležité si připomenout některá geologická období. Doba od posledního zalednění do současnosti se nazývá holocén (zahrnuje období trvající přibližně 12 000 let). Holocénu předcházela pleistocén, ve kterém probíhalo periodické střídání chladnějšího a teplejšího klimatu, střídání dob ledových a meziledových. Proces pedogeneze probíhá optimálně v teplejším a vlhčím klimatu. Doby ledové se zalednění proces pedogeneze prakticky znemožňují. Můžeme dokonce říct, že doba ledová zastavuje a uzavírá jeden pedogenetický cyklus (období vývoje substrátu v půdě). Rozlišujeme kontinentální zalednění šířící se od pólů a horské zalednění nejvyšších horstev. Pro vývoj evropských půd a mělo největší význam Alpské vysokohorské zalednění a Severoevropské kontinentální zalednění (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; PENÍŽEK A KOL. 2019).

Většina půd v naší přírodě vznikla v období holocénu, čímž je řadíme z hlediska jejich vývoje k monocyklickým půdám (jejich vývoj probíhá recentně). Absolutní stáří těchto půd nepřesahuje 15 000 let. Od konce poslední doby ledové se klimatické podmínky několikrát změnily. V první fázi došlo k výraznějšímu oteplení, podnebí bylo sušší (vznik černozemí v rozsáhlých lesostepních oblastech asi před 10 000 lety). V období před 6–8 tis. lety klima zůstalo stále teplé, ale bylo vlhčí, došlo k šíření lesů, půdy byly promývány a došlo k větší diferenciaci půdních profilů. Nastal například vývoj půd směrem k hnědozemím. Stabilizaci současných podmínek včetně vertikální pásmitosti půd můžeme datovat přibližně do období před 3000 lety (LOŽEK 1973; VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004).



Glaciální relikv písečnice velkokvětá nad Soutěskou v Pavlovských vrších. V ČR roste pouze v Pavlovských vrších, které představují nejsevernější lokalitu jejího rozšíření. Tento druh roste ve skalních štěrbinách vápencových skal v pásmu pahorkatin a patří mezi kriticky ohrožené druhy.

Kromě absolutního stáří půd hovoříme také o relativním stáří půd, což je doba nutná ke vzniku konkrétního půdního typu na konkrétním místě.

Je třeba si uvědomit, že vznik půd, pedogeneze, je dynamický děj. Půdy podléhají neustálé změně. Například pro černozemě, které mají vysoké absolutní stáří, byla nutnou podmínkou jejich vzniku dlouhodobá akumulace organické hmoty, její následné zrání a stabilizace. Nevhodným velkoplošným hospodařením a zrychlením eroze jsme je dokázali přeměnit (degradovat) na regozemě, jejichž relativní stáří je pouze několik desítek let. Některé pedogenetické procesy potřebují ke vzniku určitého půdního typu dostatek času, jiné mohou vytvořit určitý půdní typ za relativně krátké období. Ke krátkodobějším patří také zamokření, které vede ke vzniku hydromorfních půdních typů (CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Relativní stáří půdy a stupeň zralosti je posuzováno podle vývoje a diferenciaci půdy na horizonty. U mladých půd vzniklých na aluviích, stěží rozeznáme diferenciaci na horizonty. Naopak půdy, kde po dlouhá období nedošlo ke změně působících faktorů, jsou výrazné ve stavbě profilu. Krátký časový interval neumožňuje plné rozvinutí půdotvorných procesů, které odpovídají novým faktorům. Schématické znázornění vývoje krajiny v evropském prostoru v širších souvislostech uvádí následující tabulka (LOŽEK 1973; LOŽEK 2004):

Čas	Fytostratigrafie	Zoolitostratigrafie	Vývoj biocenóz	Sedimentace Pedogeneze Odnos	Kulturní stupně	Chronologie
1000	SUBATLANTIK	SUBRECENT	Vznik současné kulturní krajiny Středověká kolonizace – odlesnění Pronikání moderních druhů	Splach ornice Degradace půd Dočasný ústup osídlení	STŘEDOVĚK Stěhování národů D Ž E L E Z N A N E O L I T	M L A D Š Í H
0		SUBATLANTIK	Rozmach bukojedlových lesů	Výstavba keltských oppid		
-1000	SUBBOREÁL	SUBBOREÁL	Pravěká kolonizace, pastva, odlesnění	Tvorba hrubých sutí	E N E O L I T	S L
-2000		EPIATLANTIK	Postupné šíření bučin, bukojedlin a habru Vznik bukového stupně Vytváření vegetačních stupňů dnešního typu Souvislé zalesnění v neosídlených oblastech	Klidný vývoj půd a sedimentace pramenných vápenců přerušovány krátkými výkyvy s tvorbou sutí		
-3000	ATLANTIK	ATLANTIK	Dvojkolejný vývoj Prvotní rolnické osídlení	Náhlé vysušení Intenzivní pedogeneze	N E O L I T	C
-4000			Rychlý postup lesa zatlačuje zbytky biocenóz otevřené krajiny	Tvorba pěnovec v jeskyních		
-5000	BOREÁL	BOREÁL	Převaha smíšených doubrav, na horách smrk Parková krajina – liskové formace Černozemní stepi	Silné zvlhčení Prudký vzrůst teploty Počátky sedimentace CaCO ₃	P O Z D N Í P A L E O L I T	N
-6000			Šíření borovice, břízy, první náročné dřeviny, liska	Slabě vyvinuté vápnitě půdy		
-7000	PREBOREÁL	PREBOREÁL	Řídká tajga, poslední výskyt glaciálních prvků	Nehumózní svahoviny	P O Z D N Í P A L E O L I T	P L E I S T O C E N
-8000	MLADÝ DRYAS	MLADÝ DRYAS	Šíření borovice a břízy na úkor otevřených formací	Slabé humózní půdy		
-9000	STARŠÍ DRYAS	STARŠÍ DRYAS	Ochlazení	Počátky vývoje půd	M A G D A L E N I E N	P L E I S T O C E N
-10000	BÖLLING	BÖLLING	Šíření borovice, břízy			
-11000	STARÝ DRYAS	STARÝ DRYAS	Přechod sprašové stepi do vlhčí fáce			

RELIÉF

Reliéf je další významnou podmínkou půdotvorného procesu. Podmiňuje několik základních charakteristik podílejících se na vzniku konkrétních půd. Především vymezuje rozdělení slunečního záření a vody. Expozice svahů určuje množství energie dopadající na vegetaci, či přímo na půdu. Ovlivňuje tak charakter vegetace i vodní režim. Tvar terénu zase rozhoduje o distribuci srážek a vsaku srážkové vody (PENÍŽEK A KOL. 2019).

Regozemě (RG) vznikají ze sypaných sedimentů (písky) v rovinatých částech reliéfu. Jejich substrát je minerálně chudý a pedogeneze krátká, což zabraňuje výraznějšímu vývoji profilu. Regozemě se vyznačují lehkou zrnitostí, a to i u těžších substrátů v případech narušování vodní erozí. Regozemě mají kyselé pH, jsou extrémně vodopropustné a vysychavé. Původní vegetací jsou chudé borové lesy. Hlavním půdotvorným procesem je slabá humifikace (NĚMEČEK A KOL. 2011).



Zdroj: WIKIMEDIA COMMONS

Dryádka osmiplátečná představuje zástupce arktickoalpské vegetace. Jedná se v podstatě o malý stálezelený polokeř z čeledi růžovitých. Její rozšíření zahrnuje především severní a horské oblasti Evropy a Asie, na území ČR neroste. Můžeme se s ní ale setkat v horách Slovenska, kde je glaciálním reliktem a patří z hlediska ohrožení k méně dotčeným druhům. V jaké souvislosti je zde vlastně o ní řeč?

Pro návětrné svahy hor jsou charakteristické vyšší úhrny srážek. Na odvrácených stranách horských hřbetů vznikají srážkové stíny. Na rovině se voda lépe vsakuje do půdy, naproti tomu na svazích může při intenzivnějších srážkách docházet k povrchovému odtoku, který může způsobovat vodní erozi. Pravděpodobnost vzniku eroze je tím vyšší, čím je sklon svahu a jeho délka větší. Významnou roli sehrává také nadmořská výška, protože dochází k vzájemnému propojení vlivu reliéfu s klimatickými podmínkami (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Z výše uvedeného vyplývá, že se reliéf terénu uplatňuje v pedogenezi zejména a) sklonem a tvarem svahů, b) expozicí, c) nadmořskou výškou a d) spolu s geologickou stavbou krajiny ovlivňuje hloubku hladiny podzemní vody. Tyto vlastnosti následně ovlivňují vlhkostní poměry a tepelný režim půd, mocnost půdy a možnosti translokace látek (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; ŠARAPATKA 1996; REJŠEK A VÁCHA 2018).

V důsledku rozdílného sklonu a tvaru svahu dochází k odlišnostem v provlhčení půdy. Za předpokladu stejných přívalových srážek se nejméně vody vsakuje přímo na svahu. Povrchový ron přispívá ke zvlhčení na úpatí svahu, kde je také dostatek času pro zasáknutí bočního podpovrchového přítoku vody. Zde se také častěji objevují podsvahová prameniště a půdy jsou zde často zamokřeny a odlišné od okolí. Ronová voda na svahu působí svou unášecí silou na půdní částice. S rostoucí délkou svahu stoupá i hloubka ronové vody. S přibývajícím hloubkou ronové vody narůstá unášecí síla a na svahu dochází k selektivní erozi (nejprve jsou unášeny nejjemnější půdní částice), následované plošnou erozí (zmenšuje se mocnost půdy, mocnost humusového horizontu na svahu a na úpatí dochází k akumulaci erozního materiálu). Při intenzivnější erozi může docházet ke koncentraci ronové vody spolu s vytvářením rýh a strží. Půdy na svahu nejsou tak intenzivně promývány jako půdy ve vrcholových polohách nebo na úpatí svahů. Formování svahu vlivem eroze se projevuje také ve vlastnostech půd, kdy na úpatí dochází k neustálému pohřbívání půd, a přitom na svahu se půdy namohou vůbec vyvinout (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018).

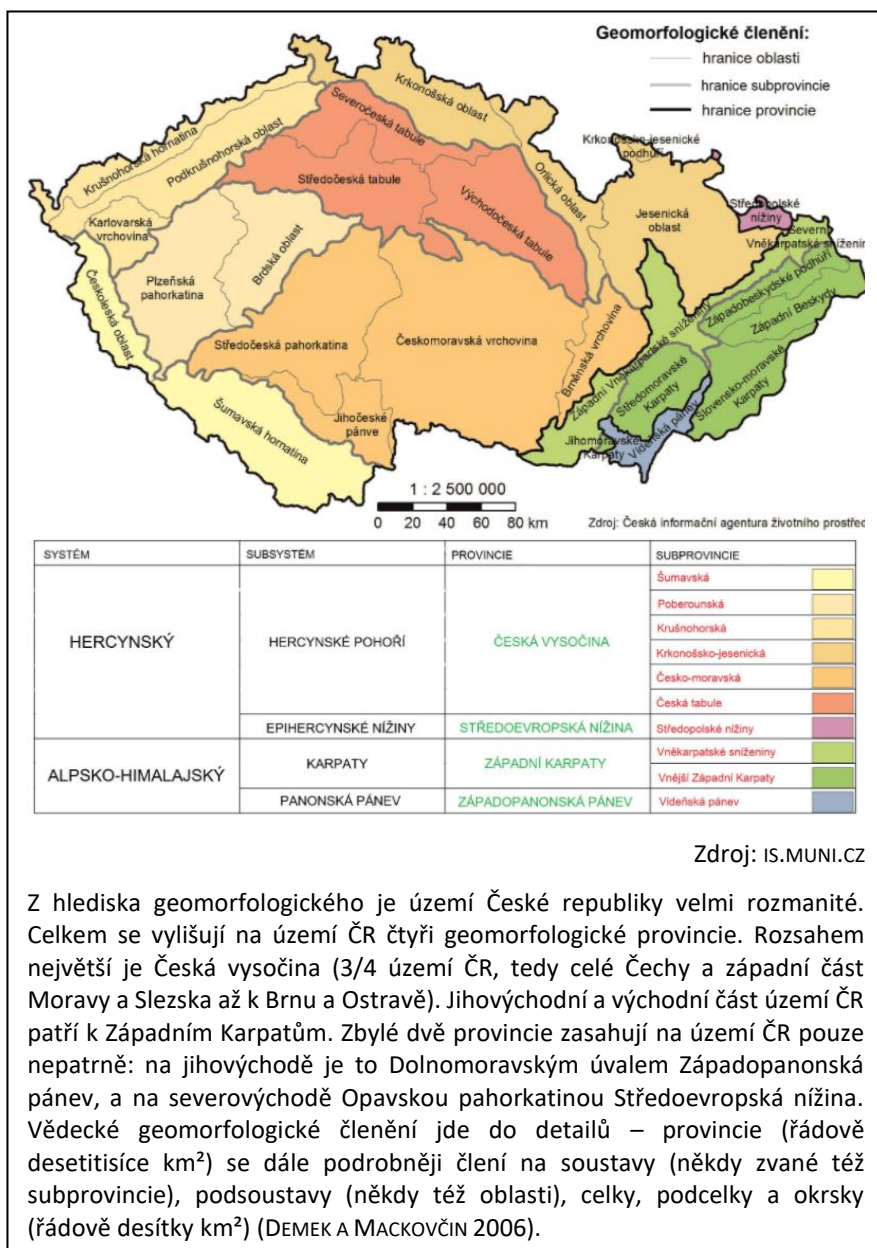
Expozice svahu ovlivňuje tepelný režim půd. Intenzita vzniku humusu a jeho kvalita bývá větší na jižních, osluněných a teplých svazích, než je tomu na svazích chladných, orientovaných na sever nebo západ. Rozložení vlhkosti je analogické (jižní a jihovýchodní svahy jsou méně promývány). Nepravidelný reliéf svahu většinou ovlivňuje i mikroklimatické poměry, kdy může například zabraňovat stékání chladného vzduchu do údolí (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; PELÍŠEK 1956).

Charakter reliéfu podmiňuje hladinu podzemní vody. Na úpatích svahů se objevující vývěry podzemních vod způsobují lokální povrchové zamokření. Podobně vysoká hladina podzemní vody v údolních nivách přispívá k vyšší vlhkosti půdy. Hladina podzemní vody většinou nenásleduje přesně reliéf terénu, a tak v místech, kde se hladina blíží k povrchu mohou vznikat půdy ovlivněné především vysokou vlhkostí. V konkávních depresích terénu většinou nastávají humidnější poměry, někdy spojené i se změnami teploty. Také se zde objevují půdy zrnitostně těžší, méně propustné, což může být doprovázeno rašeliněním organické hmoty (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Jako ron označujeme nesoustředěný plošný splach jako součást povrchového odtoku. Soustředěný odtok je realizován v rámci hydrografické sítě vodních toků.

Při vysoké hladině podzemní vody je také zvýšená vlhkost půdy, která se projevuje vznikem periodických redukčních procesů. Toto procesy jsou zřetelné typickým zabarvením půdy. Bělavé skvrny se střídají se skrvnami rezivými. Pokud hladina podzemní vody zasahuje do půdního profilu trvale, nejsou redukční pochody přerušovány oxidací, a vzniká modrozelený až šedomodrý glejový horizont. Pro úrodnost půdy jsou tyto procesy nepříznivé (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Reliéf se výškovou zonalitou významně podílí nejen na tvorbě klimatu, ale i mikroklimatu. Jednak se uplatňuje v makroskopickém měřítku, kdy dělíme krajinu na jednotky dle jeho hlavního charakteru (např. nížiny, pahorkatiny a hory), tedy na tzv. geomorfologické celky. Na reliéf můžeme ale také nahlížet z detailního měřítká, kdy se studuje uspořádání půd v rámci jednoho jediného svahu. Zde se však dostáváme opět ke koncepci tzv. katény, o které jsme hovořili již dříve (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004; PENÍŽEK A KOL. 2019).



Zdroj: IS.MUNI.CZ

Z hlediska geomorfologického je území České republiky velmi rozmanité. Celkem se vylisují na území ČR čtyři geomorfologické provincie. Rozsahem největší je Česká vysočina (3/4 území ČR, tedy celé Čechy a západní část Moravy a Slezska až k Brnu a Ostravě). Jihovýchodní a východní část území ČR patří k Západním Karpatům. Zbylé dvě provincie zasahují na území ČR pouze nepatrně: na jihovýchodě je to Dolnomoravským úvalem Západopanonská pánev, a na severovýchodě Opavskou pahorkatinou Středoevropská nížina. Vědecké geomorfologické členění jde do detailů – provincie (řádově desetitisíce km²) se dále podrobněji člení na soustavy (někdy zvané též subprovincie), podsoustavy (někdy též oblasti), celky, podcelky a okrsky (řádově desítky km²) (DEMEK A MACKOVČIN 2006).



Zdroj: KOZÁK A NĚMEČEK 2009

Glejový proces je jedním z mnoha půdotvorných procesů, které neustále probíhají na trvale převlhčených půdách (na rozdíl od pseudooglejí). Při nadbytku vody se snižuje množství dostupného kyslíku, čímž dochází ke snížení intenzity oxidačních procesů. Následně dochází k hromadění organických látek v půdě. Sloučeniny trojmocného železa se redukují na sloučeniny železa dvojmocného. Dvojmocné železo pak tvoří s hliníkem a kyselinou křemičitou (H_2SiO_4) zelené aluminosilikáty. S fosforem může železo tvořit modré fosfáty a se sírou šedočerný sulfid. Odtud tedy ten mrtvolně chladný nádech. Glejovým procesem vzniká půda označovaná jako glej (NĚMEČEK A KOL. 2011).

Název půdního typu Glej (GL) pochází z lidové ukrajinštiny a znamená „maz, kliš“. Glejové půdy jsou azonální, nacházejí se zejména na dně terénních depresí, v nejnižších částech širších niv nebo na úzkých nivách malých toků, a to zejména na nevápnitých sedimentech. Často můžeme glej nalézt na rozhraní rašelinných půd. Původní vegetací jsou lužní lesy a po odlesnění kyselá louka (REJŠEK A VÁCHA 2018).

LIDSKÁ ČINNOST

Člověk se podílí na přetváření půd i na území České republiky po celá tisíciletí. Činnost člověka se projevuje jednak nepřímo ovlivněním pedogenetických faktorů, nebo přímo působením na změnu výchozích půdních vlastností. Člověk svými zásahy především ovlivňuje vegetační pokryv, mění tak mikroklima a půdní klima. Odvodňováním je přímo ovlivněna půdní vlhkost i hladina a sycení podzemních vod. Průmyslová činnost prostřednictvím exhalací poškozuje vegetaci, půdní chemismus, půdní organismy aj. Zemědělská činnost (pastva, obdělávání, hnojení, závlahy) má vliv na půdní strukturu i další fyzikální vlastnosti půdy. Rovněž negativní dopady lidské činnosti, jako je zrychlená eroze, či kontaminace, vedou ke změnám přirozených půdních procesů. To vše se ale stále týká půd přirozeně vzniklých, které člověk pouze mění (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; REJŠEK A VÁCHA 2018; PENÍŽEK A KOL. 2019).

Specifickým rysem lidské činnosti jako půdotvorného faktoru je pak vytváření půd nových. Patří sem například kultivace povrchů výsypek či skládek odpadů navrstvením zeminy. Člověk tak přímo (použitým materiálem) určuje vlastnosti nově vzniklé půdy. Z tohoto pohledu rozdělujeme půdy na kultivované člověkem a vytvořené člověkem (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994).

-o-o-o-

Půdotvorné faktory určují vlastnosti jednotlivých půdních složek a jejich podíl v půdě. Jednotlivé půdní komponenty můžeme rozdělit podle různých hledisek. Například můžeme v půdě vymezit pevnou, kapalnou a plynnou fázi. Nebo se můžeme soustředit na odlišení živých a neživých složek v půdě. Ale i neživou lze dále dělit na organickou a minerální. V tomto dělení lze dále pokračovat stále do větších a větších detailů. Každá z těchto jednotlivých složek ve vzájemné kombinaci s ostatními vytváří pestrou škálu půdních typů, subtypů a variet. No není to zajímavé?

Otázky:

1. Charakterizujte hlavní pedogenetické faktory a uveďte je do vzájemného vztahu.
2. Jak souvisí doba ledová, resp. vývoj naší krajiny po posledním glaciálu se vznikem půd? Ilustrujte na příkladech.
3. Jakým způsobem ovlivňuje vznik půd geologický podklad? A jakým klima, organismy, člověk, reliéf a čas? Objasněte na vhodných příkladech.
4. Definujte následující pojmy: soliflukce, katéna, starý dryas, potenciální přirozená vegetace, ron, souvek, geomorfologický celek, edafon, holocén a půdní koloid. V jakých souvislostech se s těmito pojmy v pedologii setkáváme?
5. Stručně charakterizujte krajinu svého domova z geologického, klimatického, geomorfologického a z vegetačního hlediska. Jak se tyto charakteristiky promítají do zastoupení místních půdních typů?

Taxonomický klasifikační systém půd České republiky představuje přehledný systém jednotlivých kategorií půd.

Nejvyšší kategorií v hierarchii klasifikace jsou referenční třídy půd (ke kořenu názvu se připojuje koncovka -sol), které se dělí podle hlavních rysů vývoje půdy, následované půdními typy (ke kořenu názvu se připojuje koncovka -zem).

Český taxonomický klasifikační systém půd rozlišuje celkem 15 referenčních tříd půd s 28 půdními typy. Poslední referenční třída Antroposoly je reprezentována dvěma půdními typy: kultizemí a antropozemí.

Kultizem (KU) vzniká kultivační činností člověka, přičemž tato činnost přesahuje vytvoření ornice a běžné zlepšování vlastností půd; jedná se např. o výrazné meliorační zásahy.

Antropozem (AN) vzniká z člověkem nakupených substrátů získaných při těžební a stavební činnosti. Charakter antropozemě je dán vlastnostmi naakumulovaného půdního materiálu (NĚMEČEK A KOL. 2011).



Zdroj: PEDOLOGICKY-PRUZKUM.CZ

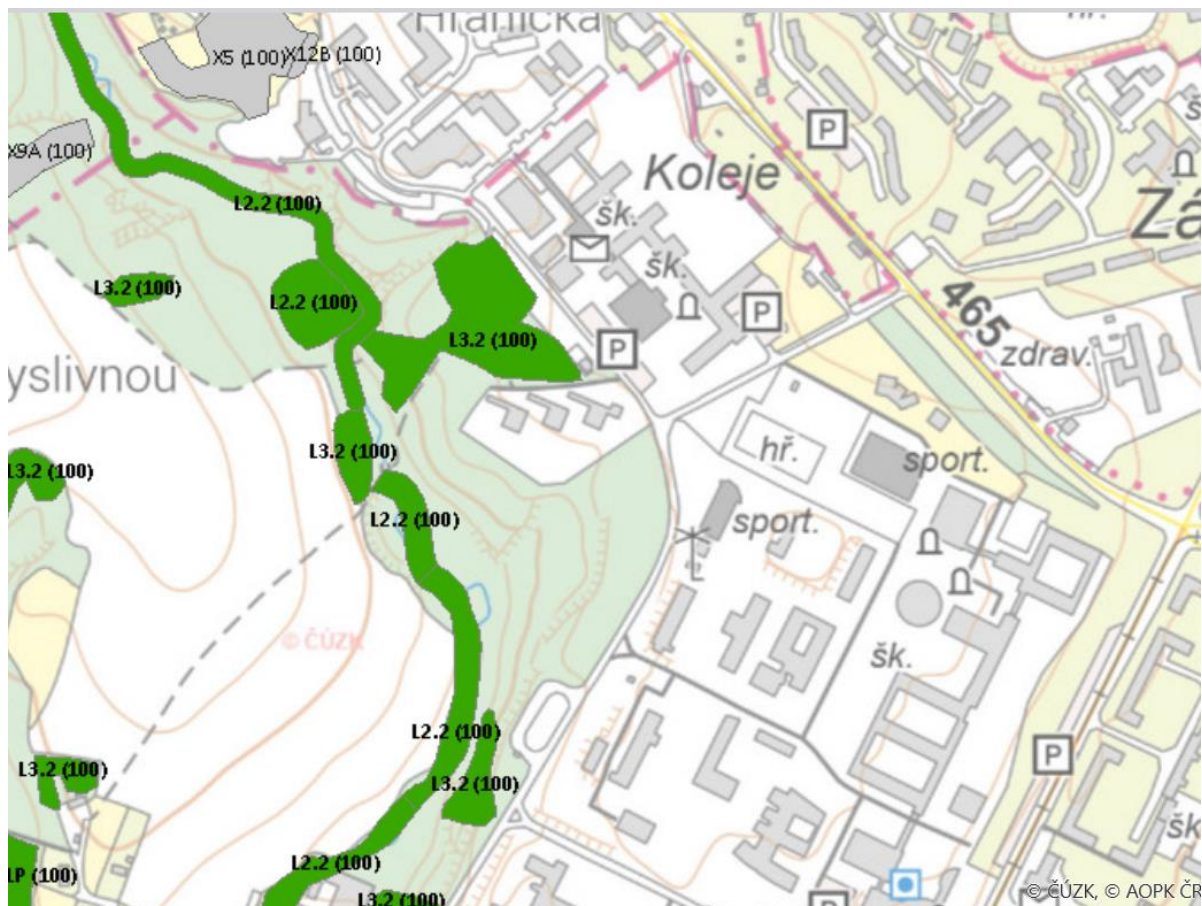
Příloha ke kapitole Hlavní půdotvorné faktory: Vegetace a půda

Charakter vegetace je významným půdotvorným faktorem a zároveň je vegetace velmi úzce spjata s půdním typem, půdotvornými substráty, klimatem a reliéfem.

V roce 2000 byl zahájen velmi zajímavý projekt: Mapování biotopů ČR. Jeho hlavním cílem bylo vytvoření odborného podkladu k navrhování evropsky významných lokalit soustavy Natura 2000, které bylo nutné připravit v rámci přístupových jednání o vstupu České republiky do EU. Vznikla tak mapová vrstva, která přináší základní informaci o výskytu a stavu přírodních biotopů na území ČR. Přehledem jednotlivých biotopů (mapovaných jednotek) je obsahem on-line dostupného Katalogu biotopů České republiky (zde: www.sci.muni.cz/botany/chytry/Chytry_et al2010_Katalog-biotopu-CR-2.pdf). Výsledky mapování biotopů, které se aktualizují, jsou nejen významným zdrojem údajů o aktuální vegetaci.

Níže uvedený obrázek pochází z tiskové sestavy z portálu Agentury ochrany přírody a krajiny ČR (aopkcr.maps.arcgis.com) a zachycuje situaci výskytu a typu přírodě blízkých biotopů v okolí VŠB – TU Ostrava. Pokuste se situaci na obrázku interpretovat. Předtím se však seznamte s významem symbolů pro jednotlivé typy biotopů (L2.2 a L3.2 respektive X5, X9A a X12B) a s příslušnými biotopy v Katalogu biotopů České republiky (CHYTRÝ 2010).

45



7. Půdotvorné procesy

Vznik půd, tedy pedogeneze, je výsledkem půdotvorných (pedogenetických) procesů, které probíhají vlivem působení půdotvorných faktorů. Půdotvorné procesy navazují na zvětrávací procesy, kdy zvětráváním hornin vznikají zvětrávací produkty. Následně v těchto zvětrávacích produktech, které jsou na povrchu zvětrávací zóny, a tedy v dosahu dalšího působení atmosféry, hydrosféry a biosféry mohou probíhat půdotvorné procesy, které ve výsledku vedou k vývoji půdního profilu.

Půdotvorné procesy probíhají pochopitelně také v nezpevněných sedimentech. Při vzniku půdy a při jejím vývoji (během působení půdotvorných faktorů), probíhají v půdě různé typy procesů, jejichž charakter je odvozen od z výchozích fyzikálních a chemických vlastností substrátu, na klimatických faktorech a biotické složce. Každý půdotvorný proces je nepřetržitý, tzn. nekončí vznikem půdního typu, ale je jeho nedílnou součástí. Jedná se tedy o komplexní a dynamické procesy, které se mění v závislosti na změnách podmínek vývoje půd. Procesů, které probíhají v půdě je velké množství a mohou být sdružovány do několika kategorií (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; JONES A KOL. 2005; CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Například lze rozlišovat tyto kategorie půdotvorných procesů: mikroprocesy, speciální procesy a makroprocesy (CHLAPEK 2004).

46

Obecně je vznik a vývoj každé půdy ovlivněn možnostmi přemístování látek v půdním profilu. V půdách, které vznikají bez přítomnosti podzemní vody (hladina podzemní vody nedosahuje k půdnímu profilu), může probíhat přemístování látek pouze ve vertikálním směru (vlivem zasakující nebo vzlínající vody). Takové půdy se označují jako půdy automorfní (také někdy jako půdy terrestrické). Naproti tomu v půdách, které vznikají v prostředí ovlivněném vodou, není migrace látek v půdě výrazně omezena, a především může probíhat všemi směry (není omezena jen na vertikálně směr). Takové půdy se označují jako hydromorfní či hydrické.

V případě, kdy hladina podzemní vody zasahuje jen částečně do půdního profilu, tzv. přechodné stádium, nastává kombinace obou jevů. Ve svrchních částech půdního profilu tak může probíhat proces automorfní s vertikálním přemístováním látek, zatímco ve spodní části současně probíhá proces hydromorfní s všestrannou migrací. Tyto půdy se označují jako půdy autohydromorfní (nebo také semiterrestrické). Pokud se tyto jevy vyskytují pouze občas, označují se jako půdy semihydromorfní.

Ve vývoji půd je také rozhodující proces humifikace spojený se vznikem humusu za účasti půdních organismů (CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Výsledkem zvětrávání během působení iniciálních procesů vznikají produkty zvětrávání, které jsou tvořeny rezistentní minerální fází, nově vznikající minerální fází (sekundární minerály) a rozpuštěnými ionty v roztoku. Teprve z těchto zvětrávacích produktů vzniká v pedosféře navazujícími půdotvornými procesy půda. Každý určitý půdní typ je výsledkem specifického půdního procesu (název půdního typu často odpovídá názvu diagnostického půdního horizontu, který tímto procesem vzniká) (CHLAPEK 2004).

Pokud trvá vývoj půdy nepřerušeně po dlouhá období, dochází postupně k celkové přeměně původních půdotvorných minerálů, vznikají minerály nové. Podle aktuálního mineralogického složení půdy se dá odhadnout i její stáří. V půdě nakonec převládá jen několik minerálů (např. kaolinit, oxidy Fe a Al). Tento proces je nejlépe pozorovatelný v tropech, kde v kombinaci s intenzivním vymýváním vápníku, hořčíku a draslíku z půdy vznikají půdy červeně zbarvené (barva je vyvolána vysokou koncentrací především Fe a absencí jiných).



Zdroj: STAHR 2014

Červené půdy (terrae calcis): jílovité, odvápněné půdy vznikající zvětráváním karbonátových hornin (vápenců, dolomitu, travertinu) se dvěma horizonty (slabý humózní A-horizont a pod ním sloučeninami železa sytější žlutě (terra fusca) až červeně a temně červenohnědě (terra rossa) zbarvený B-horizont nasedající na matečnou horninu) (PETRÁNEK A KOL. 2016).



Zdroj: AUSTRALIA FOR EVERYONE, 2017

Za tropického až subtropického klimatu se střídáním deštivých a suchých období nastává tzv. laterizace (vyluhování SiO_2 , alkalií a alkalických zemin a obohacení Fe a Al oxidy). Vzniká tak laterit (REJŠEK A VÁCHA 2018).

PŮDNÍ MIKROPROCESY

Obecně lze rozlišit čtyři kategorie hlavních mikroprocesů, které v půdním těle mohou způsobovat nárůst hmoty, ztrátu hmoty, přemístění hmoty (translokaci) a transformaci látek (CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018).

K hlavním půdním mikroprocesům patří akumulace organických látek na povrchu půdy i pod jejím povrchem. Řadíme k nim i rozklad organických látek a vznik nových, rozklad primárních minerálů a jejich přeměna na minerály sekundární, tvorba a rozklad organominerálních složek půdy. Patří zde také oxidačně-redukční procesy, výměna iontů a jejich pohyb, disperze a agregace látek v půdě, rozpouštění, peptizace, koagulace a další. Půdní mikroprocesy jako takové probíhají ve všech půdách, a tedy nerozhodují o vzniku výsledného půdního typu (CHLAPEK 2004).

SPECIÁLNÍ PŮDNÍ PROCESY

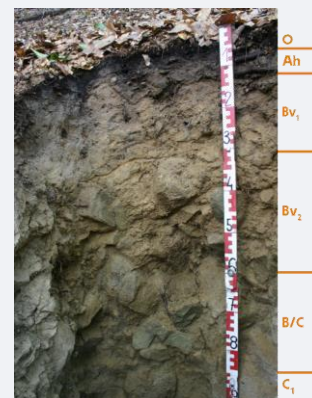
Existují různá hlediska, podle kterých lze speciální půdní procesy kategorizovat. Například je lze třídit na kategorie dle procesu akumulace a přeměn organických látek, organizace půdního materiálu, procesů přeskupení látek v půdách, procesů přenosu, odnosu a transformace látek nebo podle změn probíhajících na povrchu agregátů (CHLAPEK 2004):

Procesy přeměn minerálních půdních složek

- Rubefikace je proces, při kterém v subtropických klimatických podmínkách se střídáním vlhkých a suchých období dochází ve vlhkém období k uvolňování iontů železa, které v suchých obdobích oxiduje a ve formě oxidů je vázáno na jílu, kterému dává typické červené zbarvení.
- Hnědnutí (brunifikace) je proces zvětrávání, při kterém se uvolněné železo difuzně rozptyluje v půdním těle. Tento proces je spojen s oxidací a hydratací železa v podmínkách s intenzivním zvětráváním hornin bohatých na Fe.

Procesy akumulace a přeměn organických látek v půdách

- Humifikace představuje soubor mikrobiálních, fermentačních a chemických pochodů, které ve výsledku vedou k přeměně organických látek v půdách na humus, vznikají huminové látky a dochází k tvorbě humózních horizontů.
- Mineralizace je uvolňování jednoduchých látek (CO_2 , H_2O) při rozkladu organických látek.
- Akumulace organických látek představuje procesy, které vedou k hromadění organického materiálu (zbytků rostlin a živočichů) v půdách.
- Dekompozice je rozklad organických látek v důsledku působení mikrobiálních procesů a činností zooedafonu v půdách.
- Transformace organických látek v půdách je spojena s fragmentací organických látek v půdě prostřednictvím zooedafonu, s hromaděním přeměněných produktů, s humifikací a mineralizací, a následnou stabilizací humusu za vzniku organominerálních komplexů.
- Rašelinění představuje akumulaci organické hmoty v anaerobních podmínkách zamokřených půd.



Kambizem modální
mesobazická

Zdroj: PECHÁČEK A VAVŘÍČEK 2014

Kambizem patří mezi půdy, kde je převažujícím procesem hnědnutí - brunifikace.

Brunifikace patří ke speciálním půdotvorným procesům.

Dochází při ní k přeměně minerálních půdních složek. V našich podmínkách mírného klimatického pásu s humidním klimatem je dominantním půdotvorným procesem. Jedná se o vnitropůdní zvětrávání v místě rozpadu matečné horniny za vzniku typického diagnostického horizontu (Bv).

Brunifikace probíhá ve slabě kyselém prostředí, kdy dochází k postupné přeměně alumosilikátů a dalších silikátů, které obsahují především železo (Fe^{2+}), které přechází do oxidované formy za vzniku limonitu a goethitu. Objevují se ale také další složky, které zbarvují půdu jako jsou oxidy Mn a sekundární (jílové) minerály. Tyto složky podmiňují vývoj okrového až rezavohnědého zbarvení půdy (KOZÁK A NĚMEČEK 2009; NĚMEČEK A KOL. 2011).

Procesy organizace půdního materiálu

- Procesy spojené s tvorbou lesklých povrchů agregátů (spojeno s nabobtnáváním a s následným uhlazováním povrchů agregátů v důsledku vznikajících tlaků).
- Tvorba skvrnitosti je projevem oxidačně-redukční nebo hydromorfní segregace půdního materiálu s rozdílným obsahem železa, organických látek a karbonátů (projevuje se tzv. mramorováním - vznikem skvrnitosti v půdním těle).

Procesy spojené s přeskupením látek v půdě

- Pedoturbace je proces, při kterém dochází k promíchávání půdy v důsledku činnosti rostlin, živočichů a člověka, a také působením gravitace, mrazu aj.
- Pedokompakce jsou procesy, které vedou ke zhutňování půd působením přírodních faktorů i člověka.
- Pedokoncentrace představuje akumulaci půdních komponentů spojenou s jejich následnou mobilizací. Může být způsobena jak přírodními procesy, tak také i člověkem.

Procesy přenosu, odnosu a transformace látek

- Translokace jílu (nazývaná také jako illimerizace) je všeobecný pojem, kterým se označují procesy přemístování jílovitých částic v půdním těle. Probíhá při neutrální až slabě kyselé reakci půdy. Je důsledkem jejich peptizace ve vyšších horizontech a následné translokace do nižších iluviálních (obohacených) horizontů (vznik Bt horizontů).
- Translokace humusu představuje přemístování humusu v půdním profilu v kyselém prostředí.
- Chelatace se rozumí mobilizace oxidů železa a hliníku, ale také dalších prvků (např. manganu nebo mědi) komplexotvornými organickými látkami a jejich migrace ve formě chelátů (organických komplexů kovů).
- Eluviace představuje proces odnosu látek spojený s procesy zvětrávání a s tvorbou eluvií. Tento proces se nejzřetelněji projevuje při povrchu půd (vznik eluviálních horizontů - ochuzených).
- Iluviace znamená kumulaci eluviovaných, tedy přemístěných komponentů v půdě, které se většinou translokují do spodnějších obohacených horizontů.
- Karbonatizace, případně dekarbonatizace je spojena s tvorbou sekundárních karbonátů v půdách, respektive s rozpouštěním a odnosem karbonátů z půdního profilu.
- Salinizace, případně desalinizace je proces akumulace solí v půdách z primárních nebo sekundárních zdrojů, respektive je procesem odnosu solí z půd.
- Alkalizace, případně dealkalizace představuje akumulaci sodíkových iontů v sorpčním komplexu půd, respektive odnos sodíkových iontů ze sorpčního komplexu půd.



Vývraty jako příklad pedoturbace:

Obyčejný vývrát představuje jeden z půdotvorných procesů na lesních půdách. V bukových porostech mírného pásma přibližně 1/5 všech stromů zahyne v důsledku vývratu. To by znamenalo, že v časové periodě 500-3000 let zažije každá část lesního porostu tuto disturbanční událost. Společně s kořenovým balem se vytvoří při vývratu také prohlubeň nepravidelného tvaru. Jak postupně zemina z kořenů opadá, vytváří kolem val, který může být pozvolna smýván dovnitř do prohlubně. Tímto způsobem vývrát zasahuje do procesů eroze a dekompozice organické hmoty, které odpovídají za vznik půdních horizontů. Vývrát vývoj půdního profilu posouvá nazpět. Do prohlubně se dostávají organické látky z okolí a prosakující voda, což ovlivňuje výslednou stratifikaci půdy. Oproti tomu na valech okolo vývratu dochází srážkovou vodou k vymývání částic, k jejich vysychání a celkově ke zrychlené erozi (REJŠEK A VÁCHA 2018).

- Acidifikace může být přirozeně i antropogenně podmíněný proces postupného vymývání rozpustných solí, karbonátů a bazických iontů z půdního těla za současně probíhající mobilizace Al^{3+} (třetí nejrozšířenější prvek v zemské kůře) a desalinizace půdního sorpčního komplexu. V důsledku toho vznikají kyselé půdy (respektive okyselené půdní horizonty). Proces acidifikace je urychlován vstupy iontů SO_4^{2-} a NO_3^- z imisní zátěže. K acidifikaci jsou nejvíce náchylné půdy na kyselých horninách a půdy v horských polohách.

Procesy změn na povrchu agregátů

- Impregnace představuje vylučování látek (například sesquioxidů nebo karbonátů) do půdního těla.
- Odbarvování je proces spojený nejčastěji s redukcí a odnosem barvicích komponentů z povrchových částí půdních agregátů nebo s odnosem jemných koloidních částic, při kterém se mění granulometrické složení povrchů a tím i jejich barevný odstín.

PŮDOTVORNÉ MAKROPROCESY

Půdotvorné makroprocesy jsou výsledkem kombinace půdotvorných mikroprocesů a speciálních procesů. Určitý makroproces v důsledku svého dlouhodobého působení rozhodujícím způsobem ovlivňuje klasifikaci půd (CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018):

Přeměny anorganických složek

- Kambizemní proces je významný půdní proces v naší zeměpisné šířce. Jde o to, že primární minerály (silikáty) obsahují v krystalové mřížce ionty dvojmocného železa (železo je čtvrtým nejrozšířenějším prvkem v zemské kůře). Při přeměně těchto minerálů na sekundární minerály se uvolněné železo oxiduje a zachytává ve formě různých oxidů Fe^{3+} přímo v jílu nebo na povrchu minerálních zrn. V podmínkách mírného klimatu vzniká především limonit, který dodává půdám typické hnědé, rezavé až okrové zbarvení. Část železa je spojována s humusem, čímž vznikají železito-humusové komplexy.
- Podzolizace je proces intenzivního přemístování látek spojený se zvětráváním minerálů organickými kyselinami (zejména fulvokyselinami) ve velmi kyselém prostředí se špatnou kvalitou nadložního humusu (mor) a s vysokými srážkami. V důsledku toho vznikají chelátové organominerální komplexy (především Fe a Al), jejichž mobilita klesá až ve spodní části B horizontu. Horizonty se vyznačují přítomností amorfních složek - humusu, hliníku a železa. V profilu se nacházejí pod A horizontem nebo pod E (eluviálním) horizontem.
- Feralitizace představuje proces intenzivního oxidického zvětrávání, které probíhá v horkém a humidním klimatu a vede k uvolnění křemíku, hliníku i železa. Současně dochází k odnosu bazických kationtů, relativní koncentraci hliníku a železa a tvorbě minerálů kaolinitové skupiny. Tyto minerály jsou zbarvené oxidy železa do červena. U nás se tyto půdy vyskytují pouze lokálně (jako reliktní nebo fosilní půdy).



Luvizem modální, hluboko oglejená, mesobazická

Zdroj: PECHÁČEK A VAVŘÍČEK 2014

Luvizemě jsou půdy, ve kterých je určujícím procesem ilimerizace (posun jílu v půdním profilu). V důsledku toho vzniká v půdě vybělený, eluviální luvický horizont a pod ním iluviální horizont s vyšším obsahem jílovitých částic, které tvoří povlaky na půdních částicích (tzv. argilany).

Ilimerizace představuje podle jedné z teorií především mechanický přesun jílových částic (menších než 0,001 mm) prosakující vodou z horní části do střední části půdního profilu. Proces ilimerizace je ale také podmíněn chemickými vlastnostmi půdy. Jedná se např. slabě až středně kyselé prostředí o pH v rozsahu 6,5-5,5, přítomnost iontů Fe^{3+} , Al^{3+} a přítomnost organických kyselin.

Proces ilimerizace je typický pro půdy listnatých lesů mírného pásu na sybkých, středně těžkých sedimentech nížin (KOZÁK A NĚMEČEK 2009; NĚMEČEK A KOL. 2011).

Iluviace koloidů

- Během ilimerizace migrují jílové minerály a s nimi i oxidy železa a malé množství organických látek v půdním profilu směrem dolů do půdního těla. V hlubších horizontech, v podmínkách prosychání půdního profilu následně dochází k imobilizaci migrujícího jílu. To ve výsledku vede k texturní diferenciaci půdního profilu - na jedné straně vznikají eluviální, tj. jílem ochuzené horizonty a na straně druhé iluviální, tj. jílem obohacené Bt horizonty. Iluviální horizonty se projevují přítomností koloidních povlaků na povrchu strukturních agregátů (vznikají jílové povlaky, tzv. argilany). V důsledku to vede k menší propustnosti půdy.

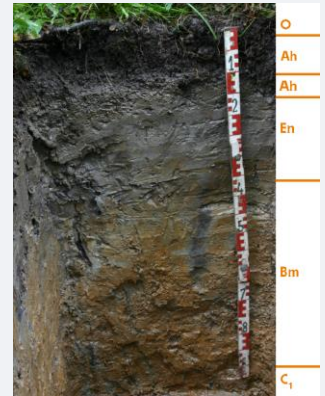
Glejové procesy

Oxidačně-redukční procesy v půdách můžeme rozdělit do dvou skupin. V případě, že jsou vyvolané povrchovými vodami, jedná se o oglejení. Pokud jejich vznik souvisí s podzemními vodami, jedná se o glejovatění.

- K procesu oglejení dochází v podmínkách periodického zamokření svrchních půdních horizontů povrchovou stagnující vodou nebo vodou vázanou v půdním horizontu se sníženou hydraulickou vodivostí. V těchto podmínkách nastává mobilizace, redukce a migrace železa a manganu. Výsledkem je střídání partií ochuzených o železo a mangan (jsou vysvětlené) s okrově až rezivě hnědými (obohacenými). Vzniká tím typické mramorování.
- Glejovatění nebo též typický glejový proces vzniká vlivem stagnující podzemní vody s rozpuštěnými látkami. Dochází k mobilizaci a redukci železa a manganu.

Otázky:

1. Co rozumíte pod pojmem „půdotvorné procesy“? Jaký je rozdíl a vzájemný vztah mezi půdotvornými faktory a půdotvornými procesy? Jaké kategorie půdotvorných procesů rozlišujeme?
2. Charakterizujte půdotvorné mikroprocesy a makroprocesy. V čem se liší?
3. Charakterizujte speciální půdotvorné procesy a ilustруйте na příkladech.
4. Definujte následující pojmy: rubefikace, brunifikace, humifikace, pedoturbace, kambizemní proces, podzolizace, ilimerizace, iluviace koloidů a oglejení. V jakých souvislostech se s těmito pojmy v pedologii setkáváme?
5. Zkoumání půdního profilu se provádí výkopem půdní sondy, avšak ke splnění tohoto úkolu postačí, když se vydáte do míst, kde se realizují výkopové práce anebo do strže či na břeh potoka (zde však možná bude zapotřebí stěnu strže či břeh „zčerstvit“ rýčem). Pozorujte tento „půdní profil“ a pokuste se v něm zachytit a zdokumentovat některý z pedogenetických procesů. O který se jednalo?



Pseudoglej modální
mezobazický (PGma')

Zdroj: PECHÁČEK A VAVŘÍČEK 2014

Oglejení je základním procesem probíhajícím v pseudoglejových půdách.

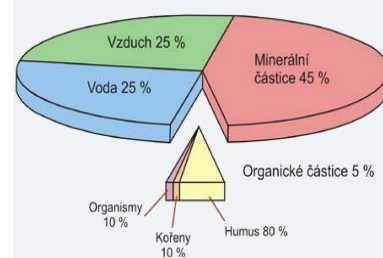
Oglejení je půdotvorný proces na periodicky zamokřených půdách. Při nadbytku vody dochází ke snížení množství kyslíku a tím ke snížení intenzity oxidačních procesů. V půdě se začínají hromadit organické látky. Dvojmocné železo vytváří s hliníkem a kyselinou křemičitou (H_2SiO_4) zelené aluminosilikáty. S fosforem může železo vytvářet modře zbarvené fosfáty a se sírou šedočerně zbarvené sulfidy. Odtud pochází chladně působící zbarvení oglejených půd (šedozelené, zelenomodré).

Při kolísání podzemní vody se do určité části půdního horizontu dostává kyslík, který oxiduje trojmocné železo. V důsledku toho vznikají v půdním těle rezivě skvrnky. Na úrovni podzemní vody se může vytvořit rezivě zbarvená zóna (KOZÁK A NĚMEČEK 2009; NĚMEČEK A KOL. 2011, ZÁDOROVÁ A PENÍŽEK 2020).

8. Minerální složení půd

Půda představuje komplexní otevřený systém, ale vzhledem ke své schopnosti autoregulace vnitřních procesů je zároveň systémem samostatným. Vzhledem k tomu, že se na její stavbě podílejí všechny tři fáze skupenství, říkáme, že je trojfázovým systémem. Mezi pevnou, kapalnou a plynnou složkou v půdě probíhá nepřetržitá výměna molekul a iontů, která je ovlivňována fyzikálními, chemickými a biologickými procesy. Z hlediska základního členění půdy jejími hlavními komponenty jsou: minerální, resp. anorganická složka (kameny, štěrk, písek, prach, jílové částice), organická hmota, resp. živé nebo odumřelé organismy (bakterie, houby, řasy, prvoci, červi, hmyz), půdní voda (přesněji půdní roztok) a plyny (půdní vzduch) (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004; JONES A KOL. 2005; REJŠEK A VÁCHA 2018; PAVLŮ 2018; ŠANTRŮČKOVÁ 2018).

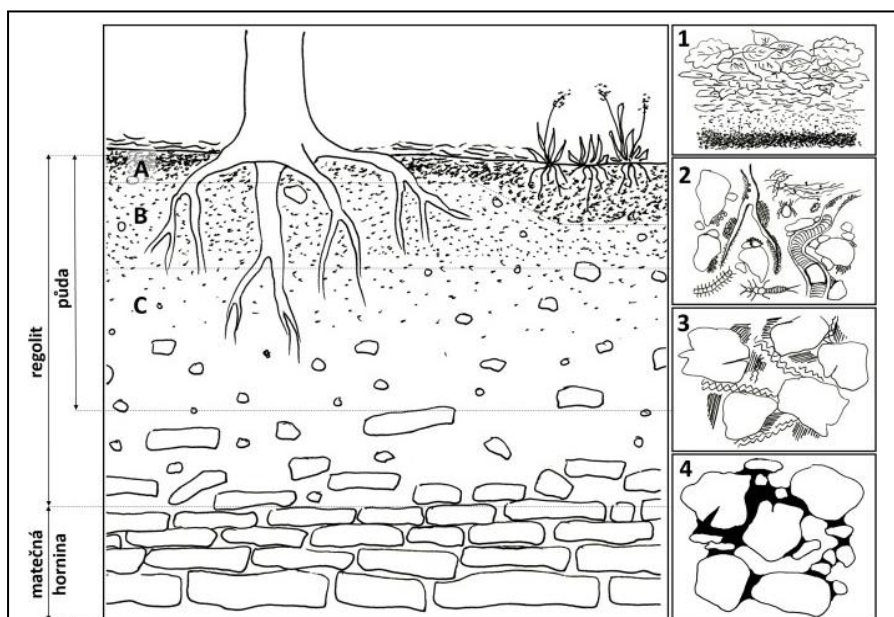
Procentuální zastoupení hlavních komponent půdy ovlivňuje výsledné půdní vlastnosti. Modelově si můžeme představit, že je anorganická a organická složka v půdě zastoupena z 50 %. Zbýlých 50 % připadá na půdní vodu a půdní vzduch (vyplňují půdní póry). Ačkoliv jsou organické látky v půdách obvykle zastoupeny 5 až 8 obj. % (ale pouze 2-3 % hmot.), je jejich vliv na vlastnosti půdy zcela zásadní. Zastoupení půdní vody a půdního vzduchu v pórech je značně proměnlivé. Je jimi určen charakter půd (zda se jedná o půdy vlhké, suché aj.). Pro růst rostlin je optimální poměr půdní vody a půdního vzduchu v pórech 1:1 (CHLAPEK 2004).



Zdroj: PETR-WEB.WZ.CZ

Celkový objem pórů v půdě dosahuje kolem 50 %. Póry jsou vyplněny půdní vodou nebo půdním vzduchem. Tento poměr se mění. Při vysychání nahrazuje vodu vzduch a naopak. Voda i vzduch jsou nezbytné pro rostliny a půdní organismy. Půda, v níž se zmenšuje objem pórů například nesprávným obděláváním, neposkytuje organismům vhodné podmínky pro život (ŠIMEK A KOL. 2015).

51



Zdroj: Pavlů 2018

Půdního profil se základními složkami. Svrchní, biologickou aktivitou pozměněnou a oživenou vrstva zvětralé horniny (regolitu) označujeme jako půdu. 1. odumřelá organická hmota v různém stádiu rozkladu; 2. živá složka půdy zahrnuje kořeny vyšších rostlin a edafon tvořený zástupci různých taxonomických kategorií s rozmanitou velikostí; 3. pevná složka půdy zahrnuje primární i sekundární minerály spolu s organickou hmotou v různých formách; 4. složky půdy dle skupenství (pevná, kapalná a plynná složka) (PAVLŮ 2018).

Organická složka v půdě je kromě živých organismů (fytoedafon a zooedafon) včetně produktů jejich rozkladu zastoupena také produkty jejich metabolismu a různými dalšími organickými látkami.

Minerální (anorganická) složka půd má velký význam. Minerály s organickou složkou významně ovlivňují chemické a fyzikální vlastnosti půd. Minerální složka půd může být v půdách zastoupena krystalickými komponenty (vytvářejí půdní zrna), rozpustnými solemi (geometricky určeny pouze dočasně) a amorfními komponenty (CHLAPEK 2004):

- Krystalické komponenty představují primárními a sekundárními minerály. Sekundární minerály jsou v půdě zastoupeny zejména jílovými minerály, ale také oxidy a hydroxidy železa a hliníku.
- Z rozpustných solí je nejvýznamnější uhličitán vápenatý CaCO_3 . V zasolených půdách chloridy (NaCl , MgCl_2 , CaCl_2). V aridních podmínkách se mohou rozpustné soli vyskytovat také v krystalické formě (solné výkvěty na povrchu půdy).
- Amorfní komponenty (bez pravidelné struktury) jsou nejčastěji hydroxidy železa a hliníku. Mohou se vyskytovat v gelech nebo jako povlaky minerálů. Krystalizace těchto hydroxidů probíhá velmi pomalu, výsledkem krystalizace je například goethit nebo hematit.

Minerální složení výchozích půdotvorných substrátů (zvětralých hornin v podloží půdního profilu) a vzniklých půd je obvykle podobné. Přesto je půdotvorný proces doprovázen vznikem minerálů nových. Například v půdě vznikají tzv. pedogenní minerály (doslova „v půdě vzniklé“), například kalcit nebo sádrovec. Minerály, které můžeme v půdě nalézt a které neprodělaly významnější změny (například křemen, slída nebo živce) označujeme jako tzv. primární minerály. Vyskytují se převážně v písčité a v prachovité půdní frakci. Ostatní minerály, které vznikají při zvětrávání méně odolných minerálů představují tzv. sekundární minerály (jílové minerály, oxidy a hydroxidy železa a hliníku) a jsou zastoupeny především v jílovité půdní frakci (CHLAPEK 2004; ŠIMEK A KOL. 2015).

Během mechanického (fyzikálního) zvětrávání se výchozí horninový materiál rozpadá na drobné úlomky, případně až na jednotlivé minerály, kterými je tvořena. Současně jsou tyto úlomky hornin a minerály ovlivňovány chemickými procesy, které způsobují jejich částečnou nebo kompletní chemickou přeměnu. Chemické změny jsou doprovázeny postupným zmenšováním velikosti částic a vznikem rozpustné fáze, z čehož mohou následně vznikat nové minerály (CHLAPEK 2004).

Minerály se v zóně zvětrávání vyznačují různou odolností vůči zvětrávání. Tato odolnost závisí na výchozím chemickém složení konkrétního minerálu a na jeho krystalové struktuře. Mezi velmi odolné minerály vůči zvětrávání patří křemen, granáty nebo zirkon. Velmi snadno zvětrávají karbonáty, pyroxeny, živce nebo olivín. K dalším přeměnám dochází i u jílových minerálů, které jsou výsledným produktem předchozího zvětrávání. Sled mineralogických přeměn v půdním profilu od povrchu k matečné hornině se nazývá zvětrávací sekvence (CHLAPEK 2004).



Zdroj: GEOCACHING.COM


Vymýváním vápníku ze spraše a jeho následným vyloučením ve větší hloubce vznikají vápenité konkrce, kterým se místně říká „cicváry“ nebo také „sprašová děťátka“. Při jejich vysychání v nich vzniká dutina, ve které se může nacházet uvězněný kamínek, takže cicvár pak chrastí...



Zdroj: GEOLOGYSOURCE.COM

Goethit, chemický $\alpha\text{-Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$, je kosočtverečný minerál železa, který byl pojmenován po J. W. Goethem, který byl nejen básníkem, ale také mineralogem. Goethit vzniká jako výsledek oxidace jiných minerálů železa (sideritu, hematitu, pyritu nebo magnetitu). Obvykle se vyskytuje jako povlak, nebo jako kulovitý či krápníkovitý útvar s paprskovitě jehlicovou až vláknitou strukturou (PETRÁNEK A KOL. 2016).

Nejvýznamnější primární a sekundární minerály v půdách (seřazené podle odolnosti vůči zvětrávání) (podle CHLAPEK 2004):

PRIMÁRNÍ MINERÁLY	SEKUNDÁRNÍ MINERÁLY	ODOLNOST VŮČI ZVĚTRÁVÁNÍ
křemen SiO_2 muskovit $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$ mikroklin KAlSi_3O_8 ortoklas KAlSi_3O_8 biotit $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{Al},\text{Fe})\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$ albit $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ amfibol $\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe})_4\text{Al}(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})_2$ augit $\text{Ca}_2(\text{Al},\text{Fe})_4(\text{Mg},\text{Fe})_4\text{Si}_6\text{O}_{24}$ anortit $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ olivín $(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{SiO}_4$	goethit FeOOH hematit Fe_2O_3 gibbsit $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ jílové minerály (alumosilikáty) dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ kalcit CaCO_3 sádrovec CaSO_4	velká odolnost  malá odolnost

53

PRIMÁRNÍ MINERÁLY

Primární minerály, podílející se na stavbě magmatických hornin, zůstávají beze změny i při přechodu těchto hornin v jiné. Primární minerály tak představují původní zbytky magmatických hornin, přičemž jsou chemicky téměř nedotčené a fyzikálními procesy pouze částečně rozrušené. Představují hlavní zásobárnu minerálních živin pro rostliny. Do fyzikálně – chemických procesů probíhající v půdě zasahují jen omezeně. Je to dáno tím, že mají poměrně značnou velikost zrn a tím malý specifický povrch. Vyskytují se především v písčité frakci půd. K nejdůležitějším primárním minerálům patří křemen, živce, pyroxeny, amfiboly nebo slídy (FOTH 1990; VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004; AGRIMOON 2016).

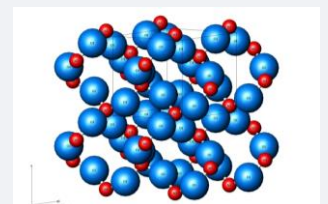
Křemen (SiO_2) patřící mezi oxidy, je nejrozšířenějším minerálem zemské kůry. Může nabývat různé krystalové tvary. Je složený z tetraedrů (tetraedricky koordinovaných skupin $[\text{SiO}_4]^{-4}$). Jednotlivé tetraedry jsou navzájem spojeny na vrcholech pomocí můstkových kyslíků. Každý tetraedr je tak spojen se čtyřmi sousedními tetraedry. Tetraedry jsou v prostoru navzájem pospojovány do šroubovic a vytvářejí tak velmi pevnou a stabilní síť (CHLAPEK 2004; ŠIMEK A KOL. 2015).

Křemen tvoří největší podíl písčité a prachové frakce. Krystalová mřížka křemene předurčuje i jeho chemickou inertnost (je odolný vůči kyselinám kromě kyseliny fluorovodíkové) a vysoký stupeň tvrdosti (7). U většiny zvětrávacích procesů je typickým reziduálním (zbytkovým) materiálem.

Živce jsou na rozdíl od křemene dokonale štěpné.

Ortoklas (draselné živce; řada sanidin – mikroklin) se od plagioklasů (sodnovápenaté živce; albit nebo anortit) většinou nedá pouhým okem rozeznat.

Různě zbarvené odrůdy křemene mají vlastní jména (růženin - růžový, ametyst - fialový, záhněda - hnědá, citrín - žlutý, mléčný křemen - bílý, křišťál - bezbarvý aj.).



Tetraedry křemíku (červené kuličky) jsou uspořádány do pravotočivých šroubovic.

Živce jsou jedny z nejrozšířenějších primárních minerálů. Patří mezi tektosilikáty (alumosilikáty). Jádra v tetraedrech jsou obsazována ionty Si^{+4} a Al^{+3} . Jednotlivé tetraedry jsou spojeny výhradně pomocí společných rohových kyslíkových atomů a tvoří souvislý skelet s obsahem dutin, ve kterých jsou přítomné kompenzační kationty (např. Na^+ , K^+ , Ca^{+2}), které kompenzují přebytek záporného náboje vzniklého náhradou (izomorfní záměnou) Si^{+4} za Al^{+3} . Pro klasifikaci jednotlivých živců má význam především druh kationtu, který je obsažen v dutinách a také pravidelnost s jakou jsou rozloženy ionty Si^{+4} a Al^{+3} ve skeletu (CHLAPEK 2004):

- draselný živec (KAlSi_3O_8): ortoklas, mikroklin, sanidin; v horninách se jen vzácně vyskytují v čisté formě, nejčastěji obsahují příměs sodíku a železa, což ve výsledku vede k červenému zbarvení většiny ortoklasů;
- sodný živec ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$): albit;
- vápenatý živec ($\text{CaAlSi}_2\text{O}_8$): anortit.

V řadě mezi albitem a anortitem se vyskytují plagioklas (sodnovápenaté živce) u nichž s klesajícím podílem albitu (respektive se stoupajícím podílem anortitu) stoupá obsah Ca a klesá obsah Na a Si: oligoklas, andesin, labradorit a bytownit. Mají světlé zbarvení (CHLAPEK 2004).

Pyroxeny patří mezi tzv. inosilikáty s jednoduchým řetězcem tetraedrů. Obsahují tmavé minerály (Mg, Fe a Ca). Nejvýznamnějším zástupcem pyroxenů je augit a příbuzné minerály, jako je enstatit a diopsid.

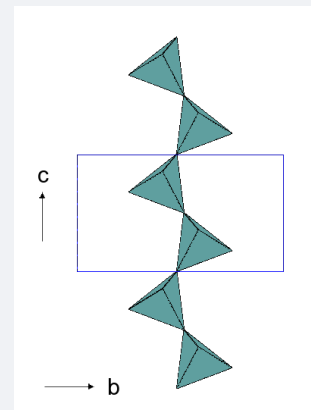
Amfiboly jsou inosilikáty s dvojitým řetězcem tetraedrů. Obsahují tmavé minerály (Mg, Fe a Al). K zástupcům patří amfibolit, tremolit nebo actinolit.

Slídy jsou velmi rozšířené alumosilikáty, dokonale štěpné na tenké destičky. Nejznámějšími zástupci jsou světlý muskovit a tmavý biotit. Z dalších primárních minerálů je možné zmínit **olivín**, který je hojně zastoupený v bazických horninách. Významnými primárními minerály jsou také **těžké minerály** jako je apatit, magnetit, zirkon nebo turmalín. Primárními **minerály metamorfovaného původu** jsou například sericit, serpentín, chlorit, mastek, granát, andalusit, epidot a grafit.

SEKUNDÁRNÍ MINERÁLY

V sedimentech se lze běžně setkat s minerály, které vznikly během zvětrávání jako minerály nové. Označujeme je jako sekundární minerály. K nejrozšířenějším patří (CHLAPEK 2004; AGRIMOON 2016):

- sekundární křemen a opál,
- karbonáty (významným způsobem ovlivňují pufrací schopnost půdy): uhličitán vápenatý (CaCO_3) vystupující jako kalcit, méně často jako aragonit; uhličitán hořečnatý (MgCO_3) vystupující jako dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, vzácněji jako magnesit; nebo také siderit FeCO_3 ,
- sádrovec ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$),
- oxidy a hydroxidy železa a hliníku jako je například goethit $\text{FeO}(\text{OH})$, gibbsit $\text{Al}(\text{OH})_3$ nebo hematit Fe_2O_3 ,
- nejvýznamnější skupinou sekundárních minerálů jsou **jílové minerály**.



Zdroj: WIKIMEDIA COMMONS

Pyroxeny jsou tvořeny tetraedry SiO_4 spojenými do linií. Je pro ně charakteristická téměř dokonalá štěpnost podle hranolu v úhlu $87,5^\circ$, což se využívá při makroskopickém i mikroskopickém poznávání hornin. Jedná se o důležité horninotvorné nerosty, především ve vyvěřelých horninách (PETRÁNEK A KOL. 2016).



Zdroj: ARMILLAS.CZ

Jadeit s chemickým vzorcem $\text{Na}(\text{AlFe}^{3+})(\text{Si}_2\text{O}_6)$ je zástupcem silikátů ze skupiny pyroxenů. Název minerálu pochází ze španělských slov „piedra de ijada“, který znamenal ledvinový kámen či bederní kámen pro své údajné léčivé schopnosti. Španěle se s tímto minerálem začali setkávat na výbojných cestách do oblastí Střední Ameriky. Později byl název zkrácen na jade, ze kterého vznikl jadeit – název, který je používán od roku 1863 (Wikimedia Commons).

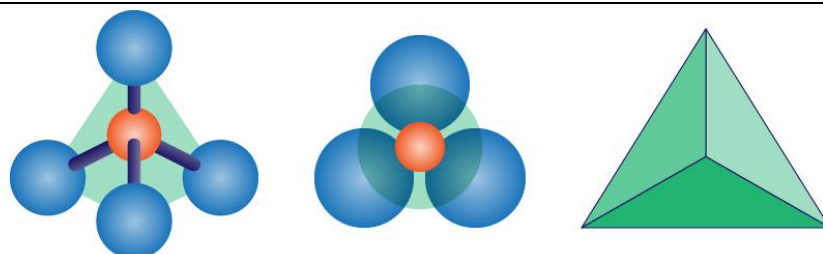
SEKUNDÁRNÍ MINERÁLY: JÍLOVÉ MINERÁLY

Jílové minerály patří z hlediska mineralogické klasifikace do skupiny silikátů (fylosilikáty). Společně s organickou složkou jsou nejdůležitější součástí půd. Jejich význam spočívá v jejich specifických vlastnostech, ke kterým patří velký měrný povrch zrn jílových minerálů, schopnost iontové výměny a adsorpce a schopnost retence vody v půdách (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004; ŠIMEK A KOL. 2015; AGRIMOON 2016).

Měrný povrch u jílových minerálů dosahuje běžně přibližně 250 m²/g, v některých případech až 800 m²/g. Velký měrný povrch částic jílových minerálů odpovídá velmi malé velikosti jejich krystalů, která je běžně menší než 1 μm. Velký měrný povrch částic poskytuje velký reakční povrch pro adsorpční reakce. Některé jílové minerály mají specifickou schopnost, díky které jsou schopny poskytnout nejen vnější povrch svých krystalů, ale také povrchy uvnitř krystalů. Jsou totiž tvořeny vzájemně velmi slabě vázanými vrstvami, mezi které mají některé typy molekul neomezený přístup. Vzhledem k jedinečnosti jílových minerálů a jejich významu v půdách, se jim budeme věnovat podrobněji (CHLAPEK 2004).

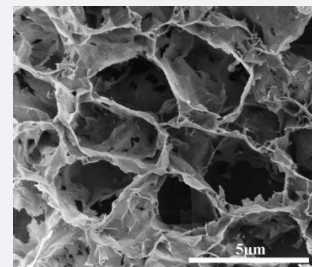
Strukturní uspořádání silikátů

Pro silikáty je rozhodující vzájemné uspořádání a způsob napojení aniontových skupin. Všechny silikáty i jílové minerály obsahují aniontovou skupinu [SiO₄]⁻⁴, která je za všech podmínek stabilní, a ani v roztoku neexistují samostatné ionty Si⁺⁴. Aniontová skupina [SiO₄]⁻⁴ má podobu koordinačního tetraedru, kde centrální atom Si je těsně obklopen čtyřmi atomy kyslíku. Vazby Si – O v křemičitanech jsou zhruba z poloviny iontové a z poloviny kovalentní. Křemíkové jádro v dutině tetraedru má menší poloměr než vrcholové ionty. Ve strukturách silikátů může být část aniontových skupin [SiO₄]⁻⁴ nahrazena skupinami [AlO₄]⁻⁵ (alumosilikáty). Hliník má totiž podobný atomový poloměr jako křemík, proto se tyto prvky izomorfne zastupují, kdy skupiny [AlO₄]⁻⁵ vykazují stejné prostorové uspořádání (tetraedr s atomem Al ve středu). Tetraedry obsahující Al jsou však poněkud větší než tetraedry s obsahem Si (cca o 10 %). Poněkud rozdílná velikost tetraedrů s obsahem Si a Al (rozdílná délka vazeb Si-O a Al-O) ovlivňuje výslednou symetrii (CHLAPEK 2004; KUTÍLEK 2012; ŠIMEK A KOL. 2015).



Zdroj: GUALTIERIA KOL. 2019

Tři různé způsoby, jak je možné zobrazit tetraedr (čtyřstěn) křemene: a) vlevo zobrazení pomocí koulí a spojek - křemíkový kationt v oranžové barvě obklopený čtyřmi kyslíkovými anionty (modře); b) uprostřed model s vyplněným prostorem a c) vpravo geometrické zobrazení (GEOLOGIE.VSB.CZ).



Zdroj: BHUIYAN A HEDLUND 2016

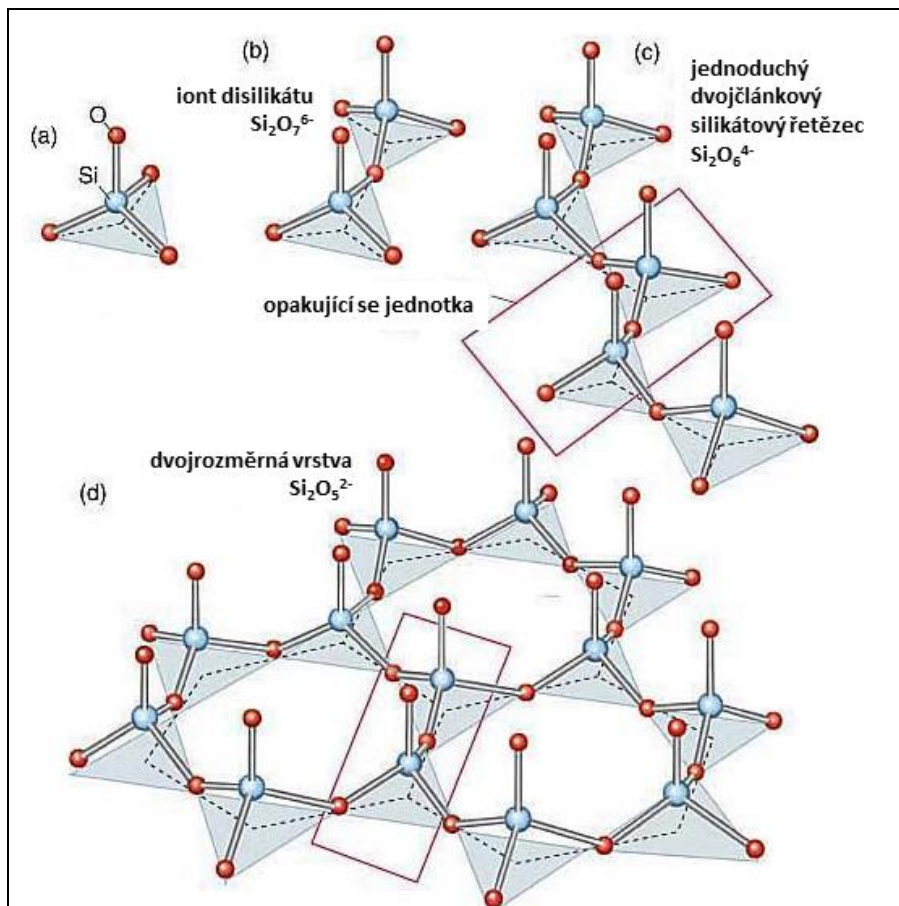
Montmorillonit je minerál patřící k jílovým minerálům. Je součástí skupiny smektitu, která představuje jednu z nejdůležitějších skupin fylosilikátů. Jsou součástí prachu zvířeného ve vzduchu, součástí půd a horninotvorným minerálem (PETRÁNEK A KOL. 2016).

Jílové minerály (a k nim přiřazované slídy) jsou značně specifickou skupinou minerálů. Specifikum spočívá především ve velmi podobných rysech uspořádání atomů ve strukturách těchto minerálů. Velká řada vlastností minerálů této skupiny je způsobována nebo výrazně ovlivňována právě strukturálním uspořádáním, a proto je potřeba strukturální uspořádání jílových minerálů znát.

Platónské těleso je v geometrii pravidelný konvexní mnohostěn v prostoru (z každého vrcholu vychází stejný počet hran a všechny stěny tvoří shodné pravidelné mnohoúhelníky). Platónských těles je pět: čtyřstěn, krychle, osmistěn, dvanáctistěn a dvacetistěn. Nazývají se podle filozofa Platóna (427–347 př. n. l.), který krychli, osmistěn, čtyřstěn a dvacetistěn považoval za představitele čtyř základních živů (země, vzduch, oheň a voda). Dvanáctistěn byl představitelem jsoucna (všeho, co existuje) (Wikimedia Common).

Pro klasifikaci silikátů má rozhodující význam spojování jednotlivých tetraedrů $[(\text{Si,Al})\text{O}_4]$ do vyšších strukturních jednotek.

Tetraedry se mohou vzájemně spojovat pouze pomocí společných vrcholových (můstkových) atomů kyslíků, přičemž dva tetraedry mohou mít společný pouze jeden atom kyslíku. Jednotlivé tetraedry nebo jejich skupiny jsou ve struktuře silikátů oddělovány pomocí jiných koordinačních polyedrů, nejčastěji jsou to oktaedry s obsahem Fe, Mg, Ca nebo Na.



Zdroj: kolegite.com

Silikátové struktury jsou reprezentovány jako čtyřstěny spojené dohromady prostřednictvím jejich vrcholů. Každý čtyřstěn představuje jednotku SiO_4 , jak je znázorněno na obrázku (a).

Čtyřstěny jsou spojeny prostřednictvím sdíleného atomu kyslíku - obrázek (b) znázorňuje disilikátový iont, $\text{Si}_2\text{O}_7^{6-}$.

Obrázek (c) znázorňuje nekonečný jednoduchý dvojlánkový silikátový řetězec. Každý čtyřstěn je spojen se dvěma dalšími. V rámečku je zobrazena opakující se jednotka řetězce, která je podobná jednotkové buňce pevných látek – na řetězec lze pohlížet jako na nekonečné množství opakujících se jednotek položených vedle sebe. Opakující se jednotka má vzorec $\text{Si}_2\text{O}_6^{4-}$ nebo jako nejjednodušší vzorec SiO_3^{2-} .

Obrázek (d) znázorňuje dvourozměrnou vrstevnou strukturu. Každý čtyřstěn je spojen se třemi dalšími. Opakující se jednotka vrstvy má vzorec $\text{Si}_2\text{O}_5^{2-}$ (GEOLOGIE.VSB.CZ).

Vzhledem k vysoké symetrii se platónská tělesa objevují běžně v současné krystalografii, krystalochemii a molekulární fyzice a chemii. Řada tvarů krystalů s vysokou symetrií krystalové mřížky nabývá forem platónských těles (např. krystaly běžné kuchyňské soli mají tvar krychle, u sfaleritu někdy tvar čtyřstěnu apod.). Také symetrické molekuly mají tvar těchto těles. Methan má čtyři atomy vodíku ve vrcholech pravidelného čtyřstěnu s uhlíkovým atomem v jeho těžišti, molekula fluoridu sírového má tvar pravidelného osmistěnu atp. Pravidelné mnohostěny existují i ve vyšších dimenzích (Wikimedia Common).

Podle vzájemného propojování tetraedricky koordinovaných skupin $[\text{SiO}_4]^{-4}$ a $[\text{AlO}_4]^{-5}$ se silikáty dělí na:

- nesosilikáty (silikáty s izolovanými tetraedry);
- sorosilikáty (silikáty se skupinami dvou nebo vzácně tří tetraedrů);
- cyklosilikáty (silikáty s kruhovitě uspořádanými skupinami tetraedrů);
- inosilikáty (silikáty s obsahem nekonečných řetězců tetraedrů);
- fylosilikáty (silikáty s vrstvami spojených tetraedrů);
- tektosilikáty (silikáty s prostorovým spojením tetraedrů).

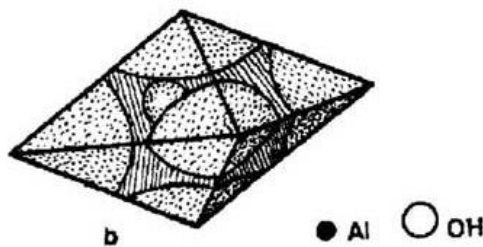
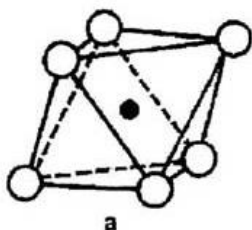
Struktura fylosilikátů s ohledem na jílové minerály

Struktura fylosilikátů (vrstevních silikátů, „fyllos“ = list) je, jak již samotné objasnění názvu napovídá, výrazně vrstevnatá. Základem jsou vrstvy (přesněji vrstevné sítě) tvořené tetraedricky koordinovanými atomy Si^{+4} a Al^{+3} a oktaedricky koordinovanými atomy (ionty) Mg^{+2} , Fe^{+2} , Fe^{+3} , Al^{+3} , případně Na^+ , K^+ a Li^+ . Tyto dva typy sítí jsou propojeny (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004; KUTÍLEK 2012; AGRIMOON 2016).

Vrstvy tetraedrů. Každý z tetraedrů se třemi vrcholy ležícími v rovině (vrcholovými atomy kyslíku) se spojuje se třemi okolními tetraedry. Zbývající čtvrtý vrcholový atom kyslíku směřuje do prostoru a slouží k vazbě na vrstvu oktaedrů. Vrstva tetraedrů je vytvořena vzájemným spojením šestičtých kruhů tetraedrů (jiné uspořádání je velice vzácné). Z důvodu částečné substituce Si-Al vzniká v tetraedrické vrstvě permanentní náboj, který je eliminován přítomností dodatečných kationtů vně tetraedrické vrstvy (CHLAPEK 2004).

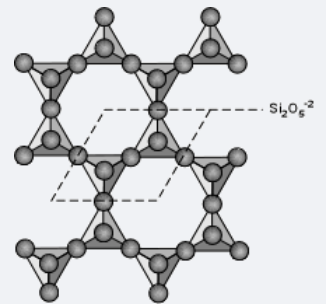
Vrstvy oktaedrů. Oktaedrickou vrstvu představují dvě vrstvy atomů kyslíku ležící na sobě a vytvářející nejtěsnější možné hexagonální uspořádání. V dutinách takto vzniklé vrstvy se vyskytují kationty Mg^{+2} , Fe^{+2} , Fe^{+3} a Al^{+3} , případně také Na^+ , K^+ a Li^+ . Oktaedricky koordinované kationty ve struktuře fylosilikátů obvykle vytvářejí vrstvy (vzácněji vrstevné pruhy). Na rozdíl od spojování tetraedrů do tetraedrické vrstvy se oktaedry spojují ve strukturách fylosilikátů výhradně pomocí společných hran (pomocí dvou společných a vedle sebe ležících atomů kyslíku) (CHLAPEK 2004).

57



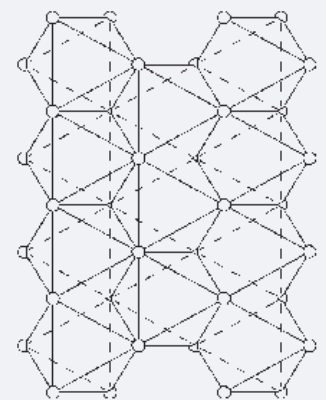
Zdroj: ŠANDA A DOSTÁL 2010

Schéma uspořádání hlinitohydroxylových oktaedrů: (a) vazba Al s OH ionty, (b) hlinitohydroxylový oktaedr (GEOLOGIE.VSB.CZ).



Zdroj: JIRASKOVA A KOL. 2018

Křemíkové tetraedry v šestiúhelníkové síti.



Zdroj: JIRASKOVA A KOL. 2018

Vrstva oktaedrů.

Vzájemné spojení tetraedrických a oktaedrických vrstev

Jednotlivé tetraedrické a oktaedrické vrstvy většinou nejsou ve strukturách fylosilikátů uloženy samostatně, ale jsou spolu propojeny. K propojení slouží volné atomy kyslíku tetraedrické vrstvy. Tetraedrické a oktaedrické vrstvy jsou spojeny pomocí společných atomů kyslíku. K oktaedrické vrstvě může být navázána jedna nebo dvě vrstvy tetraedrů (CHLAPEK 2004; KUTÍLEK 2012; AGRIMOON 2016).

Pokud je k oktaedrické vrstvě navázána pouze jedna vrstva tetraedrů a druhá strana oktaedrické vrstvy obsahuje pouze hydroxylové skupiny, pak strukturu nazýváme jako strukturu typu 1:1 (dvojrstevná struktura).

Pokud jsou k oktaedrické vrstvě navázány vrstvy tetraedrů z obou stran, jedná se o strukturu typu 2:1 (trojvrstevná struktura). Oktaedrická vrstva s navázanými vrstvami tetraedrů je základní strukturní součástí fylosilikátů (CHLAPEK 2004).

Mezivrstevní prostor

Jednotlivé dvojrstvy nebo trojrstvy nejsou ve strukturách fylosilikátů vzájemně vázány silnou chemickou vazbou, ale jsou uloženy víceméně volně (vytvářejí se slabé vodíkové vazby, případně se jedná o vazby Van der Waalovy). V mezivrstevním prostoru, který odděluje jednotlivé vrstvy, se mohou vyskytovat různé vyměnitelné kationty a molekuly vody (CHLAPEK 2004).

Kationty jsou zejména v místech, kde v mezivrstevním prostoru přiléhají hexagonální dutiny v tetraedrických vrstvách. Funkce vyměnitelných kationtů spočívá v kompenzaci záporného náboje, který vzniká ve vrstvách tetraedrů z důvodu substituce křemíku hliníkem, ale i z jiných důvodů. Vzájemná vyměnitelnost kationtů je závislá na typu kationtu a probíhá na základě koncentračního gradientu (kationt v mezivrstevním prostoru je nahrazován kationtem v roztoku).

Pokud se vyschlé jílové minerály dostanou do styku s vodou, budou se adsorbované kationty z jílových minerálů uvolňovat a spolu s kapalnou fází rovnoměrně rozdělovat. K snadno vyměnitelným kationtům patří zejména ionty Na^+ , Mg^{+2} a Ca^{+2} , případně Li^+ . Naproti tomu K^+ a NH_4^+ jsou prakticky nevyměnitelné (CHLAPEK 2004).

S mezivrstevním prostorem u jílových minerálů je z mineralogického hlediska spojena jedna z významných strukturních komplikací. Jedná se o vznik smíšených struktur. Jedná se o to, že v rámci jednoho krystalu jílového minerálu velmi často dochází k tomu, že jednotlivé mezivrstevní prostory mohou obsahovat různé vyměnitelné kationty.

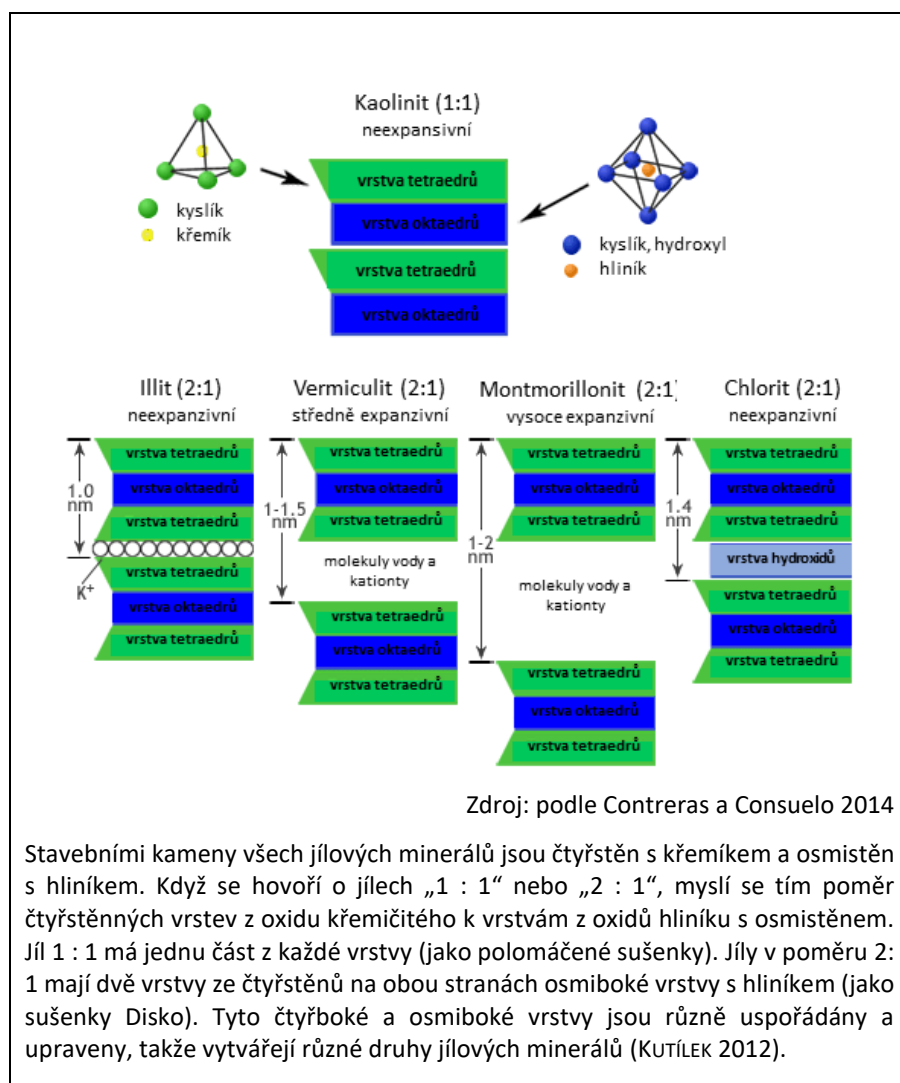
V důsledku toho, jak se mění složení krystalu podle jedné z jeho os, mění se nejen název minerálu, ale zejména jeho vlastnosti. Existují také smíšené struktury jílových minerálů vznikající střídáním strukturního typu 1:1 a 2:1 v rámci jednoho a téhož krystalu.

V důsledku toho existuje mnoho různých druhů jílových minerálů, každý s jedinečnými chemickými a fyzikálními vlastnostmi.

Van der Waalovy síly jsou přitažlivé a odpuzivé interakce (síly) mezi molekulami. Existují tři typy:

- Coulombická síla způsobená polaritou molekul.
- Indukční síla potřebuje ke svému vzniku trvale polarizovanou molekulu, která polarizuje ostatní polární i nepolární molekuly.
- Disperzní síla vzniká i v nepolárních molekulách, které neobsahují stálé dipóly a jejichž vazby nejsou polarizované.

Ty vyplývají ze struktury, ale přitom téměř všechny jíly obsahují pouze dvě základní složky, které se vyskytují v různých uspořádáních.



59

Klasifikace jílových minerálů

Pro klasifikaci jílových minerálů se využívá vzájemné postavení tetraedrických a oktaedrických elementárních vrstev (typ kladu vrstev 1:1 a 2:1), a dále také typ oktaedrické vrstvy (jestli se jedná o dioktaedrickou nebo trioktaedrickou) (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004; KUTÍLEK 2012).

V půdách se běžně nesetkáváme se všemi jílovými minerály, kterých je dnes známo přes 40, protože některé z nich jsou velmi vzácné.

V půdách mají rozhodující význam minerály ze skupiny kaolinitu (především samotný kaolinit), dále jílové minerály ze skupiny montmorillonitu a illitu. Všechny tyto uvedené minerály jsou běžnou součástí většiny půd.

Z dalších minerálů jsou z pedologického hlediska významné některé minerály ze skupiny chlorititu, vermikulity a minerály ze skupiny serpentinu.

Skupina serpentinu (z latinského „serpens“ — had.) je skupina horninotvorných hydratovaných Fe-Mg fylosilikátových minerálů krystalizujících v monoklinické nebo romboické soustavě...

Patří mezi ně například antigorit, chryzotil nebo lizardit. Vznikají alterací bazických a ultrabazických hornin serpentinizací.

Serpentinizace je hydrotermální proces, při kterém se na hořčík bohaté silikáty, hlavně olivín a Mg-pyroxeny, mění na serpentínové minerály.

Obecný vzorec těchto minerálů je $(Mg, Fe)_3Si_2O_5(OH)_4$; kromě zmíněných prvků obsahují i Cr, Mn, Co a Ni. Tyto minerály vytvářejí horninu serpentinit.

Minerály této skupiny jsou obvykle tmavozelené nebo žlutozelené až šedé barvy. Mají mastný nebo hedvábný lesk a na dotek působí tak, jakoby měly namydlený povrch (Wikimedia Commons).

Chlority, serpentinové minerály a vermikulit mají větší význam u těch půd, které vznikaly na substrátech s obsahem serpentinitu nebo chloritických břidlic, anebo s obsahem tmavých minerálů, jako je amfibol nebo biotit, které jsou výchozím materiálem těchto minerálů během zvětrávání.

Skupina kaolinitu

Minerály skupiny kaolinitu mají jednoduchou strukturu. Je tvořena dvojrstvami křemíkových tetraedrů a hliníkových oktaedrů. K substitucím s křemíkem v tetraedrech nedochází. Pevná a stálá vzájemná poloha dvojrstev, která je typická pro minerály kaolinitické skupiny, je způsobena vodíkem vázaným na vrcholový kyslík tetraedrů, což vede k velmi pevné vazbě jednotlivých dvojrstev (je tedy podmíněna vlivem vodíkového můstku) (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004).

Výměna kationtů se u jílových minerálů skupiny kaolinitu vzhledem k výše popsaným vlastnostem téměř nevyskytuje. Na povrchu dvojrstev neexistují nenasycené valence a adsorpce výměnných kationtů může nastávat pouze na přerušovaných vazbách křemíkových vrstviček, kde potom výměnné kationty kompenzují nenasycené vazby.

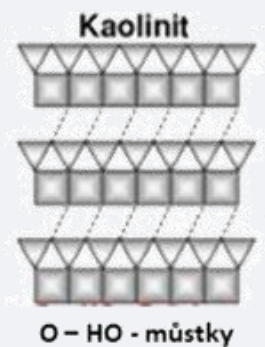
Z uvedených skutečností vyplývají základní vlastnosti minerálů této skupiny: malý specifický povrch (15 m²/g) a nízká sorpční kapacita (3 – 15 mekv/100g). Pro velmi nepatrné a stabilní vzdálenosti mezi dvojrstvami nemůže relativně velká molekula vody vnikat do mezivrstevních prostor. V důsledku toho kaolinity nemohou bobtnat (CHLAPEK 2004).

Kromě minerálu kaolinitu existují další dva minerály, dickit a nakrit, které mají stejný chemismus, ale nepatrně se odlišují ve struktuře. Další z jílových minerálů, halloysit, obsahuje na rozdíl od kaolinitu v mezivrstevním prostoru molekuly vody. V důsledku toho nemá tak stálou vazbu mezi dvojrstvami jako je tomu u kaolinitu.

Kaolinit (Al₄Si₄O₁₀(OH)₈) je nejrozšířenějším jílovým minerálem. Je bílý a vytváří obvykle velmi měkké, zemité agregáty. Poměrně vzácně může vytvářet makroskopicky pozorovatelné krystaly.

V přírodě je vznik kaolinitu a také ostatních jemu blízkých minerálů spojen s velmi intenzivním chemickým zvětráváním silikátů, a to především živců, které je doprovázeno silným vyluhováním. Velmi důležitým faktorem pro vznik kaolinitu (na úkor ostatních jílových minerálů) je také kyselá reakce prostředí při zvětrávání. Kaolinit vytváří rozsáhlá těžitelná ložiska. Do půd jsou většinou minerály ze skupiny kaolinitu transportovány spolu se zvětralým matečným substrátem. Kaolinit ale vzniká také pedogenně.

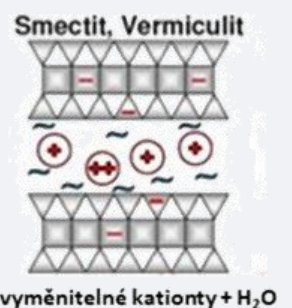
Vysoký obsah kaolinitu v půdách působí nepříznivě na jejich kvalitu. Souvisí to jednak s velmi malou iontovýměnnou a adsorpční kapacitou, ale také s tím, že v kyselém prostředí není také schopen udržovat acidobazickou reakci na požadované hladině (nemá pufrací kapacitu v oblasti pH nad 4.5) (CHLAPEK 2004).



Zdroj: QUIZLET.COM/ BODENKUNDE

Kationtová výměnná kapacita (CEC – cation exchange capacity) udává počet kationtů (v meq/100 g), které lze uvolnit ze sorpčních míst. Měří se jako množství amonného iontu, které lze navázat na půdu při interakci s 1 M roztokem octanu amonného při pH 7.

Hodnota pH vody souvisí s poměrem kladně nabitých vodíkových iontů [H⁺] a záporně nabitých hydroxylových iontů [OH⁻]. Pokud má voda stejnou koncentraci iontů H⁺ a OH⁻ iontů, je neutrální (pH = 7). Pokud má voda vyšší koncentraci iontů H⁺, je kyselá (pH < 7). Pokud má voda vyšší koncentraci iontů OH⁻, je alkalická (pH > 7). Stupnice pH je logaritmickou stupnicí (když se pH zvýší nebo sníží o jednu jednotku, změní se koncentrace iontů H⁺ desetkrát). Například roztok s pH 8 je 10 x zásaditější než roztok s pH 7. Roztok s pH 9 je 100x zásaditější než roztok s pH 7.



Skupina montmorillonitu (respektive smektitu)

Struktura minerálů této skupiny se skládá ze dvou vrstev tetraedrů (Si) a mezilehlé vrstvy oktaedrů s hliníkem (případně s Fe a Mg). Vrcholy tetraedrů směřují do střední oktaedrové vrstvy (proti sobě). Krystaly těchto minerálů jsou podstatně menší, než je velikost kaolinitů (mají rozměr jedné až několika málo trojvrstev) a především jsou základní trojvrstvi na sobě uložena volně (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004).

Chemismus smektitů je vzhledem k intenzivnímu zastupování iontů značně proměnlivý. V tetraedrech jsou ionty Si^{4+} zastupovány ionty Al^{3+} , v oktaedrech dochází k výměně iontů Al^{3+} za ionty Mg^{2+} , Fe^{3+} a Fe^{2+} . V důsledku toho se na povrchu základních trojvrstev objevují volné valence, čímž přestávají být elektricky neutrální. Volné valence poutají v mezivrstevních prostorech výměnné báze, nejčastěji Ca^{2+} a Na^+ . V mezivrstevním prostoru jsou uloženy vedle vyměnitelných kationtů také molekuly vody (CHLAPEK 2004).

Vzhledem k výše uvedeným skutečnostem vyplývají velmi příznivé půdní vlastnosti montmorillonitů: Velký specifický povrch (až $800 \text{ m}^2/\text{g}$), na kterém se z 80 % podílí vnitřní povrch mezi jednotlivými souvrstvími, a vysoká sorpční kapacita ($80 - 150 \text{ meq}/100\text{g}$). Vzhledem k volnému uložení trojvrstev a s tím spojeného poutání vody mohou minerály této skupiny bobtnat.

61

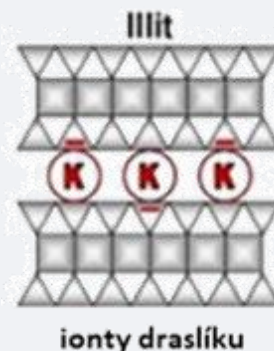
Vedle minerálu montmorillonitu se v půdě nejčastěji vyskytuje minerál s vyšším obsahem hliníku (beidellit), s vyšším obsahem železa (nontronit) a další minerály této skupiny (například saponit nebo saukonit).

Montmorillonity mají podobu bílé nebo v závislosti na příměsi různě zbarvené jemnozrnné hmoty (pod $1 \mu\text{m}$), která je za mokra plastická. Jílové minerály této skupiny se v přírodě vyskytují poměrně často. Představují běžnou součást hlavně mladých sedimentárních jílovitých hornin, u kterých neproběhla silná diagenese. Při diagenetických procesech spojených pohřbením sedimentů ve velkých hloubkách probíhá přeměna montmorillonitu na illit. Ložiska montmorillonitu vznikla zejména při rozkladu materiálu s obsahem vulkanického skla (tuřů, tuřitů) ve vodním prostředí (CHLAPEK 2004).

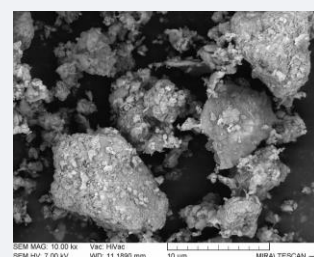
Vliv minerálů skupiny montmorillonitu na vlastnosti půd je proměnlivý podle jeho podílu v půdách. Půdy s vysokým obsahem montmorillonitu jsou slabě úrodné, a to hlavně z důvodu silného zamokření a nepříznivých mechanických vlastností. Naopak nižší obsah jílových minerálů ze skupiny montmorillonitu může z důvodů vysoké iontovýměnné a adsorpční kapacity a vázání vody, kvalitu půd také výrazně zlepšovat.

Skupina illitu

Základní trojvrstva je stejná jako u montmorillonitu, ale jejich odlišnost je ve výrazné substituci Si za Al ve vrstvách křemíkových tetraedrů ($1/6 \text{ Si}$ je nahrazena Al). U jílových minerálů skupiny montmorillonitu dochází zastupování hliníku křemíkem ve vrstvě oktaedrů. Krystalická skupina i chemismus minerálů této skupiny je podobný slídlám (CHLAPEK 2004).



Zdroj: QUIZLET.COM/BODENKUNDE



ZDROJ: BAJARE A BUMANIS 2014

Illit vzniká větráním alumosilikátů v alkalickém prostředí. Oproti muskovitu obsahuje méně draslíku, zato obsahuje více vody, která je vázána v mezivrstevní oblasti ve formě hydroxoniových iontů.

Illit byl pojmenován podle státu Illinois, kde byl prvně popsán roku 1937 v jílových břidlicích z Calhoun County. Původně byl název illit používán pro celou skupinu jílových minerálů nebo hydromuskovity v různých stupních přeměny a rozměry částic obvyklými u jílových minerálů.

Vyskytuje se v jílových břidlicích, v jílech a půdách spolu s kaolinitem a montmorillonitem (Wikimedia Commons).

Výměna kationtů obvykle probíhá na přerušených vazbách s nenasycenými valencemi (v mezivrstevních prostorech jen velmi omezeně). Náboj tetraedrických vrstev je vyrovnáván přítomností iontů K^+ v mezivrstevním prostoru. Ionty K^+ nejsou schopné hydratace a mají velikost, která velmi dobře vyhovuje rozměrům mezivrstevního prostoru.

Z výše uvedených důvodů je vazba K^+ poměrně velmi silná a draslíkové ionty nejsou vyměnitelné. Z tohoto důvodu nemůže do mezivrstevních prostor tak snadno vnikat voda a způsobovat bobtnání.

Velikost specifického povrchu jílových minerálů ze skupiny illitu i jejich sorpční kapacita (10 – 40 meq/100g) se pohybuje mezi hodnotami jílových minerálů ze skupiny kaolinitu a montmorillonitu. Na celkovém specifickém povrchu se vnitřní povrch podílí přibližně až z 50 % (závisí na druhu výměnných kationtů a na intenzitě vytěsnění kationtu K^+ z mezivrstevního prostoru (CHLAPEK 2004).

Kromě minerálu illitu do této skupiny patří například pyrofylyt, hydromuskovit, glaukonit, vermikulit, ale také muskovit a biotit (slídy se v půdě vyskytují jako úlomky).

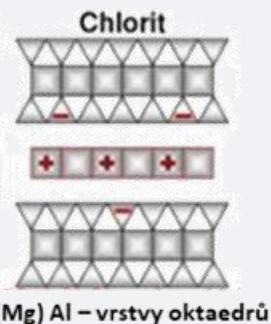
Illity vznikají postupnou přeměnou z montmorillonitu v důsledku zachytávání draselných iontů v mezivrstevním prostoru. Jsou diagenetickým produktem přeměny montmorillonitu. Vzniká také při zvětrávání živců v prostředí bez odnosu produktů zvětrávání.

Smíšené struktury

U jílových minerálů existuje také možnost vzniku krystalů, které obsahují strukturní znaky typické pro různé druhy jílových minerálů. V rámci jednoho jediného krystalu se můžeme setkat s tím, že jeho jednotlivé části by mohly dostávat různá pojmenování. Navíc by tyto jednotlivé části minerálu vykazovaly rozdílné vlastnosti (VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004).

Tyto smíšené struktury mají v půdách velký význam a často jsou v půdách zastoupené pouze smíšené struktury jílových minerálů. Při zvětrávání vznikají jednotlivé jílové minerály zejména právě přes smíšené struktury. Zvětrává-li biotit na výchoze horniny s jeho vysokým obsahem (například u syenitu), dochází k pozvolnému vyplavování iontů K^+ z mezivrstevních prostorů a jeho nahrazování ionty z roztoku. Tento proces probíhá postupně od okrajů zrn. Původní krystal bude obsahovat vyměnitelné prostory s K^+ ionty a také s ionty z roztoku (CHLAPEK 2004).

V přírodě jsou nejběžnější smíšené struktury se střídáním úseků illitu (muskovitu) s úseky montmorillonitu. Označují se jako typ IM (illit-montmorillonit) a vznikají buď při diagenезi postupným zaplňováním iontovýměnných pozic ionty K^+ nebo naopak v procese zvětrávání, kdy dochází k vyluhování K^+ z mezivrstevních prostor. Poměrně běžné jsou také struktury typu IK (illit-kaolinit) a také se vyskytují smíšené struktury vrstev montmorillonitu s vrstvami chloritu (CHLAPEK 2004).



Zdroj: QUIZLET.COM/BODENKUNDE

Draslík je významným prvkem z řady prvků alkalických kovů, hojně zastoupený v zemské kůře, mořské vodě i v živých organismech.

V přírodě se vyskytuje pouze v jednom oxidačním stavu (jako draselný ion K^+). Celkový obsah draslíku v půdě je vyšší než obsah dusíku nebo fosforu, přitom však velmi různý podle podmínek.

Nejvíce draslíku obsahují obdělávané půdy mírného pásma, nejchudší jsou laterity a podzoly. Nejbohatší draslíkem jsou zpravidla jílovité půdy.

Draslík nacházející se v půdě v různých sloučeninách, je možno rozdělit z hlediska přístupnosti pro rostliny a druhu vazby do tří skupin:

- Nevýměnný draslík - všechny sloučeniny obsahující draslík, z nichž ho nelze vytěsnit roztoky neutrálních solí (95 % veškerého K v půdě).
- Výměnný draslík - ionty K^+ , vázané fyzikálně chemickou sorpcí na povrchu půdních koloidů, odkud mohou být vytěsněny roztoky neutrálních solí.
- Draslík vodorozpustný - v půdě ve vodě rozpustné draselné soli (Wikimedia Commons).

U smíšených struktur se kromě jednotlivých jílových minerálů, které se na stavbě krystalů podílejí, stanovuje také zákonitost v rozdělení vrstev různých typů. Smíšené struktury mohou být neuspořádané s chaotickým sledem vrstev obou zastoupených typů nebo mohou být uspořádané, ve kterých se jednotlivé úseky jílových minerálů pravidelně střídají. Takové se pak vzhledem k pravidelnosti označují samostatnými mineralogickými názvy (CHLAPEK 2004).

Význam jílových minerálů v půdách

Jílové minerály významně ovlivňují některé fyzikálně-chemické procesy v půdách. Z výše uvedeného vyplývá, že jsou hlavními nositeli koloidních vlastností půd a výrazně ovlivňují sorpční vlastnosti půdy jak pro ionty, tak i pro vodu. Ovlivňují také pufrální schopnost půd, půdní konzistenci (plasticitu) a bobtnavost také objemové změny půd. Pro chování chemických sloučenin v půdách mají velký význam dva fyzikálně-chemické procesy: iontová výměna a adsorpce. Oba procesy v půdách jsou ovlivněny přítomností jílových minerálů (a organických látek) (CHLAPEK 2004; KUTÍLEK 2012; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Iontová výměna je výměna iontů mezi roztokem a pevnou látkou. Ionty v mezivrstevním prostoru jsou nahrazovány kationty z roztoku. Původní kationty z mezivrstevního prostoru přecházejí do roztoku. Proces iontové výměny probíhá v tom případě, kdy jsou v roztoku přítomné jiné kationty než ty v mezivrstevním prostoru a také pokud je roztok dostatečně koncentrovaný. V případě jílových minerálů nejsou všechny ionty nahrazovány stejnou intenzitou. Draslík a amonné ionty nejsou v podstatě vyměnitelné (rozhodně ne tak snadno vyměnitelné jako například ionty Na^+ , Ca^{+2} nebo Mg^{+2}). Tímto procesem postupně dochází k zadržování draselných a amonných iontů v půdách (CHLAPEK 2004).

Chemické složení roztoků má vliv na rychlost chemického zvětrávání v zóně kontaktu. Určující je také poloha zvětrávaných nerostů ve zvětralinovém plášti a vlastnosti okolních nerostů. Kupříkladu slída v hlubších polohách zvětralinového pláště odolává zvětrávání déle než slída blíže povrchu. Je to dáno tím, že ionty K^+ uvolněné na povrchu hydrolyzou nebo kationtovou výměnou jsou vyplavovány do větších hloubek a obohacují roztoky. V důsledku toho je nahrazování K^+ ve slídě v hlubších polohách zvětralinového pláště omezené a slída nezvětrává. Podobně slídy v žulách v kombinaci s ortoklasy zvětrávají méně než slídy nacházející se v granodioritech, kde se vyskytují spolu s plagioklasy.

Adsorpce probíhá na rozdíl od iontové výměny na vnějším povrchu krystalů a na jejich hranách. U jílových minerálů se rozlišuje několik mechanismů adsorpce. Dochází k adsorpci z důvodu zbytkového záporného náboje v částicích jílových minerálů (navazování iontů z roztoku s kladným nábojem). Na hranách částic obvykle schází některý z atomů, a tak při adsorpci dochází k jejich doplňování (v podstatě každý chybějící atom kyslíku, ke kterému dochází i během obyčejného rozlomení částice, je nahrazen OH- skupinou, která vykazuje adsorpční vlastnosti.

Iontová výměna je pochod, při němž iontoměníče (tj. pevná fáze) ve styku s roztokem ztrácí své sorbované ionty, které jsou vytěšňovány ionty z roztoku, tj. dochází k výměně iontů. Jílové minerály jsou přírodními iontoměníči (Wikimedia Commons).

Adsorpce je proces, jehož principem je hromadění částic (atomů, molekul) plynu, kapaliny či pevné látky na povrchu (fázovém rozhraní) účinkem mezipovrchových přitažlivých sil. Rozlišují se dva druhy adsorpce:

- fyzikální adsorpce – vzniká na základě Van der Waalsových přitažlivých sil;
- chemisorpce – je pevnější než fyzikální adsorpce, je tvořena chemickými vazbami (Wikimedia Commons).

Nejdůležitější mechanismus adsorpce je spojen právě s přítomností hydroxylových iontů na povrchu částic a na lomných plochách. Hydroxylová skupina se ale nechová tak, jak je tomu v anorganických hydroxidech, ale má vlastnosti podobné slabým kyselinám nebo slabým zásadám. V kyselém prostředí OH⁻ skupiny adsorbují H⁺ ionty za vzniku OH₂⁺ skupin. V zásaditém prostředí vodíkový iont ztrácí a vznikají O⁻ skupiny. V prvním případě se tak mohou adsorbovat záporně nabitě ionty (anionty), v druhém případě naopak ionty kladně nabitě (kationty).

Flokulace a dispergace představují dva procesy, které rozhodují o tom, zda si půda i po navlhčení bude alespoň částečně zachovávat svůj původní tvar a své agregáty částic, anebo se přemění v kašovitou hmotu. Druhý případ je pro půdy nepříznivý, jelikož zvyšuje náchylnost půd vůči erozi a zhoršuje kvalitu povrchových vod. Jílové minerály vykazují povrchovou chemickou aktivitu, přičemž flokulace a dispergace představují konečné stádium reakcí mezi povrchy jílových minerálů a roztokem. Rozhodující pro výsledné chování jílových minerálů v roztoku (flokulace nebo dispergace) je přítomnost zbytkových záporných nábojů v blízkosti povrchů částic a také přítomnost amfoterních hydroxylových skupin (vlastnosti OH⁻ skupin podobné slabým kyselinám nebo slabým zásadám).

Pokud přidáme do zeminy, která téměř vždy obsahuje jílové minerály se zbytkovým záporným nábojem, roztok s obsahem kladně nabitých iontů, pak se kladně nabitě ionty z roztoku a částice jílových minerálů vzájemně přitahují, což vede ke vzniku vloček (flokul) v suspenzi. Pokud ale do zeminy přidáme roztok s převahou záporně nabitých iontů pak se náboje iontů roztoku a náboje částic vzájemně odpuzují, což ve výsledku vede k vytvoření disperze. Jako flokulátory (látky podporující vznik flokul) v případě jílových minerálů působí soli silných kyselin, především pokud obsahují kationty ve vyšším oxidačním stupni. Nejúčinnějším flokulátorem pro jílové minerály je roztok AlCl₃, ale podobně působí také roztoky NaCl, MgCl₂, FeCl₂ nebo FeCl₃. Dispergace u jílových minerálů způsobují roztoky solí slabých kyselin, např. Na₂CO₃ nebo NaHCO₃, alkalické fosforečnany, difosforečnany, ale například také alkalické soli přírodních huminových kyselin. Funkce slabých kyselin spočívá v tom, že se adsorbují v místech se záporným nábojem a ten tlumí (CHLAPEK 2004).

Jílové minerály reagují v půdním prostředí s dalšími produkty zvětrávání a humifikace za vzniku jílovitohumusových komplexů. Významné jsou zejména produkty vznikající vzájemným působením humusových kyselin a jílových minerálů. Jílovitohumusové komplexy způsobují větší stálost struktury jílových minerálů a jejich nižší bobtnavost. V důsledku toho kladně ovlivňují pevnost půdní struktury (CHLAPEK 2004).

Redukují také adsorpci vody a tím umožňují větší průsakovou rychlost vody i větší infiltraci srážkové vody. Také je významně snížen biologický rozklad organických látek v půdě. Proto jsou jílovité půdy za stejných podmínek bohatší humusem než půdy písčité.

Humifikace zahrnuje mikrobiální a chemické procesy, při kterých se mění organické zbytky v humus. Probíhá ve všech půdních typech a je tím nejvladnějším půdotvorným pochodem v půdách, který podmiňuje její vznik (Wikimedia Commons).

Coulombův zákon je fyzikální zákon popisující síly, které působí mezi elektricky nabitými částicemi. Francouzský fyzik Charles-Augustin de Coulomb jej publikoval v roce 1785 a položil tak základy elektrostatiky. Velikost elektrické síly, kterou na sebe působí dvě tělesa s elektrickým nábojem, je přímo úměrná velikosti nábojů Q₁, Q₂ a nepřímo úměrná druhé mocnině jejich vzdálenosti r (Wikimedia Commons).

Otázky:

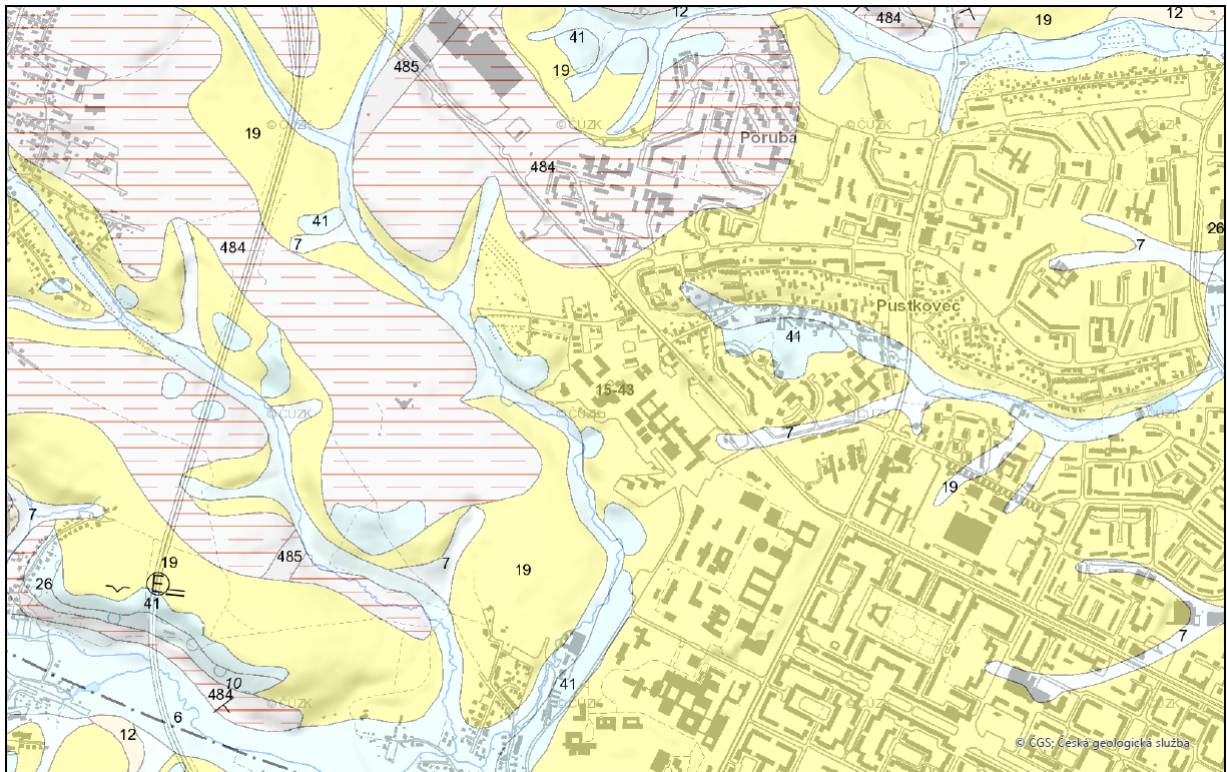
1. Popište složení půd (včetně přibližného procentuálního zastoupení jednotlivých komponent).
2. Blíže charakterizujte složení půd z minerálního hlediska.
3. Co jsou jílové minerály? Jaký mají jílové minerály v půdách význam?
4. Popište stručně strukturu jílových minerálů, jejich klasifikaci a vlastnosti některých zástupců.
5. Objasněte pojem „sekundární minerál“. Jakým způsobem vznikají?
6. Proč je důležité z hlediska ochrany půd porozumět stavbě jílových minerálů?
7. Věděli jste, že jako studenti VŠB-TU Ostrava máte zdarma vstup do Geologického pavilonu prof. Františka Pošepného, který je účelovým zařízením Hornicko-geologické fakulty? Vypravte se tam a pro začátek si zopakujte jak vypadají a jaké vlastnosti mají olivín, sodné a vápenaté plagioklas, ortoklas, halit, pyroxeny, sádrovec, amfibol, limonit, biotit, muskovit, křemen a kalcit.

Místo pro poznámky:

Příloha I. ke kapitole Minerální složení půd: Geologická mapa

Už víme, jaká je pedologická situace v okolí VŠB – TU Ostrava. Také jsme se seznámili s přírodě blízkými biotopy, se kterými se zde můžeme setkat a pokusili jsme se vzájemný vztah mezi půdou a vegetací interpretovat. Jaká je ale situace hlouběji pod povrchem půdy a jak to s výše uvedeným souvisí? K tomu nám pomůže geologická mapa.

Podobně jako půdní mapu si lze objednat v tištěné podobě nebo v podobě datové sady pro GIS také geologické a jiné mapy na portálu z České geologické služby (eshop.geology.cz) a stejně tak je geologická mapa přístupná v několika datových aplikacích on-line.



23. října 2024

0 0,15 0,3 0,45 0,6 km



© Česká geologická služba

66

Tato geologická mapa zachycující situaci v okolí VŠB – TU Ostrava je z tiskové sestavy z mapového portálu České geologické služby (mapy.geology.cz/geocr50).

Jakými horninami je zdejší podloží tvořeno? Jakého jsou původu? Jakou mají tyto horniny minerální sílu?

Horniny GeoČR50	
kvartér	
KENOZOIKUM	
KVARTÉR	
6	nivní sediment
7	smíšený sediment
12	písčito-hlinitý až hlinito-písčitý sediment
19	sprašová hlína
26	písek, štěrk
kvartér akumulčních oblastí Českého masivu	
KENOZOIKUM	
KVARTÉR	
41	písek až štěrk
moravskoslezská oblast	
moravskoslezské paleozoikum	
PALEOZOIKUM	
KARBON	
485	droby
484	jilovité břidlice, prachovce, droby

Příloha II. ke kapitole Minerální složení půd: Horniny a půda

Zemská kůra je tvořena *horninami*, které jsou produktem rozmanitých geologických procesů. Vzájemně se liší svým původem, mineralogickým složením, strukturou i způsobem výskytu. Podle původu, způsobu vzniku, lze horniny rozdělit na *magmatické*, *sedimentární* a *metamorfované*. Mají charakteristické texturní a strukturální znaky, pomocí níž je lze v terénu rozeznat (CHLUPÁČ A KOL. 2002; CHLAPEK 2014; AGRIMOON 2016).

	<i>texturní znaky</i>	<i>strukturální znaky</i>	<i>charakteristické minerály</i>
<i>Magmatické horniny</i>	většinou masivní, všesměrná, fluidální (u výlevných hornin), pórovitá, mandlovcová Minerály jsou většinou pravidelně rozloženy.	stejněměrně zrnitá (hypidiomorfní, ofitická), porfyrická, sklovitá	křemen, živec, foidy, slídy, amfiboly, pyroxeny, olivín, turmalín, sklo Jako produkty přeměn karbonáty a minerály skupiny epidotu.
<i>sedimentární horniny</i>	většinou vrstevnatá (různé typy zvrstvení, nerovnosti vrstevních ploch, opracovaný materiál), masivní jsou hlavně chemogenní sedimenty, pórovitá	klastické struktury s různým typem pojiva, oolitické, organodetrické, organogenní	úlomky hornin a minerálů, slídy, jílové minerály, glaukonit, minerály vzniklé chemickým vysrážením (karbonáty, sádrovce aj.), uhelná substance, fosilie, málo tmavých minerálů
<i>metamorfované horniny</i>	paralelní textury (stébelnatá, plástevnatá, svraštění, vrásky foliačních ploch), méně časté masivní (hadce, eklogity), chybí pórovité textury	lepidoblastická, nematoblastická, granoblastická, porfyroblastická	sericit, chlorit, mastek, tremolit, aktinolit, slídy, granáty, staurolit, sillimanit, wollastonit, kyanit, epidot, minerály skupiny serpentinitu aj.

67

Matečná hornina patří k hlavním půdotvorným činitelům. Podle minerální síly je možné horniny rozdělit do čtyř skupin na horniny:

- 1) minerálně velmi bohaté (melafyry, čediče, diabasy, gabra a slíny);
- 2) minerálně bohaté (spraše, diority, syenity, amfibolovce, vápence a dolomity);
- 3) minerálně středně bohaté (žuly, ruly, granodiority, sprašové hlíny a fylity)
- 4) minerálně slabé (svory, ryolity, pískovce a váté písky).

Přehled hornin vyvřelých

KYSELÉ	NEUTRÁTLNÍ	BAZICKÉ A ULTRABAZICKÉ
<ul style="list-style-type: none"> • více jak 65% křemičitanové složky, až 50 nezvětraného křemene, 40-50% živců (K-živce, nebo kyselé plagioklasy) • barevné součástky vždycky ve vedlejších složkách (biotit, amfibol, turmalín)– jen světlé horniny • obtížné zvětrávání, dávají lehké půdy s 10-30% jílu; živiny: jednomocné báze, hlavně K 	<ul style="list-style-type: none"> • křemičitanová složka 52-65%, křemen 20%, živce 55-60% (hl. stf. báz. plagioklasy n. K-živce) • barevné min. dohromady v podst.množství- barvy tmavší, zelenavé, modravé • půdy středně hluboké, písčitohlinité, 30-40% jílu; živiny: vyrovnaný poměr jednomocných a dvojmocných bází. 	<ul style="list-style-type: none"> • křemičitanová složka 46-52%, 30-50% stf. baz a baz. plag. • barevné složky 50-60%, nemají muskovit ani křemen – barva tmavošedá, tmavozelená-černá; akcesorie-rudné mat. • půdy středně těžké 40-65% jílu, mechanicky zvětrávají pomalu, chemicky středně rychle; živiny: Ca, Mg, P,K málo

HORNINY VYVŘELÉ HLUBINNÉ

Název	Sl.podstatné	Sl. vedlejší	Název	Sl.podstatné	Sl. vedlejší	Název	Sl.podstatné	Sl. vedlejší
ŽULA	35% křemen 30-40% K-živce 25-30% kys. plag. (K > Na)	biotit muskovit turmalín aj.	SYENIT	35% biotit 29% stf.baz.plag. 20% ortoklas (K > Na)	amfibol křemen	GABRODIORIT	40-50% stf.baz.plag. 40% amfibol	biotit diopsid bazické živce
KYSELÝ GRANODIORIT	33% křemen 37% kys. plag. (hl. oligoklas) (Na > K)	k-živce biotit amfibol	GRANODIORIT	42%stf.baz. plag. 20% barev. souč. (biotit, amfibol) (Na > K)	křemen (15-25%) ortoklas(10%)	GABRO	60-65% barev. souč. (jednoklon. pyroxeny) 30-35% stf.baz. a baz. živce	amfibol biotit olivín
KŘEMITÝ DIORIT	20-35% křemen 45-50% kys. plag. (hl. oligoklas)	biotit ortoklas	DIORIT	44% stf. baz. plag. 25% amfibol	biotit pyroxeny (ortoklas)	OLIVÍNOVCE	olivín	pyroxeny amfiboly biotit
						PYROXENITY	pyroxeny (bronzit, hypersten, dialag)	amfiboly olivín bazický plagioklas.
						AMFIBOLOVCE	80% amfibol	olivín biotit bazický plagioklas

Přehled hornin metamorfovaných

Kyselé až neutrální horniny proměněné silikátové a kyslíčnickové		Bazické až ultrabazické horniny proměněné silikátové a uhličitánové	
RULY	Orto- i para- horniny Složení: křemen; živce draselné, kyselé a stř. baz. Plagioklasy; slídy (muskovit, biotit) Vedlejší součástky: granáty; kordierit; sillimanit; amfibol; grafit; chlority aj. Chemismus rul kolísavý, prům. patří mezi kyselé horniny	AMFIBOLITY	Orto-horniny, vzniklé přeměnou bazických hornin hlubinných i rozlitých. Složení: hlavně amfiboly (obecný, aktinolit, uralit) Vedlejší nerosty: plagioklasy, pyroxeny, biotit, granáty aj.
GRANULITY	Orto- horniny, vzniklé přeměnou kyselých aplitických žul nebo přímo z migmatizovaných magmat. Složení: křemen; živce (draselné i kyselé plagioklasy) Přídavné nerosty: granát, biotit	CHLORITICKÉ BŘIDLICE	Vznikly přeměnou diabasů a jejich tufů Šupinky chloritů (jednoduchá hornina) Vedlejší a přídavné nerosty i amfiboly, mastek, živce, rudné nerosty, křemen, kalcit aj.
SVORY	Para- horniny Složení: křemen; slídy Vedlejší nerosty: draselné živce, kyselé plagioklasy, granáty, chlority, staurolit, grafit aj.	HADCE (SERPENTINITY)	Jednoduché orto- horniny, vzniklé přeměnou olivinických vyvřelých ultrabazik. Složení: šupinky serpentinu Vedlejší a přídavné nerosty: chryzotil, pyroxeny, olivín, amfiboly, granáty, mastek, rudní minerály
FYLITY	Para- horniny Složení: křemen, slídy Jako u svorů, ale jemnozrnná až celistvá struktura	KRYSTALICKÉ VÁPENCE (MRAMORY)	Jednoduché para- horniny, složené hlavně z kalcitu a z vedlejších Ca-Al křemičtanů, které vznikly při přeměně původní jílovité hmoty, dále mohou být i živce, slídy, dolomit, křemen aj.
PORFYROIDY	Orto- horniny ze starých rozlitých kyselých hornin. Složení: hlavně sericit a křemen		
KRYSTALICKÉ KŘEMENCE (KVARCITY)	Para- horniny, vzniklé přeměnou sedimentárních křemenců a křemitých hornin. Složení: až 95% křemen, příměs: slídy, živce, grafit, granáty apod.		

Přehled hornin usazených

Vápenec

Vyskytuje se téměř ve všech geologických útvarech a tvoří vždy více nebo méně mocné vrstvy, často mohutná souvrství, a dokonce celá pohoří. Vápence bývají celistvé, jemnozrné, často hlíznaté, někdy i seménkové. Jsou to usazeniny převážně mořského původu a vznikly buď nakupením zbytků mořských živočichů, úlomků kalcitového materiálu, činností některých řas a bakterií, nebo vyloučením vápence z mořské vody po vyprchání kyslíčnicku uhličitého vlivem kolísání teploty nebo tlaku. Podle zbytků mořských živočichů, které se v těchto usazeninách zachovaly, rozeznáváme vápence korálové, lasturnaté, krinoidové (se zbytky lilijic-krinoidů) aj. Náleží sem také křída, poměrně čistý vápenec se zbytky živočichů.

Na vápencích jsou nejčastěji vyvinuty rendziny.

Pískovec

Pískovce jsou v podstatě zpevněným pískem. Podle tmelu mají pískovce různou pevnost. Nejpevnější jsou pískovce s tmelem křemitým, které přecházejí v křemence. Také barva horniny je závislá na povaze tmelu. Kaolinické pískovce s tmelem kaolínovým mají barvu bělavou, železité pískovce s hnědelovým nebo krevelovým tmelem jsou červenohnědé, pískovce s vápenatým, dolomitickým nebo jílovitým tmelem bývají bílé až hnědavé.

Pískovce obsahují více než 50 % křemene, něco živce, šupinky slídy, drobné úlomky hornin a menší podíl tzv. těžkých nerostů. Přibýváním živců na úkor křemene se tvoří arkózovitý pískovec, který přechází v arkózu. Zvyšuje-li se podíl ostatních součástí, tvoří se drobový pískovec, který přechází v drobu s hojnou příměsí jílovitých látek.

Pískovec obsahující slídu se nazývá slídnatý, pískovec zelené barvy s glaukonitem je glaukonitický. Pískovec obsahující organické látky se nazývá živičný (bituminózní) a mívá až černou barvu. Podle velikosti zrn rozeznáváme pískovce jemnozrné, středního zrna (zrnka až 0,5 mm velká) a hrubozrné (se zrny až 2 mm velkými).

Spraš

Spraš je úlomkovitá usazená hornina navátá větrem. Hlavní složkou je jemný křemitý prach (křemen, živce a slída; typická velikost částic 0,03-0,06 mm) s příměsí uhličitanu vápenatého, vytvářejícího sražené hrudky („cicváry“), a jílu. Typickou světle okrovou barvu mají na svědomí oxidy železa. Spraš navátá větrem nevykazuje na pohled patrné vrstvy – ty se vyskytují pouze u spraší druhotně přemístěných vodou. Spraš je velmi měkká, takže ji lze rozmělnit v prstech, přitom je však soudržná a nesesypává, v důsledku čehož mají rokle ve spraši strmé svahy. Spraše jsou velmi propustné a srážky se na nich z velké části vsakují do hloubky, stejně snadno se však díky kapilární vztlakovosti může voda vracet k povrchu a vyživovat rostliny. Je-li postupně uhličitan vápenatý vyluhován ze svrchních poloh do hloubky, dochází k přeměně povrchové spraše na sprašovou hlínu. Spraše vynikají jako úrodná zemědělská půda.

Sprašové terény jsou mimořádně náchylné k erozi a působením povrchové vody v nich snadno vznikají hluboké strže. Ve sprašových terénech též mohou vznikat pseudokrasové jevy. Spraše vznikaly ve velkém množství v pleistocénu (starších čtvrtohorách) v oblastech, do jejichž blízkosti dosahovalo kontinentální zalednění. Rozdrcené horniny, které po sobě zanechal ustupující ledovec, se v suché krajině bez vegetace staly snadnou kořistí větru, který vyvál jemné částice na velké vzdálenosti. K usazování spraší docházelo především na závětrné straně hřbetů a údolí.

Buližník

Buližník je druh usazené horniny starohorního stáří. Tvoří jej převážně krystalický oxid křemičitý ve formě křemene, resp. opálu. Má černou nebo černošedou barvu a vysokou tvrdost, pro kterou jej používali někdy pravěcí lidé místo pazourků. Častou příměsí je grafit. Buližníky se hojně vyskytují v usazených vrstvách ve středních a západních Čechách.

Opuka

Opuka je usazená hornina, prachovitý druh slínovce. Opuka vznikala z nejjemnějších částic usazených na mořském dně. Tvoří ji jílovité a prachovité částice, dále obsahuje vápencové složky a jehlice mořských hub mikroskopických rozměrů (tzv. spongie). Množství těchto jehlic určuje její pevnost a trvanlivost. Má bělavou až pískově žlutošedou barvu.

Základní typy usazených hornin:

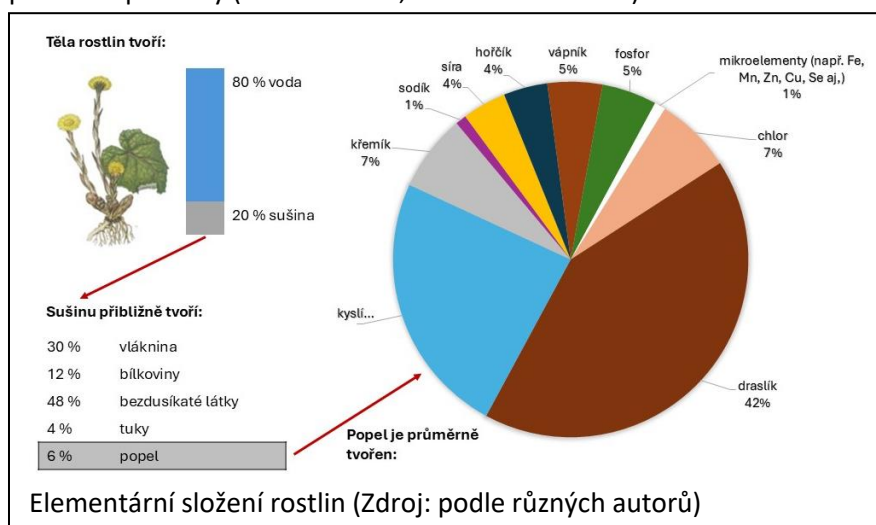
HORNINA	PROSTŘEDÍ VZNIKU	SLOŽENÍ	VZHLED AJ. CHARAKTERISTIKA
jílovec/jílová břidlice	jezera, moře	jílové minerály	světle žlutý, žlutošedý, šedý, jemně vrstevnatý, rozpadavý
prachovec (prachová břidlice)	moře, spraše	křemen, jílové minerály	jemností zrn mezi jílem a pískem, šedohnědý, často břidličnatý
pískovec	mělká moře, jezera	křemen, jílové minerály	velikost zrn 0,06–2 mm, světle žlutý, rezavě žlutý, bílý, měkký
křemenec (kvarcit)	mělká moře, jezera	Křemen	bílý, nažloutlý, našedlý, celistvý, pevný; zrna křemenného písku jsou tmelena křemítem tmelem
arkóza	jezera a moře	křemen, živec aj. minerály	krátký transport zrn, zrna minerálů málo opracovaná, nevytříděný sediment
droba	moře	úlomky hornin, jílové minerály, živec	šedá, šedohnědá hornina, krátký transport zrn, málo vytříděný materiál, ostrohranná málo opracovaná zrna
vápenec	moře	Kalcit	bílý, šedý až černý (vlivem organických uhlíkatých látek, vrstevnatý), načervenalý (příměs hematitu)
dolomit	moře	dolomit, kalcit	jemnozrný až středně zrnitý, světle šedý až bílý, vzniká hlavně dolomitizací vápenců
slínovec	moře	jílové minerály, kalcit	přechod mezi vápencem a jílovcem
opuka	moře	jílové minerály, kalcit, křemen	písečný slínovec, bílý, žlutavý, obsahuje biogenní SiO ₂ ze schránek organismů, lehce lasturnatý lom
buližník (silicit, lydit)	moře	Křemen	šedočerný až černý, celistvý, tvrdý
slepenec (konglomerát)	řeky, ledovce	křemen, horniny, karbonát	obsahuje valouny hornin a křemene, zpevněný štěrk, tmel křemenný a karbonátový
travertin	teplé a studené prameny	Kalcit	sladkovodní vápenec, pórovitý, bělošedý, žlutý až žlutohnědý

9. Humus a humusotvorné procesy

Humusem rozumíme soubor organických látek nahromaděných na půdě nebo v půdě, smíšený nebo nesmíšený s minerálním podílem, pocházející z odumřelých zbytků rostlin, živočichů a mikroorganismů a nacházející se v různém stupni rozkladu. Humus je produktem specifické činnosti půdních organismů a zároveň zásobuje a stabilizuje organický život v půdě (FOTH 1990; VRÁBLÍKOVÁ A SLAVÍK 1994; CHLAPEK 2004; ŠIMEK A KOL. 2015; REJŠEK A VÁCHA 2018; PAVLŮ 2018; ŠANTRŮČKOVÁ 2018).

Výchozí humusotvorný materiál je tvořen různými odumřelými zbytky rostlin, mikroorganismů a živočichů v půdě, případně i jiný organický materiál, který se do půdy dostává (organická hnojiva). Objemově největší přísun organické hmoty je ze zbytků vyšších rostlin, a to nejen ve formě nadzemního opadu, ale také ve formě odumřelého kořenového systému. Různá rostlinná společenstva poskytují materiál k tvorbě humusu v různém množství, složení a kvalitě. V lesních biotopech je hlavním zdrojem humusu listový opad, který vytváří tzv. půdní hrabanku (ve střední Evropě se zásoba půdní hrabanky odhaduje na 50 t/ha; největší množství se hromadí v tropech a subtropích, kde může dosahovat 500-1700 t/ha). Kořeny dřevin i přes svoji velkou objemovou hmotnost organické hmoty poskytují pro tvorbu humusu jen nepatrnou část, protože jsou trvalého charakteru. Naopak je tomu u travnatých porostů (na stepích), kde je hlavním zdrojem humusu v půdě kořenový systém. Množství organických zbytků mikrobiálního původu je malé (0,2–0,75 t/ha), u půdní živočichů je ještě menší (100–200 kg/ha) (CHLAPEK 2004).

Chemické složení organických látek je velmi různé. Významný podíl připadá na vodu. V sušině jsou významně zastoupeny sacharidy (cukry, např. celulóza a hemicelulóza), proteiny (bílkoviny), lignin, lipidy, vosky (např. kutin) a další látky, které se postupně po přeměnách stávají vlastní součástí humusových látek. Sušina pocházející z rostlinných zbytků je tvořena především celulózou a ligninem. Buňky nadzemních částí rostlin jsou tvořeny z 95 % celulózou, hemicelulózou, ligninem, lipidy a kutinem. Zbytek mohou představovat fenoly, cukry, aminokyseliny, peptidy a jiné rostlinné produkty. Dřeviny poskytují více ligninu a méně celulózy a bílkovin, tyto látky se pomaleji rozkládají. Buňky bakterií jsou tvořeny převážně proteiny (CHLAPEK 2004; ŠANTRŮČKOVÁ 2018).



Pod pojmem **vlastní humus** rozumíme látku organického původu, jejíž zbarvení je převážně tmavé, je amorfní a dokonale smíšená s minerálním podílem.

Například takové dřevokazné houby představují zcela jedinečnou skupinu hub. Enzymaticky rozkládají odumřelé kmeny, pařezy, větve a větvičky a podílejí se tím na jejich dekompozici a humifikaci.

Pektiny, celulózu a hemicelulózy rozkládají houby, které mají enzymy celulózu a celobiázu. Způsobují destruktivní rozklad. Dřevo se zbarvuje uvolněným ligninem, který není rozložen, do červena. Výsledkem je hnědá hniloba (někdy označovaná též červená hniloba). Dřevo ubývá na váze i objemu, láme se a drobí (troudnatí), a často se kostkovitě rozpadá. Hnědou hnilobu způsobuje např. troudnatec pásovaný.

Naproti tomu houby, které mají nejsilnější enzymatickou výbavu způsobují rozklad dřevní hmoty. Dřevo je rozkládáno zcela, nerozpadá se kostkovitě, hmota ztrácí barvu a vzniká bílá hniloba. Způsobuje ji např. trámovka plotní (Zdroj: IS.MUNI.CZ).

Odumřelé organické zbytky obsahují určité množství popelovin, ve kterých je obsažena anorganická minerální fáze. Jedná se o malá množství K, Ca, Mg, Si, P, S a Fe. Nižší obsah popelovin mají stromy, vyšší mají zbytky trav a bylin.

Humus rozdělujeme do dvou kategorií, na:

- nehuminové látky (primární látky);
- huminové látky (sekundární látky).

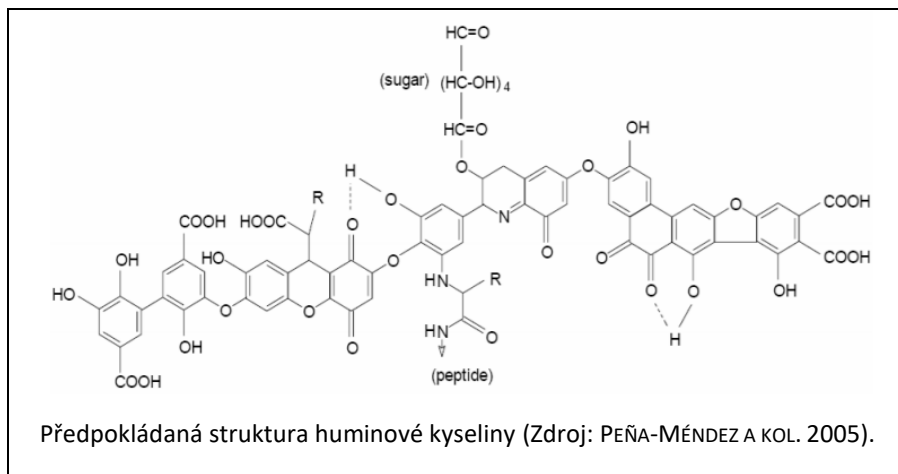
Nehuminové látky

Kromě výchozí ještě nehumifikované hmoty zde patří všechny snadno rozložitelné organické látky, které jsou snadno odbourávány mikroorganismy a mohou být zcela mineralizovány. Na rozdíl od huminových látek nejsou tyto látky tmavě zbarveny. Jsou využívány půdními mikroorganismy jako zdroj uhlíku a energie a jejich přítomnost je tak podmínkou biologické aktivity půdy. Patří zde významné skupiny organických látek, jako jsou lipidy, proteiny, polysacharidy a lignin. Doba jejich setrvání v půdách je velmi krátká (CHLAPEK 2004).

Huminové látky

Huminové látky představují vysokomolekulární cyklické sloučeniny aromatického charakteru, pro které je charakteristické tmavě hnědé zbarvení. Většinou jsou amorfni nebo koloidní povahy. Doba setrvání huminových látek v půdě je na rozdíl od nehuminových látek velmi dlouhá, protože jsou odolné vůči biologickým přeměnám. Jejich význam je především v jejich vlivu na fyzikálně-chemické vlastnosti půdy. Ovlivňují půdní sorpci, a vzdušný, vodní a tepelný režim půdy. Huminové látky představují komplex organických látek (tvořených hlavně atomy C, O, H a N), které patří do skupiny polyfenolů a polykarboxylových kyselin a mají podobné koloidně chemické vlastnosti. Obsah huminových látek v půdě je velmi malý (v jednotkách procent) (CHLAPEK 2004).

Na základě chemických a fyzikálních vlastností huminových látek jako je například rozpustnost, molekulární hmotnost nebo elementární složení se huminové látky můžou členit na humusové kyseliny (huminové kyseliny, fulvokyseliny a hmatomelanové kyseliny), soli humusových kyselin (humáty a fulváty), huminy a humusové uhlí (CHLAPEK 2004; REIŠEK A VÁCHA 2018).



Zdroj: MATTHEWSWALLANCHOR.COM

Rozpad dřeva houbou hnědé hniloby.



Rozpad dřeva houbou bílé hniloby.



Fulvokyseliny



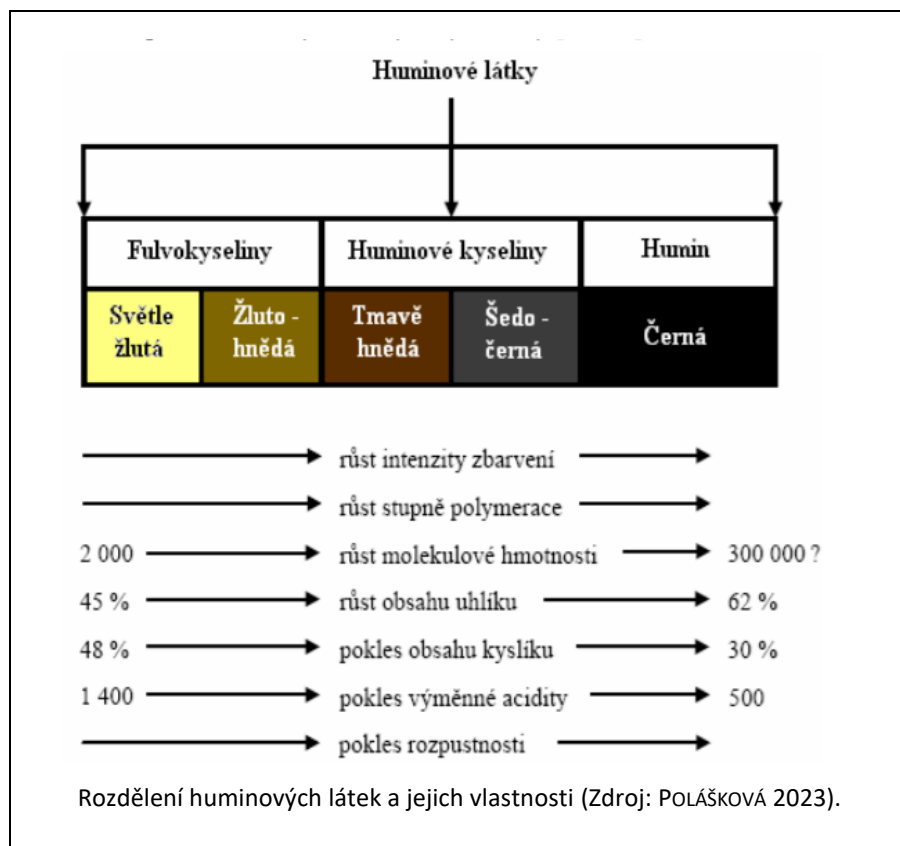
Huminové kyseliny



Humin

Zdroj: MUSILOVÁ 2017

Z huminových látek jsou významné fulvokyseliny a huminové kyseliny. Vzájemný poměr huminových kyselin a fulvokyselin definuje některé půdní typy (například u černozemí se HK : FK = 1,5) (CHLAPEK 2004).



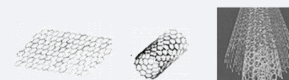
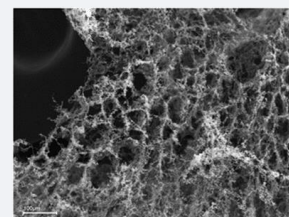
74

Huminové kyseliny

Huminové kyseliny představují skupinu makromolekulárních látek, které mají amorfni charakter a v roztocích se chovají jako koloidy. Jsou nerozpustné v kyselinách. Jejich základní strukturní jednotkou jsou cyklické sloučeniny (převážně aromatické) s bočními řetězci a hydrofilními skupinami. Reakční skupiny jsou především karboxylové-COOH a hydroxylové-OH (hlavně fenolová). Karboxylové skupiny mají poměrně silně kyselý charakter (roztoky mají hodnotu pH kolem 3,5), fenolové skupiny hydroxylové mají jen slabě kyselý charakter. Obě skupiny jsou příčinou polárního charakteru huminových kyselin. Huminové kyseliny mají schopnost sorbovat z roztoku ionty (CHLAPEK 2004; ŠIMEK A KOL. 2015).

Fulvokyseliny

Fulvokyseliny jsou organické látky, které zůstávají v roztoku po kyselém vysrážení huminových kyselin z výluhu huminových látek. Jsou nejsložitější, nejodolnější v rozkladu a pevně vázané na minerální částice. Chemická struktura molekul fulvokyselin a jejich chemické vlastnosti jsou podobné jako u huminových kyselin. V důsledku zastoupení menšího zastoupení uhlíku v molekulách vykazují fulvokyseliny nižší stupeň polymerace. Od huminových kyselin se liší rovněž menší relativní molekulovou hmotností, žlutou až světle hnědou barvou a lepší rozpustností ve vodě. Fulvokyseliny mají také kyslejší charakter než huminové kyseliny (pH menší než 3) (CHLAPEK 2004; ŠIMEK A KOL. 2015).



Předpokládá se, že struktura huminových kyselin je tvořena zesíťovanými molekulami nanočástic. V centru molekuly se nachází fenol, nebo naftalen a kumarin, na který navazují kyslíkaté a dusíkaté heterocykly a alifatické řetězce s aktivními skupinami (karboxylové, peptidické, lipidické). Hydrofilní obal chrání hydrofobní oblast jádra.

Molekuly huminových látek s velkou pravděpodobností vznikají samoorganizací. Podle velikosti jsou pak někdy označovány jako nanočástice a mohou nabývat různý tvar - sférický, deskovitý, listkovitý, nebo právě ve tvaru trubiček jako je tomu na obrázku výše.

Soli huminových kyselin a fulvokyselin

Vznik solí huminových kyselin (tzv. humátů) je spojen s náhradou vodíků reakčních skupin kationtem. V půdách nejčastěji vznikají humáty například s Ca, Mg, K, Na, Al nebo Fe. Humáty se sodíkem a draslíkem jsou snadno peptizovatelné, humáty s vápníkem a hořčíkem jsou ve vodě nerozpustné.

Soli fulvokyselin (tzv. fulváty) jsou podobně jako humáty tvořeny jednoduchými až komplexními sloučeninami. V půdě jsou však pohyblivější (CHLAPEK 2004).

Huminy a humusové uhlí

Huminy jsou látky podobné huminovým kyselinám. Jsou sorpčně nenasyceny a pevně vázané na minerální složku půd. Jsou ve vodě i v alkáliích nerozpustné a obtížně hydrolyzovatelné minerálními kyselinami.

Humusové uhlí je tmavá, kompaktní a na uhlík velmi bohatá látka. Je nerozpustná, nepeptizovatelná a bez koloidní aktivity. Humusové uhlí vzniká procesem podobným uhelnatění. K jeho vzniku vede opakované provlhčování, prosychání, dehydratace a dekarboxylace huminových kyselin (CHLAPEK 2004).

PROCES TVORBY HUMUSU

Zbytky organického původu v půdě podléhají neustálé přeměně biochemického charakteru. Na rozkladu se podílejí mikroorganismy a živočichové (zbytky organismů jim slouží jako zdroj energie), přítomnost kyslíku a vody a další faktory. V procesu rozkladu se postupně stírá jejich původní struktura a jednotlivé organické sloučeniny se postupně mění na jednodušší a v půdním profilu více pohyblivé látky. Část meziproductů rozkladu je mikroorganismy zcela mineralizována.

Produkty mineralizace jsou následně využívány autotrofními organismy jako zdroj živin, část je využívána heterotrofními mikroorganismy, které po odumření rovněž podléhají rozkladu. Nejmenší zbytková část meziproductů rozpadu rostlinných a živočišných zbytků se mění na specifické a složité vysokomolekulární látky (humusové látky) (CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018).

Organické látky v půdách jsou tedy přeměňovány dvěma procesy:

- mineralizací - jedná se o mikrobiální odbourávání organických látek na vodu a CO₂;
- humifikací - rozklad na huminové látky.

Za nepříznivých podmínek jako je nedostatek vzduchu, nadbytek vody, nízká teplota, nedostatek živin nebo silně kyselé prostředí se nemůže uskutečňovat mineralizace ani humifikace.

Organické zbytky se pak začínají hromadit na povrchu půdy i v půdním těle ve formě tzv. surového humusu a rašeliny, a velmi pomalu se rozkládají během chemických procesů. Tyto procesy pomalé chemické oxidace označujeme jako rašelinění (humifikace) a uhelnatění (karbonatizace) (CHLAPEK 2004).



Zdroj: KRUSNOHORSKY.CZ

Z předchozích kapitol už víme, že hnědě zbarvená voda v rašeliníštích je způsobená vysokým obsahem huminových kyselin vyluhovaných z rašeliných vrstev.



Zdroj: REDBUBBLE.COM

Detail fotografie rozkládajícího se květu hortenzie. Okvětní lístky při rozkladu odkryjí svůj krásný a složitý skelet.

Procesy rozkladu a mineralizace organických látek

Rozhodující roli při rozkladu opadu plní půdní mikroorganismy. Uhynulé organismy jsou rozkládány různými skupinami heterotrofních mikroorganismů, které jsou součástí detritového (dekompozičního) potravní řetězce. Jedná se o bakterie, houby, řasy, prvoky, ale také bezobratlé druhy živočichů větších rozměrů včetně žížal. Součástí detritového potravního řetězce jsou také saprofágové (organismy živící se rozloženou organickou hmotou) a koprofágové (organismy živící se exkrementy).

Co se děje s organickou hmotou na povrchu půdy? Nejprve dochází k hydrolytickému štěpení biomakromolekul, především polysacharidů, na kterém se podílejí především houby. Současně dochází k pozvolnému zmenšování částic. Část opadu je zavlčena žížalami hlouběji do půdy, kde dochází ke vzniku organo-minerálních komplexů. Další rozklad zabezpečují konzumenti, hlavně zástupci chvostoskoků (Collembola) a hlístic (Nematoda). Nakonec jsou postupným rozkladem přeměněné organické látky mineralizovány plísněmi a bakteriemi. Tento výsledný produkt je zdrojem živiny pro sekundární producenty. Nejintenzivnější je mineralizace odumřelých zbytků mikroorganismy v první fázi rozkladu, protože obsahují velké množství snadno dostupných látek. V další fázi se rozklad vzhledem k relativnímu zvyšování těžko rozložitelných látek (například lignin nebo třísloviny) zpomaluje. Průběh mineralizace může být také zpomalován nízkými teplotami nebo zamokřením (CHLAPEK 2004).

76



Zdroj: SVETOUTDOORU.CZ

Předmětem ochrany Národní přírodní rezervace Božídarské rašeliniště jsou vrchovištní rašeliniště se smrčinami, kleč, porosty borovice blatky, břízy trpasličí, vřesovišti a loukami. Rašeliniště vzniklo v místech vývěru podzemních vod koncem doby ledové. V teplejším klimatu v holocénu začaly jezírka a mokřady zarůstat slatinnou flórou (sítinami, ostřicemi a rákosem). S hromadící rašelinou a okyselením začal převládat rašelíník, který později vystřídal vřes obecný, brusnice borůvka a brusinka a vlochyň bahenní. Dnes převládají porosty s borovicí blatkou a břízou trpasličí, u nichž dochází k tzv. neukončenému růstu. Kořeny v důsledku vysoce podmáčeného terénu pozvolna odspodu odumírají a přeměňují se v rašelinu, každoročně však shora přirůstají. Je proto pravděpodobné, že z tohoto pohledu mohou některé z borovic být staré i několik tisíc let.

Vrchovištní rašeliniště vznikají přeměnou rostlinných zbytků v kyselém prostředí za nepřítomnosti vzduchu. V nejvyšších partiích Krušných hor jsou velmi častá a pro zdejší obyvatele představovala od nepaměti možnost, jak se zásobit palivem na dlouhé tuhé zimy. Největší rašeliniště v okolí Perninku se nachází na planině mezi Abertamy a Perninkem.

Zatímco dřívější těžba rašeliny v malém pro domácí potřeby nijak výrazně narušila charakter rašeliniště a jeho ekosystém, protože rašeliniště stačila alespoň částečně dorůst (rychlost jejich tvorby se pohybuje kolem 1 mm za rok), velkoplošná těžba po druhé světové válce, kdy se zdejší rašelina využívala zejména pro lázeňské účely a v zahrádkářství, se podepsala na často nevratném zničení mokřadních ekosystémů.

Rašeliniště mezi Perninkem a Abertamy bylo na třech čtvrtinách plochy vytěženo až na horninové podloží a o obnově původního systému zde i v důsledku zalesnění nelze uvažovat (Zdroj: KRUŠNÉ HORY 2018).

Proces humifikace organických látek

Procesu humifikace se účastní vždy jen část organické hmoty, zbytek je mineralizován. Z původní organické hmoty během humifikace vznikají rozpustné humusové kyseliny a jiné specifické humusové látky. Nejvýznamnějšími biochemickými procesy při humifikaci jsou polymerace a kondenzace a proces humifikace je zakončena polymerací. Do této konečné fáze mohou být všechny procesy vratné, tzn., že se za určitých podmínek může proces obrátit směrem k rozkladu vedoucímu k mineralizaci (CHLAPEK 2004).

Když se některá část rostliny ocitne v půdě, začne probíhat enzymatická oxidace látek bohatých na uhlík, dochází k uvolňování CO₂, vody a energie. Při oxidaci proteinů nevzniká pouze oxid uhličitý a voda, ale vznikají také aminokyseliny (glycin a cystein). Při dalším rozkladu se uvolňuje N a S, a vznikají jednoduché anorganické ionty (síran, dusičnan a amoniak).

Za anaerobních podmínek začne probíhat fermentace organických látek, která je pomalejší a je spojena se vznikem částečně oxidovaných produktů, jako jsou organické kyseliny, alkohol nebo metan. Uvolňuje se malé množství energie a rozkladné procesy jsou za těchto podmínek podporovány metanogenními bakteriemi. Živiny jako je dusík, fosfor nebo síra jsou uvolňovány během reakcí, které jsou specifické pro každý z uvedených prvků (CHLAPEK 2004).

Rychlost přírůstku nebo úbytku organické hmoty v půdním tělese závisí na rovnováze mezi procesy humifikace a mineralizace.

77

Rozklad organických látek v půdě po 1 roce:
60 – 80 % CO ₂
10 – 30 % huminové látky
3 – 8 % nehumózní látky
3 – 8 % biomasa

Zdroj: ŠIMEK A KOL. 2019

Až 2/3 uhlíku přítomného v rostlinách je přeměněna na CO₂, pouze 1/3 zůstává v půdě, přičemž část je znova vázána do buněk půdních mikroorganismů a část tvoří huminové látky. Množství uvolňovaného CO₂ je vyšší ve svrchních horizontech půd než ve větších hloubkách (ŠIMEK A KOL. 2019).

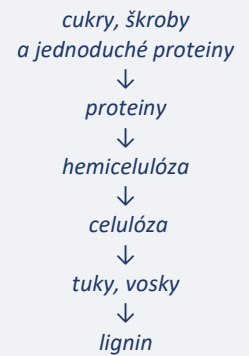
VLIV PŮDOTVORNÝCH FAKTORŮ NA HUMIFIKACI

Tvorba humusu v půdě je významnou částí půdotvorného procesu, a je pochopitelně závislá také na půdotvorných faktorech (CHLAPEK 2004).

Původ organického materiálu

Proces humifikace závisí na kvalitě výchozího materiálu. Opad v listnatých lesích působí na pH půdy příznivě, je rychleji humifikován a produktem humifikace jsou především huminové kyseliny. Opad v jehličnatých lesích půdu okyseluje, vzniká surový humus, který se na povrchu půdy hromadí a produktem humifikace jsou fulvokyseliny. Nejkyselejší humus vzniká z opadu smrků a borovic, méně kyselý je pod jedlemi, pod modřínou je z jehličnatých stromů nejméně kyselý (CHLAPEK 2004).

Rychlost rozpadu organických látek klesá v následujícím pořadí:



Sekvestrace (neboli ukládání) uhlíku je jeden z velmi důležitých procesů, které probíhají v půdě. V půdě je uloženo 3 x více uhlíku než v atmosféře, z toho se podstatná část nachází v lesních půdách Severní Ameriky, Evropy a Asie.

Půda má na rozdíl od biomasy schopnost uhlík dlouhodobě uložit a uchránit ho tak před rozložením a zpětným uvolněním do atmosféry.

Sekvestraci uhlíku a jeho výsledné množství v půdě ovlivňuje mnoho faktorů (klíma, podloží, biologická aktivita, reliéf a využití půdy).

V listnatých lesích vzniká kyselý, surový humus v dubových monokulturách. Nejkvalitnější opad a potažmo formy humusu vznikají ve smíšených lesích. Kvalitu humusu ovlivňuje také bylinný podrost. Opad z borůvky nebo z vřesu způsobuje také okyselení. Rychlému rozkladu podléhají odumřelé zbytky stepních trav, které poskytují humus nejvyšší kvality (je bohatý na dusík). Vzhledem k tomu, že stepní trávy vytvářejí značně hustý kořenový systém, který navíc zasahuje do velkých hloubek, je humusový horizont na stepích také velmi mocný (CHLAPEK 2004).

Činnost organismů

S největší zásobou humusu se setkáváme v půdách s průměrným množstvím mikroorganismů a s průměrnou intenzitou jejich činnosti, jako je tomu právě v černozemích. Vysoká míra biologické aktivity je spojena s intenzivní mineralizací organického materiálu i trvalého humusu. Naopak nízká biologická aktivita omezuje tvorbu a akumulaci humusových látek.

Teplotní a vlhkostní režim

Intenzita humifikace se zvyšuje od 0 °C do přibližně 35 °C. Další zvyšování teploty vyvolává snížení biologické aktivity. Nadměrná přítomnost vláhy přispívá ke tvorbě anaerobních podmínek v půdě, nízká naopak může způsobovat provzdušnění půdního prostředí. Pro aerobní proces humifikace a mineralizace je tedy důležitý optimální poměr půdního vzduchu a půdní vody. Právě střídání období s větší vlhkostí s období spojeným s prosycháním je optimální pro akumulaci humusu v černozemích (CHLAPEK 2004).

U podzolů (vyšší půdní vlhkost a nižší teploty zhoršují podmínky pro humifikaci) převažuje tvorba fulvokyselin. V lehkých písčitéch půdách, které jsou dobře okysličované, převažuje proces mineralizace a jsou proto chudé na humus (CHLAPEK 2004).

Půdotvorný substrát

Půdotvorný substrát ovlivňuje kvalitu humusu hlavně svým pH, protože půdní reakce významně ovlivňuje činnost mikroorganismů. Kyselá reakce půdotvorného substrátu podporuje tvorbu kyselých, nenasycených forem humusu (zejména fulvokyselin a huminových kyselin). V horninách, které jsou chudé na báze (například žuly) je větší pravděpodobnost vzniku surového kyselého humusu. Naopak silně alkalickou reakcí půdotvorného substrátu, a tedy v důsledku toho i půdy, je omezován rozklad organického materiálu i jejich humifikace. Rozklad organických látek v půdě je ovlivňován také jejím zrnitostním složením. Větší aktivní povrch u nejjemnější frakce snižuje proces mineralizace a podporuje tvorbu humusových látek (CHLAPEK 2004).

OBSAH A KVALITA HUMUSU V PŮDĚ

V podmínkách příznivých pro humifikaci se humifikuje téměř polovina výchozího organického materiálu a zbytek se mineralizuje. Pro udržení úrodnosti půd je důležité zachování rovnováhy mezi mineralizací a humifikací tak, aby tvorba a rozklad humusu probíhaly přibližně ve stejné intenzitě. V zemědělských půdách bez zvýšeného organického hnojení převažuje mineralizace nad humifikací. Humus v půdě ubývá, koloběh látek je narušen. Se zvýšenou mineralizací humusu může být v počátcích zvýšená úrodnost vlivem uvolnění živin z humusu (CHLAPEK 2004).

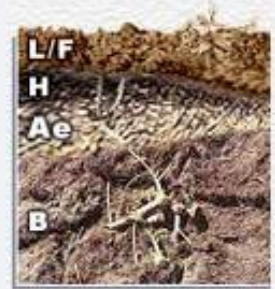


Kavyl Ivanův je jedním ze zajímavých zástupců našich trav, které rostou na stepích. Změny vlhkosti způsobují, že se dlouhá osina s obilkou postupně zavrtává do půdy. Z východoevropských stepí jsou doložena zranění pasoucích se ovcí, kterým ostré obilky kavylů pronikly až do kůže.

Formy nadložního humusu

Pro určení formy nadložního humusu je důležité znát charakter jednotlivých horizontů humusového profilu. Bezprostředně na humusový profil navazuje humózní A horizont, především jeho humusem obohacená svrchní vrstva. Rozlišují se tři základní formy nadložního humusu: mor, moder a mul (CHLAPEK 2004; NĚMEČEK A KOL. 2011):

- **Mor**, tzv. surový humus, vzniká za nepříznivých podmínek pro rozklad a transformaci humusu. Vytváří se na převážně kyselých a minerálně chudých půdách chladného a vlhkého klimatu (především ve vyšších polohách). K jeho tvorbě přispívá kyselý opad jehličí a hromadění odumřelých částí acidofilních druhů rostlin v podrostu. Na rozkladu organické hmoty se podílejí především houby a plísňe. Činnost zoedafonu je značně omezená (většinou jsou přítomni jen pancířníci a chvostokoci). V důsledku špatného rozkladu neprobíhá prohumóznění svrchní části minerální půdy. Pro tuto formu nadložního humusu je typický plstovitý mykogenní horizont drti (označujeme jej Fm), často propletený kořeny a s vrstevnatou strukturou. Horizont měli (značí se H) je nestrukturní a většinou ostře oddělený od humózního horizontu A.
- **Moder** je přechodnou formou nadložního humusu mezi morem a mulem. Moru se podobá akumulací částečně až dobře humifikovaného organického materiálu na povrchu půdy. Mulu je podobný vyšší aktivitou zoedafonu a dominantní zoogenní dekompozicí v horizontu drti (značí se Fz). Tento horizont drti je většinou dobře vyvinutý a je tvořen částečně rozloženými zbytky rostlin, které mají nesoudržnou až kyprou strukturu. Časté jsou exkrementy zoedafonu. Zastoupeny jsou různé druhy členovců, žížaly se vyskytují ojediněle. Mycelia hub, pokud jsou přítomna, přispívají k tvorbě mírně vrstevnaté struktury. Většinou se vytváří také humusový horizont měli (Hh), který je nestrukturní a bývá obohacen o minerální částice a není ostře oddělen od humózního horizontu A. Moder vzniká v příznivějších klimatických podmínkách, a to jak v jehličnatých i v listnatých porostech.
- **Mul** vzniká za podmínek velmi příznivých pro rozklad a transformaci organické hmoty pod listnatými nebo smíšenými porosty v mírném až teplém klimatu, na půdách dobře zásobených živinami. Je pro něj charakteristický dobře vyvinutý humózní horizont A, který má černohnědé až hnědočerné zbarvení. Nad ním se může nacházet horizont listového opadu (značí se L), někdy i zoogenní horizont drti (Fz), případně zoogenní horizont měli (Hz). Celková mocnost horizontů F a H je však velmi malá a dosahuje sotva 2 cm. Organická hmota je do humózního horizontu A vpravována činností půdních organismů, především žížal, přechod mezi horizontem měli (H) a humózním horizontem (A) není ostrý. V důsledku intenzivní činnosti zoedafonu, bakterií a aktinomycet dochází k velmi rychlému rozkladu organické hmoty. V určitém ročním období tak může humózní horizont A dokonce vystupovat až na povrch. Velké množství exkrementů půdních živočichů, především dešťovek, přispívá k tvorbě krupnaté až drobtovité struktury svrchní části humózního horizontu A.



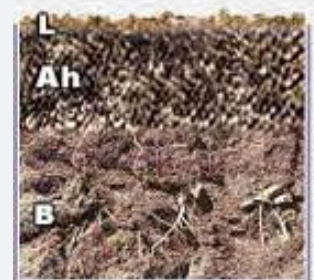
Zdroj: KÖRINFO.HU

Mor



Zdroj: KÖRINFO.HU

Moder



Zdroj: KÖRINFO.HU

Mul

Tanglový humus se vyskytuje na subalpínských rendzinových půdách na vápencích a dolomitech. Vzniká z opadu kosodřeviny a keřů a z odumřelých bylin. Dosahuje mocnosti více jak 10 cm a svým charakterem připomíná mor. Není však extrémně kyselý a obsahuje velké množství exkrementů živočichů. Přechod mezi nadložním humusem a minerální půdou je pozvolný.

VÝZNAM HUMUSU V PŮDĚ

Humus se uplatňuje nejen svým množstvím, ale především svou kvalitou. Huminové látky reagují s minerální složkou, zejména s jílovými částicemi. Část humusových látek je pevně poutána v jílovito-humusových komplexech (CHLAPEK 2004).

Humusové látky reagují v půdě také s ionty kovů, s nimiž vytvářejí sloučeniny. Huminové kyseliny vytvářejí s ionty Cu, Zn, Mn, Fe, Co, Pb nerozpustné komplexy. Naopak komplexy fulvokyselin s kovovými ionty jsou ve vodě rozpustné a v půdním profilu pohyblivé. Komplexy humusových kyselin s kovy mají význam ve výživu rostlin mikroelementy (ionty kovů jsou z komplexů snadno vytěsnitelné, a tak mohou být přijímány rostlinami) (CHLAPEK 2004).

Z vlastností huminových látek samotných nebo ve formě jílovito-humusových komplexů vyplývá, že humus přímo ovlivňuje řadu půdních vlastností a tím nepřímo působí na rostliny.

Humus zlepšuje fyzikálně chemické vlastnosti půdy. Z fyzikálního hlediska ovlivňují huminové látky barvu a stabilitu půdních agregátů. Redukují plasticitu, kohezi a lepivé účinky jílových minerálů, což usnadňuje manipulaci s půdou. Přítomnost humusu zvyšuje retenci vody, protože organické látky pozitivně ovlivňují infiltraci vody do půdy a zvyšují schopnost půdy zadržovat vodu (CHLAPEK 2004).

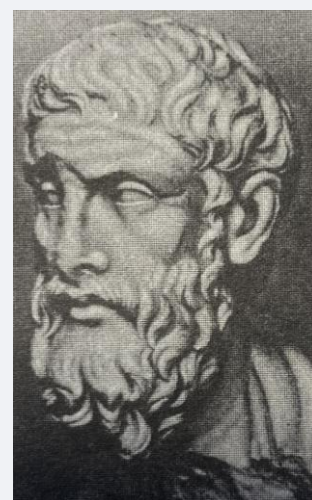
Vliv huminových látek na chemické vlastnosti půd se projevuje zvýšením kationtové výměnné kapacity (CEC), která je u huminových látek přibližně dvojnásobně vyšší než u jílových minerálů. Organické látky také významně ovlivňují adsorpci kationů v půdě. Organické koloidy na bázi huminových kyselin udržují důležité nutriční kationty, zejména vápník, hořčík a draslík ve snadno vyměnitelné formě. Organické kyseliny, které jsou asociovány s huminovými látkami akcelerují uvolňování živin, zejména dusíku, fosforu a síry a dalších makronutrientů. V případě hliníku, jehož ionty jsou v kyselých půdách pro rostliny velmi toxické, organické látky snižují jeho toxicitu vazbou do komplexů, kde je Al vázán ve formě nevýměnných iontů. Huminové látky zvyšují také pufrční schopnost půdy a vyrovnanost půdní reakce (CHLAPEK 2004).

Organické látky v půdách také významně ovlivňují zoedafon – jsou nedílnou součástí potravního řetězce pro heterotrofní organismy.

Otázky:

1. Vysvětli, co je to humus. Jaké je jeho chemické složení?
2. Co jsou to huminové látky? Jak je můžeme klasifikovat?
3. Popiš proces humifikace.
4. Charakterizuj jednotlivé formy nadložního humusu.
5. Uveď, v čem spočívá význam humusu v půdě?
6. Vydej se do lesa v blízkosti svého bydliště a všiměj si charakteru nadložního humusu. O jakou formu se jedná? Proveď fotodokumentaci a nezapomeň si k nadložnímu humusu také čichnout. Výsledky svého zkoumání popište.

Význam organické hmoty v půdě je znám odjakživa. Ve středověku byly mnohé skutečnosti odvozovány z praxe a z pozorování. Je překvapivé, že někteří starověcí myslitelé se přiblížili i k samotné podstatě chemických jevů. Například Démokritos z Abdér (asi 460–370 př. n. l.) předpokládal existenci atomů a jejich neustálý pohyb.



*Zdroj: PŘÍRUČNÍ SLOVNÍK
NAUČNÝ 1962-1967*

Epikúros

Atomovou teorii následně rozvinul jeho nejlepší žák Epikúros. Jeho učení nám přibližuje latinský básník Titus Lucretius Carus (97–55 př. n. l.) v díle De rerum natura. Konstatuje v něm, že se příroda řídí odvěkými zákony, kde vše vzniká, trvá a zaniká: „Matka země oplodňována deštěm rodí obilí, potravu člověka a zvířat. Ale vše, co pochází ze země, musí se do ní vrátit a vše, co pochází ze vzduchu, musí se zas do něho vrátit. Smrt nezničí hmotu, pouze rozlomí vazbu elementů ji tvořících, které vytvoří pak znovu nové formy“ (ČERNÝ 2019). Zajímavé, že?

10. Půdní organismy

V půdě žije neuvěřitelné množství organismů. Společenstvo všech organismů v půdě se tradičně souhrnně označuje jako **edafon**. Tento pojem je stále používán v aplikované sféře (zemědělství nebo lesnictví, případně v ochraně životního prostředí), ačkoliv se v odborné literatuře používá spíše obecný pojem **půdní organismy** (SCHLAGHAMERSKÝ 2013).

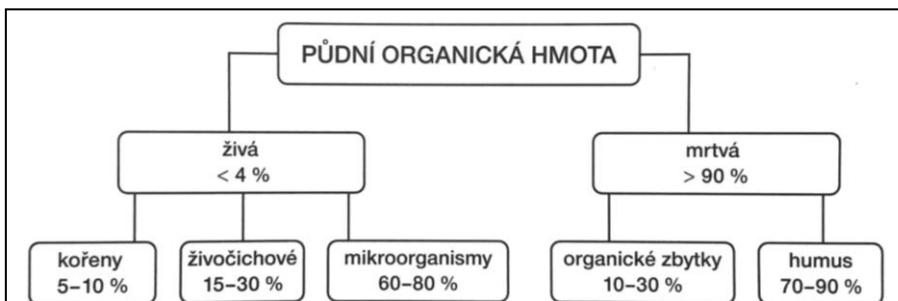
Tradičně se edafon dělí na fytoedafon a zooedafon. Mezi fytoedafon se však řadí mikroedafon (řasy, sinice, bakterie včetně aktinomycet a houby), někdy také pod pojmem mikroflóra. Rostliny se mezi půdní organismy neřadí (kořeny rostlin se mezi fytoedafon nezapočítávají). Jenže v případě vzácných saprotrofních rostlin by zahrnutí do fytoedafonu bylo oprávněné, protože součástí fytoedafonu tvoří také saprotrofní houby včetně nadzemních plodnic. Zooedafon zahrnuje všechny živočichy žijící v půdě a s touto kategorií se stále v půdní zoologii pracuje, i když pod tímto pojmem jsou jako součástí půdní fauny považováni také jednobuněčné organismy (prvoci) (SCHLAGHAMERSKÝ 2013, ŠIMEK A KOL. 2019).

Půdní organismy (edafon) lze klasifikovat na základě různých kritérií. Lze je třídit například na základě toho, zda půdní prostředí využívají trvale nebo jen příležitostně (ŠIMEK A KOL. 2019):

- Stálé druhy živočichů, kteří žijí v půdě během celého životního cyklu (tzv. skupina pravých půdních živočichů).
- Periodičtí půdní živočichové půdu opouštějí a zase se do ní vrací (například příležitostný nebo dočasný úkryt).
- Dočasní půdní živočichové žijí v půdě v určitém vývojovém stádiu (jako vajíčka nebo larvy), ale v dospělosti žijí mimo půdní prostředí.
- Tranzitorní půdní živočichové ukrývají v půdě neaktivní stadia (vajíčka, kukly) nebo mohou v půdě zimovat.

Půdní organismy je ale možné třídit také podle trofické úrovně (SCHLAGHAMERSKÝ 2013):

- primární producenti (řasy, fotoautotrofní prvoci, sinice),
- reducenti neboli destruenti (saprotrofní bakterie a houby),
- saprofágové neboli detritivoři (mikrobiofágové a nekrofágové),
- fytofágové neboli herbivoři (především rhizofágové a konzumenti jednobuněčných fotoautotrofních organismů při půdním povrchu),
- zoofágové neboli carnivoři (masožravci, parazité živočichů).



Zdroj: ŠIMEK A KOL. 2019

Rozdělení organické hmoty v půdě (hmotnostní procenta). Zastoupení jednotlivých kategorií je pochopitelně v různých půdách různé. Na živé organismy většinou připadá méně než 4 hmot. %. Naproti tomu neživá organická hmoty (odumřelá) představuje více než 90 hmot. % organického podílu (ŠIMEK A KOL. 2019).

Uvádí se, že pod plochou 1 m² se v půdě může vyskytovat až 200 tisíc jedinců makrofauny a miliardy jedinců mikrofauny. Na 1 ha pak připadá 2 až 10 tun biomasy (URBANCOVÁ, L., LACKOVÁ 2015).

Užití předpony „fyto“, stejně jako používání pojmu „flóra“ se jeví jako překonané, nicméně se tyto pojmy stále používají.

Především chvostokoci a roztoči.

Například škvoři.

Larvy kovaříků nebo dvoukřídleho hmyzu.

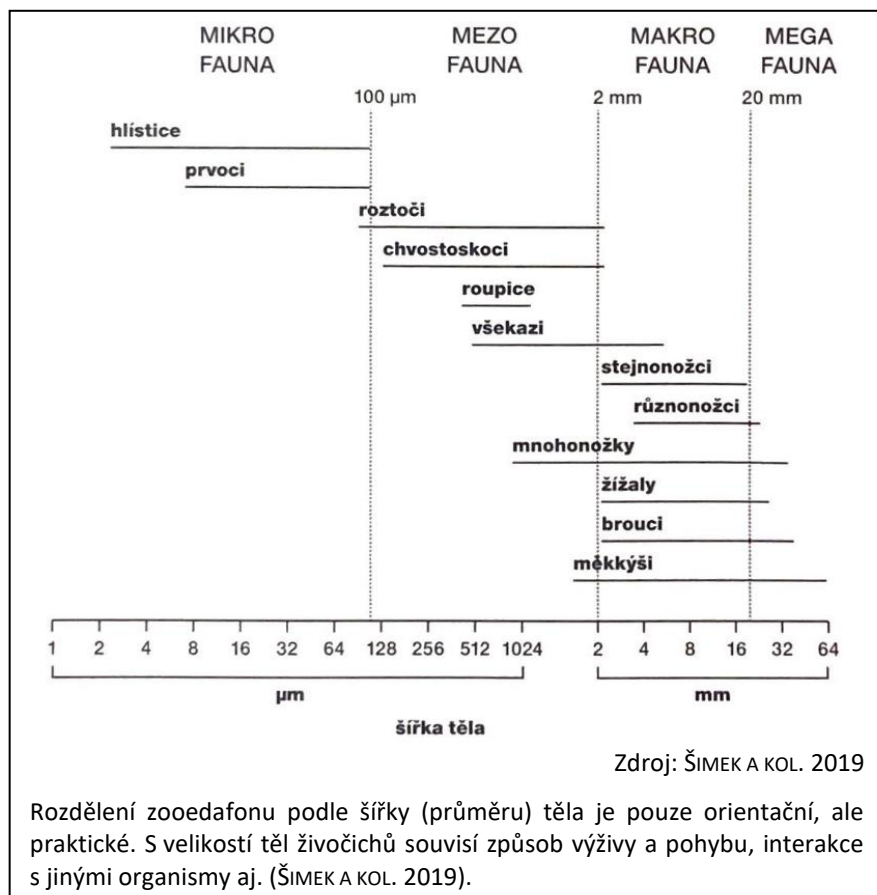
Například motýli nebo plži.

S přibývajícím hloubkou se zvyšuje vlhkost a snižuje teplota a velikost půdních pórů, klesá intenzita slunečního záření a obsah kyslíku v půdním vzduchu.

Daným podmínkám odpovídají životní formy živočichů. Směrem od půdní hrabanky do půdy se zmenšuje jejich velikost, dochází k redukci pigmentace, očí, končetin, ubývá odolnost proti vysychání, a naopak přibývá odolnost vůči vyšší koncentraci oxidu uhličitého v půdním vzduchu.

Edafon se člení také podle velikosti. Jako míra velikosti je brána v úvahu šířka (průměr) těla organismů, která mnohem lépe než délka těla, vystihuje dostupnost půdních pórů různých velikostí pro organismy. Nejdrobnější zástupci půdní fauny jsou zpravidla vázání na velmi úzké póry naplněné vodou, středně velcí se pohybují v pórech naplněných vzduchem a velcí půdní živočichové jsou schopni si v půdě razit vlastní chodby nebo se zdržují pouze na povrchu půdy v půdní hrabance aj. (SCHLAGHAMERSKÝ 2013).

Podle velikosti těla je edafon členěn do tří kategorií na půdní mikrofauna/mikroflóra, mezofauna a makrofauna. Největší zástupci půdních bezobratlých živočichů (např. velké žížaly nebo obratlovci) jsou zařazováni do megafauny.

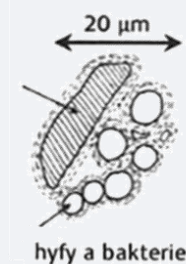
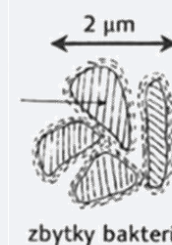
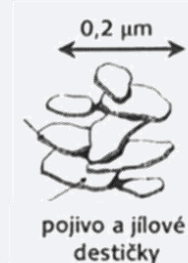


Rozmístění organismů v půdě (v prostoru a čase)

Půda je prostorově velmi heterogenní prostředí. I na poměrně stejnorodé ploše se stejnou vegetací se mohou podmínky v půdě velmi lišit a vytvářet tak pestrou mozaiku různých mikrostanovišť. Pro menší půdní organismy je půdní prostředí mnohem více heterogenní než pro organismy větší. Například v okolí kořenových náběhů stromů může být půda více okyselená než ve větší vzdálenosti mezi stromy. Padlý kmen, větev nebo jen větvička vytváří jiné podmínky (půda pod většími kusy dřeva bývá vlhčí). Místa, kde ležel na půdním povrchu trus nebo byl rozložen uhynulý živočich představují místa se zvýšenou koncentrací živin. To vše podmiňuje shlukovité, ale mozaikovité rozmístění půdních organismů. Ve větším prostorovém měřítku v závislosti na nejrůznějších gradientech prostředí (půdní reakce, vlhkost, textura, teplota nebo charakter listového opadu) jsou rozdíly v rozmístění organismů v půdě ještě výraznější (SCHLAGHAMERSKÝ 2013).

Žížalám slouží k pronikání půdou válcovitě tělo, které je vyztuženo hydroskeletem.

Lepší představu o těch nejmenších velikostech v půdě si můžeme udělat na základě tohoto obrázku:



Zdroj: ŠANTRŮČKOVÁ A KOL. 2018, upraveno

MOR	MODER	MULLOVÝ	MODER	MULL
nízké pH	←————→			neutrální pH
pH 3.5–5.0				pH 5.0–7.0
CEC 80–120 (me %)				CEC 20–40 (me %)
saturace bázemi 20–40 %				saturace bázemi 40–100 %
C : N > 20				% C : N > 15
<u>Acari</u> (400 000)				<u>Acari</u> (200 000)
<u>Collembola</u> (80 000)				<u>Collembola</u> (100 000)
<u>Enchytraeidae</u> (50 000)				<u>Enchytraeidae</u> (20 000)
<u>Myriapoda</u> (250)				<u>Myriapoda</u> (1000)
<u>Lumbricidae</u> (20)				<u>Lumbricidae</u> (200)
<u>Insecta</u> (larvy) (80)				<u>Insecta</u> (larvae) (50)
<u>Isopoda</u> (20)				<u>Isopoda</u> (50)
přibývá hub	←————→			přibývá bakterií
klesá	tvorba jílovohumusových komplexů			stoupá

Zdroj: SCHLAGHAMERSKÝ 2013

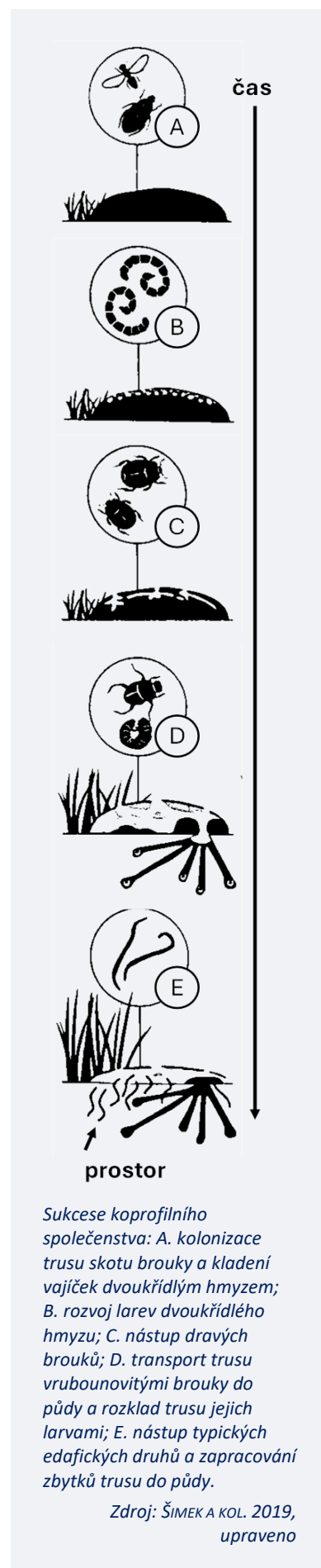
Schéma znázorňuje základní rozdíly v zastoupení půdní fauny od kyselých půd se surovým nadložním humusem až po neutrální půdy s mullovou formou nadložního humusu. Tento rozdíl úzce souvisí také s proměnou společenstva destruentů ze společenstva s dominantními houbami ke společenstvu s dominancí bakterií. Čísla v závorkách pro obě krajní polohy udávají průměrné roční hustoty jedinců na m² (SCHLAGHAMERSKÝ 2013).

Výskyt půdních organismů je časově proměnlivý. Zejména v oblastech s vyhraněnou sezónností (roční období, období sucha a dešťů) se lze setkat s výraznou odezvou organismů na tyto změny. V obdobích vysychání půdy nebo promrzání přecházejí půdní organismy do klidových stádií. Sezónní závislost půdních organismů (žijících hlouběji v půdním těle) je menší než u půdních organismů žijících blízko povrchu půdy, protože půda má schopnost výkyvy teploty do určité míry tlumit. Pod sněhovou pokrývkou, pokud nedošlo k promrznutí půdy dříve (holomrazy), může činnost půdních organismů nerušeně pokračovat (SCHLAGHAMERSKÝ 2013).

Význam půdních organismů

Edafon významně ovlivňuje řadu půdních vlastností. Prostřednictvím oxidačních, redukčních, rozkladných i syntetických pochodů se podílí na přeměně odumřelé organické hmoty na humus, na degradaci cizorodých látek v půdním prostředí (například pesticidů) a ovlivňuje chemismus půdy. Edafon významně ovlivňuje fyzikální vlastnosti půdy. Metabolické produkty půdních organismů se přímo podílejí na vzniku půdní struktury, která dále ovlivňuje nejen vodní režim v půdě, ale zároveň také transport a koloběh látek. Transport látek a jejich koloběh ovlivňují půdní organismy také přímo vlastní činností a pohybem v půdě. Veškerá aktivita edafonu je ovlivňována vnějšími faktory (teplotou, pH, půdní vlhkostí, zamokřením spojeným s nedostatkem kyslíku aj.).

Megaedafon a makroedafon se podílí na rozměňování organického materiálu a jeho biochemické transformaci trávením, a na jeho transportu. Zároveň působí na půdní prostředí mechanicky tvorbou různých chodeb a přímým vynášením materiálu z hlubších vrstev půdy směrem k povrchu (a naopak zapravováním organického a anorganického materiálu do půdního těla). Mezoedafon pokračuje v rozměňování organického materiálu a tím ve zvětšování jeho specifického povrchu. Je tím zvyšována jeho dostupnost pro mikroorganismy. Mikroedafon se podílí zejména na rozkladu (transformaci) organického materiálu v počáteční fázi i prošlého transformačními pochody (ŠIMEK A KOL. 2015, ŠIMEK A KOL. 2019, MIKO 2019).



Charakteristika vybraných významných skupin půdních organismů

BAKTERIE

Jedná se o jednobuněčné organismy s prokaryotickou organizací buněk. Bakterie se rozmnožují pouze nepohlavně (dělením nebo pučením). Metabolicky jsou velmi plastické. Taxonomie bakterií není ustálená. Většina bakterií se vyskytuje v půdě a v sedimentech. Tyto jednobuněčné mikroorganismy mají nejpestřejší spektrum metabolismu, největší aktivní povrch těla, rychle se reprodukuje a jsou nepostradatelné v závěrečné mineralizační fázi rozkladu organické hmoty a schopné fixace vzdušného dusíku. Významně se podílejí také na tvorbě půdní struktury (polysacharidové obaly jejich buněčných stěn stmelují půdní částice). Jsou také důležitým zdrojem potravy pro větší zástupce půdních organismů. Většina bakterií rozkládá především snadno dostupné látky a celulózu. Aktinobakterie se podílejí na rozkladu komplexních látek jako jsou látky fenolické povahy a chitin (tím se podobají houbám). Mezi chemolitotrofní bakterie patří nitrifikační bakterie (získávají energii aerobní oxidací amonných solí na dusitany, či dusitanů na dusičnany, například rody *Nitrosomonas* a *Nitrobacter*), bakterie oxidující sloučeniny síry (například *Thiobacillus*), bakterie poutající vzdušný dusík (nejznámější jsou tzv. hlízkové bakterie *Rhizobium* nebo *Azotobacter*) (ŠIMEK A KOL. 2019).

ARCHEA

Morfologicky připomínají bakterie (buňky mají rovněž tvar koků a tyčinek, a i velikost je podobná), a množí se také dělením nebo pučením. Hlavní odlišností je stavba cytoplazmatické a buněčné stěny, která představuje odolnější bariéru chránící vnitřní prostředí buňky před okolními vlivy a tím umožňující život i ve velmi extrémních podmínkách prostředí. Archea zahrnují metanogeny, extrémní termofily a extrémní halofily, které byly dříve považovány za mikroorganismy typické výlučně pro extrémní prostředí vřídelných pramenů. Jsou však všudypřítomná a tvoří významnou součást edafonu. Metanogeneze je jejich unikátní schopností (schopnost redukovat organické sloučeniny a produkovat metan). Mohou tak představovat důležitý článek v rozkladu a mineralizaci organických látek v anoxickém mikroprostředích půd, kde aerobní mikroorganismy nemohou účinně metabolizovat. Archea se účastní transformace organické hmoty a prvků podobně jako bakterie. Jsou významnou složkou mikrobiomu zaživacích traktů půdních živočichů. Na rozdíl od bakterií nejsou mezi archei známe žádné patogenní druhy (ŠIMEK A KOL. 2015).

HOUBY

Houby představují velmi rozmanitou skupinu eukaryotních organismů (morfologicky, funkčně, způsobem života i nároky na prostředí). Některé druhy jsou sladkovodní nebo mořské, ale naprostá většina hub patří mezi suchozemské organismy a jejich typickým prostředím je půda. Houby jsou heterotrofní organismy: saprofytické (využívající odumřelou organickou hmotu), parazitické a symbiotické (mykorhizní houby vstupující do symbiózy s kořeny rostlin). Metabolická diverzita hub není tak velká jako je tomu u bakterií, ale půdní houby patří spolu s bakteriemi k nejhojnějším půdním organismům vůbec. Jejich biomasa je stejná nebo často větší než biomasa bakterií v půdě. Hyfy hub mají obvykle průměr 2–10 μm, proto se v půdě vyskytují ve větších pórech a obalují agregáty půdních částic (na rozdíl od bakterií, jejichž buňky se nacházejí v malých pórech) (ŠIMEK A KOL. 2015, SCHLAGHAMERSKÝ 2013).

Odhaduje se, že na 1 gram půdy připadá 106–1010 buněk. Celková biomasa bakterií na ploše 1 ha tak činí 300–3000 kg. (ŠIMEK A KOL. 2015).



*Kolonie bakterií na agaru.
Zdroj: ŠANTRŮČKOVÁ A KOL. 2018*

Existují odhady o extrémní biomase mycelia jedinců půdních hub přesahující 10 tun a zaujímající plochu stovek hektarů. Houby by tak patřily k největším, nejtěžším a nejstarším (věk mycelia je až několik tisíc let) organismům na Zemi vůbec (ŠIMEK A KOL. 2015).

Zásadní význam hub v půdě a prostředí vůbec souvisí s jejich schopností rozkládat složité vysokomolekulární látky (celulózu, hemicelulózu, lignin, pektiny aj.). Vylučují do okolního prostředí enzymy, které tyto pro většinu organismů nedostupné polymery štěpí. Vzhledem k toleranci vůči nižšímu pH představují houby hlavní rozkladače odumřelé hmoty i humusových látek v kyselejších prostředích. Významná je také jejich funkce akumulovat ve svých tělech živiny, které jsou po jejich odumření přístupné pro jiné organismy. Nejen hyfy, ale také metabolity hub významně přispívají ke stmelování půdních částic a k tvorbě agregátů, čímž podporují vznik a zachování půdní struktury příznivé pro růst rostlin. Rozsáhlá síť mycelií zpřístupňuje symbiontům vodu a živiny (např. fosfor) a zvětšuje tak efektivní povrch kořenů, a chrání kořeny rostlin proti patogenům (ŠIMEK A KOL. 2015).

SINICE A ŘASY

Sinice a řasy jsou autotrofní organismy. Vyskytují se ve svrchnějších „prosvětlených“ vrstvách dostatečně vlhkých půd. Voda je spolu se světlem hlavním faktorem (po deštích se často povrch půdy zazelená – rozvoj společenstva řas a sinic). Zelené řasy upřednostňují nižší pH půd. Sinice jsou schopny tolerovat extrémnější stanoviště, kde pak převažují nad řasami řas (sinice kolonizují častěji alkalické půdy) (SCHLAGHAMERSKÝ 2013).

Sinice a řasy představují jednu z hlavních primárních cest vstupu uhlíku do půdy (zejména v extrémních prostředích pouští a polopouští). Jsou potravou pro půdní organismy. Produkci polymerních látek s tmelícím účinkem se mohou podílet na vzniku a uchování určité struktury půdy. Epilitické a endolitické druhy (žijící uvnitř hornin) mohou být významné při vzniku půd. Sinice a řasy jsou symbionty hub a některých prvoků (ŠIMEK A KOL. 2015).

PRVOCI

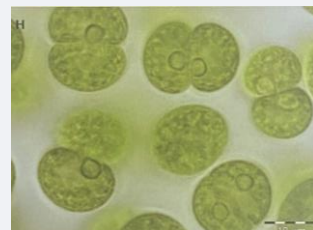
Tímto tradičním souhrnným názvem prvoci (Protozoa) jsou označovány různé skupiny jednobuněčných organismů, převážně heterotrofních a pohyblivých. Jejich systematická klasifikace je doposud neustálená. Prvoci představují především vodní druhy organismů, ale významně jsou zastoupeni také v půdě (zejména v povrchové vrstvě půdy s dostatečnou vlhkostí). Jsou také symbionty a parazity živočichů. V půdě jsou reprezentováni zejména měňavkami, bičíkovci a nálevníky, kteří žijí ve vodní blance na povrchu půdních částic nebo v pórech mezi nimi. Volně žijící půdní prvoci jsou ve srovnání s vodními prvoky mnohem menší a většinou dosahují velikosti od několika do jednoho sta mikrometrů. Většími druhy žijí v půdní hrabance. Živí se především bakteriemi, mikroskopickými houbami, řasami, nebo i jinými prvoky, případně částicemi organické hmoty (ŠIMEK A KOL. 2019).

Počet prvoků v půdě je závislý na charakteru a dostupnosti potravy. Prvoci se jako predátoři bakterií podílejí na regulaci dynamiky jejich růstu a aktivity, čímž se podílejí na koloběhu živin v půdě a jejich dostupnosti pro rostliny (při predaci jsou uvolňovány snadno přístupné formy dusíku). Prvoci zároveň slouží jako potrava pro další půdní organismy nebo bývají spolu s půdními částicemi pohlceni většími druhy živočichů (například žížalami nebo roupicemi) a v jejich trávicím traktu uhynou (ŠIMEK A KOL. 2015).



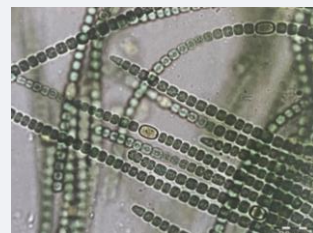
Myceliální provazce saprotrofní houby rozkládající opad dubu letního.

Zdroj: ŠIMEK A KOL. 2019



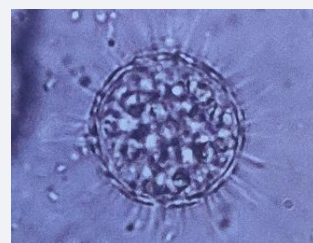
Zelená řasa Floydella terrestris.

Zdroj: ŠIMEK A KOL. 2019



Vláknitý typ sinice Trichormus variabilis.

Zdroj: ŠIMEK A KOL. 2019



Slunivka Centrohelea jako zástupce nálevníků.

Zdroj: Miko 2019

HLÍSTICE

Hlístice jsou volně i paraziticky žijící živočichové s obým válcovitým tělem až několik desítek centimetrů dlouhým. Půdní hlístice jsou však většinou mnohem menší (0,15-5 mm). Nacházejí se téměř ve všech půdách. Obývají především svrchní vrstvy. Jejich výskyt je vázán na dostupnost potravních zdrojů a příznivých podmínek prostředí, a také na svých vlastnostech (pohyblivost, rychlost rozmnožování). Bakteriofágní a mykofágní hlístice jsou více zastoupeny v lesích a na polích než na loukách. Predátoři, živící se jinými hlísticemi a dalšími zástupci mikrofauny, téměř chybí v jehličnatých lesích, ale jsou hojně zastoupeni v půdách travinných ekosystémů. Hlístice patří k významným půdním organismům zapojeným do koloběhu látek a energie. V některých ekosystémech mohou být klíčovou skupinou zoedafonu, která přímo i nepřímo ovlivňuje dekompozici opadu a mineralizaci organických látek. Výskyt fytoparazitických druhů na polích je však nežádoucí (dochází k poškození pěstovaných plodin, například hádátka řepné může významně snižovat výnosy cukrové řepy) (ŠIMEK A KOL. 2015, MIKO 2019).

VÍŘNÍCI

Nejmenšími zástupci mnohobuněčných půdních živočichů (40 μm až 2 mm). Převážně sladkovodní a mořští živočichové. Běžní jsou v povrchových vrstvách půdy, v mechových polštářích nebo na jiných vlhkých místech. Vířníci se živí drobnými živočichy, řasami, bakteriemi a detritem. Jejich význam v půdě je doposud málo známý. Ovlivňují koloběh uhlíku, podílejí se na rozkladu organických látek a slouží jako potrava větším druhům živočichů (ŠIMEK A KOL. 2019).

ROUPICE

Roupice patří mezi kroužkovce (Annelida). Od žížal se odlišují menší velikostí (1–50 mm), bělavým až žlutavým zbarvením těla a větším počtem štětín ve svazcích. Většina roupic je půdních, žijí ale také na mořském pobřeží a ve sladkovodních sedimentech. Roupice se vyskytují ve všech půdách. V jehličnatých lesích a rašelinných půdách je význam roupic největší, neboť zde nahrazují žížaly, které se kyselým půdám vyhýbají. Roupice tak mohou sehrávat dominantní roli v degradaci rostlinného opadu. Většina roupic se zpravidla zdržuje v horních 10 cm půdy. Podílejí se také na utváření půdní mikrostruktury. Spásáním mikroflóry ovlivňují její složení a aktivitu a jsou zdrojem potravy pro další druhy půdních živočichů (ŠIMEK A KOL. 2015).

ROZTOČI

Roztoči spolu s chvostoskoky představují nejpočetnější skupinu půdních členovců. Vyskytují se ve všech typech půd, ale obývají také terestrické (nadzemní) a vodní prostředí, a patří i mezi parazity. Půdní roztoči jsou velmi malí (20–80 μm až 1 mm). Dravé druhy regulují populace své kořisti a parazitují se živí na kořenech rostlin a tělech živočichů. Většina druhů se podílí na dekompozici odumřelé organické hmoty. Makrofytofágové pohlcují větší částičky rostlinných tkání a mikrofytofágové se živí jemným detritem a mikroorganismy. Většina roztočů (zejména pancířníci) se přímo nebo nepřímo podílejí na tvorbě půdní mikrostruktury a na všech hlavních půdních procesech včetně koloběhu živin. Významně přispívají i k šíření mikroskopických hub a bakterií v opadu a půdním prostředí. Hojněji jsou zastoupeni lesních půdách (ŠIMEK A KOL. 2015).

Na vlhkých loukách může početnost hlístic dosahovat až desítek milionů jedinců na m².



Hlístice *Plectus acuminatus*.
Zdroj: ŠIMEK A KOL. 2019

Podle zdrojů potravy se rozlišují hlístice fytofágní, bakteriofágní, mykofágní, fyto-mykofágní, dravé nebo všežravé.



Encentrum lutra jako zástupce vířníků.
Zdroj: ŠIMEK A KOL. 2019



Zástupce hlístic z čeledi *Enchytraeidae*.
Zdroj: MIKO 2019



Pancířník záklopenka obecná.
Zdroj: MIKO 2019

CHVOSTOSKOCI

Drobní členovci (0,5 mm do 1 cm). Nejpočetnější jsou společenstva chvostoskoků travinných ekosystémů a smrkových lesů chladných oblastí mírného pásma. Chvostoskoci jsou saprofágové (žijí se zejména mikroskopickými houbami, bakteriemi a řasami). Epiedafické druhy žijí na povrchu rostlin nebo v půdní opadance (mají rychlý metabolismus a jsou odolné vůči vyschnutí). Euedafičtí chvostoskoci jsou většinou velmi malí a obývají póry ve svrchních půdních horizontech do hloubky cca 15 cm (některé druhy i ve větších hloubkách). Hemiedafické druhy představují přechod mezi oběma skupinami. Chvostoskoci významně ovlivňují mikrobiální společenstva a rychlost dekompozice organické hmoty. Hrají tak významnou roli v koloběhu živin. Některé epiedafické druhy jsou považovány za významné škůdce zemědělských plodin. Obecně se jedná o druhy citlivé ke změnám prostředí, čehož je využíváno při testech ekotoxicity (ŠIMEK A KOL. 2015, SCHLAGHAMERSKÝ 2013).

ŽÍŽALY

Žížaly představují nejvýznamnější skupinu půdní makrofauny. Z 23 čeledí se ve střední Evropě vyskytují téměř jen zástupci z čeledi žížalovití (Lumbricidae) s více než 160 druhy. Bohatá společenstva žížal hostí lužní lesy, prameniště nebo přírodě blízké louky. V jehličnatých lesích, rašeliništích a na orné půdě jsou společenstva žížal chudá. Některé druhy obývají i sladkovodní ekosystémy nebo žijí nad zemí (například pod kůrou padlých stromů). Žížaly jsou saprofágní živočichové. Zdrojem potravy je především odumřelá organická hmota rostlinného (a někdy i živočišného) původu a půdní mikroorganismy. Z hlediska potravní strategie se rozdělují žížaly na detritofágní (živí se rostlinnými zbytky, případně exkrementy savců na půdním povrchu a v nejsvrchnějších horizontech půdy) a geofágní (pohlcují velká množství půdy a tráví v ní obsažené organické zbytky a mikroflóru). Z hlediska životní strategie žížal a jejich adaptací jsou žížaly členěny do tří ekologických skupin. Žížaly epigeické zahrnují druhy žijící v opadu, pod kůrou padlých stromů, v hnoji a nahromaděných rostlinných zbytcích, v zamokřené půdě a pod vodní hladinou. Endogeické žížaly zahrnují druhy žijící ve svrchních vrstvách minerální půdy, žijící mezi kořínky rostlin a druhy vytvářející horizontální chodby v hlubších minerálních horizontech. Anektické žížaly vytvářejí hluboké vertikální chodby, přičemž potravu získávají na povrchu půdy (ŠIMEK A KOL. 2019).

Žížaly ovlivňují půdní prostředí zejména svými exkrementy (tzv. koprolyty představují organominerální výměšky žížal, které se svým složením výrazně liší od okolní půdy). Během jediného roku může projít zaživačím traktem žížal více než čtvrtina svrchní vrstvy půdy. Pro půdní prostředí jsou významné také tvorbou chodeb, které patří k největším půdním póřům (mohou mít přibližně 1 až 10 mm). Chodby žížal ovlivňují především vodní a vzdušný režim půd. Na žížaly bohaté půdy se vyznačují obecně vyšší retencí srážek. Chodby mají přímý vliv na rychlost infiltrace vody do půdy. Exkrementy žížal mají vyšší podíl jílovité zrnitostní frakce než okolní půda. Také rychlost mineralizace organické hmoty a denitrifikace je v exkrementech žížal podstatně vyšší. Přítomnost chodem příznivě ovlivňuje provzdušnění půdy a zvětšuje relativní povrch v půdě, čímž se zvyšuje také prostor pro mikrobiální aktivitu. Žížaly jsou také významným zdrojem potravy pro obratlovce i bezobratlé živočichy. Jsou rovněž hostiteli parazitů (ŠIMEK A KOL. 2015, SCHLAGHAMERSKÝ 2013).

Z ekologického hlediska se chvostoskoci člení na druhy: epiedafické, hemiedafické a euedafické.



Zástupce epiedafických chvostoskoků *Tomocerus minor*.

Zdroj: ŠIMEK A KOL. 2019

K nejdůležitějším stanovištním požadavkům žížal patří dostatek a kvalita potravních zdrojů, vhodná vlhkost, teplota, příznivá půdní reakce a vhodná půdní textura.



Žížala *Fitzingeria platyura* obývá jílovité půdy listnatých lesů a půd.

Zdroj: HUDEC A KOL. 2007

Žížaly členíme do tří ekologických skupin: epigeické, endogeické a anektické.



Žížala *Fitzingeria platyura* na povrchu půdy ukládá velké kupky exkrementů.

Zdroj: HUDEC A KOL. 2007

MRAVENCÍ

Mravenci jsou podobně jako žížaly řazeni mezi „ekosystémové inženýry“. Jedná se o to, že takové organismy jsou schopné svou aktivitou zcela přetvářet okolní prostředí, a tak přímo nebo nepřímo ovlivňovat dostupnost zdrojů pro jiné organismy. Mravenci jsou součástí různých trofických úrovní. Z hlediska potravní strategie je můžeme považovat za detritofágy, herbivory a predátory. Přítomnost mravenčích kolonií v půdě významně ovlivňuje fyzikální a chemické vlastnosti půdy (promíchávání a provzdušňování půdy), ovlivňuje koloběh živin a tok energie (přemísťování organických látek, inokulace organické hmoty bakteriemi a houbami a vytvářejí velké množství organického odpadu). Na mravencích jsou závislé různé druhy myrmekofilní živočichů a myrmekochorních rostlin. Jsou významnými predátory, čímž se podílejí na regulaci kořisti (ŠIMEK A KOL. 2015, MIKO 2019).

STONOŽKY A MNOHONOŽKY

Stonožky patří mezi dravce, naproti tomu mnohonožky se živí především opadem. Stonožky se od mnohonožek nápadně odlišují tím, že na jednom tělním článku mají vždy jen jeden pár končetin (mnohonožky mají páry dva). Obě skupiny preferují vlhčí lesní půdy, kde se pohybují v nadložních humusových horizontech. Můžeme je ale také nalézt pod kůrou padlého dřeva a pařezů. Žijí také na loukách nebo sutích. Stonožky jsou významnými regulátory početnosti ostatních půdních živočichů. Mnohonožky svou činností přispívají k rozměňování organické hmoty v počáteční fázi dekompozice a tím ovlivňují celkovou rychlost rozkladných procesů. Produkci trusu se podílejí na tvorbě zoogenního horizontu měli, čímž přispívají k tvorbě půdní struktury a stabilizaci organické hmoty (humifikace) (SCHLAGHAMERSKÝ 2013, ŠIMEK A KOL. 2015, MIKO 2019).

SUCHOZEMŠTÍ STEJNONOŽCI

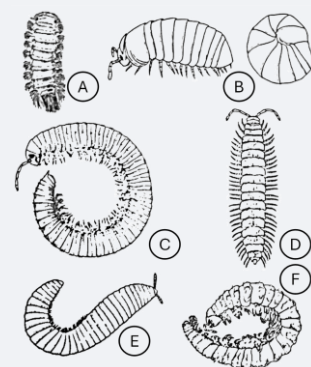
Suchozemští stejnonožci (Oniscidea) jsou jedinou skupinou korýšů žijících na souši. Obývají nejrozličnější typy prostředí (lesní i otevřená, od nížin do hor). Můžeme se s nimi nejčastěji setkat pod kameny nebo padlým dřevem a v půdní hrabance. Některé druhy jsou synantropní. Obecně se živí odumřelým rostlinným materiálem, ale mohou se živit také bakteriemi a mikroskopickými houbami nebo rozkládající se hmotou živočišného původu. Svou aktivitou přispívají k rozměňování organické hmoty a k její dekompozici průchodem přes trávicí trakt. Většina z nich se významně podílí na rozkladu půdní organické hmoty a transportu materiálu v půdě. Trus přispívá k tvorbě půdní struktury (půdy se zoogenním horizontem měli). Jsou také významným zdrojem potravy půdních predátorů, například pavouků (ŠIMEK A KOL. 2015, MIKO 2019).

PAVOUCI

Řada druhů pavouků funkčně nepatří mezi půdní organismy. Půdní prostředí využívají jako prostor ke svému životu a lovu. Obývají půdní hrabanku a svrchní vrstvu půdy, většinou jsou draví, ale někteří se živí rozkládající se organickou hmotou. V půdě vytváří chodbičky, čímž půdu přemísťují a provzdušňují. Rovněž jsou zapojeni do potravních řetězců v půdě (regulují početnost své kořisti) a tím do toků látek (SCHLAGHAMERSKÝ 2013, MIKO 2019).



*Průřez mravenišťem mravence žlutého, který obývá různé nelesní biotopy (louky, pastviny, okraje cest) a žije také v okolí lidských sídel.
Zdroj: Miko 2019*



*Ekomorfologické typy našich mnohonožek: A. podkorní mnohonožky; B. svinule; C. raziči; D. klínovitý typ; E. vrtavý typ; F. hrbule.
Zdroj: ŠIMEK A KOL. 2019*



*Stínka zední obývá vlhká místa v listnatých lesích, ale také v zahradách.
Zdroj: Miko 2019*



*Šestiočky jsou specialisty na lov stínek.
Zdroj: Miko 2019*

Otázky:

1. Definuj pojem edafon a uveďte úskalí, která jsou s jeho používáním spojena.
2. Jaký mají organismy v půdě význam?
3. Jak byste charakterizovali rozmístění organismů v půdě z časoprostorového hlediska?
4. Stručně charakterizujte významné skupiny půdních organismů.
5. Uveďte příklady některých adaptací organismů na život v půdě.
6. V textu jsou uvedené pouze některé vybrané skupiny půdních organismů. O kterou skupinu organismů by mohl rozšířen? Doplňte ji a charakterizujte její význam pro půdu.

Místo pro poznámky:

11. Zrnitostní složení půd

Zrnitost poskytuje důležitou informaci o velikosti a poměrném zastoupení jednotlivých frakcí v půdě. Zrnitostní složení se významně podílí nejen na průběhu pedogenetických procesů, ale také na agronomické a ekologické charakteristice půdy. Používají se k tomu různé klasifikace (REJŠEK A VÁCHA 2018).

V České republice se nejběžněji používá jednoduchá a praktická klasifikace podle Nováka:

Velikost zrn (v mm):	Označení		
	Skupinové	jednotlivé	Hromadné
< 0.0001	jíl (fyzikální)	koloidní	jemnozem
0.0001 – 0.002		velmi jemný	
0.002 – 0.01	Prach	velmi jemný	
0.01 - 0.063		hrubý	
0.063 - 0.250	Písek	jemný	
0.250 – 1		střední	
1 – 2		hrubý	
2 – 8	Štěrk	drobný	skelet
8 – 32		střední	
32 – 128		hrubý	
128 – 256	Kameny		
> 256	Balvany		

Zrna o velikosti přes 2 mm tvoří tzv. skelet, u kterého se obvykle uvádí jeho popis, tedy zda je oválný nebo ostrohranný. Případně se uvede stupeň opracování, zvětralosti, uspořádání a uložení v profilu nebo jeho petrografické složení. U zrn, která přesahují velikosti přes 63 mm se uvádí označení horniny tvořící zrna (CHLAPEK 2004).

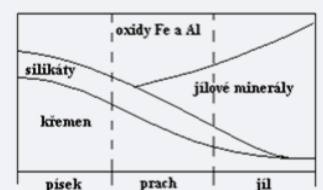
Jednotlivé zrnitostní frakce se liší také svým mineralogickým složením. Obecně platí, že čím je velikost zrn menší, tím se zmenšuje podíl primárních minerálů a narůstá podíl minerálů sekundárních (jílových). Křemen je hojně zastoupen ve všech frakcích kromě koloidního jílu. Draselné živce jsou v malé míře zastoupeny v jemnějších frakcích a v koloidní frakci vzácně. Snadno zvětrávající minerály, jako jsou například plagioklasy, augity a amfiboly se v jílové frakci nevyskytují vůbec. Slídy přibývají s jemností frakce. Vyšší obsah slíd je zejména v jemném písku a hrubém prachu, ale v jílové frakci jsou místo nich zastoupeny ve větší míře minerály skupiny illitu.

Stanovit půdního druhu je možné pomocí trojúhelníkového diagramu pro půdní frakce (písek, prach a jíl). Přesné zařazení do skupiny zrnitosti je možné až po laboratorním rozboru, kdy je stanoven přesný poměr jednotlivých frakcí. U nás se nejvíce používá Novákova klasifikace půdní zrnitosti. V terénu lze zrnitost odhadnout tzv. prstovou zkouškou a k vyjádření se používá klasifikační stupnice zrnitosti. Zařazením půdy podle zrnitosti je stanoven půdní druh (CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018).

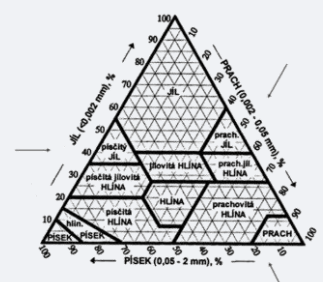
Hlavním cílem zrnitostních analýz je určení půdního druhu.

Přesnější klasifikace je uvedena v Taxonomickém klasifikačním systému půd ČR (NĚMEČEK A KOL. 2011).

Prachu se v pedologii říká hlína.



Zdroj: CHLAPEK 2004



Trojúhelníkový diagram zrnitosti půd (NRSC USDA)

Novákova klasifikace půdního druhu:

Obsah jílu v % (< 0,01 mm):	Půdní druh:	
	jednotlivé	Skupinové
0 – 10	písčítá	lehká půda
10 – 20	hlinitopísčítá	
20 – 30	písčitohlinitá	střední půda
30 - 45	hlinitá	
45 - 60	jílovitohlinitá	těžká půda
60 - 75	Jílovitá	
> 75	Jíl	

V případě lesních půd má velký význam příměs hrubších částic, proto se používá například označení půdy na základě obsahu skeletu podle Šály:

Obsah skeletu:	Označení:
< 20%	slabě štěrkové, kamenité, balvanité
20 – 50%	středně štěrkové, kamenité, balvanité
> 50%	silně štěrkové, kamenité, balvanité

Půdní druh je parametr, který významně ovlivňuje další vlastnosti půdy. Používá se jako jedna z charakteristik úrodnosti půd, nebo jako kritérium pro výpočet náchylnosti půd vůči erozi aj. Půdy lze rozdělit na půdy lehké, střední a těžké. Půdy s vysokým zastoupením pouze jedné z krajních zrnitostních frakcí vykazují extrémní vlastnosti (půdy jílovité versus půdy písčité) (CHLAPEK 2004; REJŠEK A VÁCHA 2018):

- **Lehké půdy** (písčité) se snadněji obdělávají, jsou dobře propustné pro vzduch i pro vodu (jsou vysoce provzdušněné s nízkou vodní kapacitou). Z těchto důvodů jsou snadno vysychavé. Písčitými půdami s nekapilárními póry voda volně a rychle prosakuje. Tyto půdy jsou proto také rychleji vyluhovány a živiny z nich snadno vyplavovány. V písčitých půdách jsou procesy illimerizace a podzolizace intenzivnější než v půdách jílovitých. Tepelný režim je velmi dobrý, písčité půdy se snadno prohřívají. Mikrobiální činnost je poměrně vysoká, humus je rychle rozkládán. Sorpce je naopak velmi nízká. Lehké půdy vznikají především na žulách, rulách nebo svorech.
- **Střední půdy** (hlinité) mají při dobrém strukturním stavu optimální fyzikální, chemické a biologické vlastnosti. Vodní kapacita i provzdušněnost je vyhovující. Propustnost pro vodu je střední a závisí také na struktuře půdy. Mají dostatečnou sorpční schopnost. Jsou soudržné a za normálních podmínek snadno obdělávatelné. Vznikají především na andezitech, gabrech nebo čedičích.
- **Těžké půdy** (jílovité) jsou málo propustné pro vzduch i pro vodu (převaha kapilárních pórů zvyšuje schopnost zadržovat vodu a snižuje propustnost). Mají vysokou vodní kapacitu a malou provzdušněnost, ale trpí zamokřením a ulehavostí. Mikrobiální činnost je omezena. Tepelný režim vlivem zamokření nevyhovující. Snadno rozbředají, bobtnají a pomalu vysychají. Sorpci mají vysokou. Fyzikální a fyzikálně chemické vlastnosti jsou silně závislé na mineralogickém složení frakce fyzikálního jílu. Vznikají na jílovitých vápencích, slínech, jílech a gabru.

Pojem „jíl“ má různý význam ve smyslu chemickém, v petrografii a v pedologii.

Z hlediska chemického byl dříve považován za „čistý“ jíl kaolinit ($Al_2O_3 \cdot 2 SiO_2 \cdot 2 H_2O$).

Z hlediska petrografického je většinou jako jíl označována hornina neznepevněná, složená především z vodnatých alumosilikátů a ferrisilikátů koloidních i krystalických s menším podílem křemene, živců, slíd aj. Jíly se pak jako horniny dále člení podle příměsí, geologického stáří, technického využití aj.

V pedologii jsou jako jíl označovány všechny půdní částice, které jsou menší než 0,002 mm.

Otázky:

1. Objasni, proč je zrnitostní rozbor půdy důležitý.
2. Co rozumíme pod pojmem půdní druh?
3. Popiš klasifikaci půd na základě zastoupení jednotlivých půdních frakcí a klasifikaci půdního druhu.
4. Charakterizuj půdy lehké, střední a těžké.
5. Vyzkoušejte orientační stanovení zrnitostního složení půdy pomocí prstové zkoušky.

Místo pro poznámky:

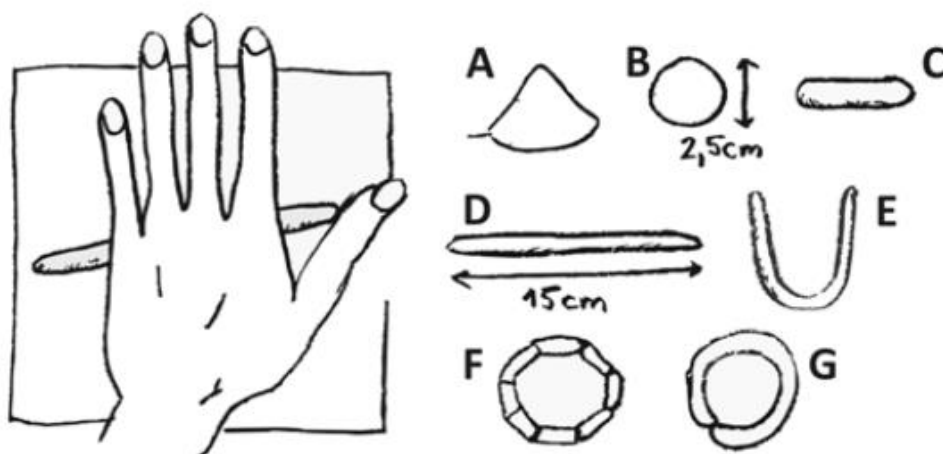
Příloha ke kapitole Zrnitostní složení půd: Stanovení zrnitostního složení půdy - prstová zkouška

Zrnitostní složení půdy je dáno zastoupením jednotlivých velikostních frakcí v půdě. V terénu lze zrnitost orientačně stanovit tzv. prstovou zkouškou. Navlhčenou zeminu třeme mezi palcem a ukazovákem případně na dlani. Písčité částice skřípou mezi prsty, prachovité (hlinité) jsou jemné a jílovité částice jsou mazlavé. V každém vzorku půdy je obvykle zastoupena kombinace všech těchto tří druhů částic.

Vezměte do dlaní malý vzorek zeminy (přibližně vrchovatou kávovou lžičku), zvlhčete jej malým množstvím vody například z rozprašovače až do okamžiku, kdy se zemina stane plastickou (ulpívá na dlani, ale není rozbředlá). Propracujte zeminu tak, aby byla všude přibližně stejně vlhká a pokuste se z ní vytvarovat kuličku o průměru cca 2,5 cm a z ní následně váleček. Možnost modelace zeminy při dané vlhkosti pak vypovídá o jejím zrnitostním složení (PENÍŽEK A KOL. 2019):

- A. půda písčítá – zrnka zeminy nedrží pospolu, nelze z ní vytvarovat ani kuličku;
- B. půda hlinito-písčítá – ze zeminy lze vytvarovat kuličku o poloměru 2,5 cm, ale nelze z ní vytvarovat váleček;
- C. půda písčito-hlinitá – z kuličky lze vytvarovat krátký silný váleček;
- D. půda hlinitá – váleček lze na dlani vyválet do délky přibližně 15 cm;
- E. půda jílovito-hlinitá – vyválený váleček lze zahnout do podkovy, ale při dalším ohybu se začíná lámat;
- F. hlinito-jílovitá půda – váleček lze stočit do kroužku, na kterém se ale objevují zřetelné trhliny;
- G. půda jílovitá – váleček lze bez problémů stočit do kroužku.

93



Zdroj: PENÍŽEK A KOL. 2019

12. Klasifikace půd

Základní jednotkou (taxonem) klasifikace půd (půdní taxonomie) je půdní typ. Půdy, které můžeme zařadit k určitému půdnímu typu, vznikají půdotvornými procesy, které jsou pro tento půdní typ specifické. Jejich výsledkem je specifická charakteristika půdního profilu, která je tvořena půdními horizonty. Rozhodující charakteristikou půdního typu je proto přítomnost určitých diagnostických horizontů a jejich vlastnosti. Základem pro rozlišení půdních typů je jejich vznik a znaky, kterými se pedogenetické procesy projevují v půdním profilu. Současné klasifikace jsou založeny na komplexním pojetí půdotvorných faktorů a půdotvorných procesů, na genezi půd (NĚMEČEK A KOL. 2011; ZÁDOROVÁ A PENÍŽEK 2020).

V různých zemích se používají různé klasifikační systémy. Pro naše podmínky byly významné zejména systémy orientované na střední Evropu, nebyl však akceptován jako mezinárodní celosvětová klasifikace.

Významným posunem bylo vypracování mezinárodní klasifikace půd, kterou si vyžádalo sestavení půdní mapy světa, které bylo provedeno pod patronací FAO a UNESCO. Tato klasifikace je dnes uznávána jako referenční mezinárodní klasifikace a její prvky jsou postupně začleňovány do národních klasifikací půd. Z této mezinárodní klasifikace FAO/UNESCO vychází Taxonomický klasifikační systém půd České republiky.

94

Taxonomické kategorie klasifikačního systému

Hierarchický, multikategorický systém půd ČR zahrnuje tyto taxonomické kategorie: referenční třídy půd, půdní typy, půdní subtypy, půdní variety, půdní subvariety, ekologické fáze, degradační a akumulární fáze a lokální půdní formy (NĚMEČEK A KOL. 2011).

Referenční třídy půd představují velké skupiny půd, které vystupují v zahraničních klasifikačních systémech a umožňují české půdy s nimi korelovat.

Půdní typy jsou hlavní jednotkou klasifikačního systému. Jsou charakterizované určitými diagnostickými horizonty a jejich sekvencemi, anebo diagnostickými znaky. Jejich názvem jsou podstatná jména s tradičními koncovkami (např. glej, rendzina, podzol) nebo s koncovkou –zem, nikdy však nekončí na –sol (toto je vyhrazeno referenčním třídám). Symbol půdního typu je tvořen dvěma velkými písmeny, např. CE, KA.

Půdní subtypy představují výrazné modifikace půdního typu. Subtypy vyjadřují:

- centrální pojetí půdního typu (na nejcharakterističtější substrátu);
- modální - přechody k jiným půdním typům, indikované výskytem určitého diagnostického horizontu či znaku;
- specifickým případem předešlého jsou přechody k semihydromorfním či hydromorfním půdám;
- modifikace typu určené výraznými rysy, nasyceností sorpčního komplexu;
- modifikace určené výraznými rysy zrnitostního složení;
- modifikace určené výraznými znaky antropického ovlivnění.

Klasifikace založené na genezi půd se postupně vyvíjely. V některých případech byl kladen větší důraz na půdotvorné faktory klimatické, které podmiňují vznik půd ve velkých geografických oblastech. V podmínkách menších a více diferencovaných oblastí je větší pozornost věnována faktorům geologického podloží a mikroklimatu.

V půdních mapách středního a malého měřítka (1 : 50 000; 1 : 200 000) se používá půdní typ, subtyp a hlavní půdní formy. V detailním měřítku používají další kategorie.

Referenční třídy půd jsou pojmenovány podstatným jménem s koncovkou –sol a jsou seskupovány podle hlavních rysů jejich geneze.

Půdní subtypy se označují přidavným jménem umístěným za podstatným jménem označujícím půdní typ. V symbolu jsou označeny malým písmenem, nebo několika malými písmeny za symbolem typu.

Přehled referenčních tříd půd České republiky

V klasifikačním systému je uvedeno 15 referenčních tříd (NĚMEČEK A KOL. 2011; REJŠEK A VÁCHA 2018; PAVLŮ 2018):

LEPTOSOLY

Referenční třída leptosolů je definována jako půdy vytvářející se z rozpadů pevných či zpevněných hornin. Vyznačují se výraznou skeletovitostí již ve svrchních horizontech a celkovou mělkostí půdního profilu. Mají většinou velice jednoduchý sled horizontů. Některý z typů horizontu A (například iniciální, humózní nebo drnový) nasedá přímo na půdotvorný substrát C nebo na matečnou horninu R.

REGOSOLY

Referenční třída regosolů se od leptosolů odlišuje tím, že vzniká z nezpevněných sedimentů (písků a štěrkopísků), ale i jiných substrátů jako jsou například spraše. Půdy této referenční třídy nejsou skeletovité, ale jinak se svými vlastnostmi leptosolům podobají. Nejsou definovány chemismem nebo probíhajícími procesy, ale svojí nevyvinutostí, mělkostí horizontu A a přímým uložením horizontu A na půdotvorný substrát. Jejich vznik je podmíněn rychlou mineralizací organické hmoty, kdy nedochází k její dlouhodobé akumulaci v půdním profilu. Sekundárně vznikají intenzivní erozí černozemí způsobenou nevhodným hospodařením.

FLUVISOLY

Tuto třídu tvoří půdy bez výrazných diagnostických horizontů (kromě horizontů akumulace organických látek) a jsou to půdy s různorodým chemismem. Základním společným znakem je dlouhodobé, ale periodické usazování sedimentů unášených vodními toky nebo v důsledku svahových pochodů a erozí. Charakteristický je poměrně vysoký obsah organické hmoty v celém půdním profilu. Dalším poměrně výrazným znakem těchto půd je vrstevnatost půdního profilu, která je způsobená střídáním zrnitostně různorodých materiálů. Typický sled horizontů je A–M (písmenem M se označuje různě mocné souvrství sedimentovaného materiálu).

VERTISOLY

Třída vertisolů zahrnuje půdy, které jsou definované složením svého minerálního podílu. Z velké části se na něm podílejí tzv. smektické jíly, které se vyznačují nadměrnou bobtnavostí. Jedná se o půdy těžké. Hlavní diagnostické znaky vertisolů souvisejí se sezónními objemovými změnami jílu (během střídání suchých a vlhkých období). Během období sucha v nich vznikají hluboké trhliny, kterými propadá do relativně značných hloubek organický materiál. Vzniká tak mocný tirsový humusový horizont (At). Postupným uzavíráním trhlin v období vlhka vznikají tzv. skluzné plochy, které jsou pro tyto půdy také charakteristické. Bobtnání a vysychání zapříčiňuje vznik klínových pedů (přechod horizontu A a C) a zvlněného reliéfu horizontů. Z chemického hlediska jsou to půdy poměrně kvalitní, humózní s nasyceným sorpčním komplexem. Jejich fyzikální vlastnosti jsou však natolik nepříznivé, že je jejich zemědělské využití omezené.

Referenční třídy půd ČR: leptosoly, regosoly, fluvisol, vertisol, černosoly, luvisoly, kambisol, andosoly, podzosoly, stagnosoly, glejsoly, salisoly, natrisoly, organosoly a antroposoly.

Název referenční třídy leptosoly je odvozený z řeckého slova leptos = tenký.

Čtyři půdní typy: litozem - LI, ranker - RN, rendzina - RZ a pararendzina - PR.

Název odvozený z řeckého slova regos = příkrývka.

Jediný půdní typ: regozem - RG.

Název odvozený z latinského slova fluvius = řeka.

Dva půdní typy: fluvizem - FL a koluvizem - KO.

Název odvozený z latinského slova vertere = obracet.

Jediný půdní typ: smonice - SM.

ČERNOSOLY

Taxonomická třída černosoly zahrnuje půdy vyvinuté na nezpevněných karbonátových substrátech (spraších) především v oblastech stepí. Ze zemědělského hlediska jsou to půdy velice kvalitní a úrodné, s optimálním chemickým složením minerálního i organického podílu a s příznivými fyzikálními vlastnostmi. Všechny tyto příznivé vlastnosti mají vliv nejen na úrodnost půdy, ale také na organismy žijící v půdě (edafon). Hojně je zastoupený nejen mikroedafon a mezoedafon, ale také makroedafon. Makroedafon způsobuje v půdě vznik tzv. krotovin. Jedná se o půdní novotvary, které vznikly vyplněním nor materiálem, který byl přemístěný z jiného půdního horizontu, než ve kterém se vlastní nora původně nacházela. V půdním profilu se tak vytváří tmavé skvrny ve světlém horizontu C, nebo naopak světlé skvrny v horizontu A. Nejvýraznějším půdním procesem je bioakumulace (délka trvání tohoto procesu může dosahovat až několika tisíc let). Mocnost humusového horizontu A dosahuje často více než 60 cm.

LUVISOLY

Luvisolys jsou typické pro oblasti mírného klimatu s dostatkem srážek pro růst listnatých a smíšených lesů. Navazují na oblast rozšíření černozemí a černic. Vznikají rovněž na nezpevněných substrátech, ale bez karbonátů, nebo alespoň na substrátech odvápněných ve svrchních částech profilu. Pro tuto referenční třídu je charakteristickým procesem illimerizace, který se projevuje vznikem specifické stratigrafie v půdním profilu. Illimerizace je podmíněna dostatkem srážek a dostatečnou propustností půdy. Promyvný režim zajišťuje vyplavování karbonátů, ale i jiných forem vícemocných iontů do hlubších vrstev půdního profilu. V důsledku toho dochází k mírnému okyselení a převaze jednomocných iontů ve svrchních horizontech. Toto prostředí následně umožňuje peptizaci koloidů (především jílových minerálů), tedy jejich přechod do mobilní podoby. Trvajícím promyvným režimem takto mobilizované jíly transportuje do hlubších vrstev půdy, kde koloidy koagulují s vícemocnými ionty. Dochází k jejich vysrážení do podoby pevných gelů na povrchu půdních částic. Vzniká tak novotvar označovaný jako povlaky jílových minerálů. V půdním profilu se tak utvářejí horizonty relativně ochuzené o jílové složky (E) a horizonty naopak o ně obohacené (Bt).

KAMBISOLY

Kambisolys představují nejrozšířenější půdy u nás (až 50 % území České republiky). Z chemického hlediska se jedná o velmi různorodou třídu, která je výrazně ovlivňovaná chemismem výchozího substrátu a který následně významně ovlivňuje výsledné fyzikální vlastnosti. Společným znakem je přítomnost horizontu B, který nevznikl transportem, ale je produktem intenzivního vnitropůdního zvětrávání. U kambizemí se tento proces nazývá hnědnutí (brunifikace). V kambisolech mírného pásma převládá chemicko-mechanická přeměna slíd, hlavně biotitu na illit. Dochází tedy k rozrušování půdních částic za vzniku jílu. Zvětráváním dochází k uvolnění železa a ke vzniku typického zbarvení. Kambický horizont (Bv) je zrnitostně těžší a viditelně hnědší než původní půdotvorný substrát (C). Pelozemě jsou půdy extrémě těžké, vzniklé z málo zpevněných jílu, slínů, či jílovitě zvětrávajících břidlic.

Název této referenční třídy odvozený z ruského slova чёрный = černý.

Dva půdní typy: černozem - CE a černice - CC.

Název odvozený z latinského slova luere = mýt.

Tři půdní typy, odlišující se intenzitou illimerizace: šedozem - SE, hnědozem - HN a luvizem - LU.

Název odvozený z latinského slova cambiare = měnit.

Dva půdní typy: kambizem - KA a pelozem - PE.

ANDOSOLY

Referenční třída andosolů zahrnuje půdy, které se vyvinuly na substrátech vzniklých zvětráváním kyselých vulkanických pyroklastik. Z kyselého substrátu se uvolňuje velké množství volného hliníku, z nichž v půdě vznikají amorfní jílové minerály (alofánu nebo imogolitu). Spolu s vegetací dochází ke tvorbě kyprého, často hlubokého, silně humózního andického humusového horizontu Aa, který na první pohled může připomínat profil černozemí, chemicky je však zcela odlišný.

PODZOSOLY

Referenční třída podzosolů představuje půdy vznikající na zpevněných i nezpevněných kyselých půdotvorných substrátech procesem podzolizace. Nezbytnou podmínkou tohoto procesu je dostatečně promyvný režim, který umožňuje vyplavování bází ze svrchních horizontů a tím oksylení půdního prostředí. V důsledku toho pak dochází ke zrychlení procesu zvětrávání alumosilikátů. Podzolizace je založena na dvou základních procesech. Jedná se o zmíněné zvětrávání následované transportem koloidní formy alumosilikátů a o tvorbu a transport komplexů hliníku a železa s organickou hmotou. Dochází k uvolnění a transportu Al a Fe spolu s částí organické hmoty, a tak ke vzniku ochuzeného horizontu Ep. Při zvýšení pH v profilu pak dochází k jejich vysrážení a vytvoření obohacených horizontů. V případě transportu spolu s organickou hmotou vzniká humusoseskvioxidický horizont (Bhs), anebo v případě migrace bez organické hmoty, pouze seskvioxidický horizont (Bs).

STAGNOSOLY

Referenční třída stagnosolů zahrnuje půdy periodicky ovlivňované vodou (semihydromorfní půdy). Svrchní horizonty půdy jsou převlhčeny nejvíce, převládá v nich anaerobní, tedy redukční prostředí. S hloubkou intenzita převlhčení klesá a začíná převažovat oxidační prostředí. Oxidačně redukční podmínky ovlivňují mocenství různých prvků. V případě hojně zastoupeného železa je změna mocenství doprovázena i barevnou změnou. Dvojmocné redukované Fe^{2+} má barvu modrozelenou, zatímco oxidovaná podoba Fe^{3+} je oranžovohnědá. V půdním profilu jsou tyto formy zastoupeny vedle sebe a vytvářejí tak charakteristický znak těchto půd, mramorování. Pseudoglej je charakteristický výskytem výrazného mramorovaného horizontu. Stagoglej má rovněž charakteristický mramorovaný horizont, ale intenzita převlhčení je větší než u pseudogleje.

GLEJSOLY

Půdy referenční třídy glejosolů jsou rovněž ovlivněny vodou, jedná se o půdy hydromorfní, ale hlavní příčinou hydromorfních znaků je voda podzemní. Pochody, které v těchto půdách probíhají, se souhrnně označují jako glejový proces. Mechanismus je obdobný jako u stagnosolů. V půdním profilu se vyskytují jak oxidační, tak i redukční podmínky, které vedou k charakteristickým barevným projevům oxidovaného nebo redukovaného železa. Redukční podmínky převládají ve spodních partiích profilu pod hladinou podzemní vody. Tento výrazně šedý, šedomodrý, či šedozelený horizont bývá označován písmenem G. Směrem k povrchu, kde hladina podzemní vody dosahuje pouze periodicky, vzrůstá intenzita oxidačních procesů a začíná převládat rezivé zbarvení.

Název této referenční třídy odvozený z japonských slov an = tmavý a do = půda.

Jediný půdní typ: andozem - AD.

Název odvozený z ruských slov pod = pod a зола = prach.

Dva půdní typy, kryptopodzol - KP a podzol - PZ.

Kryptopodzoly jsou půdním typem, který můžeme zjednodušeně chápat jako přechod kambizemí k podzolům.

Název odvozený z latinského slova stagnare = zdržovat.

Dva půdní typy: pseudoglej - PG a stagoglej - SG.

Proces se nazývá oglejení. V redukčních podmínkách převládá modrošedá či zelenošedá barva nad rezivou, která je patrná podél systému půdních pórů, kam se dostává alespoň částečně vzduch. V podmínkách více aerobních převládá barva rezivě hnědá.

Název této referenční třídy odvozený z ruského slova глеѣ = kliš, maz.

Jediný půdní typ: glej - GL.

SALISOLY

Salisoly jsou půdy s vysokým obsahem rozpustných solí, které vytvářejí tzv. salický horizont S. Tyto půdy jsou běžné v aridních oblastech, kde výparný režim způsobuje vynášení rozpustných solí z hlubších vrstev půdy a jejich akumulaci při povrchu. Tento proces lze uměle vyvolat nadměrným používáním minerálních hnojiv nebo intenzivním zavlažováním vysychavých půd minerálně bohatou vodou. Salisoly jsou půdy s výraznými znaky zasolení, se salickým diagnostickým horizontem a s obsahem rozpustných solí.

NATRISOLY

Natrisoly jsou půdy rovněž výrazně ovlivněné přítomností rozpustných solí, v tomto případě solí sodných. Jejich zvýšená koncentrace vede k procesu soloncování, který se podobá procesu ilimerizace. Při nadbytku jednomocných iontů Na^+ dochází k peptizaci jílu a jejich transportu profilem. V místech s vyššími obsahy vícemocných iontů tyto jíly koagulují. V půdním profilu vzniká ochuzený soloncový horizont Es a natrický obohacený horizont Bn charakteristický svojí sloupkovitou strukturou ve svrchní části.

ORGANOSOLY

Organosoly jsou půdy charakterizované mocným organickým rašelinným horizontem, který dosahuje mocností 0,50 m a více. V případě, že tento zrašelinělý horizont (označuje se písmenem T) dosedá přímo na pevnou skálu, může být jeho mocnost menší (nad 0,10 m). Naprostá většina chemických a fyzikálních vlastností je odvozena od výchozích vlastností organického materiálu, z něhož se horizont T vytváří. Jiné jsou vlastnosti kyselých vrchovišť a jiné u údolních slatin.

ANTROPOSOLY

Půdy vzniklé buď výraznou modifikací půdních horizontů kultivačními, melioračními opatřeními, pohřbením původních půdních horizontů nebo půdy vzniklé z přemístěných materiálů nebo půdy silně kontaminované. Příkladem jsou půdy vzniklé rekultivací odvalů a výsypek nebo skládek komunálního odpadu.

Diagnostické půdní horizonty

Půdní typ jako hlavní jednotka klasifikačního systému půd je charakterizován také diagnostickými půdními horizonty. Za diagnostický půdní horizont je považován dobře rozeznatelný genetický půdní horizont (nebo i půdní vrstva), který je definovaný souborem vizuálních i analytických znaků. Genetický půdní horizont je výsledné rozčlenění půdního profilu do několika více nebo méně zřetelných horizontů vzniklých působením půdotvorných pochodů. Tyto horizonty jsou charakterizovány specifickým souborem znaků a vlastností. Morfologické znaky jsou natolik nápadné, že je lze ověřit přímo v terénu. Horizonty s podobnými morfologickými i analytickými znaky označujeme společným názvem, který bývá často odvozený od hlavního půdotvorného pochodu a který zapříčinil jejich vzniku. Půdní vrstva se specifickými znaky a vlastnostmi tvoří rovněž součást půdního těla, avšak vznikla geologickými procesy (například spraš jako půdotvorný substrát eolického původu) (NĚMEČEK A KOL. 2011).

Název odvozený z latinského slova sal = sůl.

Jediný půdní typ: solončak - SK.

Název odvozený z latinského názvu pro sodík = natrium.

Jediný půdní typ: slanec - SC.

Název odvozený z latinského slova organicus = organický, pocházející z organismů.

Jediný půdní typ: organozem - OR.

Název z řeckého slova άνθρωπος = člověk.

Dva půdní typy: kultizem - KU a antropozem - AN.

Diagnostický půdní horizont.

Genetický půdní horizont.

Půdní vrstva.

Půdní horizonty se označují symboly (malými a velkými písmeny) a řídí se určitými pravidly. Hlavní symboly diagnostických horizontů slouží k označení základních (hlavních) diagnostických horizontů. Využívají se pro ně velká písmena abecedy.

Malá písmena se používají k označení diferenciačních znaků diagnostického horizontu.

Za přechodné horizonty se považují takové horizonty, u nichž se projevují znaky různých pedogenetických procesů. Ty se vyjadřují kombinací hlavního symbolu diagnostického horizontu a znaků přídatných symbolů, přičemž významnější je vždy ten symbol, který je v pořadí na prvním místě.

Schematicky se sekvence horizontů půdního profilu zapisuje tak, že se horizonty od sebe oddělují ležatými čárkami. V závorce může být uvedený horizont, který může v půdním profilu chybět, aniž by se změnilo systematické zařazení půdy do půdní jednotky.

Označení půdních horizontů a jejich charakteristika (NĚMEČEK A KOL. 2011)

I. ORGANICKÉ HORIZONTY

I.1 Anhydrogenní horizonty nadložního humusu

Vznikají na propustných půdách, které nejsou zamokřené. Tvorba nadložního humusu není ovlivněna vysoko ležící hladinou podzemní vody.

- Horizont opadanky – **L** je tvořen čerstvým opadem, který je málo rozložený, jeho původ je rozeznatelný. Může být dále členěn na horizont nové opadanky – Ln nebo horizont změněné opadanky - Lv.
- V horizontu drti (fermentační) – **F** převažují částečně rozložené organické zbytky (jejichž původ je většinou ještě rozeznatelný), nad jemným humifikovaným materiálem, jehož původ nelze určit. Může být dále členěn na mykogenní horizont drti - Fm, zoogenní horizont drti – Fz nebo amfigenní horizont drti Fa.
- Horizont měli (humifikační) – **H** je tmavě zbarvený. Rostlinné zbytky se nacházejí v silném stupni rozkladu, jejich struktura ale není většinou rozeznatelná. Podíl jemných substancí humifikovaného materiálu výrazně převládá nad méně rozloženými zbytky (odumřelými kořeny a kůrou). Může být dále diferencován na humusový horizont měli – Hh, zoogenní horizont měli – Hz a reziduální horizont měli – Hr.

I.2 Hydrogenní horizonty nadložního humusu

Vznik u organozemí nebo glejů, případně stagnoglejů (v případě, že je hladina podzemní vody po většinu roku blízko povrchu půdy). V humidních oblastech mohou vznikat i na půdách přímo neovlivněných podzemní vodou. Hydrogenní horizont fibrický - **Of** 40 i více obj. % nerozložených organických látek, u kterých lze rozeznat jejich původ (rašeliníky, ostřice aj.). Hydrogenní horizont mesický - **Om** je tvořen částečně rozloženými organickými zbytky, má přechodný charakter. Hydrogenní horizont humusový **Oh** převážně dobře rozložený organický materiál transformován do tmavě zbarvených jemných humusových látek. Špatně rozložené vláknité zbytky zaujímají méně než 10 % objemu.

Hlavní diagnostické horizonty se značí písmeny A, B, G, T aj.

Diferenciační znaky malými písmeny jako Ai, Ah, Ac, ..., Bv, Bs, Bt... .

Bvs (převažují znaky horizontu Bv nad znaky Bs); En/Bv (výrazná gradace znaků mezi oběma horizonty), En Bv nebo BtC (nevýrazná gradace) aj.

O–Ah–El–(El+Bt)–BC–C

Organické horizonty obsahují více než 20–30 hm. % organických látek.

*Je možné pro ně použít souhrnné označení **O**.*

Horizont drti Fz má kyprou a nesoudržnou strukturu, která je výsledkem aktivní činnosti půdní mikrofauny a mezofauny s jejich exkrementy, které jsou velmi hojně zastoupeny.

Zoogenní horizont měli Hz je černě zbarvený a má jemnou drobtovitou strukturu. Cylindrické nebo oválné exkrementy půdní fauny jsou v něm velmi časté.

*Pro soubor všech horizontů hydrogenní formy nadložního humusu je možno použít souhrnné označení **Ot**.*

I.3 Rašelinné horizonty - T

Vznikají rašeliněním organických zbytků rostlin při dlouhodobém nadbytku vody, který je podmíněn ombrogenně nebo topogenně. Mocnost horizontů T u organozemí musí být větší než 0,5 m (pouze u subtypu litického postačuje mocnost větší než 0,1 m).

- Rašelinný horizont fibrický – Tf obsahuje více než 2/3 nerozložených organických látek.
- Rašelinný horizont mesický - Tm obsahuje 1/2–2/3 obj. nerozložených organických látek.
- Rašelinný horizont saprický - Ts obsahuje méně než 2/3 obj. nerozložených organických látek.
- Humolitový horizont - Th je charakteristický významnou příměsí minerálních částic (obsahuje zhruba 20–50 % hm. spalitelných organických látek).

II. ORGANOMINERÁLNÍ POVRCHOVÉ HORIZONTY - A (obsahují méně než 20–30 hm. % organických látek)

Humózní (humusové) horizonty – A jsou povrchové minerální horizonty s biogenní do obsahu 20–30 hm. %. Některé humusové látky tvoří vazby s minerálními koloidy. Množství nerozložených organických látek je většinou menší jak 5 %. Humusový horizont se vyznačuje tmavším zbarvením, které jej odlišuje od sousedních horizontů.

II.1 Anhydromorfní humózní horizonty, například iniciální – Ai, humózní lesní - Ah, humózní drnový – Ad nebo tirsový – As.

II.2 Hydrogenní humózní horizonty se vytvořily u glejsolů a některých stagnosolů. Jsou mocnější a mají vyšší obsah humusu. Mohou se v nich vyskytnout novotvary s Fe a Mn. Například hydrogenní humózní horizont lesní – Ahg, hydrogenní humózní horizont melanický – Amg nebo zrašelinělý horizont (anmoorový) – At.

III.3 Kulturní humózní horizonty: orniční – Ap vytvořený orbou a běžnou kultivací do hloubky 0,3 m, antropický – Az vytvořený výraznou antropogenní činností; zasahuje do hloubky v rozmezí 0,3–0,5 m pod povrchem půdy.

III. PODPOVRCHOVÉ HORIZONTY

Leží pod horizonty biogenní akumulace organických látek; pokud je v nich zvýšeno množství organických látek, pak sem byly iluviované, nebo je už obsahuje půdotvorný substrát.

III.1 Vysvětlené, jílem nebo oxidy Fe, Mn ochuzené horizonty - E

Jsou to v různém stupni ochuzené až vybělené horizonty, které vznikly buď vertikálním nebo laterálním transportem látek v půdním těle. Na povrchu pískových nebo prachových zrn chybí tenké povlaky, anebo jsou vytvořeny jen velmi tenké. Vybělený horizont - E lze dále diferencovat například na podzolizací ochuzený horizont – Ep (popelavě šedý horizont podzolů), illimerizací ochuzený horizont - El (plavý horizont luvizemní s destičkovitou až lístkovitou strukturou pedů) nebo hnědý s náznaky podzolizace – Evp.

Horizont typický pro vrchoviště.

Horizont typický pro přechodná rašeliniště.

Horizont typický pro slatiny.

Humózní drnový horizont – Ad vzniká pod drnovým pokrývným humusem primárních travinných společenstev (především horských) jako důsledek hlubokého prokořenění půdy kořínky trav.

III.2 Kambické (metamorfické) horizonty

Představují metamorfické anhydromorfní nebo nanejvýš hydrogenně ovlivněné horizonty bez výrazné biogenní akumulace humusu a iluviace koloidů. Jsou charakterizované alespoň jedním z těchto procesů: přeměna vnitřní stavby bioturbacemi; rozpouštění, redistribuce a vyluhování karbonátů; hydrolyza primárních minerálů při uvolňování Fe, Mn, Al a iontů alkalických kovů a alkalických zemin doprovázená tvorbou a přeměnou jílovitých minerálů. Kambické horizonty lze diferencovat například na hnědý horizont – Bv, okrově hnědý horizont obohacený seskvioxyd – Bvs nebo rubifikovaný – Br.

III.3 Spodické horizonty

Jsou silně sorpčně nenasycené a výrazně nasycené hliníkem. Mají vysoký obsah mobilních organominerálních komplexů tvořených hlavně volným Fe a Al s fulvokyselinami. Jsou výsledkem procesu podzolizace v podmínkách silně kyselé reakce, tvorby moru a promyvného typu vodního režimu. Spodické horizonty jsou diagnostickými horizonty podzolů a kryptopodzolů. Spodické horizonty lze diferencovat například na rezivý – Bsv, humusoseskvioxidický Bsh nebo Bhs a seskvioxidický – Bs.

III.4 Luvické, jílem obohacené horizonty

Jílem obohacené horizonty s iluviálními povlaky koloidů na povrchu pedů, které se vytvořily v anhydromorfních podmínkách (lze připustit jen hydrogenně ovlivněné Btg, Bng). Nasycenost sorpčního komplexu neklesá pod V 20 %. Nad luvickým horizontem se nachází vysvětlený, lehčí, jílem ochuzený horizont E. Luvické horizonty se diferencují například na horizont luvický – Bt, luvický šedý – Bth nebo luvický oglejený – Btg.

III.5 Mramorované, redoximorfní horizonty

Jsou to periodickým převlhčením výrazně hydromorfně přetvořené kambické a luvické horizonty. K převlhčení dochází ve vrstvách půdy se sníženou nebo nízkou hydraulickou vodivostí. Může se jednat například o horizont mramorovaný – Bm, mramorovaný kambický – Bmv nebo mramorový luvický – Bmt.

III.6 Glejové, reduktomorfní horizonty

Vytvářejí se v půdní zóně dlouhodobě nasycené vodou. Nadbytek vody je většinou vyvolán vysoko položenou hladinou podzemní vody, někdy také stagnující srážkovou vodou na nepropustných půdních vrstvách. Převažují redukční procesy, směrem k povrchu půdy se někdy uplatňují i oxidační procesy. Jsou typické pro gleje. Glejové horizonty se diferencují například na horizont glejový, reduktomorfní – Gr nebo glejový oxidační – Go.

III.7 Horizonty akumulace reoxidovaných oxidů Fe, Mn

Oxikový okrový - Bos (rezivě okrový anhydromorfní horizont vzniklý reziduální akumulací oxidů Fe a Mn; hlavně v polohách pod svahy).

III.8 Horizonty akumulace karbonátů a solí

Horizonty obohacené karbonáty či rozpustnými solemi: kalcický – k (pedogenně obohacený sekundární akumulací CaCO₃ u černozemí, obsah karbonátů v horizontech Ak, Ck aj.). Salický – s (akumulace rozpustných solí u solončaku, obsah rozpustných solí v horizontu Cs aj.).

Hnědý horizont Bv je diagnostickým horizontem kambizemě a je charakterizován takto: Hnědší s větším obsahem prachu a nižším obsahem skeletu než pod ním ležící bazální souvrství; horizont nad ním ležící není eluviální horizont E.

Rezivý spodický horizont – Bsv je zbarven rezivě okrový až rezivý, výrazně kyprý; chybí znaky výrazné iluviace koloidů a iluviace organominerálních komplexů; uvolněno je hlavně amorfní oxidované Fe. Jedná se o diagnostický horizont kryptopodzolů v horských podmínkách.

Horizont luvický – Bt je diagnostický pro luvizemě. Musí být mocnější než 0,15 m. Struktura půdy je většinou polyedrická až prizmatická s hnědě zbarvenými lesklými povlaky pedů.

Horizont mramorovaný – Bm vzniká v důsledku střídání redukčních procesů v době zamokření a oxidačních procesů při vyschnutí horizontu. Vzniká tak barevně pestrý horizont. Diagnostický horizont pro pseudogleje.

V horizontu glejovém, reduktomorfním – Gr chybí rezivě novotvary. Uplatňuje se jen světle šedá až zeleně či modravě šedá matrice. Vzniká v trvale kyslíkem chudě zamokřené půdě.

III.9 Horizonty fosilní a pohřbené

Nacházejí se pod vrstvou půdy mladšího původu. Označují se písmenem f, které se předřazuje před znak horizontu.

III.10 Substrátové horizonty a horizonty podložní horniny

Jsou málo ovlivněné nebo neovlivněné biologickou činností a mají nižší stupeň zvětrávání a přeměn ve srovnání s nadložními horizonty. S výjimkou podložní horniny (D) z nich vznikla minerální část půdy.

- C – vlastní půdotvorný substrát (minerální horizont, který poskytl materiál pro tvorbu půdy, například kambizemí a který nevytváří vrstevnaté souvrství).
- II C, III C – souvrství půdotvorného substrátu (bazální souvrství svahoviny vzniklé z téže horniny; skládá se z vrstev, které se od sebe odlišují poměrem skeletu a jemnozeme a ulehlostí nebo kyprostí).
- Cr – rozpad pevné horniny (nachází se na pevné hornině a vytváří k ní přechod).
- R – pevná hornina (vylišuje v tom případě, kdy se bezprostředně pod půdou nachází pevná hornina).
- M – půdní sediment jako půdotvorný substrát (holocenní sedimenty přemístěné vodou nebo větrem, např. u fluvizemě a kolvizemě).
- D – podložní hornina případně fosilní půda (materiálově se neúčastnila tvorby půdy a má výrazně odlišné vlastnosti než půdotvorný substrát).

IV. FORMY NADLOŽNÍHO HUMUSU

Humusová forma je definována jako soubor organických horizontů nadložního humusu a pod nimi ležícího organominerálního horizontu A, pokud je v něm akumulace organických látek dostatečně výrazná.

- Mor – **Or** se vytváří za podmínek nepříznivých pro rozklad a transformaci organických látek, převážně na minerálně chudých půdách v chladném a vlhkém klimatu. K tvorbě moru přispívá kyselý opad jehličí a hromadění odumřelých částí acidofilních druhů rostlin přízemní vegetace. Je častý pod bory a pod smrkovými a borovými monokulturami, a to i v nižších polohách.
- Mor – **Od** zaujímá přechodné postavení mezi morem a mulem. Je charakteristický diagnostickým horizontem drti Fz, nebo Fa. Při rozkladu a transformaci organické hmoty se ještě významně uplatňují houby, ale ve značné míře se už podílejí aktinomycety a půdní fauna. Většinou se vyskytuje i horizont Hh, který bývá obohacen o minerální částice. Není ostře oddělen od humózního horizontu A.
- Mul – **OI** má dobře vyvinutý a poměrně mocný horizont A, v němž je soustředěna převážná část organické hmoty. Nad ním se může tvořit málo mocný horizont L (někdy Fz nebo Hz). Celková mocnost většinou menší než 2 cm. Podmínky pro rozklad a transformaci organických látek velmi příznivé. Vývoj v širokém rozmezí klimatických podmínek (častější v teplých a mírně teplých oblastech pod listnatými porosty). Horizont A s drobtovitou strukturou.

Například pohřbený humózní melanický horizont - fAm.

II C – vrstva obvykle slehlá, obsahuje větší plochý skelet, který je orientován paralelně se svahem, delší osou směrem po spádu svahu; na vrchní straně skeletu jsou vytvořeny povlaky z jemnějšího materiálu, hlavně jílu, prachu, případně písku, které se usazovaly v periglaciálních obdobích (hlavně würmu).

III C – hlubší, zpravidla kypřejší vrstva, ležící vespod. Odlišuje se od hlavního souvrství (horizontů A, B) nad ním ležícím především vyšší hrubozrnností a skeletnatostí.

Diagnostickým horizontem je relativně mocný mykogenní horizont Fm, u hydrogenních morů pak Of a Om. Většinou je mocný i horizont Hh, který bývá ostře oddělen od humózního horizontu Ah.

Moder vzniká v příznivějších klimatických a půdních podmínkách než mor. Vyskytuje se pod listnatými, jehličnato-listnatými, v příznivých podmínkách i jehličnatými porosty.

Vznik na provzdušených čerstvě vlhkých až vlhkých půdách, bohatých na živiny nebo obohacovaných podzemní či záplavovou vodou. Organická hmota je do půdy vpravována činností půdních organismů.

Přehled půdních typů České republiky

Na území ČR se vyskytuje celkem 26 půdních typů (andezem a slanec pouze teoreticky) (NĚMEČEK A KOL. 2011, REJŠEK A VÁCHA 2018, ZÁDOROVÁ A PENÍŽEK 2020, CHYTRÝ A KOL. 2010):

LEPTOSOLY

Litozem (LI), se stratigrafií O - Ah - (Cr) - R

Slabě vyvinuté půdy, které vznikají nezávisle na klimatických podmínkách (azonální půdy) všude tam, kde skalní podloží vystupuje blízko k povrchu (na výchozech silikátových i karbonátových hornin v oblastech vrchovin a hornatin). Půdní profil je velmi mělký (pevná skála se vyskytuje do 10 cm od povrchu půdy i méně), bez diagnostických horizontů. Hlavním půdotvorným procesem je humifikace spojená se slabým zvětráváním. Tyto půdy jsou typické pro iniciační stádia lesních biotopů (například zakrslé doubravy, jeřábové smrčiny, reliktní bory nebo kosodřevina).

Ranker (RN), se stratigrafií O - Ah (možné i Am, Au) nebo Ap - Cr - R

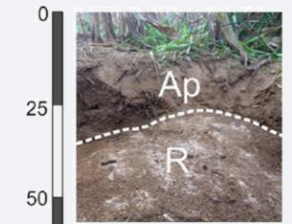
Půdy s mocností do 30 cm na převážně mělkých, silně skeletovitých zvětralinách silikátových hornin. Obsah skeletu v půdě přesahuje 50 %. Vyskytují se nezávisle na charakteru klimatu (azonální půdy), určující je substrát a reliéf. Vyvinutější rankery mohou přecházet k dalším půdním typům, zejména kambizemím. Půdy kyselé s nenasyceným sorpčním komplexem. Vyskytují se rozptýleně od pahorkatin po hornatiny, nejčastěji v horských oblastech (hřebeny, prudké svahy a deluvia). Pro tyto půdy jsou typické zejména suťové javořiny. Jejich možné jiné využití závisí zejména na hloubce A horizontu a stupni skeletovitosti.

Rendzina (RZ), se stratigrafií O - Ah či Am nebo Ap - Crk - Rk

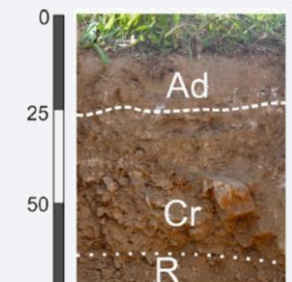
Jedná se rovněž o výrazně skeletovité půdy, vyvíjejí se však z rozpadů karbonátových hornin (bohatých na bazické kationty Ca a Mg). Jsou charakteristické jednostrannou minerální bohatostí s nadbytkem těchto dvou prvků a nedostatkem dalších živin (hlavně K a P). Jsou to převážně mělké půdy. Přirozeně na rendzinách převládá suchomilná bylinná vegetace, místy se na nich vyskytují biotopy stepního a lesostepního charakteru, xerothermní trávníky a také teplomilné doubravy. Rozšíření rendzin odpovídá rozšíření karbonátových hornin na území České republiky, zejména Český kras a Moravský kras, Pálavy. V menší míře na lokálních výchozech vápenců (například v okolí Hranic na Moravě, Štramberku nebo Č. Těšina).

Pararendzina (PR), se stratigrafií O - Ah (Am) nebo Ap - Crk - (Rk)

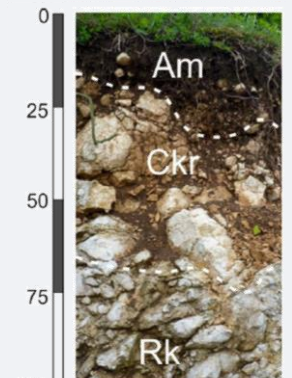
Pararendziny jsou půdy blízké rendzinám. Vznikají však z rozpadů karbonátosilikátových hornin (opuky, slínovce, případně vápnité pískovce, slepence a břidlice). Oproti rendzinám tak mají pestřejší a příznivější zastoupení živin. Vykazují širokou škálu skeletovitosti od silně skeletovitých po pararendziny s pouhou příměsí skeletu. Mohou přecházet ke kambizemím. Pararendziny se nacházejí zejména v oblastech křídových a flyšových sedimentů (Česká křídová tabule, východní Morava a Slezsko). Většina pararendzin slouží jako zemědělská půda (patří k úrodnějším půdám v závislosti na zrnitostním složení a nadmořské výšce). Původní vegetací jsou především doubravy a dubohabřiny.



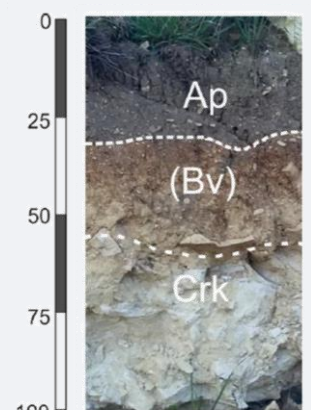
LITOZEM modální



RANKER modální



RENDZINA melanická



PARARENDZINA kambická

Zdroj: ZÁDOROVÁ A PENÍŽEK 2020, upraveno

REGOSOLY

Regozem (RG), se stratigrafií O - Ah nebo Ap - C

Půdy vyvinuté ze sedimentů silikátových hornin. Minerálně chudý substrát či krátká doba pedogeneze zabraňují výraznějšímu vývoji půdního profilu. Vyskytují se v oblastech s výskytem terasových štěrků a štěrkopísků nebo vátých písků. Svými specifickými vlastnostmi (záhřevnost) jsou vhodné k pěstování rané zeleniny. Problémem je zejména nízká retenční kapacita. Přírodě blízkým vegetačním pokryvem jsou především bory. U výrazně sorpčně nenasycených regozemí na křemitých píscích může docházet k pozvolné podzolizaci.

FLUVISOLY

Fluvizem (FL), se stratigrafií O - Ah nebo Ap - M - C

Recentně vznikající půdy bez výrazné stratigrafie půdního profilu. Vznikají v nivách řek a potoků z povodňových (nivních) sedimentů. Mohou být zaplavovány nepravidelně, čímž může docházet k přechodu k jiným půdním typům. Charakter ukládaného materiálu ovlivňuje vlastnosti a využití těchto půd (poměrně úrodné půdy s vyšším obsahem humusu, mohou být však kontaminovány). Vzhledem k regionálnímu původu sedimentů (řeka přináší materiál i z poměrně vzdálených oblastí) nemusí vlastnosti fluvizemí odpovídat charakteru okolních půd. V důsledku často zvýšené hladiny podzemní vody v prostoru nivy jsou v některých profilech fluvizemí vyvinuty redoximorfny znaky. Většina fluvizemí slouží po regulaci vodních toků jako orná půda (na úkor lužních lesů a travních společenstev). Původní společenstva se liší v závislosti na charakteru půd a hloubce podzemní vody (mokřadní olšiny, jasanovo-olšové luhy aj.).

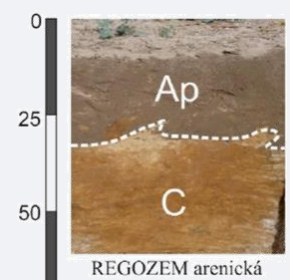
Koluvizem (KO), se stratigrafií Ap - Az - (následují další horizonty)

Vznikají sedimentací a akumulací erozních půdních sedimentů v tzv. koluviálních pozicích v terénu (například na úpatí svahů, v údolích nebo terénních depresích). Vznik koluvizemí souvisí s činností člověka v krajině, zejména s odlesněním a intenzivní zemědělskou činností (zvýšení rychlosti a intenzity eroze). Původ ukládaného materiálu je lokální. Úrodnost koluvizemí je závislá na charakteru ukládaného materiálu. Koluvizemě se roztroušeně vyskytují v zemědělské krajině bez ohledu na půdotvorný substrát, ale nejrozsáhlejší plochy hlubokých koluvizemí se vyskytují v erozně náchylných oblastech (černozemě a hnědozemě).

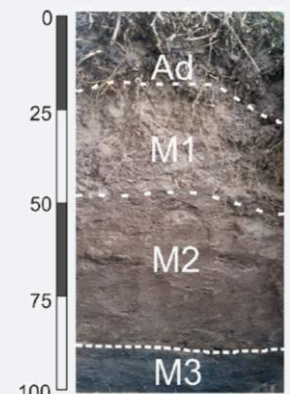
VERTISOLY

Smonice (SM), se stratigrafií Ap - As - As/Ck - Ck

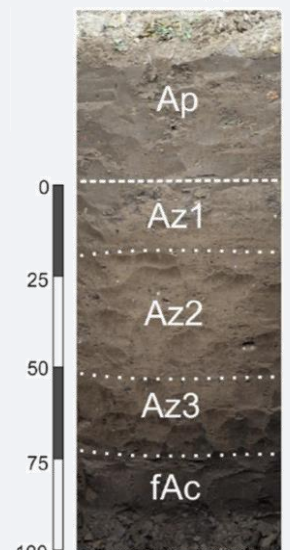
Vyvinuly se na texturně těžších substrátech, bez dalších diagnostických horizontů. Jedná se o nejtěžší půdy, které slouží většinou jako orná půda s nutnými speciálními agrotechnickými postupy (zkrácené období pro obdělávání půdy, udržování příznivé struktury a vláhových poměrů). Smonice jsou vhodné i pro náročnější plodiny (slunečnice, pšenice, kukuřice). Pro pěstování ovocných dřevin jsou nevhodné kvůli nepříznivému vlivu objemových změn v půdě na kořeny stromů. Smonice se vyskytují ve velmi omezené míře v nejsušších částech České republiky (Hodonínsko nebo Chomutovsko, zde však bylo jejich rozšíření silně zredukováno povrchovou těžbou hnědého uhlí).



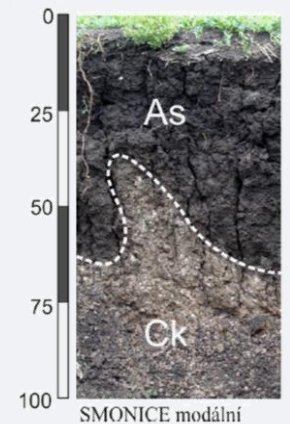
REGOZEM arenická



FLUVIZEM glejová



KOLUVIZEM modální



SMONICE modální

Zdroj: ZÁDOROVÁ A PENÍŽEK 2020, upraveno

ČERNOSOLY

Černozem (CE), se stratigrafií Ac - A/Ck - K - Ck nebo Ac - Bth - BCk - Ck

Černozemě jsou hlubokohumózní půdy, které se vyvinuly nejčastěji na sprašových substrátech. Černozemě patří mezi naše nejúrodnější půdy. Jsou téměř beze zbytku součástí zemědělského půdního fondu. Vysoký obsah a kvalita humusu, dobrá struktura, zrnitost nejčastěji ve střední části spektra, příznivé sorpční vlastnosti i výskyt v nejteplejších částech České republiky umožňují pěstovat na černozemích ty nejnáročnější plodiny (například pšenici, kukuřici na zrno, slunečnici nebo cukrovou řepu). Jistým omezením může být sucho, což se zejména na území jižní Moravy řeší zavlažováním a dále také jejich náchylnost vůči vodní a větrné erozi. Černozemě jsou klimaxovými půdami stepí a lesostepí. Na území ČR se černozemě vyskytují v klimaticky sušších a teplých nížinných oblastech do výšky 250 m n. m. (Polabí, jižní Morava).

Černice (CC), se stratigrafií Acn - ACg - Cg

Podobně jako černozemě představují také černice hlubokohumózní půdy, které se však obvykle vyskytují v širokých nivách řek. Jsou výrazně ovlivněny redoximorfními podmínkami v profilu (hladina podzemní vody většinou v 100–200 cm), jedná se tedy o půdy semihydromorfni. Díky vysokému obsahu kvalitního humusu, příznivým sorpčním vlastnostem, dobré struktuře a dostatku vláhy patří černice k našim nejúrodnějším půdám.

LUVISOLY

Šedozem (SE), se stratigrafií Ap - Ame - Bth - Ck, Ap - Bth - Ck, Ap - Ev - Bth - Ck

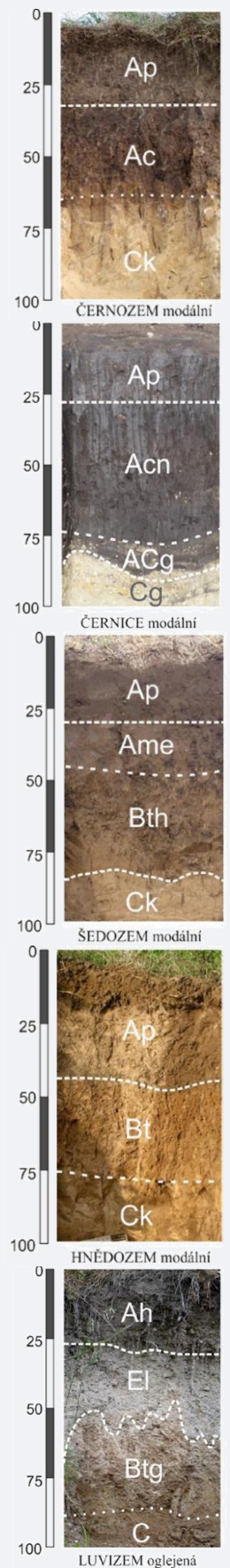
Šedozemě představují přechod mezi Černosoly a Luvisoly (obsahují znaky, které jsou typické pro tyto obě referenční třídy, tzn. mají hluboký humusový horizont a horizont iluviace jílu). Jedná se o půdu lesů lesostepní zóny nacházejících se v sousedství černozemí na spraších v nadmořských výškách 200–300 m n. m. Jedná se o úrodné zemědělsky využívané půdy (vyšší obsah humusu, nasycený sorpční komplex a mírně kyselá reakce).

Hnědozem (HN), se stratigrafií O - Ah nebo Ap - (Ev) - Bt - B/C - C či Ck

Hnědozemě jsou půdy, v jejichž půdním profilu se projevuje proces eluviace. Vyvinuly se hlavně v rovinatém až mírně zvlněném reliéfu nižších až středních poloh v podmínkách vlhčího klimatu. Půdotvorný substrát představují nejčastěji spraše, prachovice a polygenetické hlíny. Jedná se o půdy se střední až vyšší úrodností s příznivým chemismem. Vhodné jsou především pro pěstování obilnin. Původními biotopy byly především doubravy.

Luvizem (LU), se stratigrafií O - Ah nebo Ap - El - Btd - BC - C

Půdy s eluviálním luvickým horizontem. Vytvářejí se hlavně v rovinách a v mírně zvlněném reliéfu (jinak by podlely erozi) a to z prachovic, polygenetických hlín, místy i z lehčích, eolickým materiálem obohacených substrátů. Původními lesními společenstvy na těchto půdách byly bukové doubravy, dubové bučiny až jedlové bučiny. V bezprostředním okolí Ostravy se jedná o jeden z nejrozšířenějších půdních typů.



Zdroj: ZÁDOROVÁ A PENÍŽEK 2020, upraveno

KAMBISOLY

Kambizem (KA), se stratigrafií O - Ah nebo Ap - Bv - IIC

Kambizemě se vyskytují převážně v souvrstvích svahovin magmatických, metamorfovaných a sedimentárních hornin, případně v nezpevněných lehčích až středně těžkých sedimentech. Jedná se o půdy převážně svažitých území pahorkatin až hornatin. V menší míře, především na sypkých substrátech, vznikají i v rovinnatém reliéfu. Kambizemě jsou relativně mladé, středně vyvinuté půdy, u nichž je potenciál pokročilejší pedogeneze snižován přesunem materiálu v nepříliš stabilních podmínkách svahů. Kambizemě jsou nejrozšířenějším půdním typem v ČR (více než polovina území). Zemědělsky je využíváno asi 60 % kambizemí. Jedná se o půdy střední až nižší úrodnosti. Nejlepší podmínky poskytují kambizemě na minerálně silných substrátech (například čedič), s nasyceným sorpčním komplexem a s dostatkem kvalitního humusu. Kambizemě vyšších poloh s výraznějšími projevy acidifikace (kambizemě dystrické) slouží spíše jako lesní stanoviště. Z hlediska skladby plodin mají kambizemě jednoznačně největší podíl v bramborářské výrobní oblasti (brambory, obiloviny, řepka a píce), ale výrazně zasahují také do ostatních výrobních oblastí (mimo kukuřičnou).

Pelozem (PE), se stratigrafií O - Ah nebo Ap - Bp - IIC

Pelozemě jsou půdy, které se vyvinuly na těžkých nezpevněných silikátových substrátech (jílovitých a hlinitojílovitých). Vzhledem k vysokému podílu jílu mají tyto půdy i vysokou kationtovou výměnnou kapacitu. Mají tendenci k oglejení. Vyskytují se v oblastech rozšíření luvizemí a kambizemí.

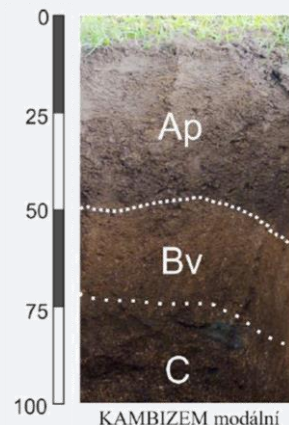
PODZOSOLY

Kryptopodzol (KP), se stratigrafií O - Ah nebo Ap - Bvs - C

Kryptopodzoly mají rezivý až žlutorezivý seskvioxidický spodický horizont s nízkou objemovou hmotností a s vysokou kyprostí. Vytvářejí se v horských oblastech chladnějších klimatických oblastí na souvrstvích přemístěných zvětralin lehčího zrnitostního složení (žul, pískovců apod.), zčásti také na píscích nižších poloh pod smíšenými porosty buků, smrků a jedlí.

Podzol (PZ), se stratigrafií O - Ah nebo Ap - Ep - Bhs - Bs - C

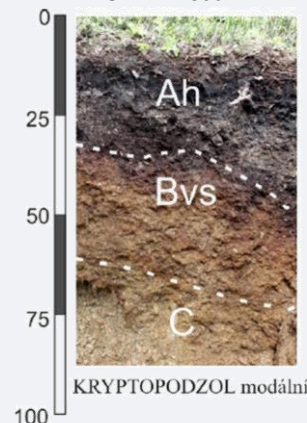
Jedná se o typické lesní půdy pod jehličnatými porosty. Smrk je na vysoký podíl hliníku dobře adaptován, ale pro řadu druhů rostlin je hliník toxický, dobře adaptován. Existují dva základní typy podzolů. První typ představují podzoly horské (zonální), které se vyskytují na kyselých horninách v horských oblastech s vysokými úhrny srážek, nižšími průměrnými teplotami a klimatickým optimum výskytu jehličnanů. Nízké teploty brzdí zvětrávání, a tedy přirozené doplňování bazických iontů z půdotvorného substrátu, které by podzolizaci bránily. Kyselý opad jehličnanů proces podzolizace dále podporuje. Druhou skupinu představují podzoly arenické (azonální), které se vyskytují na chudých píscích s porosty borovice lesní. V zemědělském půdním fondu je proto minimum ploch na podzolech a pokud ano, tak se většinou jedná o plochy s trvalým travním porostem. V naprosté většině jsou součástí lesního půdního fondu.



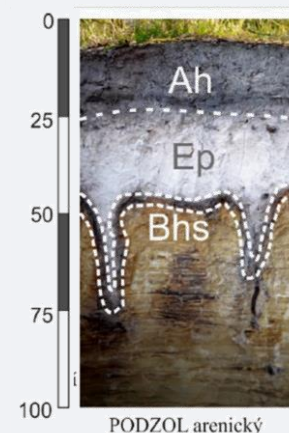
KAMBIZEM modální



PELOZEM modální



KRYPTOPODZOL modální



PODZOL arenický

Zdroj: ZÁDOROVÁ A PENÍŽEK 2020,
upraveno; pelozem
KLASIFIKACE.PEDOLOGIE.CZU.CZ

STAGNOSOLY

Pseudoglej (PG), se stratigrafií O - Ahn či Ap - En - Bmt - BCg - C nebo O - Ahn či Ap - Bm - BCg - C

Tyto půdy se vyskytují v rovinatých nebo depresních polohách vlhkých oblastí. Nezbytnou podmínkou je právě dostatek srážek pro nastartování procesu oglejení. Největší souvislé plochy pseudoglejů jsou v oblasti jihočeských pánví (jílovitý substrát), ale jsou také časté v asociaci s kambizeměmi a luvizeměmi ve výše položených místech našich pahorkatin a vrchovin. Dříve byly odvodňovány. Zemědělsky jsou využívány přibližně více než dvě třetiny plochy těchto půd (kromě pěstování obilnin, píce nebo řepky jsou často zatravněny). Přírozenými porosty jsou březové a jedlové doubravy a jedliny.

Stagnoglej (SG), se stratigrafií Ot - Ahg či At - Gro - Bm - Cg

Tyto půdy jsou specifickými představiteli pseudoglejů, kterým se velmi podobají. Dlouhodobé povrchové převlhčení půdního profilu vedlo k rozvoji silně redukováného glejového horizontu s oxidačními partiiemi. Na rozdíl od glejů znaky hydromorfismu do hloubky klesají (glejový horizont se nachází nad mramorovaným horizontem). Tento půdní typ se vytváří v lokálních podmínkách dlouhodobějšího povrchového oglejení, než je tomu u pseudoglejů.

GLEJSOLY

Glej (GL), se stratigrafií Ot - At až T - Gro - Gr

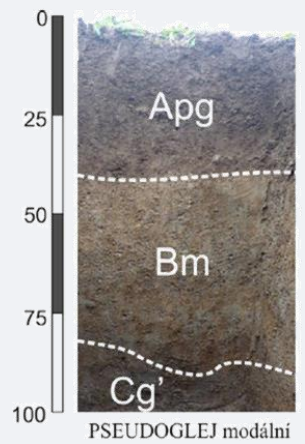
Jedná se o typické azonální půdy, které se vyskytují na celém území ČR. Půdotvorným substrátem jsou zejména nivní uloženiny a deluviální sedimenty. Hlavním půdotvorným pochodem je glejový proces, při kterém dochází v důsledku kolísání hladiny podzemní vody střídavě k oxidačním a redukčním pochodům a k vyloučení reoxidovaného železa a manganu ve formě rezivých novotvarů. Podobně jako pseudogleje byly i gleje intenzivně odvodňovány. Dnes je velká část glejových půd trvalými travními porosty. Vlhké louky, které jsou typické pro tyto půdy, jsou často stanovištěm vzácných druhů rostlin a živočichů. Původními lesními porosty jsou olšiny, podmáčené smrčiny a jedliny. Tyto půdy mají velký význam při zadržování vody v krajině.

SALISOLY

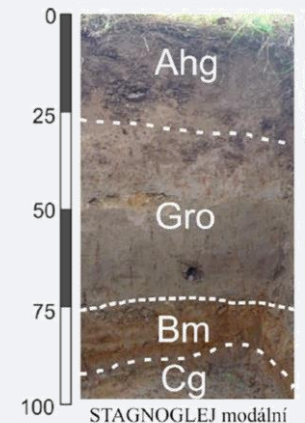
Solončak (SK), se stratigrafií Ah - S - Cs

Tento půdní typ vzniká akumulací solí v podmínkách výparného vodního režimu. Na území ČR se vyskytují velmi omezeně, výjimečně na jižní Moravě. Ostrůvky zasolených půd, většinou nedosahujících kritérií pro identifikaci solončaku, se nacházejí také v nejsušších oblastech severozápadních Čech (Žatecko, Chomutovsko). Diagnostickým horizontem solončaků je salický horizont S, jehož přítomnost je indikována určitou vodivostí nasyceného extraktu. Typická je halofytní vegetace, spolehlivě prozrazující místa s vyšším výskytem solí (např. jitrocel přímořský, slanorožec rozprostřený, solnička rozprostřená). Z určitého pohledu je možné o těchto půdách hovořit také v případě míst podél silnic s vysokým stupněm zasolení způsobeném posypovou

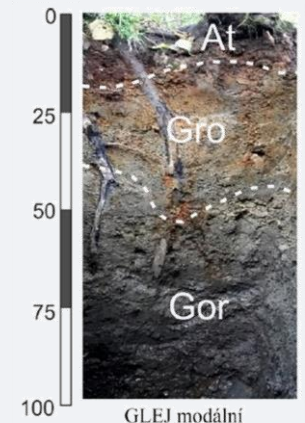
solí, která se dostává do půdy (tzv. liniové zasolení).



PSEUDOGLEJ modální



STAGNOGLEJ modální



GLEJ modální



SOLONČAK

Zdroj: ZÁDOROVÁ A PENÍŽEK 2020,
upraveno; solončak
SOILSOFCANADA.CA

ORGANOSOLY

Organozem (OR), se stratigafií T - Gr nebo T - R

Tyto půdy vznikají v místech dlouhodobého převlčení a hromadění nedokonale rozložené organické hmoty a představují půdy velmi cenných stanovišť se specifickou vegetací a faunou. Podle způsobu vzniku se rozlišují vrchovištní, slatinná a přechodová rašeliniště. V ČR se vrchoviště vyskytují především ve vrcholových partiích hor (např. Krušné hory), například na Třeboňsku rašeliniště přechodová a v mrtvých ramenech řek slatiny. Organozemě se ale vyskytují také lokálně. Význam rašelin spočívá také ve schopnosti zadržovat velké množství vody. Člověkem jsou rašeliny dlouhodobě těženy a využívány jako palivo, pro léčebné účely nebo jako zahradnické substráty. Vzhledem k velmi pomalému přirůstání rašeliny je po vytěžení rašeliniště prakticky nenávratně zničeno, z tohoto důvodu je většina rašelinišť v ČR chráněna (např. NPR Rejvíz).

ANTROPOSOLY

Kultizem (KU), se stratigafií Azp -

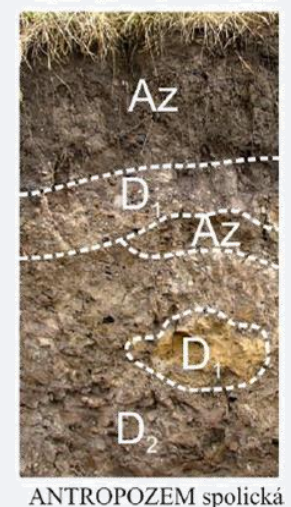
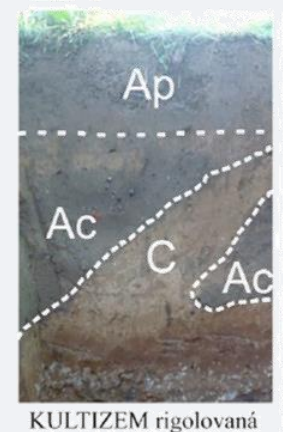
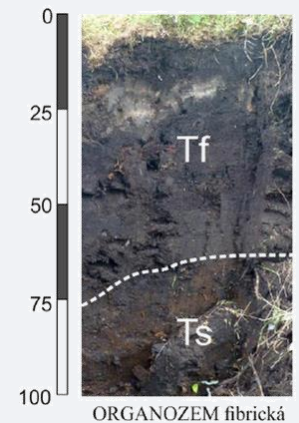
Tyto půdy vznikly kultivační činností člověka, která svým vlivem přesahuje vytvoření ornice a běžné zlepšování jejích vlastností minerálním a organickým hnojením a obděláváním půdy. Kultizemě vznikají při mimořádném zapravování zúrodňovacích materiálů do ornice například za účelem jejího odlehčení, rigolováním, zapravováním izolačních folií aj. U těchto půd lze podle zachovaných znaků v půdním profilu případně ze zbytků horizontů rozrušených antropogenní pedoturbací, že půda vznikla na místě. Typickými zástupci takových půd v ČR jsou například rigolované půdy vinic.

Antropozem (AN), se stratigafií Azx

Jedná se o půdy vytvořené činností člověka ze substrátů vzniklých při těžební a stavební činnosti. Charakter těchto půd je dán vlastnostmi výchozího materiálu, jeho vrstvením a mísením člověkem, usměrněním procesu pedogeneze po rekultivacích aj. Pouhé navrstvení materiálů vytváří pouze antropické substráty. Mezi antropozemě patří také městské půdy překryté (například pod chodníky). Často se může jednat o půdy kontaminované různými rizikovými látkami. Jejich případné využití závisí na charakteru materiálu (zrnitost, obsah humusu), kontaminace a také na cílovém stavu rekultivace. V ČR se velké souvislé plochy antropozemí nacházejí ve městech a v post-těžebních oblastech (Podkrušnohoří, Ostravsko, Karvinsko).

Otázky:

1. Charakterizujte klasifikační systém půd v ČR.
2. Popište referenční třídy půd, které se vyskytují na území ČR?
3. Objasněte, co rozumíme pod pojmem diagnostické půdní horizonty a popište, jakým způsobem se označují.
4. Popište jednotlivé půdní horizonty a ilustруйте na konkrétních příkladech.
5. Představte jednotlivé půdní typy, které se vyskytují na území ČR.



Zdroj: ZÁDOROVÁ A PENÍŽEK 2020,
UPRAVENO

Příloha ke kapitole Klasifikace půd: Referenční třídy půd

Referenční třída představuje nejzákladnější členění půd České republiky (je nejvyšší hierarchickou jednotkou). Hlavním kritériem tohoto členění je geneze půd. Velmi zjednodušeně lze říct, že se pro území ČR počítá s patnácti různými způsoby vzniku a vývoje půd (ve skutečnosti je to ale mnohem složitější). Jednotlivé referenční třídy půd lze charakterizovat následujícím způsobem (REJŠEK A VÁCHA 2018):

- Obsah organické půdní hmoty (celkem 6 případů vzniku) – prvních pět referenčních tříd jej má vysoký; lze k nim zařadit také i půdu osmého případu vzniku (vzhledem k tomu jsou v níže uvedené tabulce vyznačené černě).
- Běžnost výskytu (celkem 3 případy vzniku) – šestou referenční třídou jsou půdy vzniklé v ČR všeobecně přítomnou ilimerizací, sedmou braunifikací a devátou podsolizací (v tabulce jsou uvedené červeně; tyto třídy mají společného pouze to, že se vyznačují význačným půdotvorným procesem).
- Hydromorfnost (celkem 3 případy vzniku) – referenční třídy stagnosoly, glejosoly a organosoly jsou významně ovlivňovány, respektive vytvářeny vodou (proto jsou vyznačeny v tabulce modrou barvou).
- Specifičnost výskytu (2 případy vzniku) – salisoly a natrisoly mají diametrálně odlišnou pedogenezi než zbývajících třináct referenčních tříd (v tabulce vyznačené žlutě).
- Vzniklé působením člověka (1 případ vzniku) – jedná se o referenční třídu půd, jejichž vznik je spojen s výraznou modifikací půdních horizontů člověkem.

Tabulku na následující straně si vytiskněte a doplňte do ní výskyt půdních typů v okolí Vašeho bydliště. Naučte se je dobře znát. Zároveň se také naučte příslušné názvy půd pocházejících z převážně geneticko-agronomické klasifikace (lze se s nimi v praxi stále běžně setkat).

Referenční třída:	Půdní typ:	Geneticko-agronomická klasifikace:	Výskyt v okolí bydliště (ano/ne případně kde):
Leptosoly	litozem	nevyvinutá půda	
	ranker	nevyvinutá půda	
	rendzina	rendzina	
Regosoly	pararendzina	rendzina	
	regozem	drnová půda	
	fluvizem	nivní půda	
Fluvisoly	koluvizem	akumulovaná půda	
	smonice	smonica	
Černosoly	černozem	černozem	
	černice	lužní půda	
	šedozem	černozem ilimerizovaná	
Luvissoly	hnědozem	hnědozem	
	luvizem	ilimerizovaná půda	
Kambisoly	kambizem	hnědá půda	
	pelozem	hnědá půda	
	andozem	-	
Andosoly	krypropodzol	rezivá půda	
	podzol	podzol	
Stagnosoly	pseudoglej	oglejená půda	
	stagnoglej	oglejená půda	
Glejisoly	glej	glejová půda	
	slanec	solonec	
Salisoly	solončak	solončak	
	organozem	rašelinná půda	
Organosoly	kultizem	antropogenní půda	
	antrozem	-	

Přehled použitých zdrojů informací

AGRICOLA, G. *Jiřího Agricoly Dvanáct knih o hornictví a hutnictví*. Přeložil JEŽEK B., HUMMEL J. Ostrava: Montanex, 2007.

AgriMoon Team *Introduction to Soil Science*. agrimoon.com [online], 2016.

Australia For Everyone. *Beyond Darwin: Tiwi Islands*. Australiaforeveryone.com.au [online], 2017.

BAJARE, D., BUMANIS, G. *Alkali diffusion in porous alkali activated materials*. 2014

BHUIYAN, I. U., HEDLUND, J. *The structure of montmorillonite gels revealed by sequential cryo-XHR-SEM imaging*. Journal of Colloid and Interface Science, Volume 465, 2016, p. 58-66.

BIČÍK, I., HAUPTMAN, I., KUKAL, Z. a POŠMOURNÝ, K. (ed.). *Půda v České republice*. Praha: Pro Ministerstvo životního prostředí a Ministerstvo zemědělství ČR vydal Consult, 2009.

BUDŇÁKOVÁ, M. A KOL. *Situační a výhledová zpráva – Půda*. Praha: MZe, 2021.

CARTER, O. W. L., XU, Y., SADLER, P.J. *Minerals in biology and medicine*. Royal society of chemistry, 11, 1939-1951. 2021.

CONTRERAS, A., CONSUELO, J. *Multi-method approach to study the influence of additives in ternary systems : gypsum, water and impurities*. Environmental Science, Materials Science, Engineering, 2014.

ČERNÝ, J. *Organická hmota v půdě, její obsah, složky a význam*. Agromanual.cz [online], publikováno 5.11.2019.

Český ráj – klenot naší vlasti. *Geologie Českého ráje ...od mořského dna k činným sopkám a skalním městům!* cesky-raj-klenot-nasi-vlasti.webnode.cz [online]. Praha: Česká geologická služba [cit. 2024-11-08].

Databáze významných geologických lokalit [online]. Praha: Česká geologická služba, 1998.

DEMEK, J., MACKOVČIN., P. *Zeměpisný lexikon ČR: Hory a nížiny*. Brno: Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, 2006.

FOTH, H.D. (Eds.) *Fundamentals of Soil Science*. [online] John Wiley & Sons, 1990.

FOXX, C. L., HEINZE, J. D., GONZÁLEZ, A., VARGAS, F., BARATTA, M. V., ELSAYED, A. I., STEWART, J. R., LOUPY, K. M., ARNOLD, M. R., FLUX, M. C., SAGO, S. A., SIEBLER, P. H., MILTON, L. N., LIEB, M. W., HASSELL, J. E., SMITH, D. G., LEE, K. A. K., APPIAH, S. A., SCHAEFER, E. J., PANITCHPAKDI, M., LOWRY, C. A. *Effects of Immunization With the Soil-Derived Bacterium Mycobacterium vaccae on Stress Coping Behaviors and Cognitive Performance in a "Two Hit" Stressor Model*. Frontiers in physiology, 11, 524833, 2021.

GUALTIERI, A.F., ANDREOZZI, G.B., TOMATIS, M., TURCI, F. *Iron from a geochemical viewpoint. Understanding toxicity/pathogenicity mechanisms in iron-bearing minerals with a special attention to mineral fibers*. Free Radical Biology and Medicine, Volume 133, 2019, p. 21-37.

HORSÁK, M., JUŘIČKOVÁ, L., PICKA, J. *Měkkýši České a Slovenské republiky*. Zlín: Kabourek, 2013.

HRNČIAROVÁ, T., MACKOVČIN, P., ZVARA, I. (Eds.) *Atlas krajiny České republiky*. Praha: MŽP, Průhonice: VÚKOZ, 2009.

HRUBAN, R. *Potenciální přirozená vegetace České republiky*. moravske-karpaty.cz [online], publikováno 14.6.2020.

HUDEK, K. (Eds.) *Příroda České republiky: průvodce faunou*. Praha: Academia, 2007.

CHLAPEK, M. *Pedologie*. Pracovní verze učebního textu. 2004.

- CHLUPÁČ, I., BRZOBOHATÝ, R., KOVANDA, J., STRÁNÍK, Z. *Geologická minulost České republiky*. Praha: Academia Praha, 2002.
- CHYTRÝ, M. (ed.). *Katalog biotopů České republiky*. 2. vyd. Praha: Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, 2010.
- JIRASKOVA, Y., BURSÍK, J., SEIDLEROVA, J., MAMULOVA, K., SAFARIK, I., SAFARIKOVA, M., POSPISKOVA, K., ZIVOTSKY, O. *Microstructural Analysis and Magnetic Characterization of Native and Magnetically Modified Montmorillonite and Vermiculite*. Journal of Nanomaterials, 2018.
- JONES A, MONTANARELLA L, JONES R. (Eds.) *Soil Atlas of Europe*. The European Soil Bureau, Joint Research Centre, 2005.
- KARÁSEK, P. (Eds.) *Ochrana zemědělské půdy před erozí*. Metodika. Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, 2024.
- KOZÁK, J. a NĚMEČEK, J. *Atlas půd České republiky*. Praha: ČZU Praha, 2009.
- KUKAL, Z. *Rychlost geologických procesů*. Praha: Academia, 1983.
- KUTÍLEK, M. *Půda planety Země*. Praha: Dokořán, 2012.
- Lesy ČR. *Proměna lesů Moravskoslezských Beskyd*. Lesy.cz [online], publikováno 27.5.2010.
- LOŽEK, V. *Příroda ve čtvrtohorách*. Praha: Academia, 1973.
- LOŽEK, V. *Středoevropské bezlesí v čase a prostoru. III. Historie lesa a bezlesí v kvartéru*. – Ochrana přírody 59, 3: 71-78. 2004.
- LOŽEK, V. *Středoevropské bezlesí v čase a prostoru. IV. Vývoj v poledové době*. Ochrana přírody 59, 4: 99-105. 2004.
- MACKOVČIN, P. (Eds.) *Chráněná území ČR. IX., Brněnsko*. Praha: Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, 2007.
- MEHRA, R., K. *Textbook of Soil Science*. New Delhi: Indian Council of Agricultural Research, 2017.
- MIKO, L. *Život v půdě*. Brno: Lipka, 2019.
- MRÁZ, K., SAMEK, V., KILÁN, O., ČULDA, M., DOLEJŠ, K. *Lesní rostliny*. Praha: SZN, 1966.
- MUSILOVÁ, A. *Uhlíkaté sorbenty biologicky aktivních látek*. Bakalářská práce. Brno: Vysoké učení technické, 2017.
- NĚMEC, J., HRIB, M. (Eds.) *Lesy v České republice*. Praha: Lesy ČR, 2009.
- NĚMEČEK, J., MUHLHANSELOVÁ, M., MACKŮ, J., VOKOUN, J., VAVŘÍČEK, D. a kol. *Taxonomický klasifikační systém půd České republiky*. Česká zemědělská univerzita, 2011.
- NEUHÄUSLOVÁ, Z. (Eds.) *Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky*. Praha: Academia, 1998.
- PAVLŮ, L. *Základy pedologie a ochrany půdy*. Praha: ČZU v Praze, 2018.
- Pedologická mapa 1 : 50 000*. geology.cz [online]. Praha: Česká geologická služba [cit. 2024-11-06].
- PECHÁČEK, J., VAVŘÍČEK, D. *Pedologie - cvičení V. Půdní taxonomie*. Brno: Mendelova univerzita v Brně, 2014.
- PELÍŠEK, J. *Atlas hlavních půdních typů ČSSR*. Malé lesnické atlasy, Sv. 3. Praha: SZN, 1961.
- PELÍŠEK, J. *Pedologie lesnická*. Praha: SNTL, 1956.
- PELÍŠEK, J. *Výšková půdní pásmitost střední Evropy*. Praha: Academia, 1966.

- PEÑA-MÉNDEZ, E., HAVEL, J. PATOČKA, J. *Humic substances - compounds of still unknown structure: applications in agriculture, industry, environment, and biomedicine*. Journal of Applied Biomedicine, 3, p. 13-24, 2005.
- PENÍŽEK, V., ZÁDOROVÁ, T., VANĚK, A. *Popis půdního profilu*. Praha: Česká zemědělská univerzita v Praze. 2019.
- PENÍŽEK, V., ZÁDOROVÁ, T., VANĚK, A. *Půdní krajiny*. Praha: Česká zemědělská univerzita v Praze, 2019.
- PETRÁNEK, J., BŘEZINA, J., BŘÍZOVÁ, E., CHÁB, J., LOUN, J. *Encyklopedie geologie*. Praha: Česká geologická služba, 2016.
- POLÁŠKOVÁ, N. *Transportní a sorpční charakteristiky modifikovaných huminových kyselin studované v hydrogelových maticích*. Diplomová práce. Brno: Vysoké učení technické, 2023.
- PORUBA, M., RABŠTEINEK, O. *Lišejníky, mechorosty a kapradňorosty ve fotografii*. Praha: SZN, 1987.
- PRAHA - PLÁN MĚSTA. Kolektiv autorů. 1:20000. Praha: Geodetický a kartografický podnik, 1985.
- PŘÍRUČNÍ SLOVNÍK NAUČNÝ. Kolektiv autorů. Praha: Academia, 1962-1967.
- QUITT, E. *Klimatické oblasti Československa*. Praha: Academia, 1971. <http://moravske-karpaty.cz/prirodni-pomery/klima/klimaticke-oblasti-dle-e-quitta-1971> [online]
- REJŠEK, K. a R. VÁCHA. *Nauka o půdě*. Olomouc: Agriprint, 2018.
- RUBÍN, J., BALATKA, B. *Atlas skalních, zemních a půdních tvarů*. Praha: Academia, 1986.
- Silvego. *Zirkon vs. diamant a jaké druhy zirkonu známe*. Silvego.cz [online], publikováno 5.2.2024.
- SCHLAGHAMERSKÝ, J. *Úvod do půdní biologie*. Brno: Masarykova univerzita, 2013.
- SPOHNOVÁ, M., GOLTE-BECHTLEOVÁ, M. *Co tu kvete?* Přeložila: Janáčková H., Podhajská Z. Praha: Knižní klub, 2010.
- STAHR, A. *Oxide, Hydroxide und Oxidhydroxide*. Ahabc.de [online], publikováno 2.7.2014.
- STEPHEN, P.A., YLAGAN, R.F. *Comparison of structural models of mixed-layer Illite/smectite and reaction mechanisms of smectite illitization*. Clays and Clay Minerals, Vol 45, No, 4, 517-533, 1997.
- ŠAFÁŘ, J. a kol. *Olomoucko*. Chráněná území ČR, sv. 6. Praha: Artedit, 2003.
- ŠANDA, M., DOSTÁL, T. *Minerální podíl půd*. storm.fsv.cvut.cz [online], 2010.
- ŠANTRŮČKOVÁ, H., KAŠTOVSKÁ, E., BÁRTA, J., MIKO, L., TAJOVSKÝ, K. *Ekologie půdy*. České Budějovice: Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, 2018.
- ŠARAPATKA, B. (Eds.) *Půda - přehližené bohatství*. Olomouc: Univerzita Palackého v Olomouci, 2021.
- ŠARAPATKA, B. *Pedologie*. Olomouc: Vydavatelství Univerzity Palackého, 1996.
- ŠIMEK, M., ELHOTTOVÁ, D., PIŽL, V. *Živá půda*. Praha: Středisko společných činností AV ČR, 2015.
- ŠIMEK, M. (Eds.) *Živá půda: biologie, ekologie, využívání a degradace půdy*. Praha: Academia, 2019.
- ŠÍŘINA, J. *Medvědí vrch (1 216 m n. m.), hezká túra na horu v Hrubém Jeseníku*. Treking.cz [online], publikováno 17.10.2014.
- TOMÁŠEK, M. *Půdy České republiky*. Praha: Česká geologická služba, 2007.
- TOMOLOVÁ, V., STOLARÍK, I., ŠTIKA, J. *Těšínsko, 2. díl, Obydlí, oděv*. Český Těšín: Muzeum Těšínska, 2000.
- ÚLEHLA, V. *Napojme prameny: O utrpení našich lesů*. Praha: Život a práce, 1947.
- URBANCOVÁ, L., LACKOVÁ, E. *Pedologie*. Ostrava: VŠB – TU Ostrava, 2015.

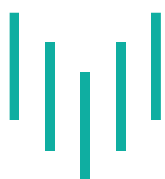
VAJSKEBR, V. Foto - Kadovský viklan. In: Fotoarchiv České geologické služby [online databáze]. Praha, Česká geologická služba, 2003.

VRÁBLÍKOVÁ, J., SLAVÍK, L. *Základy pedologie a ochrany půdního fondu*. Ústí nad Labem: Univerzita J.E. Purkyně, 1994.

VÚMOP. *Zemědělská krajina by mohla zadržet o 40 procent více vody*. Vumop.cz [online], publikováno 19.11.2015.

YUDINA, A., FOMIN, D., KOTELNIKOVA, A., MILANOVSKIY, E. *From the Notion of Elementary Soil Particle to the Particle-Size and Microaggregate-Size Distribution Analyses: A Review*. Eurasian Soil Science, 51, 2018.

ZÁDOROVÁ, T., PENÍŽEK, V. *Základy půdní klasifikace I*. Praha: Česká zemědělská univerzita v Praze, 2020.



17. LISTOPADU 2172/15
708 00 OSTRAVA-PORUBA

univerzita@vsb.cz

www.vsb.cz

Toto dílo je licencováno
pod [CC BY 4.0](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)



Transformace formy a obsahu
vysokoškolského vzdělávání
na VŠB-TUO

NPO_VŠB-TUO_MSMT-
16605/2022