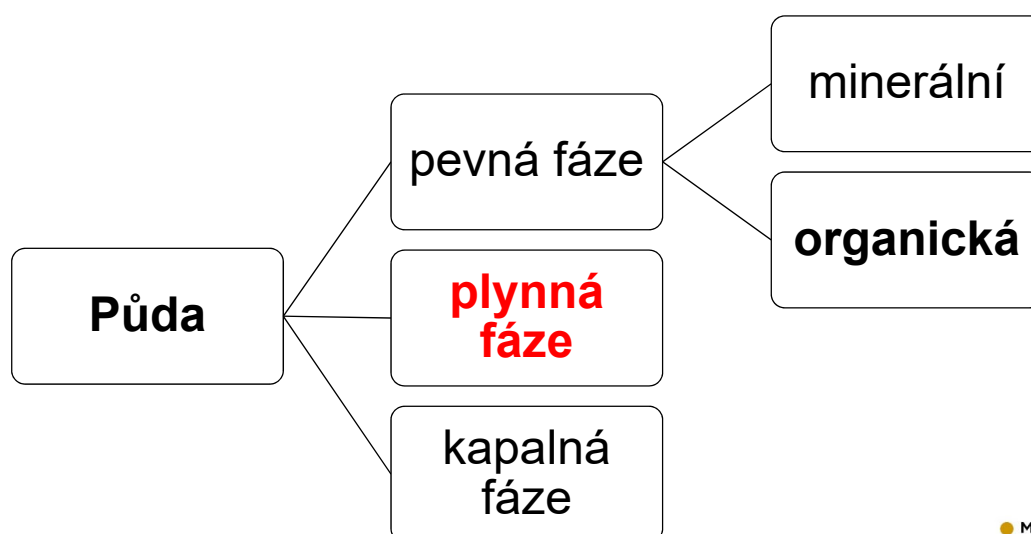


Půdoznalství Fyto

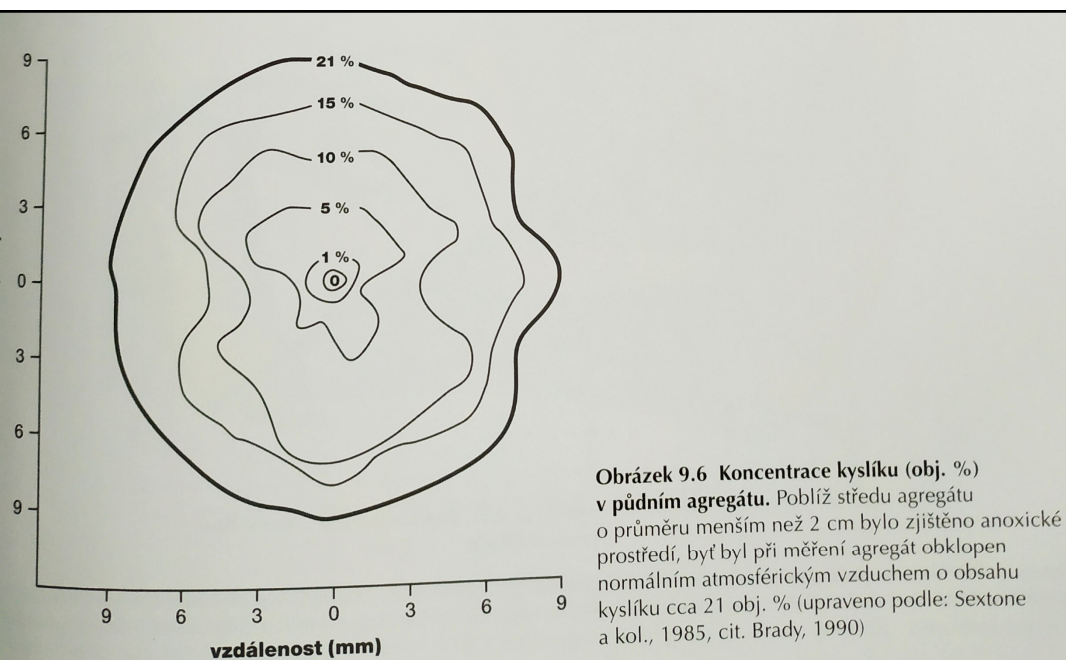


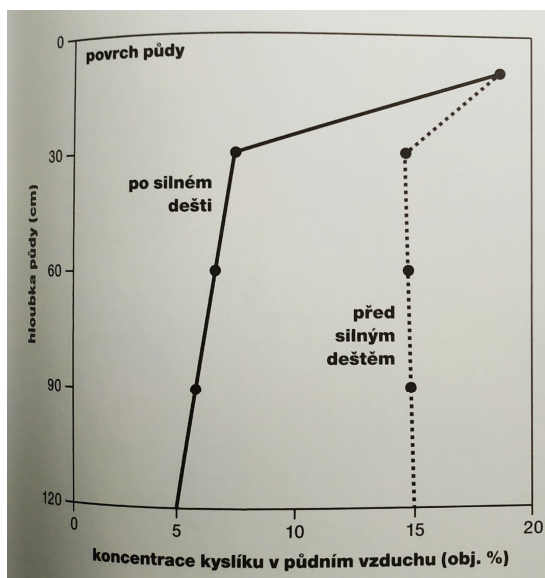
Půdní vzduch je v podstatě atmosférickým vzduchem, který vnikl do půdy, kde se z části pozměnil.

Od atmosférického vzduchu se liší především v obsahu kyslíku a oxidu uhličitého.

Obsah základních plynů v atmosféře a v půdním vzduchu

Plyn	Atmosférický vzduch	Půdní vzduch celkový rozsah	Půdní vzduch běžný obsah
N_2	78	78 - 80	78
O_2	21	0,1 - 20	10 - 20
CO_2	0,04	0,1 - 15	0,2 - 0,7





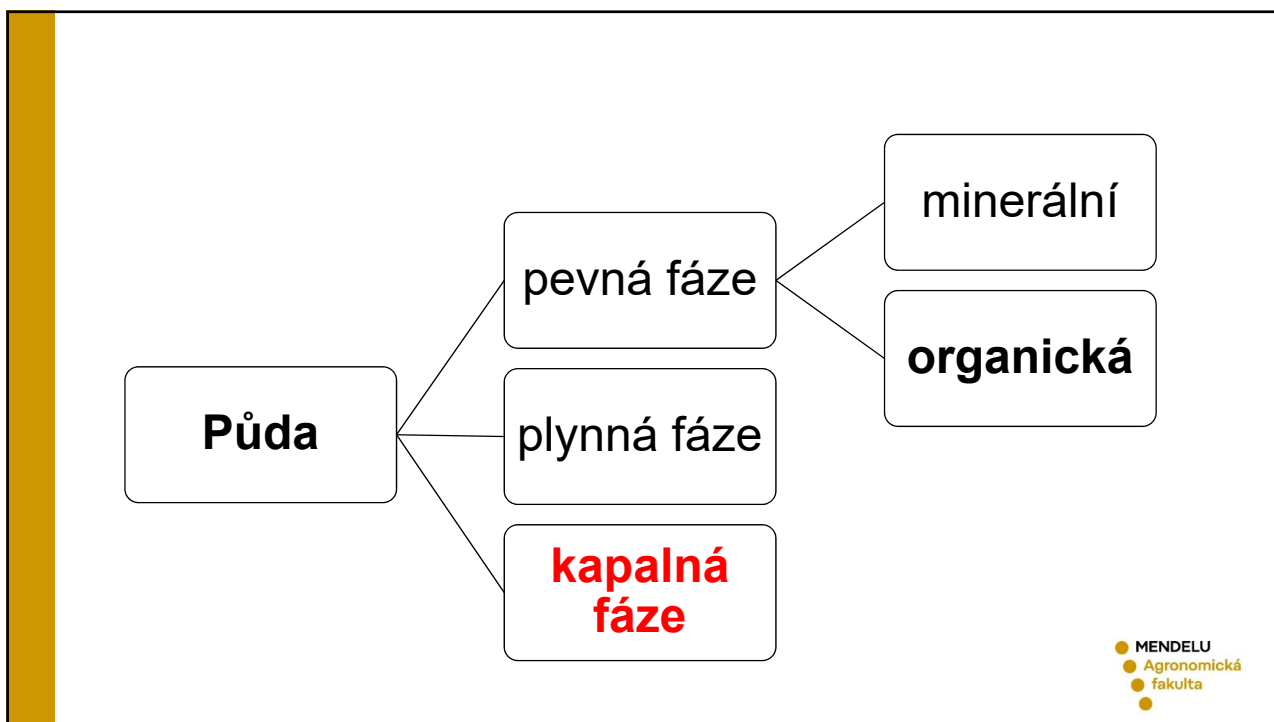
Obrázek 9.2 Koncentrace kyslíku v půdním vzduchu v půdním profilu před a po silném dešti (obj. %). Srážková voda jednak vyplní většinu pórů, jednak uzavře přístup vzduchu do půdních mikroprostředí, z nichž se velmi brzy vyčerpá kyslík. Během několika hodin až dnů může při zaplavení povrchu půdy vodou klesnout koncentrace kyslíku jen na několik procent a při trvajícím zaplavení až na nulu (upraveno podle: Brady a Weil, 1999)

Z jiných plynů byly v půdním vzduchu zjištěny: amoniak, sirovodík, oxidy dusíku, CH_4 , H_2 .

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

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

Poklesne-li minimální vzdušná kapacita **u orných půd pod 10 %**, **u travních porostů pod 5 %**, označují se tyto půdy jako náchylné k zamokření, při trvalejším stavu jako zamokřené (Kopecký).



Srážková voda

obsahuje především rozpuštěné plyny; v půdě reaguje s tuhou fází

Podzemní voda

se projevuje v terénních depresích a v údolích řek a potoků; vždy obsahuje určité množství rozpuštěných látek

Složení půdního roztoku

Obsahuje **minerální, organické a organo-minerální** látky v **iontové, molekulové a koloidní** formě.

Jeho složení je velmi proměnlivé.

Závisí na **půdní vlhkosti, na interakcích půdního roztoku s minerálním a organickým podílem půdy a na interakcích s půdním edafonem a vegetací.**

Nejvýznamnější interakce jsou:

rozpuštění a srážení minerálních a organických sloučenin

peptizace a koagulace minerálních a organických koloidů

sorpce a desorpce látek, výměna iontů s půdním sorpčním komplexem

výměna iontů a molekul s půdními mikroorganismy a kořínky rostlin

V půdách **humidního klimatu a v hydromorfních půdách** převládá v půdním roztoku **organický podíl**.

V půdách **semihumidní a semiaridní zóny** je **organický a minerální podíl** **přibližně stejný**.

V půdách **aridní zóny** **převažuje podíl minerální**.

Z organických sloučenin

jsou v půdním roztoku nejvíce zastoupeny **fulvokyseliny, jejich soli a cheláty**, bílkoviny, aminokyseliny, sacharidy, karbonové a hydroxykarbonové kyseliny, amidy, organické sloučeniny fosforu.

Aniontové složení

Absolutní převaha iontů HCO_3^- a NO_3^- . Tvoří více než 90 % aniontů!!!

Obsah HCO_3^- závisí na intenzitě dýchacích procesů v půdě a na intenzitě oxidace organické hmoty, kdy dochází k uvolnění značného množství CO_2 . Jeho vysoký obsah je vždy v půdách obsahujících CaCO_3 .

Obsah NO_3^- v půdním roztoku závisí na nitrifikaci a v orných půdách na intenzitě hnojení. Na jeho obsah výrazně působí resorpce kořeny rostlin a mikroorganismy, a také charakter vodního režimu. Část může být vyluhována do podzemních vod.

V půdním roztoku mohou být také anionty NO_2^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Cl^- , H_2PO_4^- a HPO_4^{2-} .

Kationtové složení

V půdním roztoku se nejčastěji nachází kationty Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , H^+ .

Zpravidla **převládá Ca^{2+}** . **Množství Mg^{2+}** tvoří 20-50 % obsahu Ca^{2+} . **Na^+ , K^+** je výrazně méně než Ca^{2+} a Mg^{2+} . **Na^+ bývá více než K^+** .

V hydromorfních půdách se nachází ionty Fe^{2+} a Mn^{2+} .

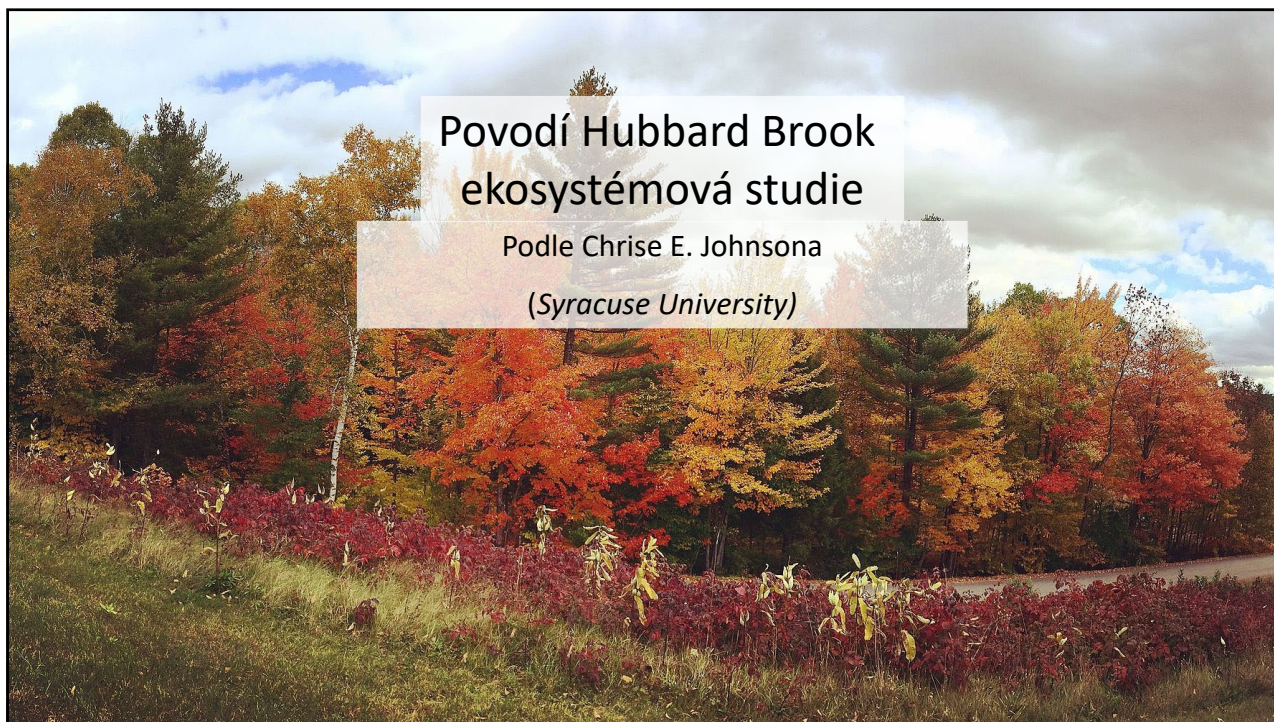
V silně kyselých půdách jsou přítomny kationty Fe^{3+} a Al^{3+} .

Rozpuštěné plyny

Při teplotách kolem 15 °C se ve vodě rozpouští přibližně **1 % objemu CO_2** z půdního vzduchu.

Rozpustnost **O_2 je 30krát nižší a N_2 60krát nižší.**

Proto je v půdním roztoku výrazně vyšší podíl rozpuštěného O_2 a CO_2 při srovnání se složením půdního vzduchu.



Location of Hubbard Brook Experimental Forest



The Hubbard Brook Experimental Forest established in 1955 by the USDA Forest Service for hydrologic research.

Hubbard Brook Ecosystem Study initiated in 1963 using the small watershed approach to study hydrologic cycle-element interactions in small undisturbed and human-manipulated forest ecosystems.

Characteristics of the Hubbard Brook Experimental Forest

Bedrock	Quartz Mica Schist and Quartzite		
Landscape	Till-Mantled Glacial Valleys		
Soils	Spodosols (Typic Haplorthods)		
		pH _w	%BS
	Oa	3.9	50
	Mineral Soil	4.3	12
Vegetation	Northern Hardwood Forest; Cutting 1915-17; 80-90% Hardwoods, 10-20% Conifers		
Climate	Humid Continental, Mean Precipitation 1400 mm		

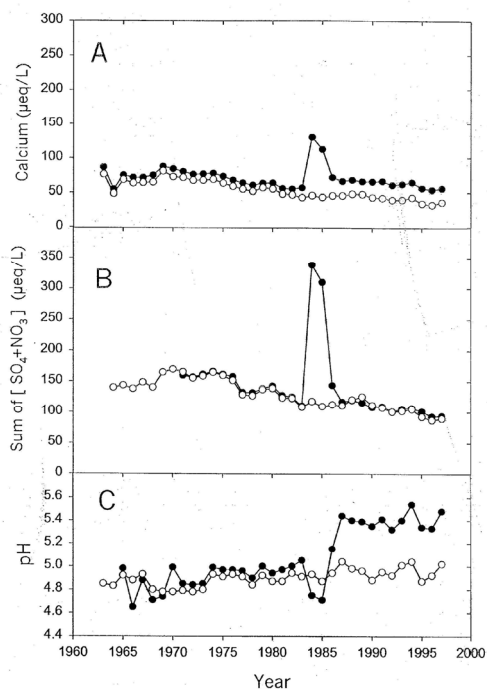


Stream Chemistry

W5 (●)
W6 (○)

Annual volume-weighted
average concentrations

Thanks: Gene Likens



Některé závěry...

1. i na antropicky minimálně ovlivněných lesních plochách převyšuje výstup živin odtokem vstupy živin ze srážek.
2. zdrojem přebytků je zvětrávající matečná hornina, přičemž ale rozdíly mezi vstupy a výstupy živin jsou pouze minimální ve srovnání s množstvím naakumulovaným v biomase i ve srovnání s množstvím recyklovaným v rámci systému.
3. z netknutého povodí odchází tokem ročně přibližně 4 kg/ha dusíku (což tvoří přibližně 0,1 % celkového dusíku poutaného v živé a odumřelé hmotě uvnitř ekosystému).
4. vysoká úroveň recyklace prvků je, kromě dusíku, pravidlem i u dalších živin jako je fosfor, vápník nebo hořčík.

5. po odlesnění obsahy jednotlivých prvků v recipientu poměrně rychle stoupaly:
- Obsahy Mg^{2+} se na odtoku zvýšily 5×;
 - Ca^{2+} se zvýšily 7×;
 - K^+ se zvýšily 14× a
 - NO_3^- se zvýšily dokonce 60× (z původní 3,1 kg/ha za rok na 110 kg/ha a rok) oproti hodnotám v recipientu v neodlesněné části povodí.

Odlesnění, zemědělské využití krajiny a v novověku i eutrofizace tedy „ideální“ původní stav recyklace živin přerušila.

Jak uvádí například Míchal (1994), bývají živiny uvolněné dekompozitory z rozložené biomasy velkou měrou opět využity, k čemuž ale v systému s rychlým obratem živin (agrosystémy) dochází pouze omezeně.

Tyto systémy jsou tak závislé na dodatkových vstupech a přebytečné živiny jsou naopak vymývány do podpovrchových vod. Zničení evapotranspiračního proudu navíc zvyšuje množství vody protékající půdou a dochází tak ke zvýšenému vyluhování půdy i půdotvorného substrátu...

Problém eutrofizace spočívá i v tom, že velkou měrou popírá význam sítě trofických vztahů zajišťujících toky energie, dusíku a dalších iontů v ekosystémech.

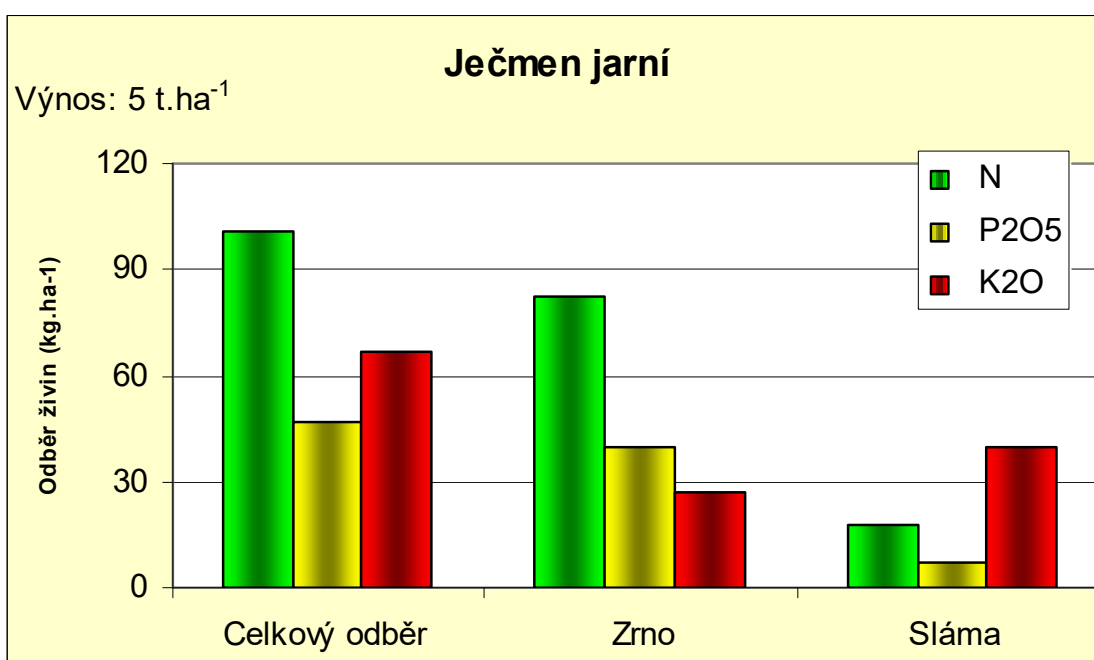
Tyto vztahy totiž stojí na existenci skupiny **fixátorů dusíku**, které jsou energeticky podporovány primárními producenty a dále na existenci skupin organismů zapojených do následných přeměn jednotlivých forem dusíku.

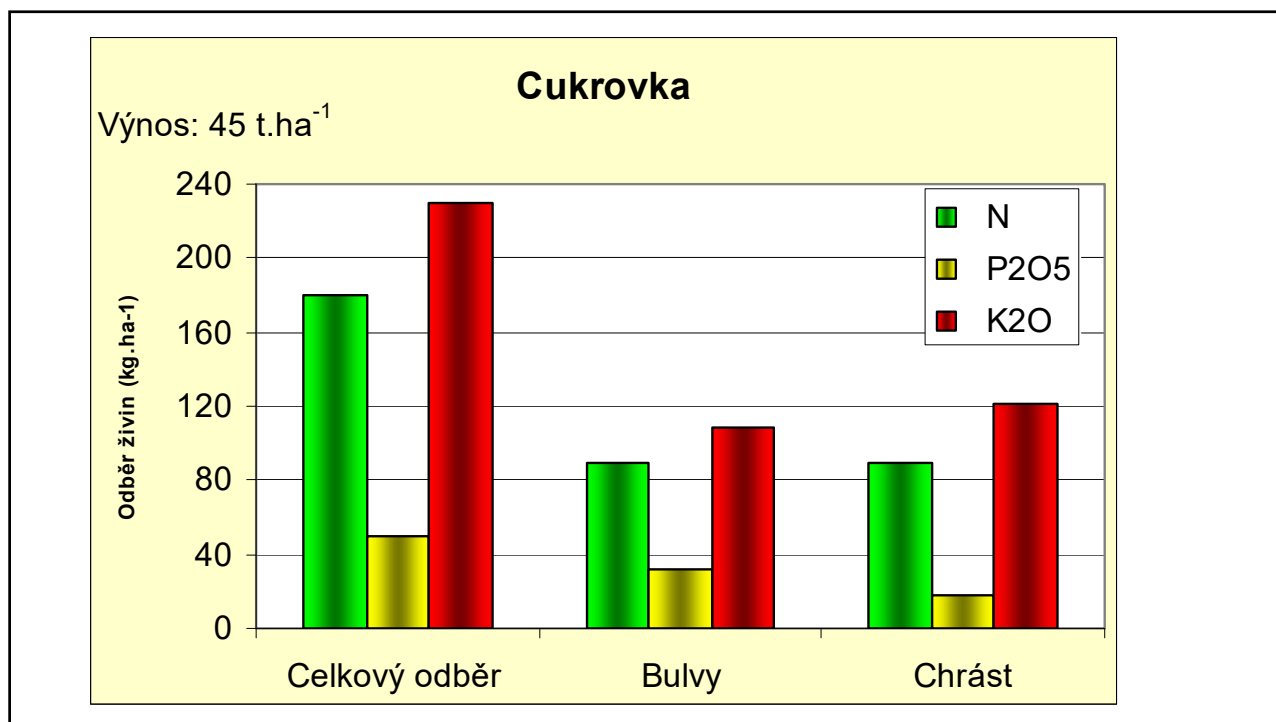
V ekosystému žije rovněž skupina organismů schopná přežít při relativním nedostatku dusíku. Náhlý příjem velkého množství dusíku z hnojiv ve formě dusičnanů zvýhodňuje v rámci celého ekosystému pouze určité organismy a znehodnocuje vytvořenou síť vztahů mezi organismy.

Měření atmosférické depozice sloučenin dusíku uskutečněná v druhé polovině 90 let v rámci celoevropských projektů v lesních porostech většiny zemí západní a střední Evropy stanovila velikost vstupu dusíku do těchto porostů od **13 do 59 kg N.ha⁻¹.rok⁻¹** (projekt NITREX), přičemž Holandsko, Belgie, Německo, Polsko, Česká republika a Slovensko jsou obecně považovány za oblasti s nejvyšší atmosférickou depozicí sloučenin dusíku (Hruška a Cienciala, 2001).

Bilance živin

VSTUPY	VÝSTUPY
hnojiva (minerální, organická)	sklizené produkty
statková hnojiva	eroze a povrchový odtok
osivo a sadba	denitrifikace
atmosférické depozice	vyplavení
biologická fixace dusíku	únik plynů (čpavek, Nox)
aplikované kaly a sedimenty	



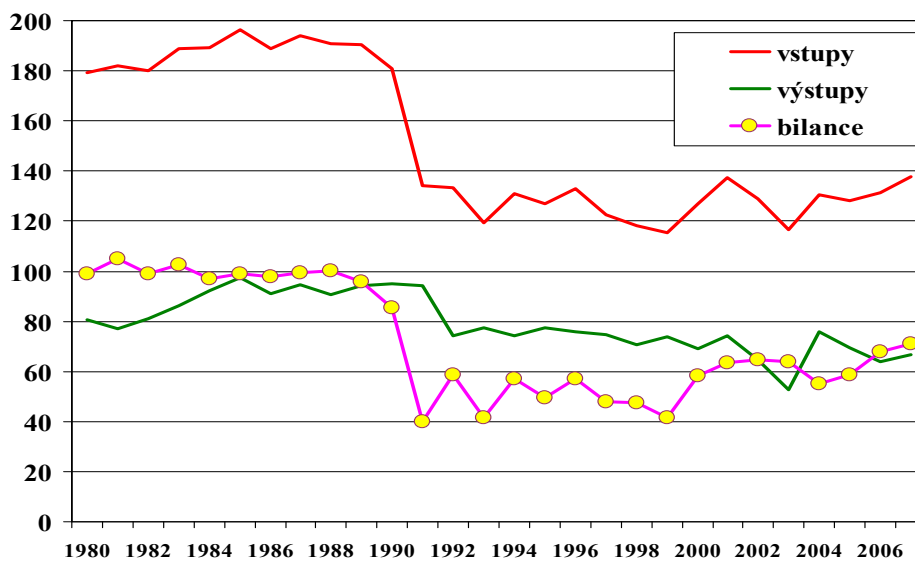


Spotřeba základních živin v kg/ha zemědělské půdy a vápenatých hmot v tunách

rok	N	P ₂ O ₅	K ₂ O	Celkem (kg/ha)	Vápenaté hmoty
1986–1990	95	65,1	63,8	223,8	2 645 000
2004	75,8	13,7	9,9	99,4	141 000

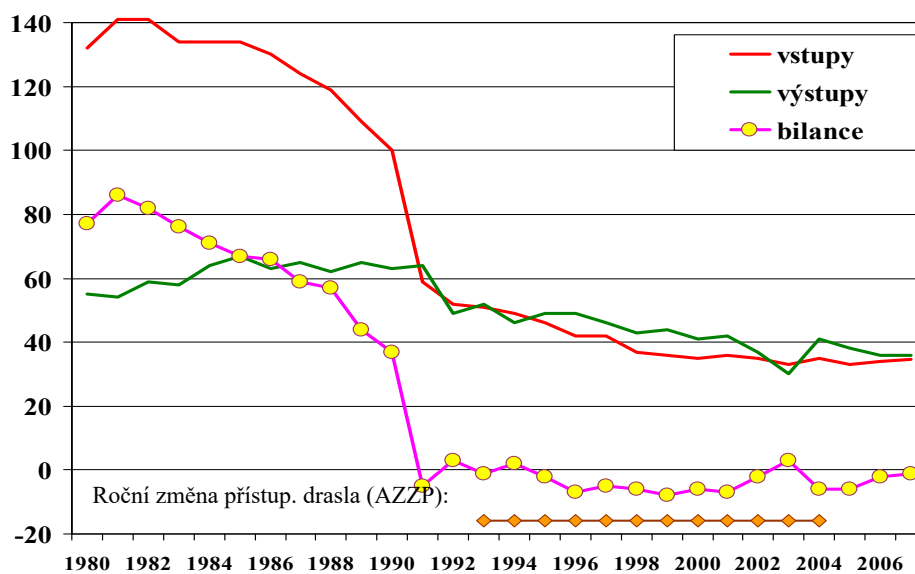
V roce 2022 množství č. ž. 106,8 kg/ha...

Povrchová bilance dusíku v ČR podle metodiky OECD
(kg N na 1 ha celkové zemědělské půdy, ročně) Zdroj: ÚKZÚZ



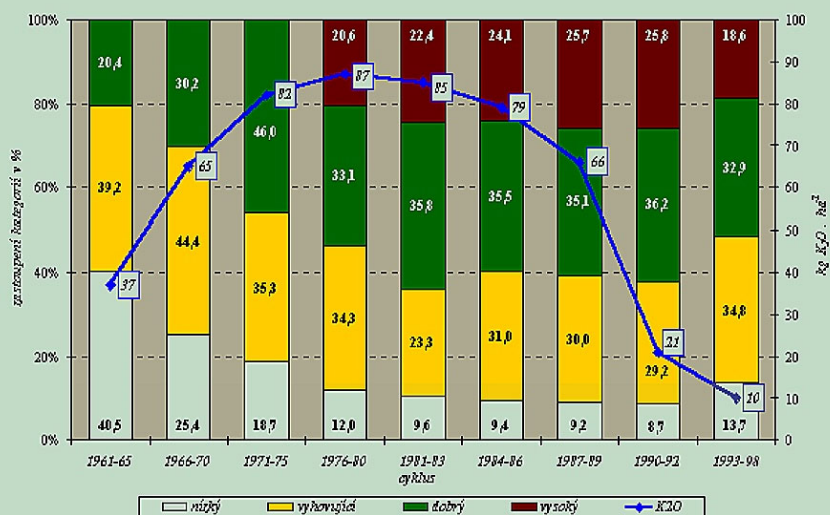
VSTUPY = hnojiva + statková hnojiva + fixace vzdušného N + depozice N + osivo

Povrchová bilance draslíku v ČR podle metodiky OECD
(kg K_2O na 1 ha celkové zemědělské půdy, ročně)
Zdroj: ÚKZÚZ



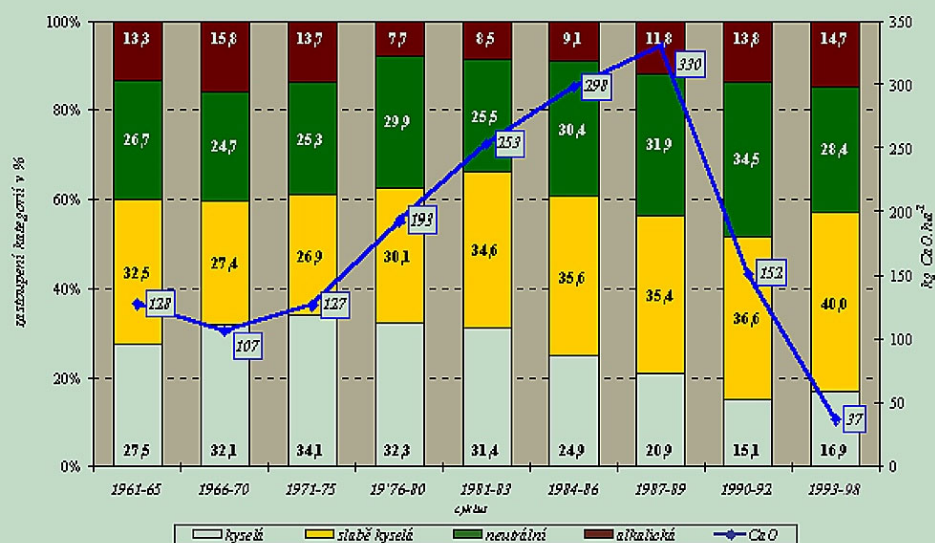
Zdroj: ÚKZÚZ

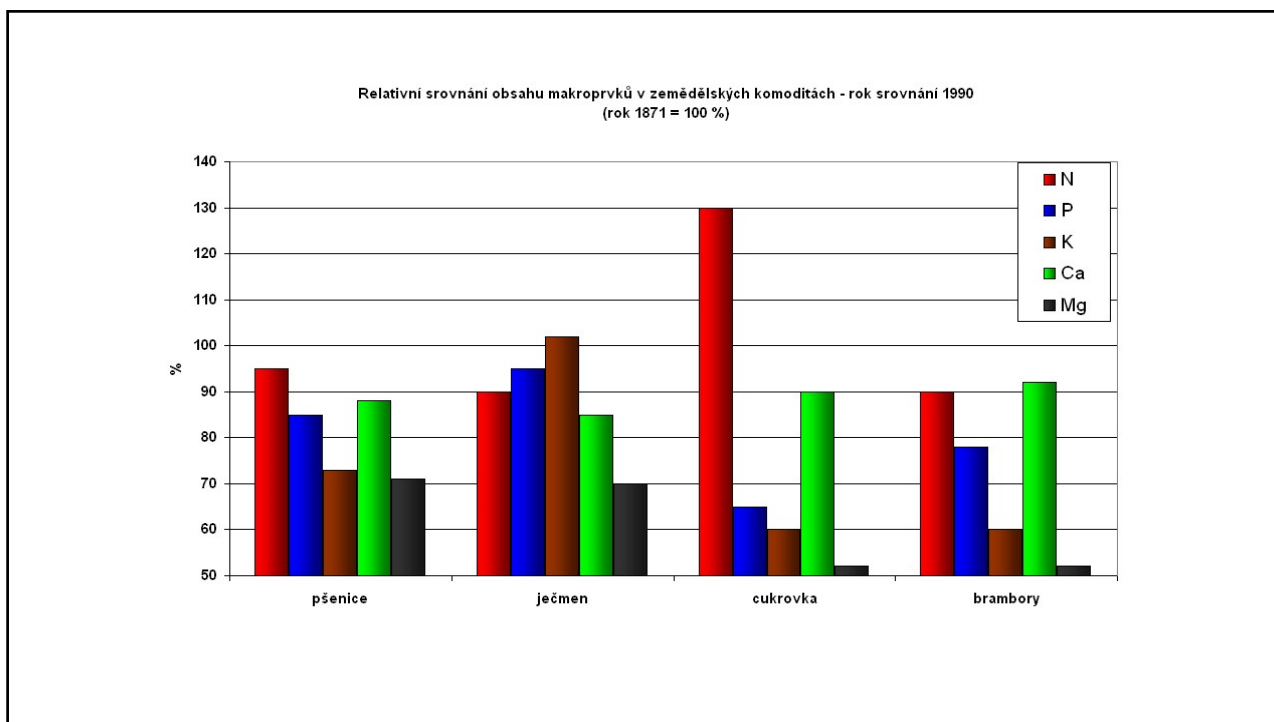
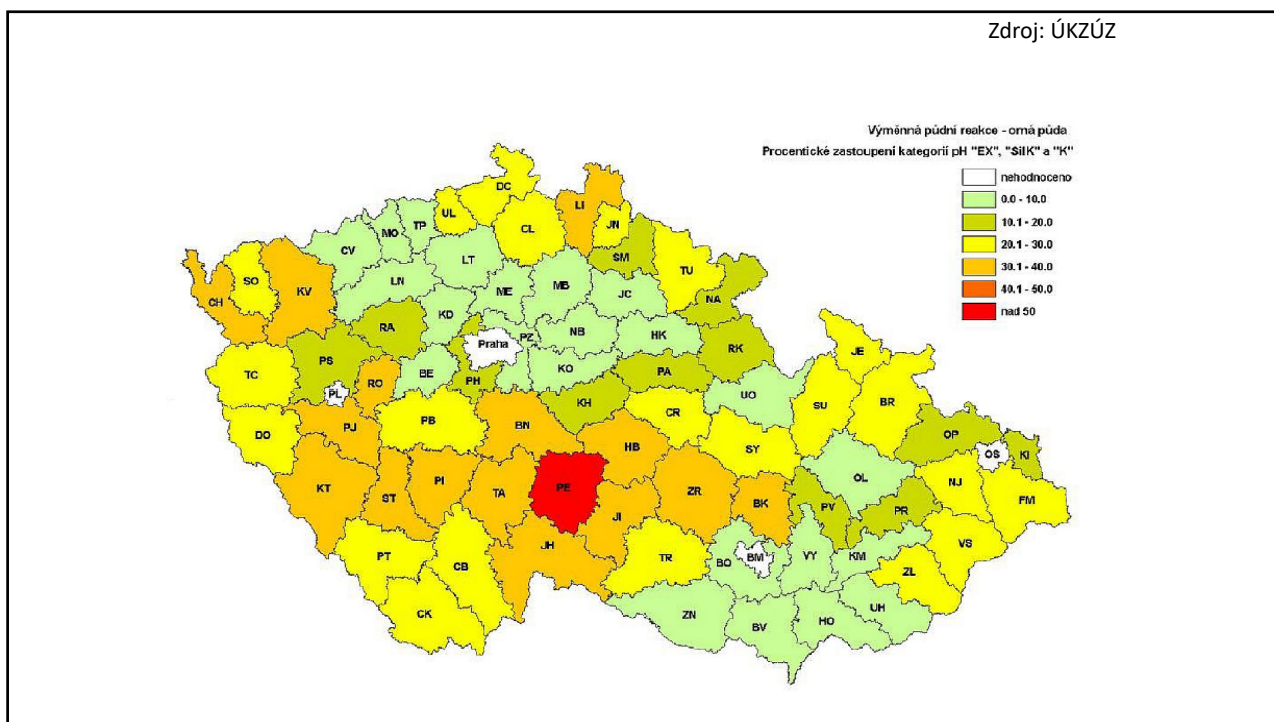
Vývoj obsahu draslíku v orné půdě a spotřeba draselných hnojiv v ČR



Zdroj: ÚKZÚZ

Vývoj půdní reakce v orné půdě a spotřeba vápenatých hmot v ČR





Bilance vody a vodní režim půdy

Vodní režim půdy je prostorové a časové uspořádání vody v půdě.

Je to souhrn všech jevů vnikání vody do půdy, jejího pohybu a zadržování v půdě a také unikání z půdy.

Kvantitativně je charakterizován **bilancí vody v půdě**, která zahrnuje hodnoty počáteční a konečné zásoby vody v půdě a všechny příjmové a výdajové složky vody za určité časové období.

Lze ji vyjádřit rovnicí :

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

kde:

Z_1 = zásoba vody v půdě na začátku bilancovaného období

S = srážky (všechny formy, včetně event. závlahy)

P_1 = povrchový přítok z výše položených poloh

P_2 = podzemní přítok laterální a vertikální (vzlínáním)

E = výpar z povrchu půdy (evaporace)

T = spotřeba vody vegetací (transpirace)

O_1 = povrchový odtok

O_2 = podzemní odtok

Z_2 = zásoba vody v půdě na konci bilancovaného období.

Typy vodního režimu podle Rodeho, upravený Kovdou (1973):

I. Režim s věčným půdním ledem

II. Režim promyvný (perkolační)

III. Režim periodicky promyvný (periodicky perkolační)

IV. Režim nepromyvný (imperkolační)

V. Režim výparný (respirační)

VI. Režim nivní

IV. Režim bažinný (stagnantní)

VI. Režim závlahový (irigační)

Půdy s promyvným vodním režimem, koeficient zavlažení (ovlhčení): $S / E+T > 1$

Půdy s periodicky promyvným režimem, koeficient zavlažení (ovlhčení): $S / E+T = 1$

Půdy s nepromyvným režimem, koeficient zavlažení (ovlhčení): $S / E+T < 1$

Půdy s režimem výparným (respiračním), koeficient zavlažení (ovlhčení): do části půdního profilu zasahuje trvale kapilární pásmo HPV, vzestupný pohyb vody převládá nad sestupným. Koeficient zavlažení: $S / E+T < 1$

Půdy s nivním režimem: v humidních oblastech, kde periodicky promyvný, případně promyvný režim neprobíhá ve své úplnosti, protože plynulý odtok vody z profilu je zpomalován trvalou hladinou podzemní vody.

Půdy s režimem bažinným (stagnantním): je typický zasahováním hladiny podzemní vody (včetně kapilárně vzlínající vody) do půdního profilu, případně až k povrchu půdy.

Půdy s režimem závlahovým (irigačním): je podmíněn ovlhčováním závlahovou vodou. Koeficient ovlhčení („přírodní“: $S / E+T < 1$) je obvykle roven jedné.

VLHKOST PŮDY

Momentní (okamžitá) vlhkost půdy, tj. její obsah v daném okamžiku, je základní kvantitativní charakteristikou vztahu půdy a vody.

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

vyprahlá – bez veškerých známek vlhkosti; těžší vzorky jsou v tomto stavu velmi tuhé, agregáty dále nedrobitelné, ztvrdlé; v plně rozdrobeném stavu práší; písčité vzorky jsou sypké a rozpadavé; při navlhčení vyprahlého horizontu silně tmavne barva,

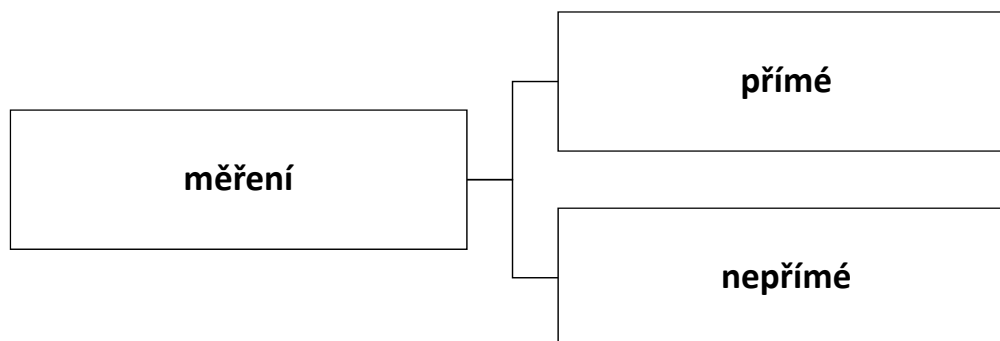
suchá – nevyvolává pocit chladu; těžší vzorky, jsou netvárlivé, hroudy jsou pevné, agregáty se těžko drtí; u písčitých vzorků pozorujeme slabou soudržnost, lehce se rozsypají, tlakem mezi prsty se nespojují, nýbrž rozpadají; při navlhčení suchého horizontu tmavne barva,

vlahá – při zmáčknutí nepouští vodu, v ruce vyvolává pocit chladu, ale ruku neovlhčuje; těžší vzorky se tlakem drobí, nemažou se, ani nelepí; písčité vzorky jsou soudržné, avšak neplastické, při navlhčení vlahého horizontu se barva nemění,

vlhká – při zmáčknutí v ruce ovlhčuje dlaň nebo pouští vodu po kapkách, těžší vzorky se mažou, avšak nekašovatí; zrnitostně lehké vzorky jsou v ruce formovatelné, zmokří prsty, povrch se začíná lesknout od vody,

mokrá – vodou přesycená, při vyjmutí vzorku voda odkapává, horizont kašovatí, bředne.

Metody měření půdní vlhkosti



Přímé metody měření

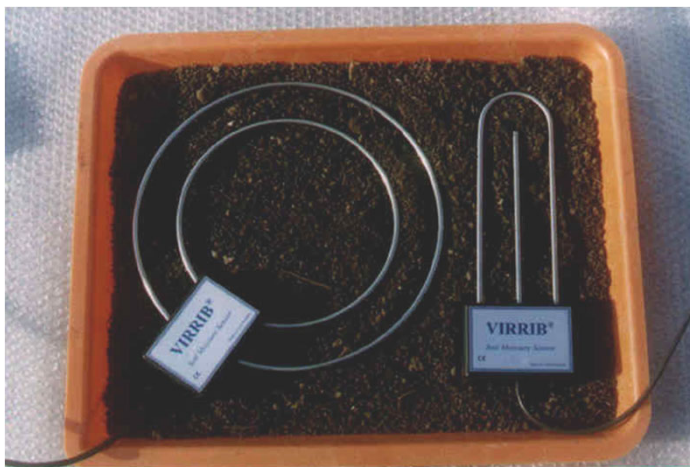
Jako přímá metoda se používá metoda vážková (gravimetrická), spočívající na stanovení půdní vlhkosti vážením vlhkého a vysušeného půdního vzorku. Přesnost gravimetrické metody závisí na přesnosti vážení a definování pojmu vysušený stav půdy. Dosažení tohoto stavu není jednoduché zvláště u půd s vyšším obsahem organických látek.

Pro minerální půdy s malým obsahem humusu se vysušuje půdní vzorek při teplotě 105°C do konstantní hmotnosti.

Nepřímé metody měření

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

- Odporová (**elektrometrická**) využívá závislosti elektrické vodivosti na vlhkosti půdy. Vyhovuje pro střední oblast vlhkosti půdy, je méně vhodná pro půdy písčité. Je citlivá na změnu teploty. Používají se **kovové elektrody umístěné v sádrových nebo nylonových bločcích**, které musí být ve vodivém styku s půdou.
- **Kapacitní** jsou založeny na měření změn dielektrické konstanty ϵ_r . Na tomto principu jsou založeny Rezonanční kapacitní vlhkoměr (RKV, v ČR VIRRIB) či TDR (time domain reflectometry)
- **Neutronová**
- **Gamaskopická**



Způsoby vyjádření vlhkosti - výpočty

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

$$\Theta = \frac{V_w}{V_s} \cdot 100 (\% \text{ obj.})$$

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

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

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

$$w = \frac{m_w}{m_z} \cdot 100 \text{ (\% hm.)}$$

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

Mezi hodnotami vlhkosti hmotnostní a objemové platí vztah:

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

kde ρ_d = objemová hmotnost suché zeminy
 (objemová hmotnost redukována).

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

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

kde: h = mocnost půdní vrstvy v dm.

Zásoba vody (mm) ve vrstvě půdy o mocnosti 1 dm se číselně rovná objemové vlhkosti (% obj.) této vrstvy.

Srážka 1 mm představuje 1 litr vody na 1 m² povrchu půdy (tj. na 1 ha 10 m³) a po jejím zasáknutí do půdy se zvýší půdní vlhkost ve vrstvě 1 dm o 1 % obj.

Zásobní vlhkosti se používá pro porovnání vlhkosti půdy se srážkami, závlahou nebo výparem, zvláště při bilancování vody.



Edgar Buckingham

Půdní hydrolimity, energetika půdní vody, kategorie půdní vody...

Pohyb vody

- Probíhá ve směru záporného gradientu potenciálu (tj. z místa s vyšším potenciálem do místa s nižším potenciálem)
- komplikovaný proces, neboť:
 - půda je heterogenní porézní prostředí
 - pohyb je ovlivněn teplotou
 - dochází ke ztrátám (rostliny, výpar...)
 - nepohybuje se čistá voda, ale roztok

Sací tlak půdní vody

Na vodu v půdě působí různé **síly** v souhrnu označované jako **matriční**. Jsou podmíněny zvláštnostmi pórovitého prostředí půdy, tj. v podstatě přitažlivými silami mezi vodou a pevnými půdními částicemi (van der Waalsovy síly, vodíkové můstky, elektrostatické síly nabitého povrchu koloidů, kapilární meniskové síly aj.).

Patří k nim i síly podmíněné volnými ionty v půdní vodě, hydrostatickým tlakem a tlakem vzduchu atmosférického a uzavřeného v půdních pórech. Na vodu působí také síla tíže, její pohyb je omezován vnitřním třením půdního roztoku.

Vodní potenciál (Ψ) je měřítkem volné vody v systému. Je definován jako rozdíl mezi volnou energií vody v půdě a volnou energií v nádrži (volná energie v nádrži = 0).

Jinými slovy: voda adsorbovaná v půdě má méně volná energie než voda v nádrži a musí být tím pádem vykonaná práce, aby mohla být voda „odstraněna“. V.p. v půdě má tedy zápornou hodnotu (čím pevněji je voda v půdě vázaná, tím větších (negativních) hodnot vodní potenciál nabývá...

Pokud naprší a půda je nasycena vodou, pohybuje se voda velmi rychle díky gravitaci. Pokud nasycena vodou není, pohybuje se různými směry díky silám jiným, než je síla gravitační.

Celkový vodní potenciál Ψ je pak definován:

$$\Psi = \Psi_p + \Psi_s + \Psi_m \text{ [kJ.kg}^{-1} = \text{MPa]}$$

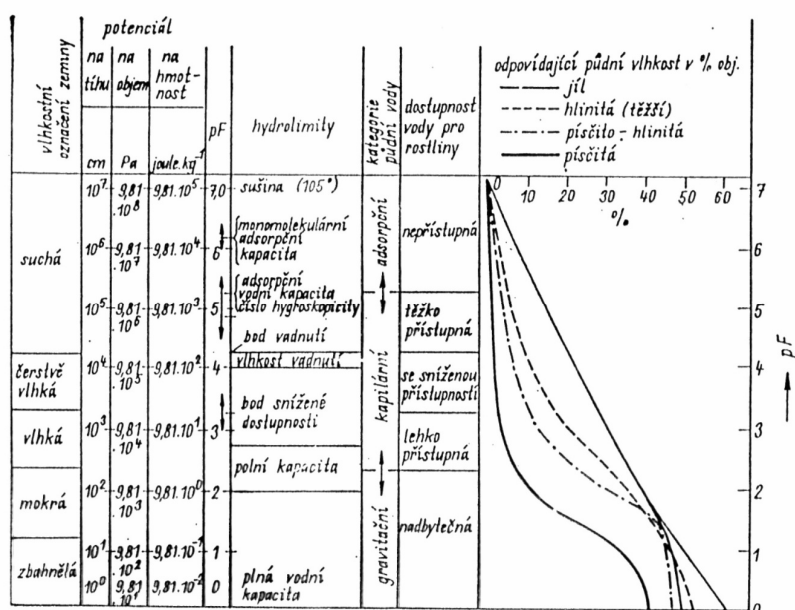
Ψ_p tlakový potenciál

Ψ_s osmotický potenciál

Ψ_m matriční potenciál (interace rozhraní voda/půdní částice; voda/půdní vzduch)

U nezasolených půd a u půd bez vysoké HPV lze operovat jen s Ψ_m ...

- Rozměr **sacího tlaku** se udává v pascálech a jejich násobcích. Pro praktické účely je výhodné vyjadřovat sací tlak jako sací tlakovou výšku vodního sloupce v metrech nebo centimetrech.
- Pro praktické účely lze přibližně uvažovat, že $1 \text{ hPa} = 1 \text{ cm}$
- Rozměr sací tlakové výšky v centimetrech je významný, poněvadž jeho prostřednictvím se tradičně vyjadřují tzv. pF hodnoty, pro něž platí:
 - $pF = \log_{10} \text{ sací tlak [cm]}$
 - Logaritmického vyjadřování sacích tlakových výšek se používá pro jejich značné řádové rozdíly mezi maximálními a minimálními hodnotami



Obr. 64. Vztahy mezi různými jednotkami potenciálu, hydrolimity a vlhkostí půdy

ENERGETICKÉ KATEGORIE PŮDNÍ VODY:

- **adsorpční**
- **hygroskopická**
- **kapilární**

Adsorpční voda zahrnuje molekuly vody poutané k povrchu pevných částic adsorpčními a osmotickými silami. Kolem půdních částic tak vzniká orientovaná polymolekulární vrstva dipólů adsorpční vody s odlišnou hustotou, s nižší rozpouštěcí schopností, pohybující se ve skupenství páry. Adsorpce může probíhat buď hygroskopicky (poutání molekul vodní páry) nebo hydrofobicky (poutání kapalně vody).

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

Kapilární voda je dána intervalem vlhkosti podmíněným výrazně převládajícími kapilárními silami.

Jsou to síly vznikající při vytváření menisků spojeného s adhezními silami mezi vodou a povrchem pevných částic (smáčení) a kohezních sil mezi molekulami vody.

Rozeznáváme **kapilární vodu vzlínající**, tzv. **podepřenou** (pohyb vzhůru proti gravitaci) a **kapilární vodu zavěšenou** (např. půdní voda ve svrchní půdní vrstvě po dešti nebo závlaze).

Na **gravitační vodu** působí převážně síla zemské tíže a její pohyb gravitačními póry je půdním prostředím ovlivněn většinou nepatrně.

PŮDNÍ HYDROLIMITY:

- základní
- aplikované

K základním řadíme ty, které tvoří rozhraní mezi třemi základními silami ovládajícími pohyb vody v půdě a to silami gravitačními, kapilárními a adsorpčními.

Základní hydrolimity

Gravitační – kapilární – adsorpční



Retenční vodní kapacita (cca -0,033Mpa, tj. -33kPa, pF 2-2,8)

Θ_{RVK}

Leží na rozhraní energetické kategorie vody kapilární a gravitační. Je to maximální množství vody, které je půda schopna trvaleji zadržet vlastními silami v téměř rovnovážném stavu po nadměrném zavlažení.

Gravitační – kapilární – adsorpční



Lentokapilární bod (cca 3,1-3,5 Mpa) Θ_{LB}

Vyjadřuje stav půdní vlhkosti ležící na rozhraní energetických kategorií těžce pohyblivé a lehce pohyblivé kapilární vody. Dochází k přerušení souvislosti kapilární vody, vznikají prstence na styku půdních částic a voda zůstává v nejjemnějších kapilárách.

Snižuje se podstatně pohyblivost půdní vody a tím i přítok vody ke kořínkům rostlin.

Voda se šíří pak jen difuzí.

Gravitační – kapilární – adsorpční



Adsorpční vodní kapacita Θ_{AV}

Je množství vody poutané adsorpčními silami. Je to hydrolimit ležící na rozhraní kategorie sil adsorpčních a kapilárních (adsorpční voda a těžce pohyblivá kapilární voda)

Aplikované hydrolimity

Plná vodní kapacita Θ_s

Je to hodnota půdní vlhkosti při úplném nasycení všech půdních pórů vodou. Prakticky ji můžeme považovat za rovnou půdní pórovitosti.

Polní (vodní) kapacita Θ_{pk} (cca -0,033Mpa, tj. -33kPa, pF 2-2,8)

Je půdní vlhkost, kterou je půda v přirozeném strukturním uložení schopna udržet po delší dobu po úplném umělém nasycení vodou infiltrací, při čemž je po tuto dobu eliminována evapotranspirace. Z půdního profilu odtéká pouze voda gravitační.

Tento půdní hydrolimit je nutné stanovit metodikou daným postupem v polních podmínkách. Hydrolimit Θ_{pk} se prakticky shoduje s hydrolimitem Θ_{RVK} , liší se metodou svého stanovení.

Maximální kapilární (vodní) kapacita Θ_{MKK}

Její stanovení je dáno laboratorní metodou dle Nováka. Jedná se o vlhkost půdy po dvou hodinách odsávání (na filtračním papíře) původně plně nasyceného půdního vzorku.

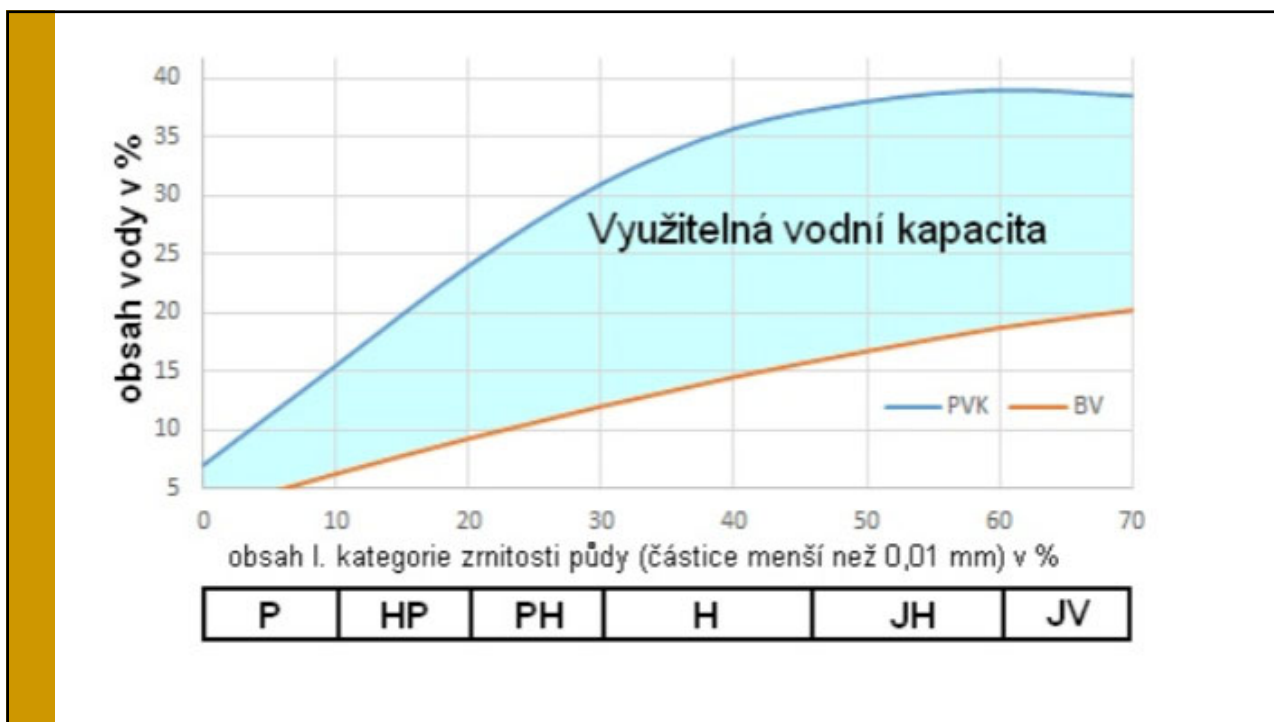
Bod vadnutí Θ_v (smluvně, cca -1,5MPa)

Je vlhkost půdy, kdy jsou rostliny trvale nedostatečně zásobeny půdní vodou a vadnou. $p_F = 4,18$.

Závislost vláhových charakteristik na zrnitosti (dle Váši J., 1960)

(analyzováno 180 půdních horizontů)

Půdní druh	písčítá	hlinito-písčítá	písčito-hlinitá	hlinitá	jílovito-hlinitá	jílovitá	jíl
Obsah jílnatých částic (%)	3,08 až 7,25	14,69 až 19,10	24,35 až 29,85	37,00 až 30,85	54,04 až 59,00	68,01 až 74,20	82,40 až 85,60
Bod vadnutí (% obj.)	2,11 až 6,95	7,07 až 9,54	12,69 až 20,56	17,36 až 25,52	19,25 až 26,26	24,58 až 25,98	27,12 až 31,97
Polní vodní kapacita (% obj.)	9,31 až 20,02	20,94 až 32,26	28,81 až 39,34	34,52 až 40,06	34,75 až 36,92	40,27 až 42,11	38,45 až 43,39
Využitelná v. k. $\Theta_{PK} - \Theta_v$ (% obj.)	7,20	13,87	16,12	17,16	15,50	15,69	11,33



chemické charakteristiky půdy

Chemické složení - prvky
 Půdní reakce
 pufrovitost

Obsah prvků v litosféře a v půdě (% hmotnostní)

Prvek	Obsah v litosféře	Průměrný obsah v půdě	Rozpětí obsahu v půdě
O	46,20	49,0	
Si	28,15	33,0	25 – 41
Al	8,23	6,65	0,07 – 20
Fe	5,63	3,20	0,01 – 20
Ca	4,15	1,96	0,01 – 32
Na	2,36	1,09	0,005 – 10
Mg	2,33	0,83	0,005 – 16
K	2,09	1,83	0,005 – 7,9
Ti	0,57	0,51	0,006 – 3,4
P	0,11	0,08	0,004 – 0,53
Mn	0,10	0,08	stopy – 1,83
S	0,026	0,04	stopy – 0,82
C	0,020	2,00	0,7 – 50
N	0,002	0,25	0,02 – 0,5

PŮDNÍ REAKCE



Koncentrace H^+ iontů může být od 10^{-14} do 10^0 mol / l

pH = - log (H⁺), kde

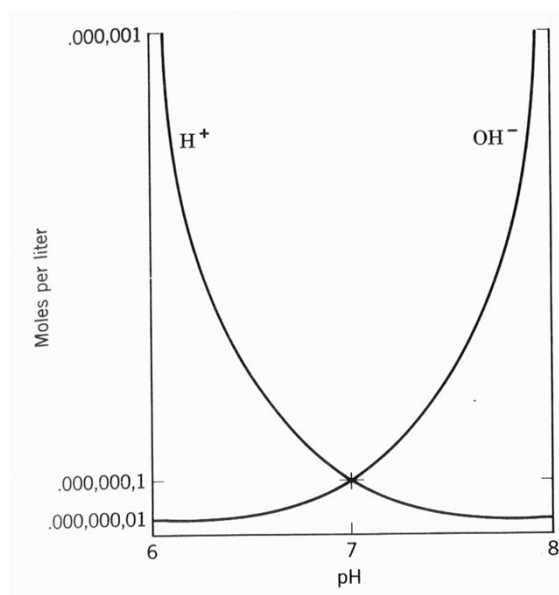
(H⁺) – aktivita vodíkových iontů .

Termín pH pochází z francouzského „pouvoir hydrogene“, tj. síla vodíku.

Při 25 °C v čisté vodě je vztah mezi aktivitou (koncentrací) OH^- a H^+ iontů:

$$K_w = (\text{H}^+) (\text{OH}^-) = 1,0 \times 10^{-14}, \text{ kde}$$

K_w - iontový produkt disociace vody.



Formy (typy) půdní reakce

Aktuální forma $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$

aktivní reakce: aktivita (koncentrace) H_3O^+ v suspenzi půdy a vody

Potenciální forma $\text{pH}_{\text{KCl}}, \text{Va}$

→ výměnná reakce

schopnost půdy měnit pH roztoků neutrálních solí

→ hydrolytická reakce Ha

schopnost půdy měnit reakci roztoků hydrolyticky štěpitelných solí

Kyselé půdy...

v ČR 1,6 milionu ha

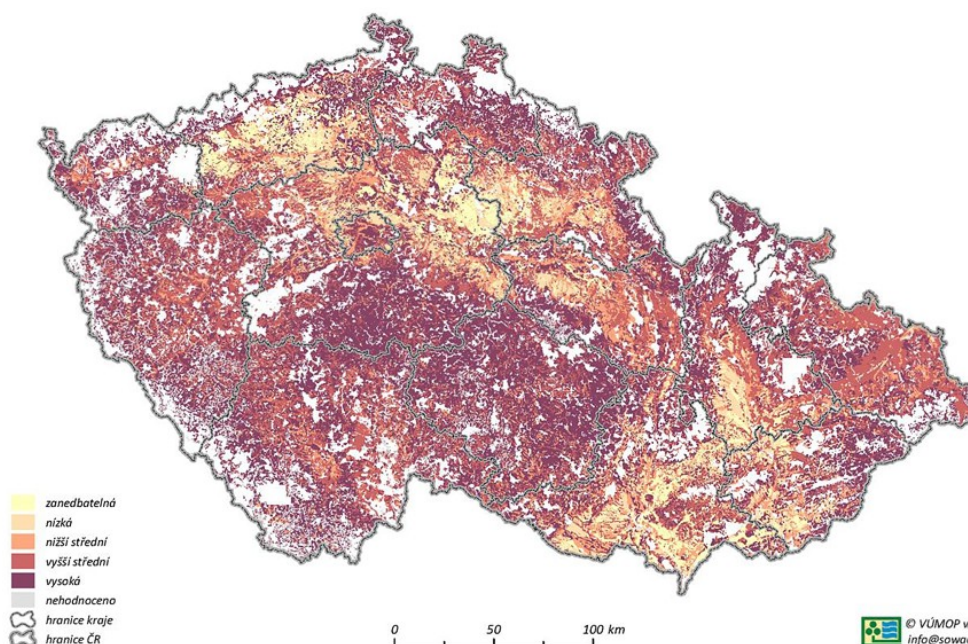
půdní reakce úzce souvisí s pedogenetickými procesy, podléhá změnám a mění se v průběhu roku

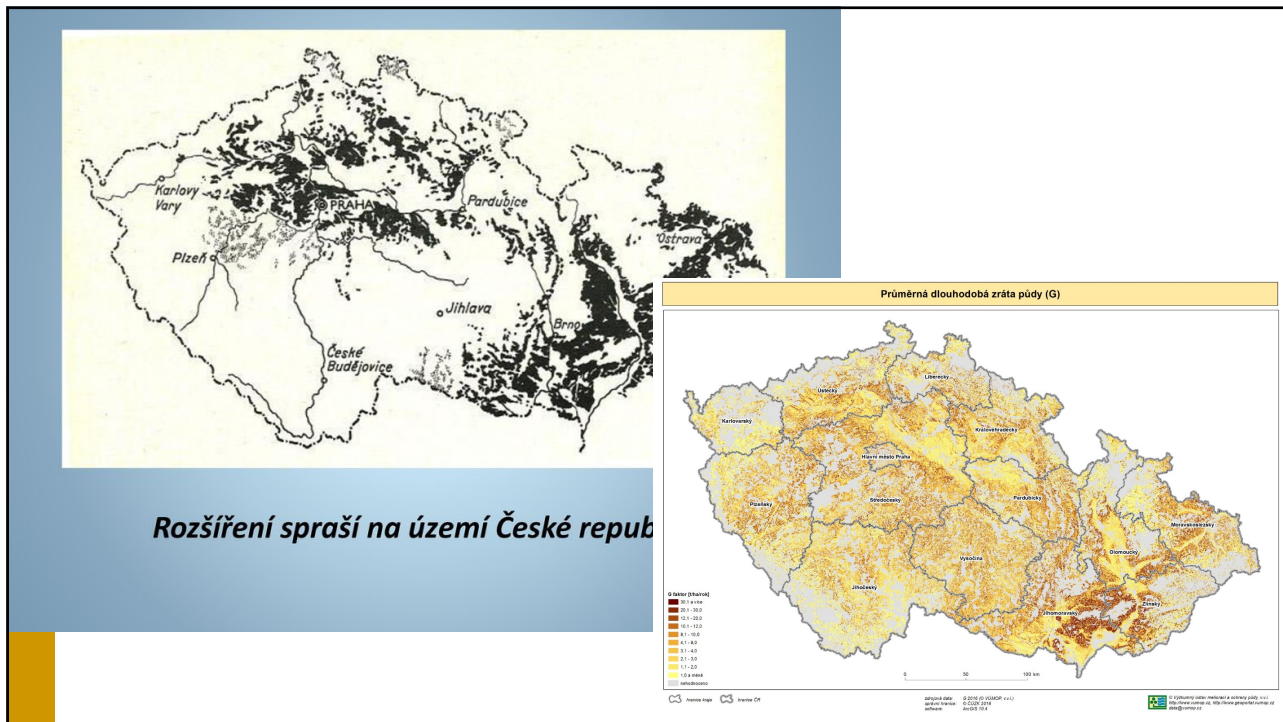
nejpříznivější neutrální reakce pH 6,5 – 7,2

Příčiny kyselosti

- nedostatek vápníku (hořčíku) zvyšuje se množství organických kyselin, a zastoupení solí železa a hliníku
- kyselé půdotvorné substráty (rula, svor, fylit, křemité horniny)
- sekundární okyselení půd (srážková voda)
- vysoké dávky průmyslových hnojiv (fyziologicky kyselá hnojiva)
- průmyslové emise

Potenciální zranitelnost půd acidifikací





Hodnocení půd dle výměnné půdní reakce

pH _{KCl}	Hodnocení
méně 4,5	silně kyselá
4,6 – 5,5	kyselá
5,6 – 6,5	slabě kyselá
6,6 – 7,2	neutrální
více než 7,2	alkalická

Příčiny a zdroje kyselosti půd

- a) **Mateční horniny** a půdotvorné substráty s nízkým obsahem bazických kationtů: kyselé vyvěřelé a proměněné (metamorfované) horniny,
- b) **Oxid uhličitý**, produkovaný v biologicky činných půdách, který se rozpustí v půdním roztoku a reaguje s vodou za vzniku kyseliny uhličitě po jejíž disociaci se uvolňují H⁺ionty. Při obsahu 0,3% CO₂ v půdním vzduchu je pH jeho rovnovážného půdního roztoku 5,22 a při obsahu 1% CO₂ je pH roztoku 4,95 (při 18oC),
- c) **Organické kyseliny**. Vrstva nadložního surového humusu z opadu jehličnatých stromů se rozkládá za vzniku velkého množství organických kyselin, které se rozpouští v dešťové vodě, zasakují s ní do půdy a svou silnou kyselostí působí hydrolytickou destrukci alumosilikátů,

- d) **Oxidací sloučenin síry,**
- e) **Aplikací fyziologicky kyselých průmyslových hnojiv** dochází k okyselování v důsledku preference odběru některých iontů rostlinami,

Ekvivalenty v kg na 100 kg hnojiva

	CaO	CaCO ₃
Ledek amonný s váp. (25 %)	- 10	- 17
Dam-390	- 29	- 52
Dusičan amonný	- 33	- 60
Močovina	- 46	- 82
Síran amonný	- 63	- 112
Amofos	- 35	- 62
Fostim (8-24)	- 17	- 30

- f) **Silně kyselé dešťové srážky.**

Úprava reakce půdy

Kyselost půdy se běžně odstraňuje vápněním, které sníží množství adsorbovaných vodíkových iontů, zvýší pH a sorpčně nasytí půdu vápníkem. Potřebu vápnění definujeme jako množství vápenaté hmoty, kterou musíme do půdy dodat, aby se její reakce upravila na optimální hodnotu.

Aktuální reakce není vhodným kritériem potřeby vápnění, protože se nebere v úvahu potenciální výměnná kyselost, ani ústojná schopnost půdy.

Ke stanovení potřeby vápnění je využívána metoda **titračního stanovení výměnné půdní reakce k požadované hodnotě pH** nebo **tabulkové údaje, kde příslušné hodnotě výměnné reakce odpovídá dávka korektiva**.

Používaná korektiva: mletý vápenec, dolomitický vápenec, saturační kaly, hašené vápno atd.

Význam reakce půdy

Reakce půdy silně ovlivňuje proces vzniku a vývoje půd.

Při zvětrávání minerálů hornin, tvořících půdní substrát, hrají významnou roli adsorpce a difúze H^+ dovnitř krystalových mřížek a vyvolávají hydrolytický rozklad minerálů.

Reakce tedy určuje intenzitu zvětrávání minerálního podílu.

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

Reakce půdy ovlivňuje složení půdní mikroflóry, mikrofauny i rostlinného pokryvu a naopak, ovlivňuje tak půdotvorný proces.

Většina rostlin nemůže růst na půdách s pH pod 3,5 a nad 9.

Při slabě kyselé až neutrální reakci (pH v mezích 6 - 7) jsou rostlinné živiny maximálně přístupné rostlinám.

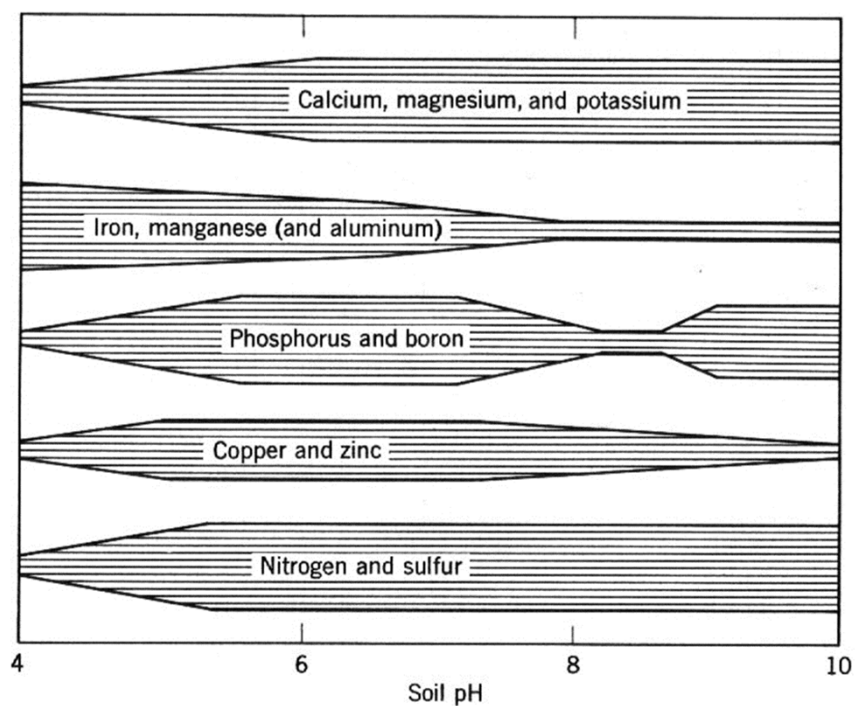
- Odběr rostlinami 140–400 kg Ca/ha
- Vyplavení 80–350 kg Ca/ha

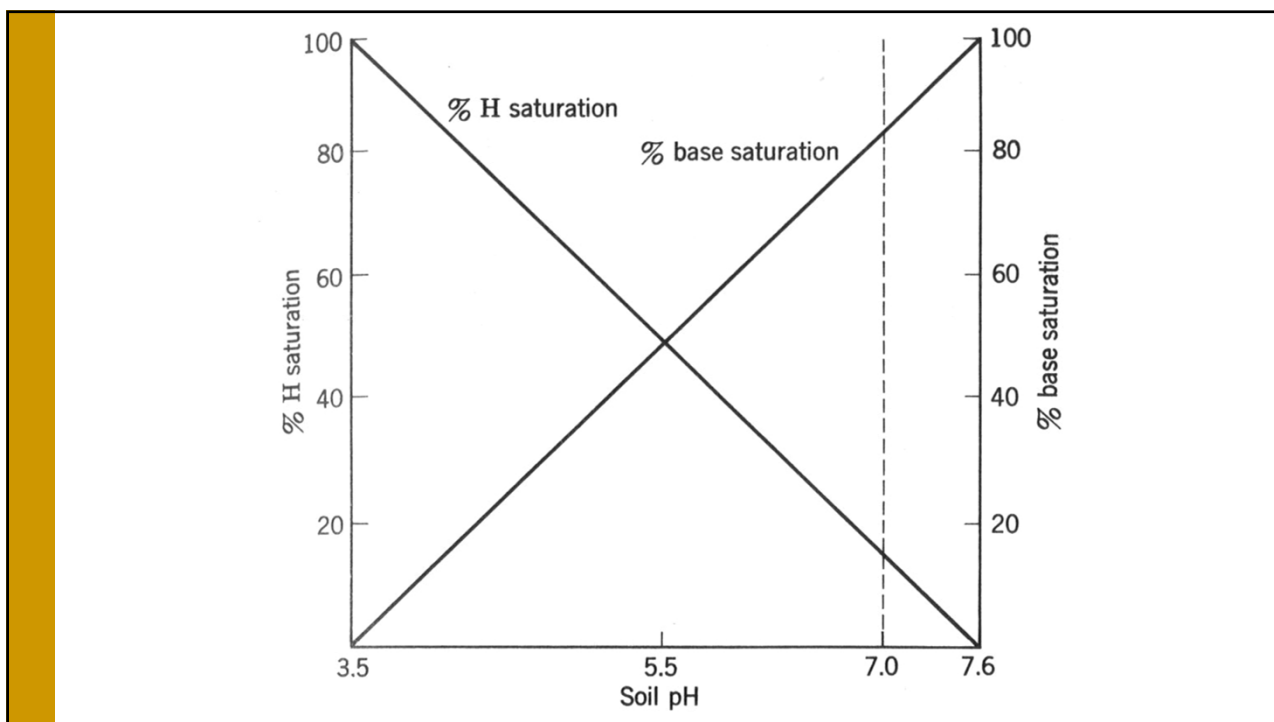
Citlivé plodiny (pH 6,5-8)	Vojtěška, ječmen, cukrovka, hořčice, řepka, hrách...
Plodiny snášející slabou kyselost (pH 5,5-6,5)	Pšenice, krmná řepa, jetel, bob, kukuřice
Rostliny mírně acidofilní (pH 5-6)	Oves, brambory, žito, pohanka
Rostliny acidofilní (pH 4-5)	Vlčí bob

U vojtěšek a jetele se snižuje výnos při pH pod 6 o 50 %, u většiny hospodářských plodin jako kukuřice a pšenice se výnos snižuje v průměru o 30-60 % při pH nižším než 5, u jarního ječmene je to až 80 %. Vápnění můžeme také doplnit o systémové věci: zvýšení sorpční schopnosti půdy aplikací organických hnojiv a pěstování na vápník náročných meziplodin pro jeho stabilizaci v půdním profilu. Jak naznačují vědecké studie, okyselování zpomaluje i omezené zpracování půdy.

Poškození půd okyselením

- zhoršení půdní struktury a provzdušněnosti tvorbou nekvalitního humusu
- pokles biologické aktivity
- snížení efektivity použitých hnojiv
- zhoršení úrodnosti
- snížení sorpční kapacity
- snížení pufrovitosti
- uvolnění kovů do prostředí





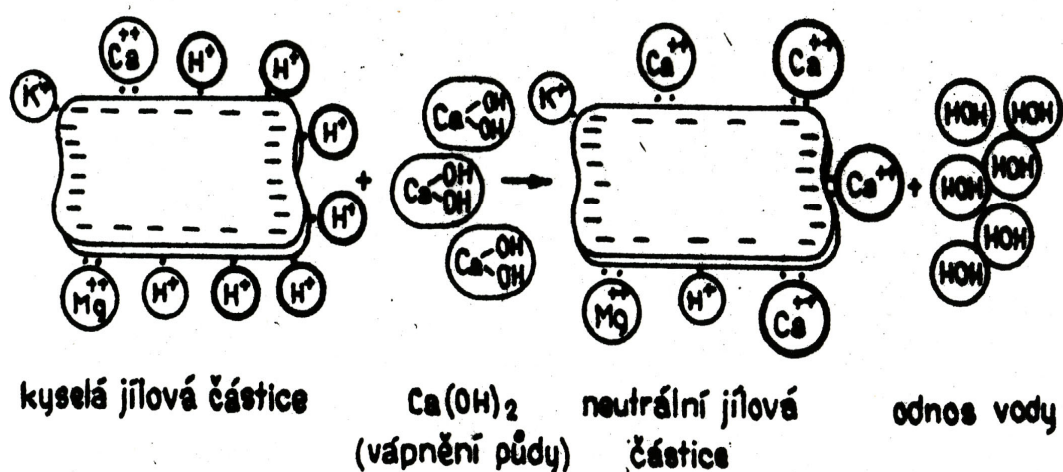
- má dvojí význam:
 - zlepšení kvality půdy
 - zlepšení výživy rostlin
- Kvalita půdy se po vápnění zlepšuje:
 - tvorbou drobtovité struktury
 - tvoří se kvalitní humus
 - zlepší se činnost mikroorganismů
 - zvýší se příjem kationtů (draslíku až o 92 % !!!)
 - zvýší se příjem fosforu (až o 30 %)
 - zvýší se výživa dusíkem (až o 21 %)

řídí se stupněm kyselosti a podle výsledků chemického rozboru
Nevyžadují jej půdy s obsahem uhličitanů nad 0,3 %

jsou dva typy vápnění

- meliorační (upravuje reakci zásadním způsobem, odstraňuje poruchy)
- udržovací (uchovává půdní reakci na požadované úrovni)

Vápnění půdy



- vápnit v pozdním létě nebo na podzim (=před podmítkou nebo hlubokou orbou, aby se dobře promísilo)
- dodržet odstup mezi vápněním a organickým hnojením
- CaO nepoužívat z jara a u lehkých půd (stimuluje biologickou činnost, u lehkých půd by to znamenalo i zvýšenou mineralizaci...)
- pálené vápno rozmetat za suchého počasí
- slín rozhodit na podzim
- louky a pastviny vápnit po poslední seči/spasení
- na lehkých a středních půdách zapravit podmítkou a potom orbou
- na těžkých půdách rozdělit celkovou dávku na dvě – první zapravit podmítkou a druhou orbou

Optimální hodnota pH půdy u půd do 4 % humusu

Těžké půdy	6,2-6,8 (6-6,3 v BVO a PVO)
Středně těžké půdy	6,2-6,8 (6,0-6,3 v BVO a PVO)
Lehké půdy	5,7-6,0 (5,5-5,8 v BVO a PVO)

Při více než 4 % lze snížit dolní hranici pH o 0,2 – 0,4; pro citlivější plodiny se optimum udržuje mezi 6,8-7,2

Meliorační vápnění

tam kde je méně než 0,3 % CaCO_3 (jednorázová dávka 1,15 t CaO/ha a více)

Udržovací vápnění

pH 6-6,7 (k okopaninám a luskovinám), dávka 1,2 – 1,5 t CaO/ha jednou za 4-5 let v KVO a ŘVO a v kratším intervalu v BVO a PVO

Přesná dávka se vždy stanoví podle rozboru výměnné reakce (a upravuje se):

- sníží se o 25 % je-li v OP převaha žita, ovsa, brambor, jetele zvrhlého nebo slunečnice.
- sníží se o 30 % u jetele lučního, po němž následuje len
- zvýší se o 25 % následuje-li vojtěška nebo cukrovka
- vynechá se, pokud následuje lupina, tabák nebo mrkev