

Zemědělské půdoznanství a mikrobiologie

přednáška 2

Vítězslav Vlček, Ph.D.

ústav 221



Technologické vlastnosti půdy

Uléhavost (sléhavost) je přirozený proces, při kterém kyprá půda (např. po kultivačním zásahu) postupně usedá, až dosáhne přibližně rovnovážného stavu.

Tento proces je vyvolaný především hmotností půdy a gravitací.

Průběh uléhavosti je ovlivněn zrnitostním složením, strukturou, obsahem (a kvalitou) půdní organické hmoty a vlhkostí půdy.

Výsledkem uléhavosti je **hutnost půdy**, která vyjadřuje hustotu přirozeného uložení půdních částic. Uléhavost a hutnost se projevují zvýšením objemové hmotnosti suché zeminy (redukované) půdy a snížením pórovitosti, především nekapilární.

Mění se během ročních období, působením porostu, působením výraznějších dešťových srážek a zejména obděláváním (tlakem nářadí a naopak kypřením).

Zvýšení objemové hmotnosti půdy vyvolané tlakem mechanismů se označuje jako **technologické** nebo **druhotné zhutnění půdy**.

V rámci druhotného zhutňování rozlišujeme dva procesy:

Prvním je tvorba podbrázdí, které se vytváří při mnohokrát opakované orbě středně těžkých a těžkých půd do stejné hloubky, a rovněž používáním pluhů s tupou, opotřebenou čepelí.

Zhutnělé podbrázdí má zhoršené fyzikální vlastnosti a brání pronikání kořenů do hlubších vrstev půdy. V krajních případech se může stát i vodonosnou vrstvou v půdním profilu. Odstraňuje se, vzhledem k jeho malé mocnosti, podrýváním ornice.

Druhým procesem druhotného zhutnění je tlak zemědělské či jiné techniky na povrch půdy.

Tento tlak zvláště za vyšší vlhkosti proniká do značné hloubky půdního profilu.

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

V podpovrchových horizontech, v podorníci, zhutnění přetrvává a zpravidla se postupně zvyšuje.

Je to závažný degradační proces, při kterém dochází k postupnému kumulativnímu stlačování podorníci až na kritický stav, který se projevuje nepříznivými fyzikálními a biologickými podmínkami, v konečném důsledku snižováním výnosů.

Kritické hodnoty objemové hmotnosti redukované (kg/m³) a pórovitosti (%) podle Lhotského (1984)

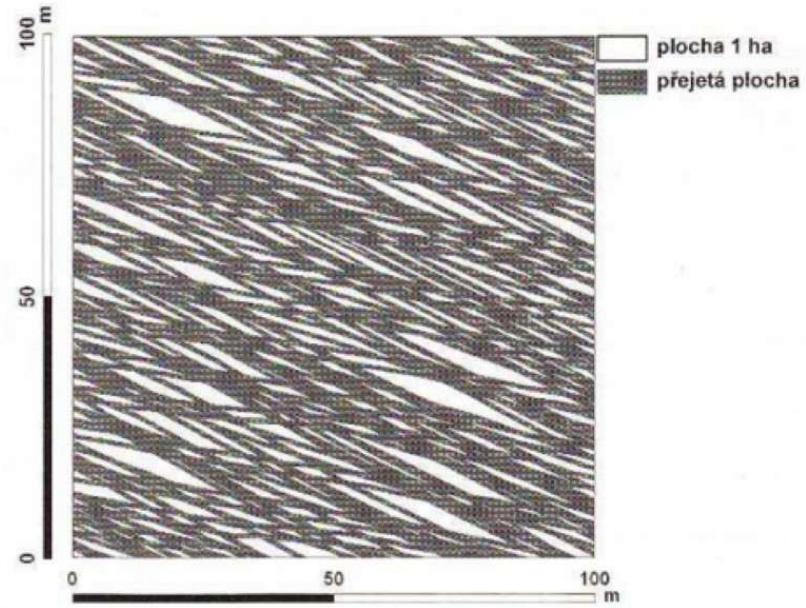
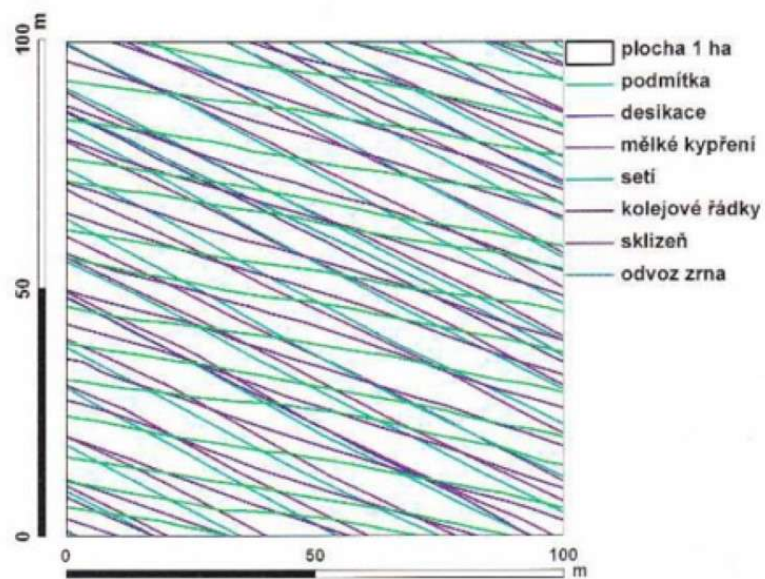
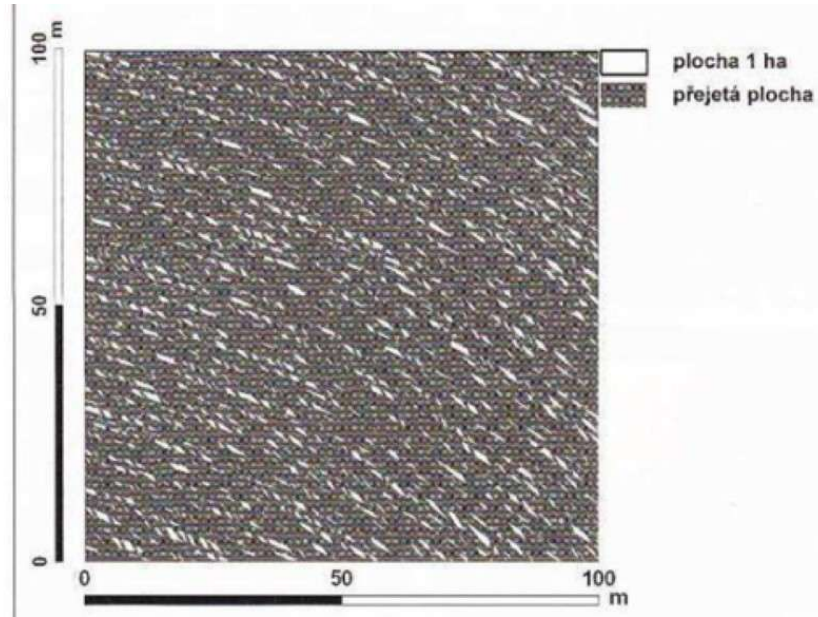
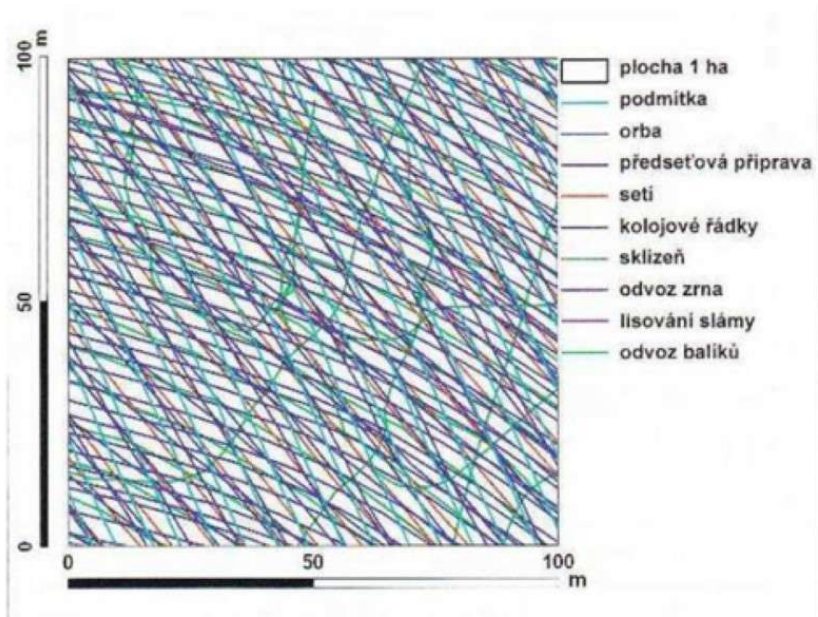
půdní druh	J	JV, JH	H	PH	HP	P
ρ_d kritické	>1350	>1400	>1450	>1550	>1600	>1700
P kritické	< 48	< 47	< 45	< 42	< 40	< 38

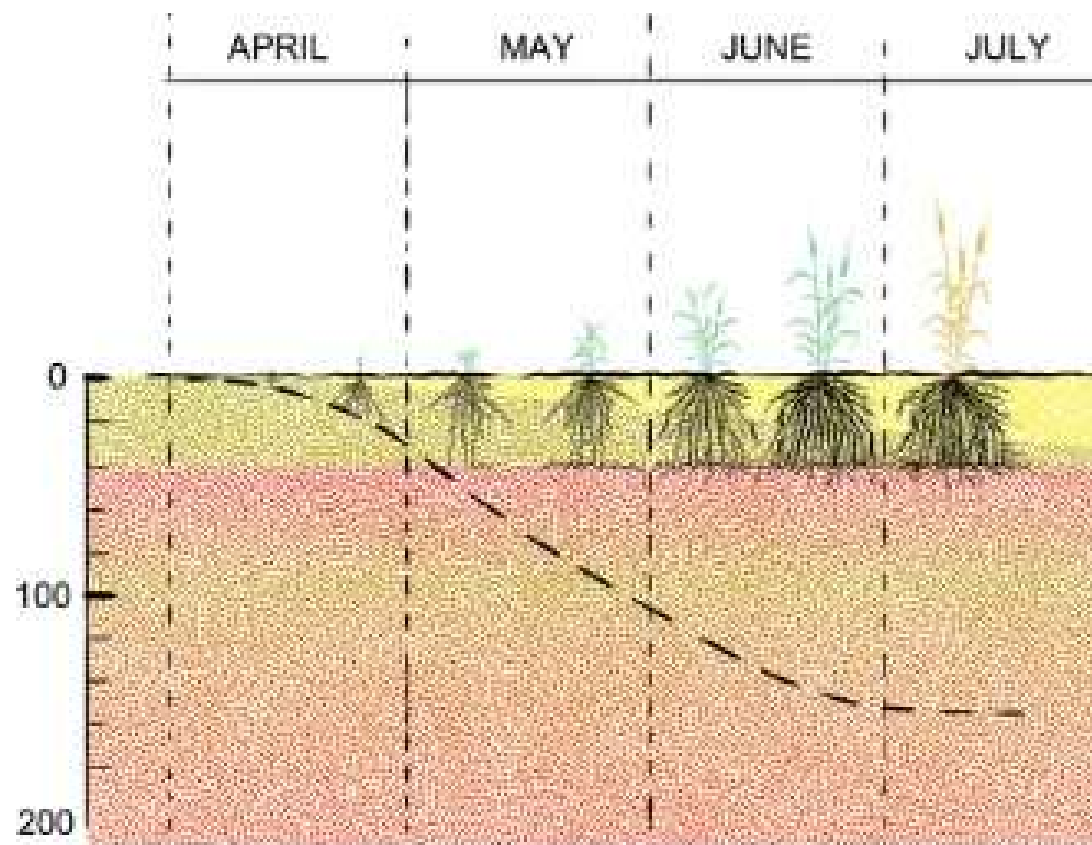
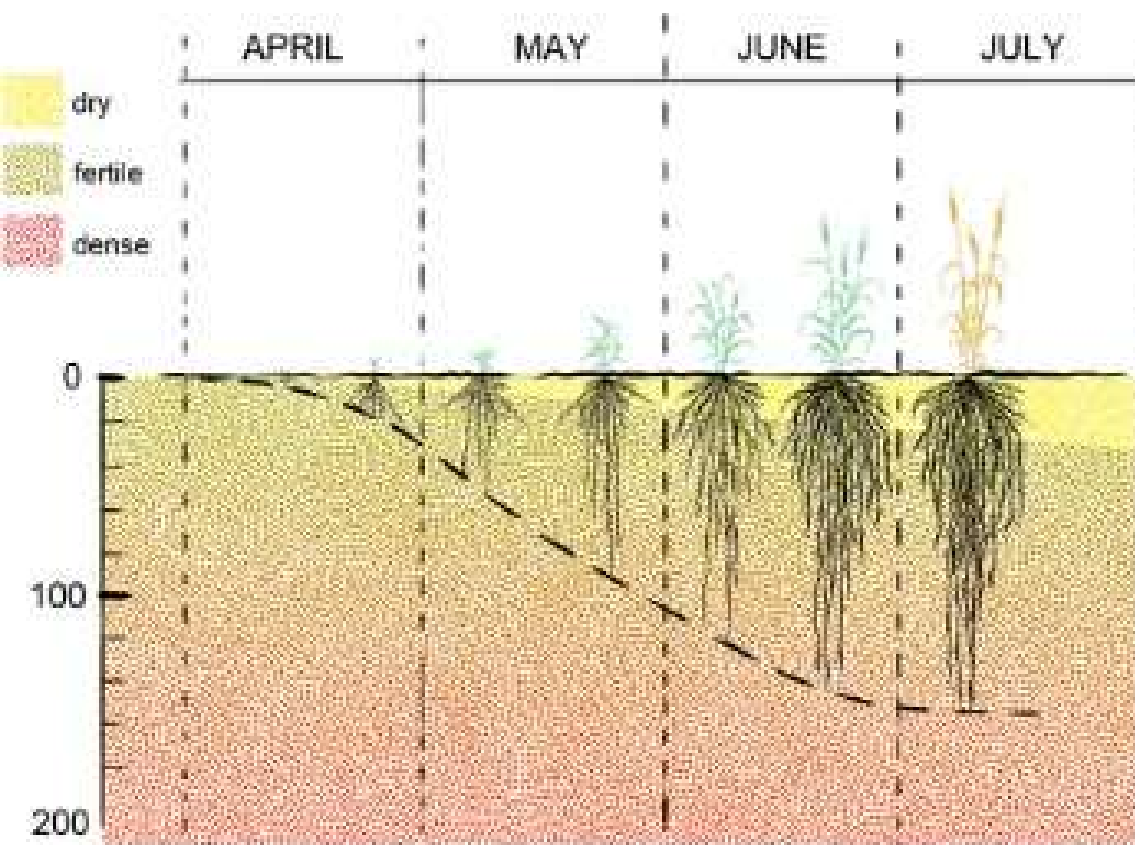
Přípustná a riziková objemová hmotnost půdy (g.cm⁻³) pro některé plodiny (u středně těžkých půd)

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

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

První je nepřekročení přípustných kontaktních tlaků na půdu a snížení počtu přejezdů po poli.





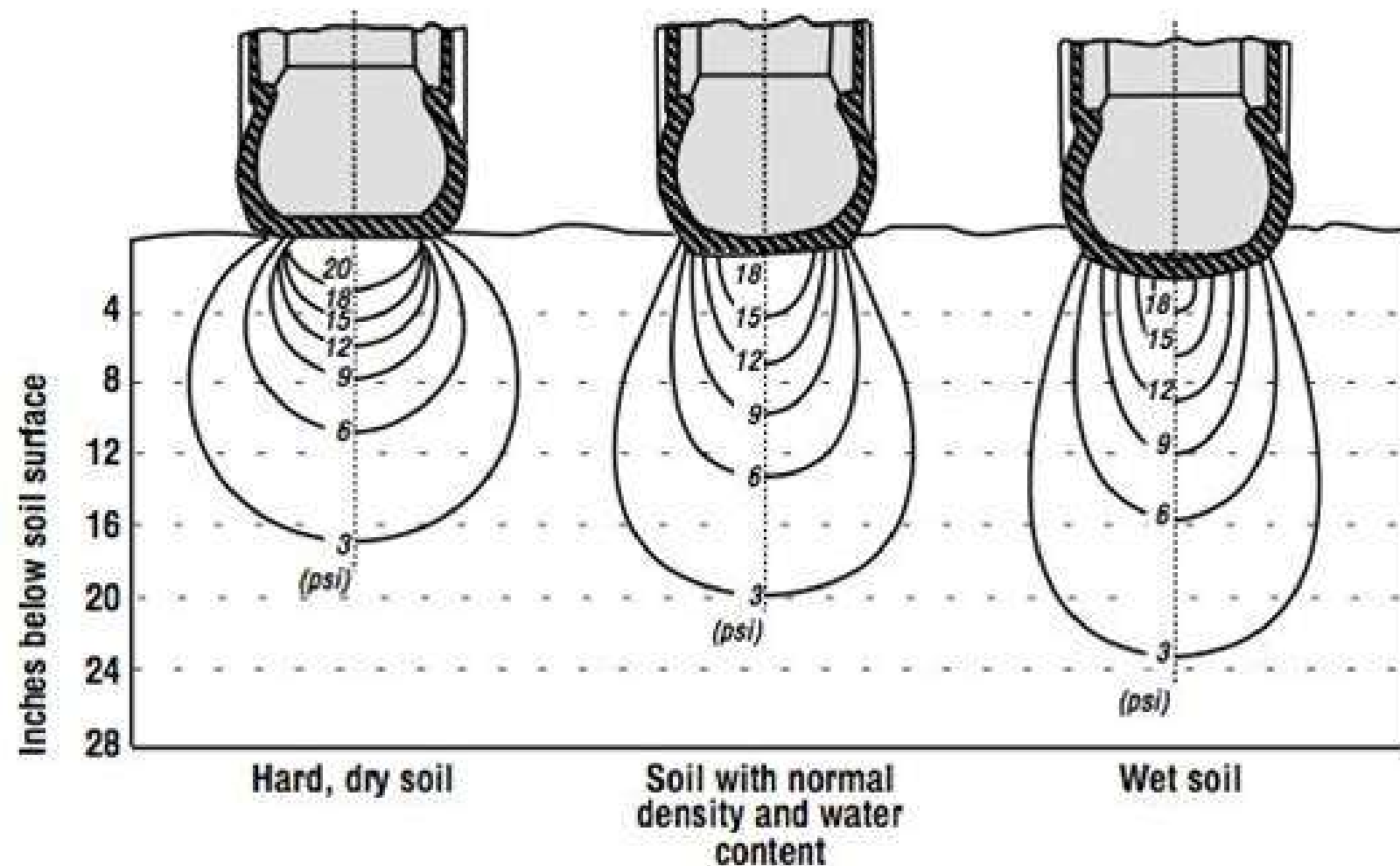
ilustrace růstu kořenů v průběhu času ve zdravé půdě a utužené půdě. Pšenice (kořeny) si například sahá pro živiny až do hloubky 120 cm, kde kořeny nacházejí důležité stopové živiny a kde je voda k dispozici i po vyschnutí horních vrstev půdy. Vpravo vidíte efekt zhutnění půdy. Kořeny rostou ploché a v suchých obdobích nemají přístup k vodě. (<https://www.sedewa.com/tech.html>)

Celkové zatížení náprav

zařízení	t/náprava
4WD traktor	7–13
sklízecí mlátička (prázdná)	9
sklízecí mlátička (plná + žací lišta)	13
cisterna s kejdou (15 500 l)	10–12
dálniční povrch (projektované zatížení)	10–13

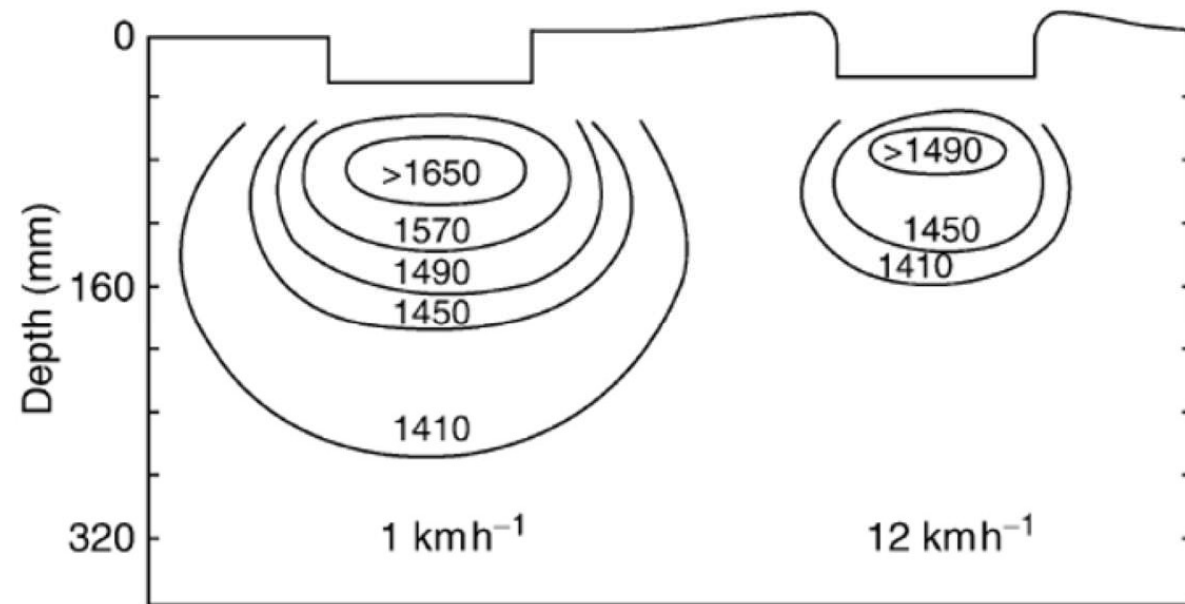
VOORHEES, 2002

Effect of soil moisture on load penetration under a tractor tire. (Tire size 11-28 inches; load 1,650 lb; inflation pressure 12 psi.)

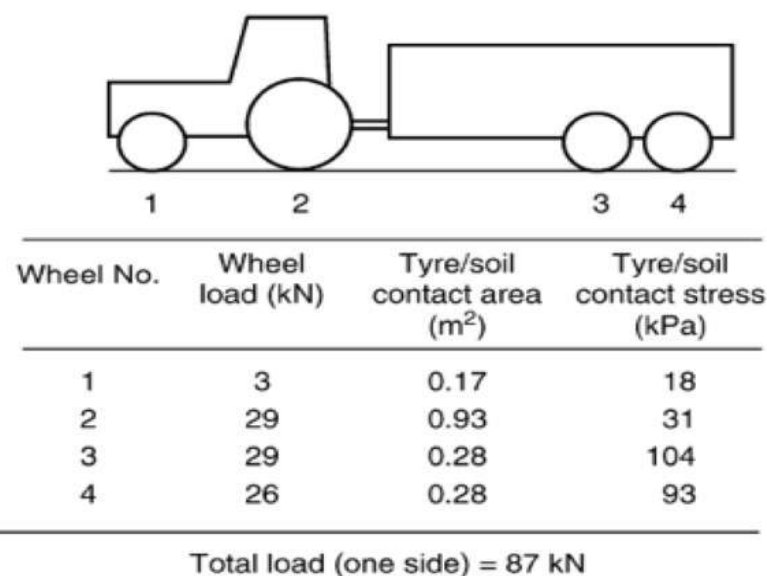
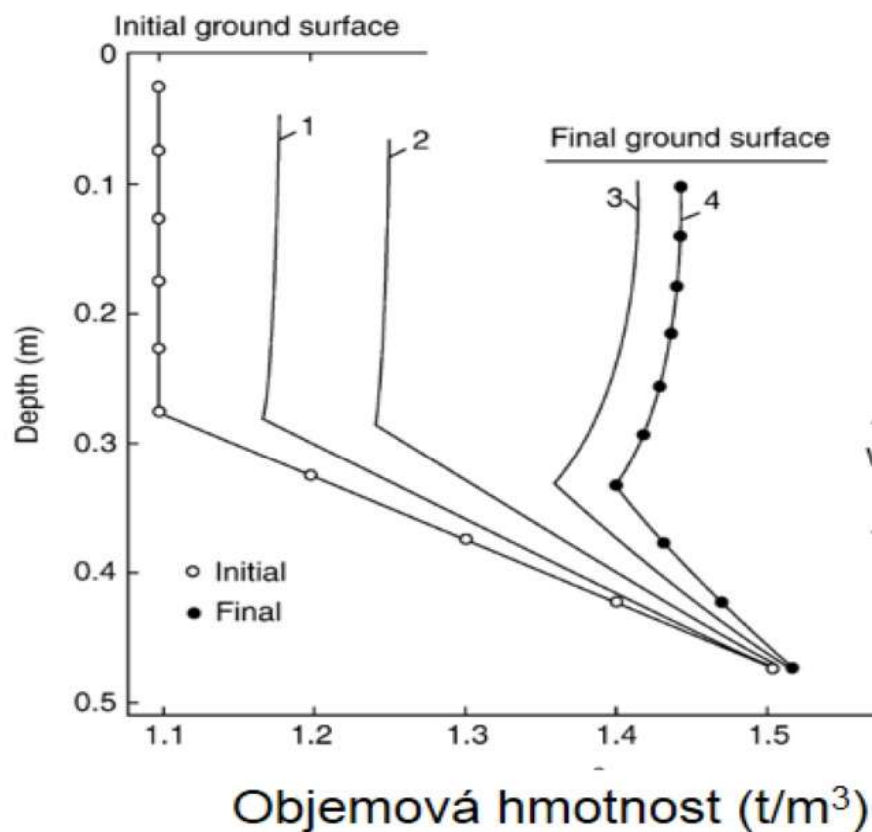


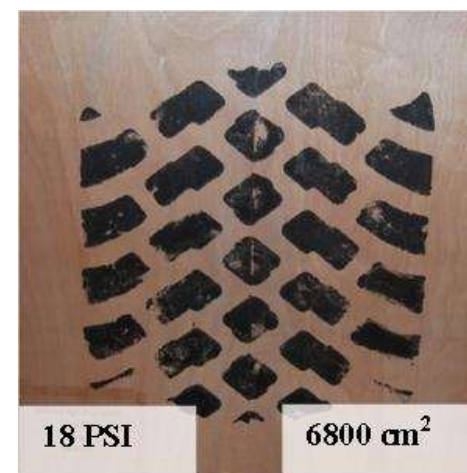
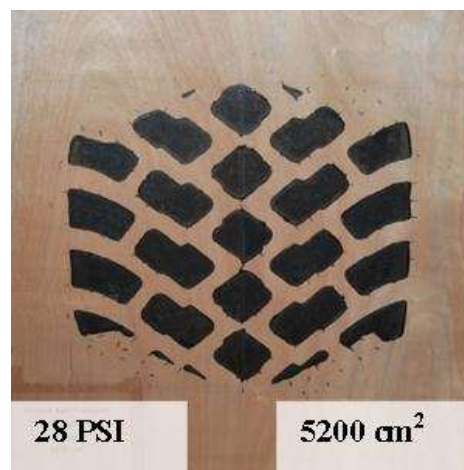
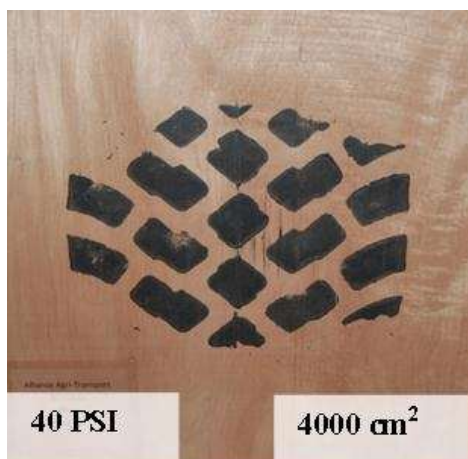
Source: USDA, adapted from Soehne 1958.

Vliv pojezdové rychlosti na objemovou hmotnost pod koly traktoru
(Karczewski, 1978, In: Chesworth, 2008)



Zvýšení objemové hmotnosti v důsledku pojezdu traktoru (Smith, 1985, In: Chesworth, 2008)



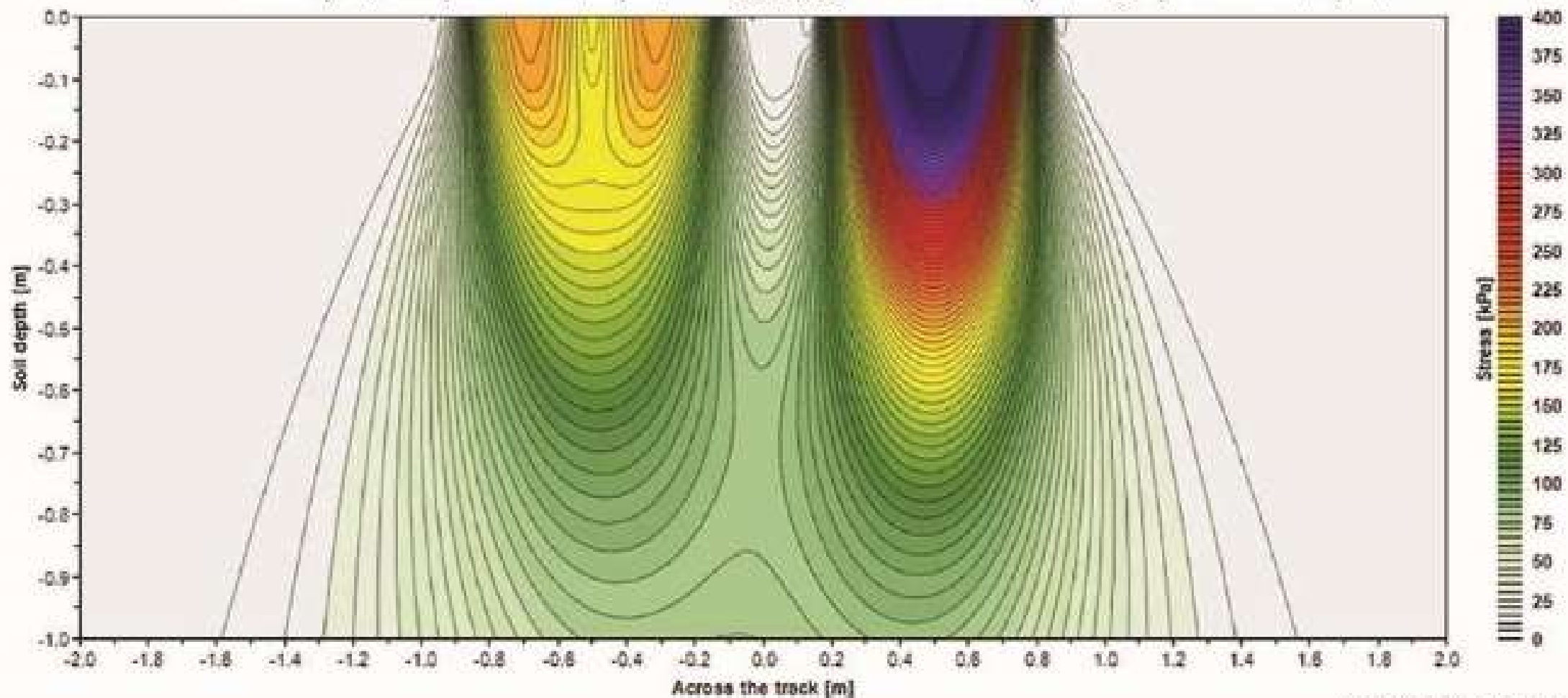


A samozřejmě hraje roli i tlak v pneumatice... Stopy pneumatik pro radiální pneumatiku Alliance Agri-Transport 35.5LR32 namontovanou na plně naloženou 8 000 galonovou cisternu Husky na hnůj (~ 21 000 lbs/pneumatika) při tlaku v pneumatikách 40, 28 a 18 PSI. (<https://www.ontario.ca/page/heavy-equipment-and-soil-compaction>)

Wide tyre, low pressure (20psi)

Soil stress

Narrow tyre, high pressure (60psi)



SOURCE Dr Peter Fisher

<https://groundcover.grdc.com.au/agronomy/soil-and-nutrition/rules-of-thumb-provide-insight-into-soil-compaction>

Měrný tlak (přenášený na půdu koly mechanizačních prostředků):

- nepoužívat těžké tažné prostředky,
- pro náročnější práce používat traktory s pohonem všech kol nebo pásové
- všechny stroje a nářadí by měly mít stejnou stopu jako traktor,
- při orbě jezdit všemi koly po záhonu, pokud možno se vyhnout jízdě v brázdě,



Druhou je dodržení vhodné vlhkosti půdy při zpracování půdy v celé mocnosti zpracovávané půdy!!

Konzistenční stavy (vlhkost)



Přípustný kritický tlak techniky na středně těžké a těžké půdy za různé vlhkosti (Šařec, 1989)

Vlhkost (% polní vodní kapacity)	Kontaktní tlak (kPa)	
	Jarní práce	Letní a podzimní práce
> 90	70	100
70 - 90	100	120
60 - 70	120	140
< 60	150	150

Při zpracování půdy se vyžaduje vlhkost půdy, za které je **v celé orniční vrstvě drobivá**, což odpovídá **konzistenčnímu stavu pevnému**.

Je-li půda sušší, dochází k vylamování velkých, tvrdých hrud a odpor půdy je veliký.

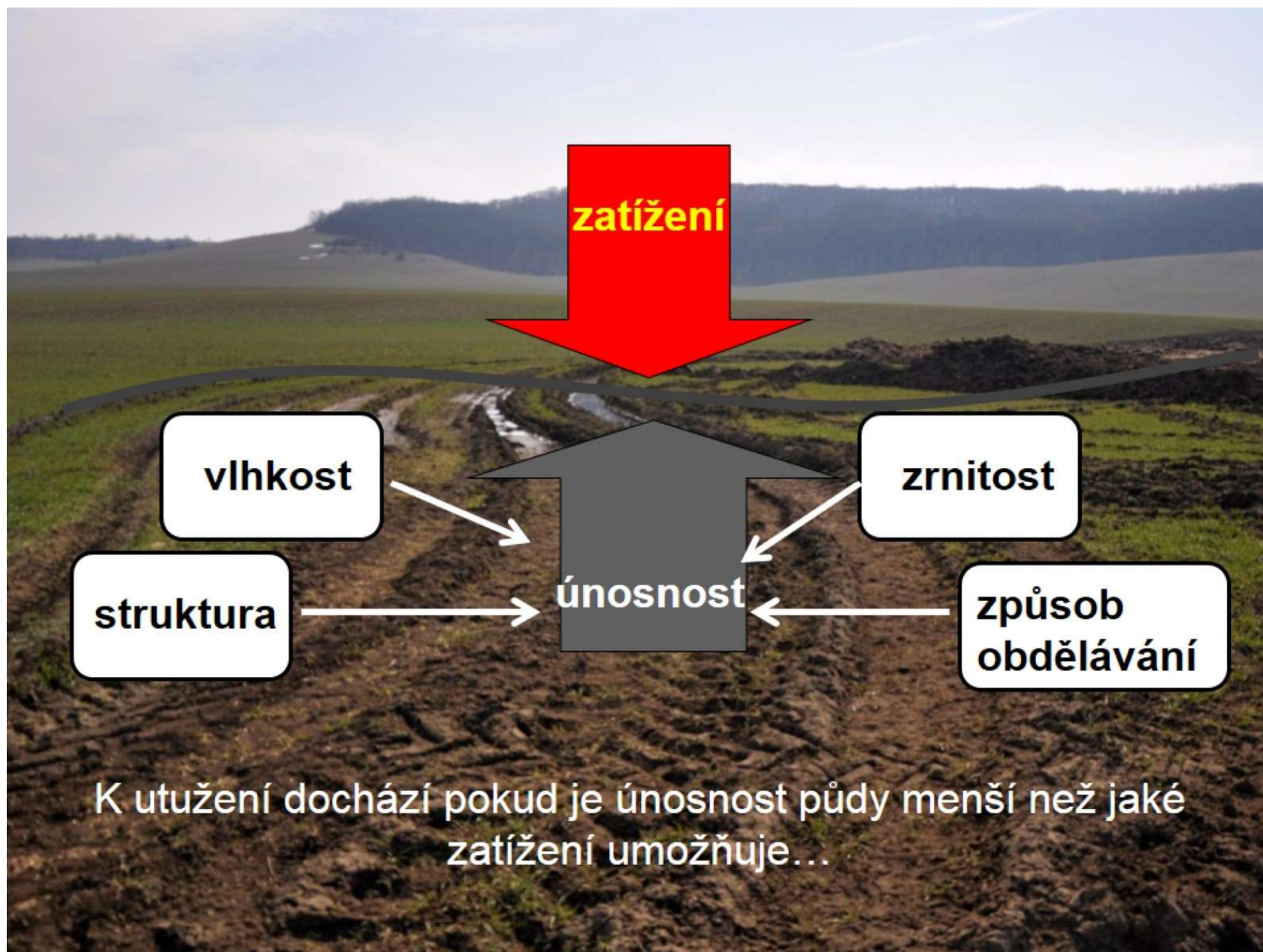
Je-li vlhčí, pak nedochází k drobení, ale k plastické deformaci půdy.

Únosnost půdy

je vyjádřena zatížením v kg.dm^{-2} , při němž se půda začne působícím tlakem vytlačovat.

Přestoupí-li tlak mez únosnosti, nastane trvalé vytlačování půdy do stran a předmět se do půdy zaboří.

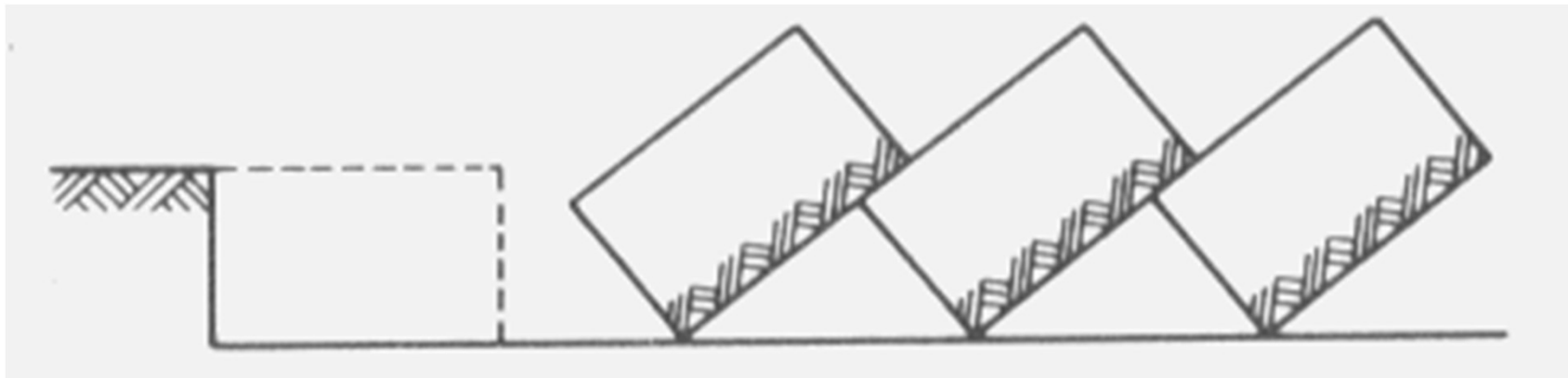




Orební odpor

je v podstatě měrný odpor, který je třeba překonat při **odříznutí, vyzdvižení, drobení a obracení plástu půdy**.

Jeho vyjádřením je tažná síla měřená dynamometricky na závěsném háku traktoru.



Závisí hlavně na zrnitosti a vlhkosti půdy, dále také na její humóznosti, hloubce orby a záběru.

Všechny půdní vlivy zvyšující soudržnost (koloidní a jílnaté částice, sodné soli apod.) způsobují zvýšení hodnot odporů a tím také zhoršení zpracovatelnosti půdy.

Pro půdy s různým zrnitostním složením se uvádějí normativní (ČSN 46 5302) hodnoty měrného odporu:

lehké půdy	200-400 [N. dm ⁻²]
středně těžké	400-600 [N. dm ⁻²]
těžké (jílovitohlinité)	600-900 [N. dm ⁻²]
velmi těžké půdy	900-1500 [N. dm ⁻²]
kamenité	až 1700 [N. dm ⁻²]

Bobtnání a smršťování.

Změny vlhkosti půdy jsou často provázeny objemovými změnami.

Půdy obsahují obvykle určité procento jílovité frakce tvořené minerály, které přijímají vodu do mezivrstevných prostorů.

Při zvlhčení takových půd pozorujeme bobtnání a při vysušování nastává smršťování. Bobtnání je závislé na zrnitosti půdy a především na mineralogickém složení jílové frakce.

Bobtnavost jílových minerálů klesá v pořadí: montmorillonit – illit – kaolinit.

Jednomocné výměnné kationty podporují bobtnání, dvojmocné omezují.

Kornatění půdy

se projevuje tvorbou škraloupu a tvrdé kůry na povrchu ornice po silném provlhčení a následujícím rychlém vyschnutí. Souvisí především s nedostatkem strukturních elementů, jejich malou vodostálostí a se zrnitostí půdy.



Hrudovatění půdy,

tj. tvorba hrud, nastává hlavně při orbě a podmínce za nízké vlhkosti (jako pochod opačný drobení).

Sklon půdy k tvorbě hrud závisí hlavně na zrnitosti a soudržnosti a v souvislosti s tím na obsahu koloidů, vápníku a humusu. Vliv zrnitosti se projevuje tak, že písčité půdy zpravidla nehrudovají; u hlinitých se vyskytuje asi 20 % menších hrud, u těžkých humózních půd asi 40 % a těžkých slabě humózních až 70 % velkých hrud.



Hlavní podmínkou, aby půda nehrudovatěla, je orba při správné vlhkosti; k omezení sklonu půdy k hrudovatění přispívá zvyšování obsahu humusu v půdě a ochrana před silným vyschnutím.

Rozprašování půdy

spočívá v rozpadu strukturních elementů na jednotlivé částice (elementy zrnitosti), hlavně prachu a jemného písku.



Stupeň rozprašování je podmíněn vyschnutím půdy a závisí na zrnitosti půdy, stabilitě struktury a obsahu humusu. Vyvolává je časté vláčení a smykování přeschlého povrchu půdy. Ochranou proti rozprašování jsou všechna opatření k zvyšování stability struktury a opatrnost při zpracování suchých půd vláčením a smykováním.





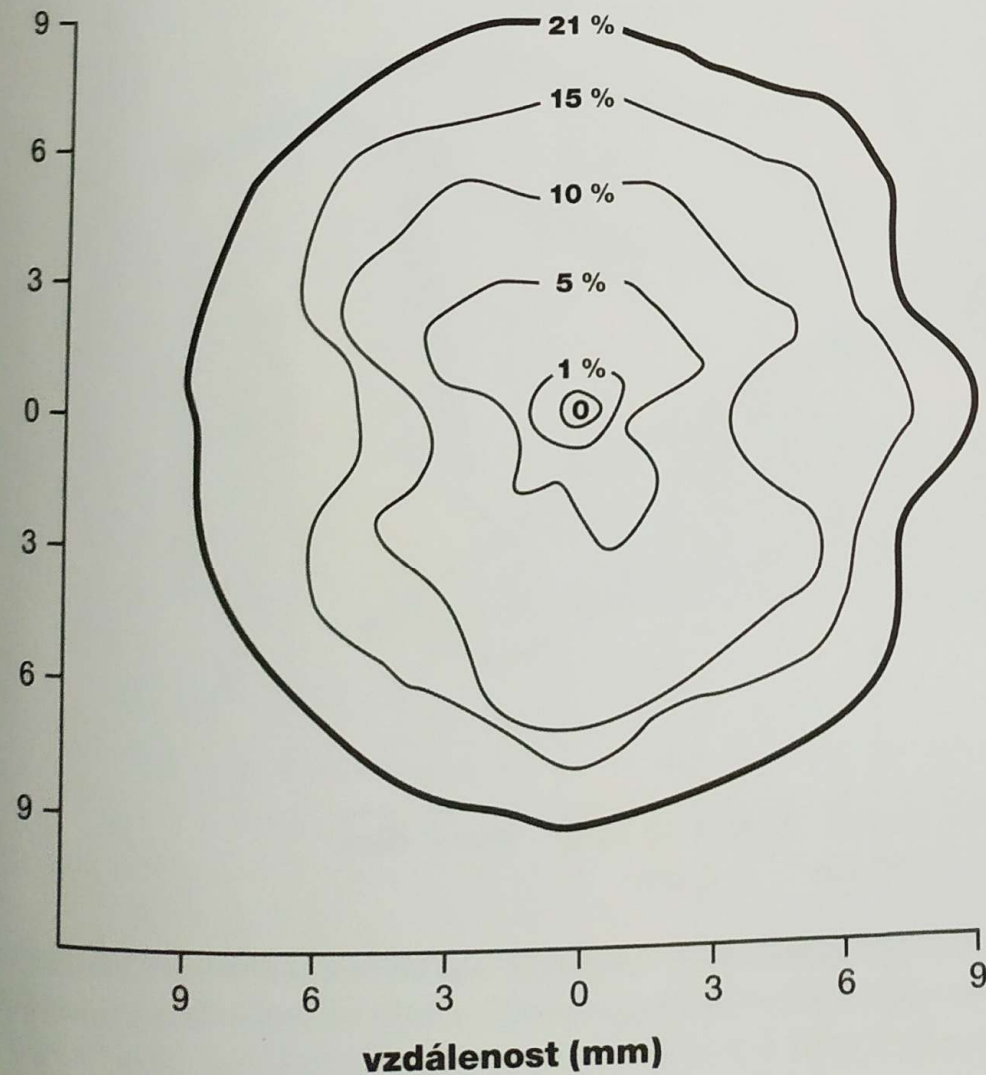
PLYNNÁ FÁZE PŮDY

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

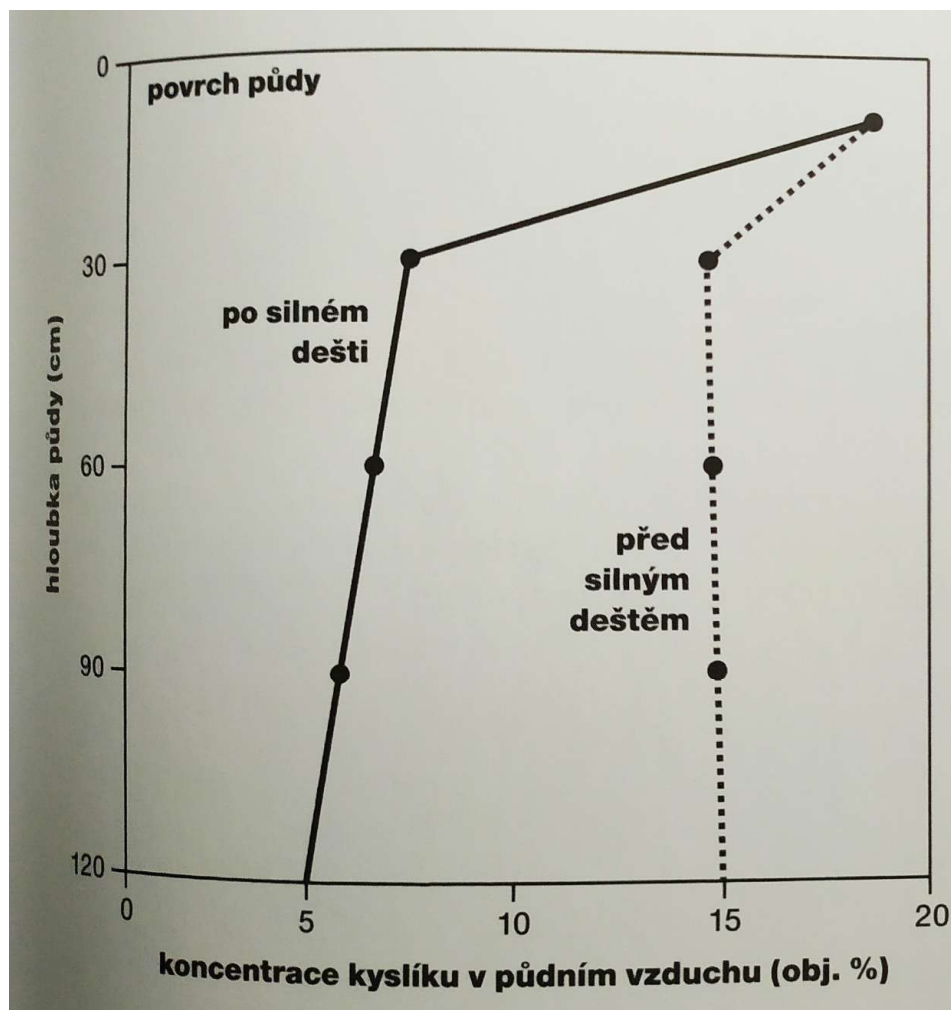
Od atmosférického vzduchu se liší především v obsahu kyslíku a oxidu uhličitého.

Obsah základních plynů v atmosféře a v půdním vzduchu

Plyn	Atmosférický vzduch	Půdní vzduch celkový rozsah	Půdní vzduch běžný obsah
N₂	78	78 - 80	78
O₂	21	0,1 - 20	10 - 20
CO₂	0,04	0,1 – 15	0,2 – 0,7



Obrázek 9.6 Koncentrace kyslíku (obj. %) v půdním agregátu. Poblíž středu agregátu o průměru menším než 2 cm bylo zjištěno anoxické prostředí, byť byl při měření agregát obklopen normálním atmosférickým vzduchem o obsahu kyslíku cca 21 obj. % (upraveno podle: Sextone a kol., 1985, cit. Brady, 1990)



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 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).



KAPALNÁ FÁZE PŮDY neboli PŮDNÍ ROZTOK

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:

rozpouštění 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 **Ca²⁺**. **Mg²⁺**, **Na⁺**, **K⁺**, **H⁺**.

Zpravidla **převládá Ca²⁺**. **Množství Mg²⁺** tvoří 20-50 % obsahu **Ca²⁺**. **Na⁺**, **K⁺** je výrazně méně než **Ca²⁺** a **Mg²⁺**. **Na⁺** **bývá více než K⁺**.

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

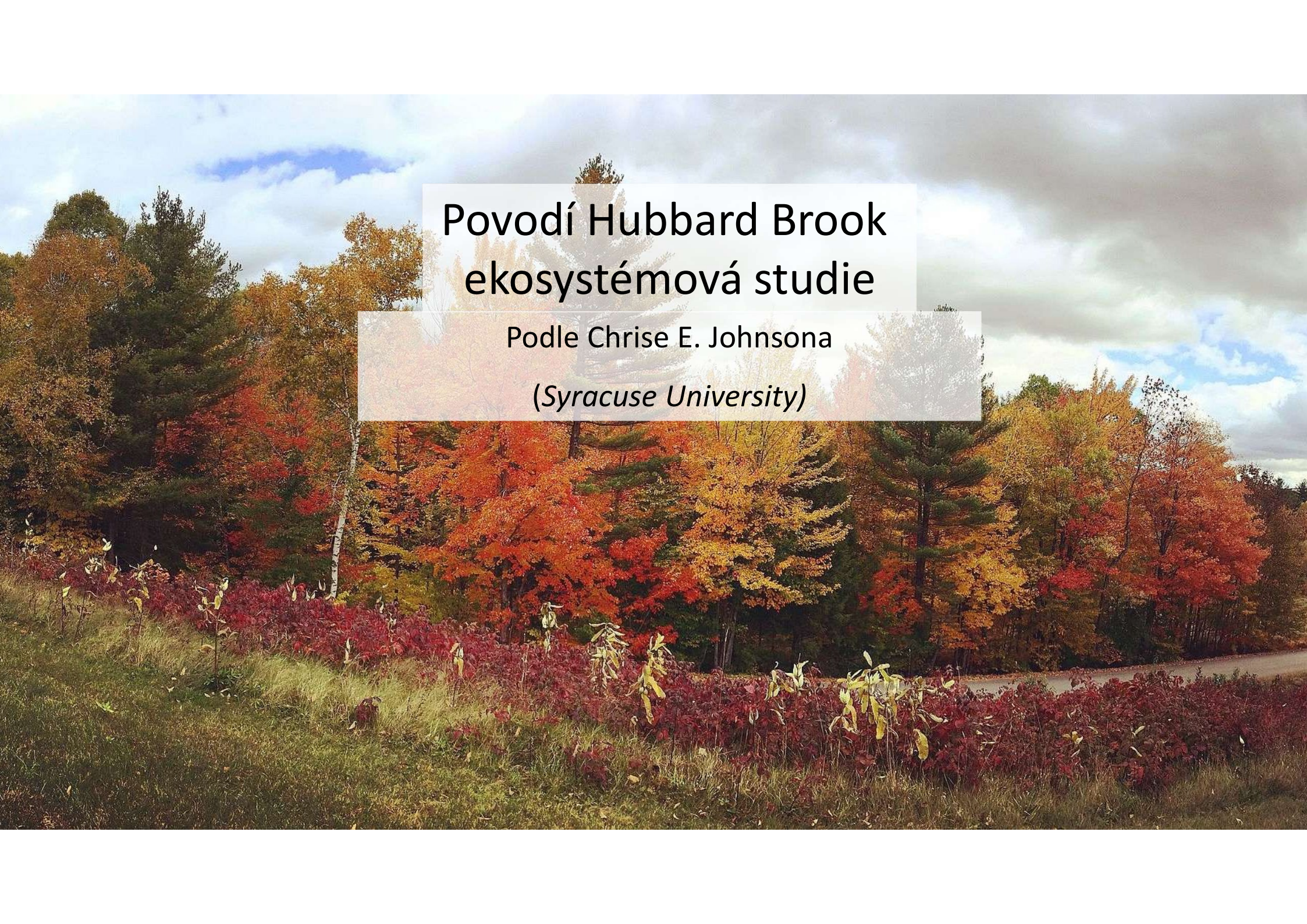
V silně kyselých půdách jsou přítomny kationty Fe^{3+} a Al^{3+} .

Rozpuštěné plyny

Při teplotách kolem 15 °C se ve vodě rozpouští přibližně **1 % objemu CO₂** z půdního vzduchu.

Rozpustnost **O₂** je **30krát nižší** a **N₂** **60krát nižší**.

Proto je v půdním roztoku výrazně vyšší podíl rozpuštěného O₂ a CO₂ při srovnání se složením půdního vzduchu.



Povodí Hubbard Brook ekosystémová studie

Podle Chrise E. Johnsona

(Syracuse University)

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		

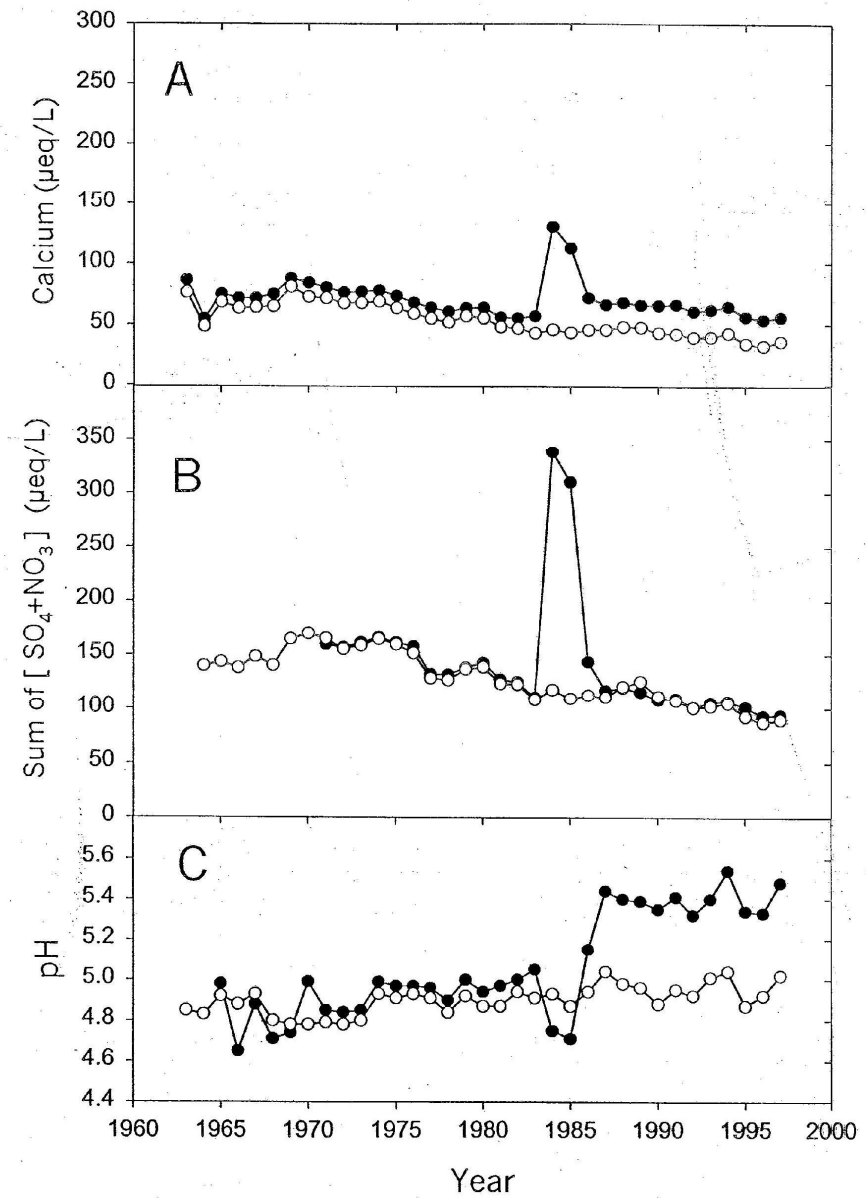


Stream Chemistry

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.

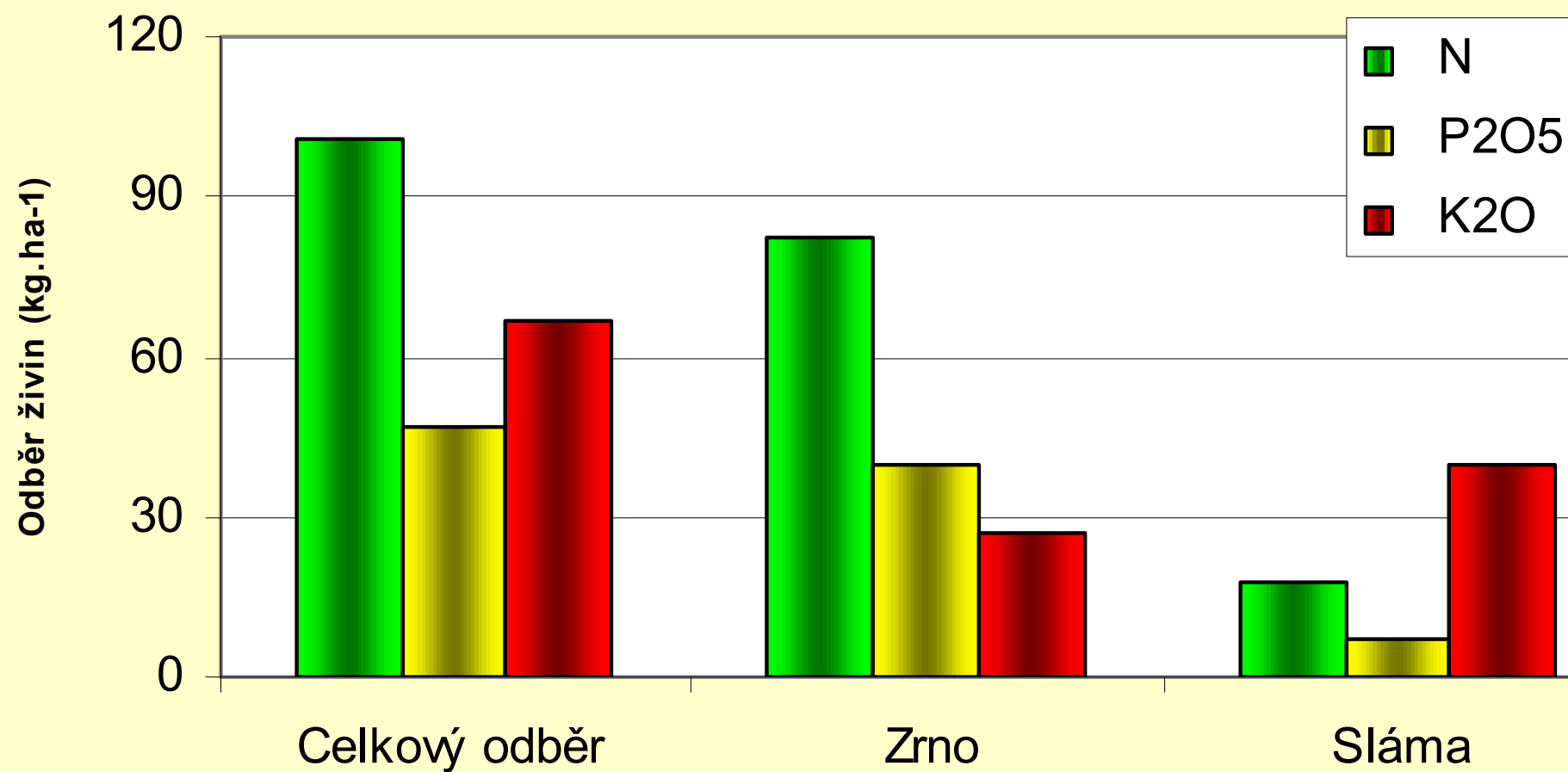
Měření atmosférické depozice sloučenin dusíku uskutečněná v druhé polovině 90 let v rámci celoevropských projektů v lesních porostech většiny zemí západní a střední Evropy stanovila velikost vstupu dusíku do těchto porostů od **13 do 59 kg N.ha⁻¹.rok⁻¹** (projekt NITREX), přičemž Holandsko, Belgie, Německo, 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	

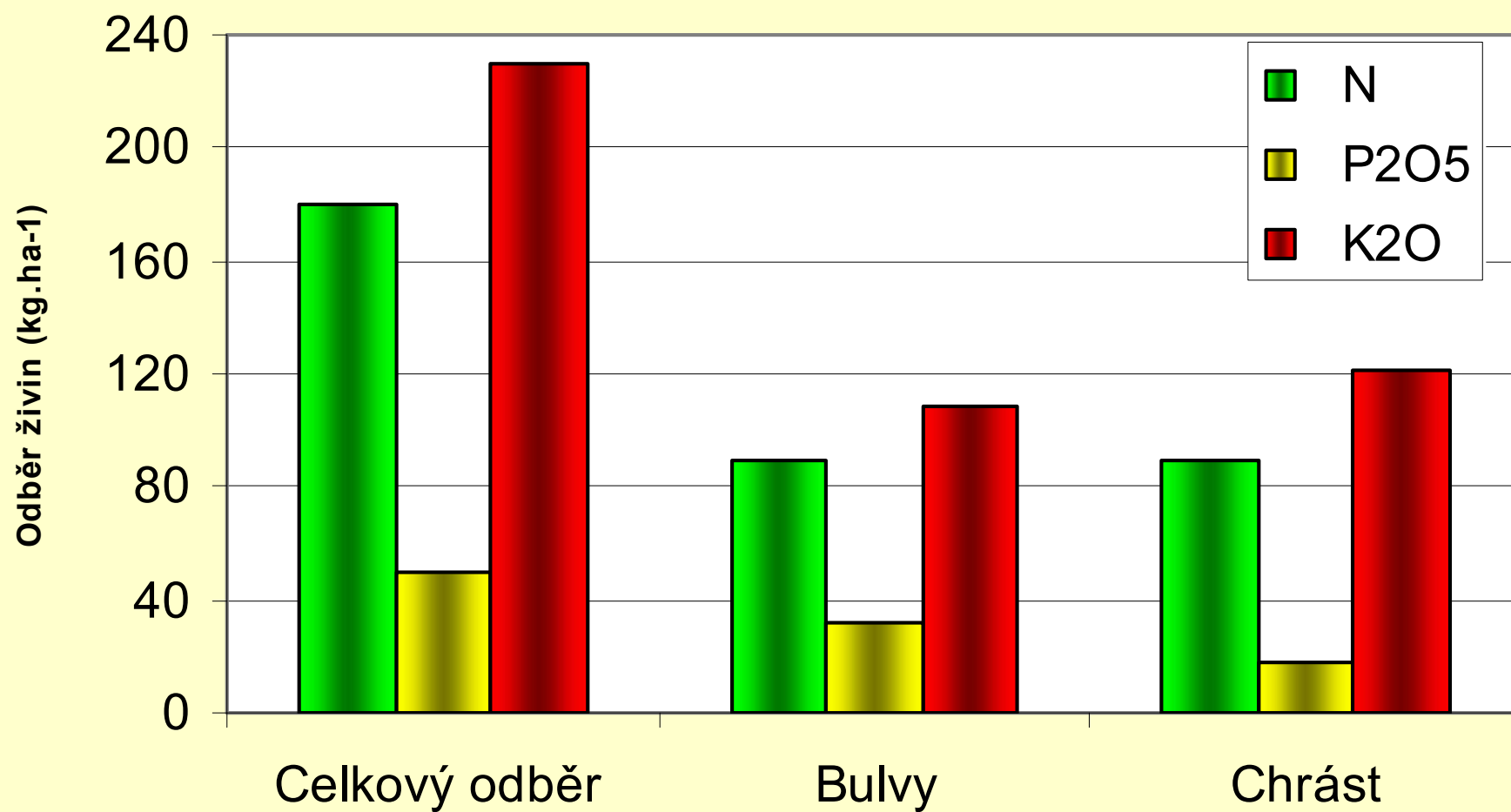
Ječmen jarní

Výnos: 5 t.ha⁻¹



Cukrovka

Výnos: 45 t.ha⁻¹

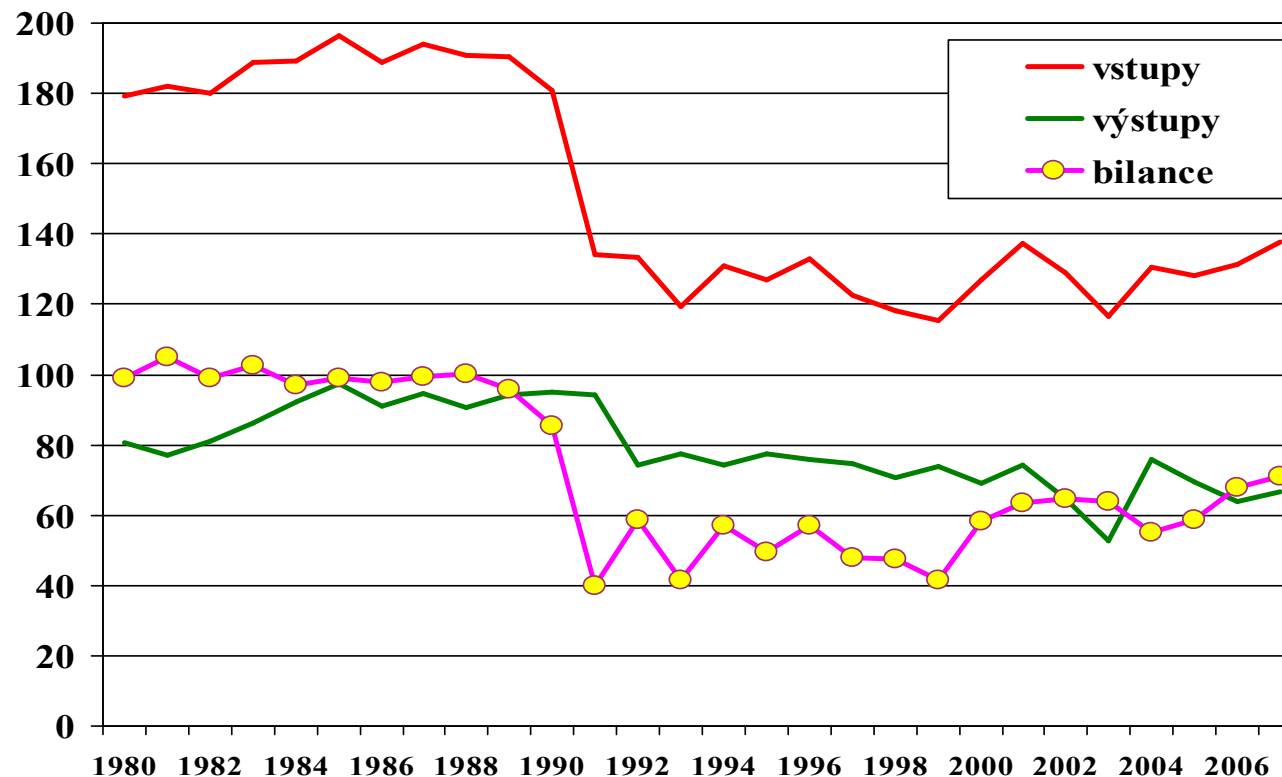


Spotřeba základních živin v kg/ha zemědělské půdy a vápenatých hmot v tunách

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

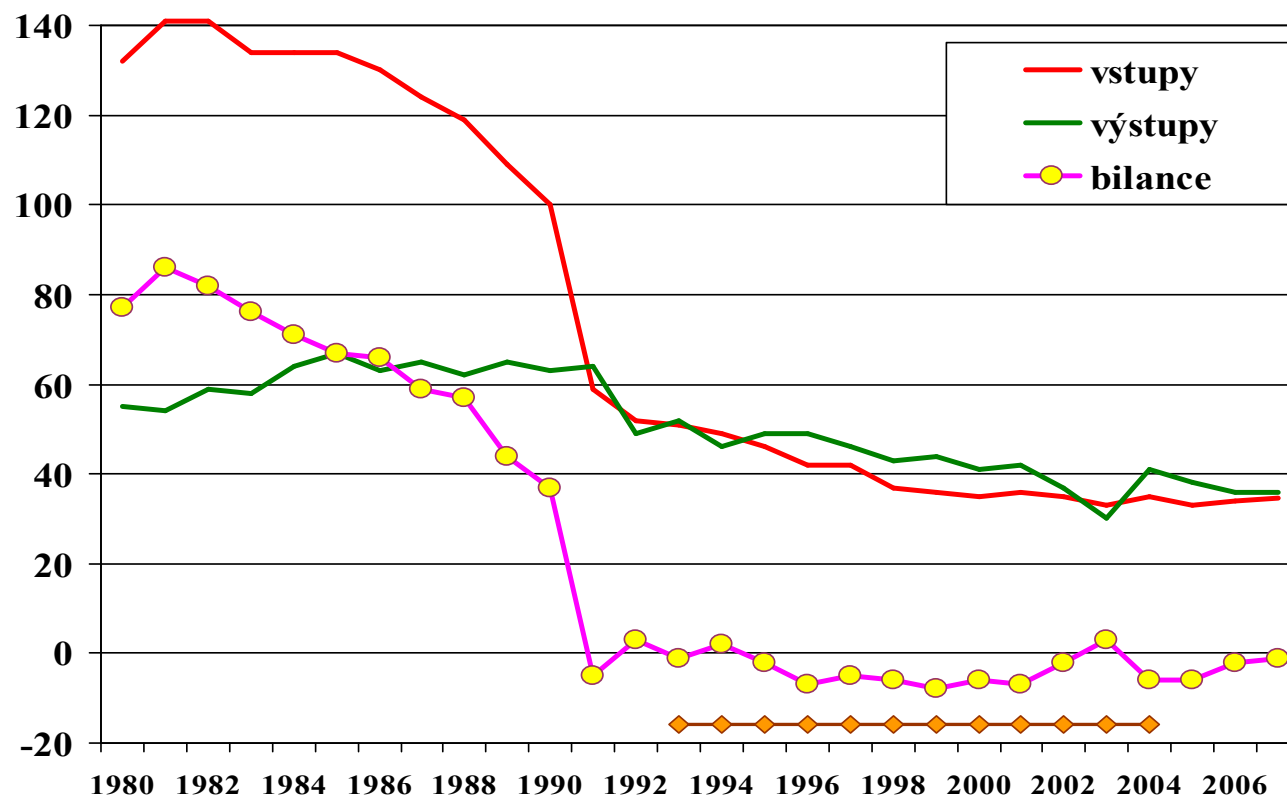
V roce 2022 množství č. ž. 106,8 kg/ha...

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 K₂O na 1 ha celkové zemědělské půdy, ročně) Zdroj: ÚKZÚZ

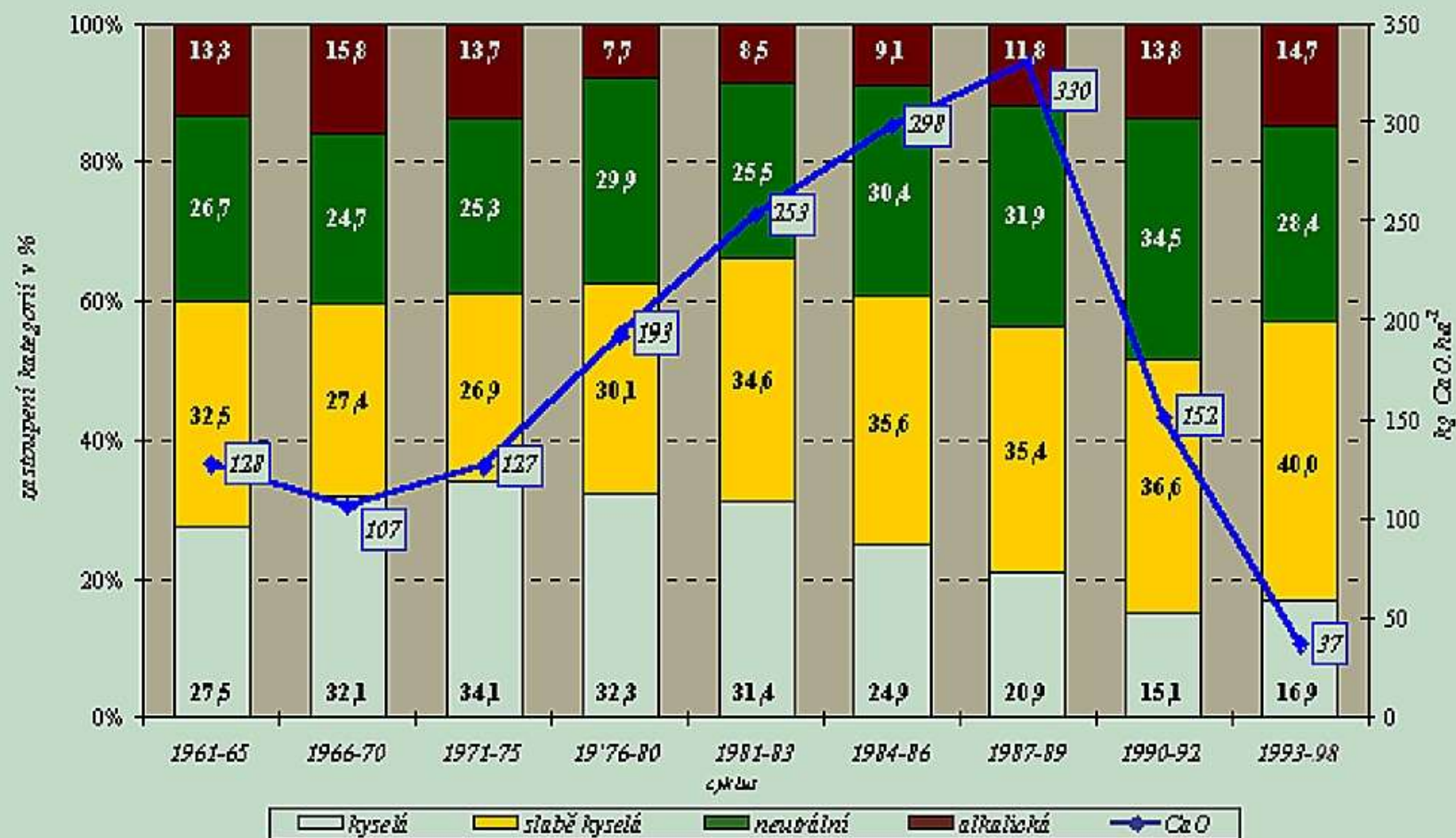


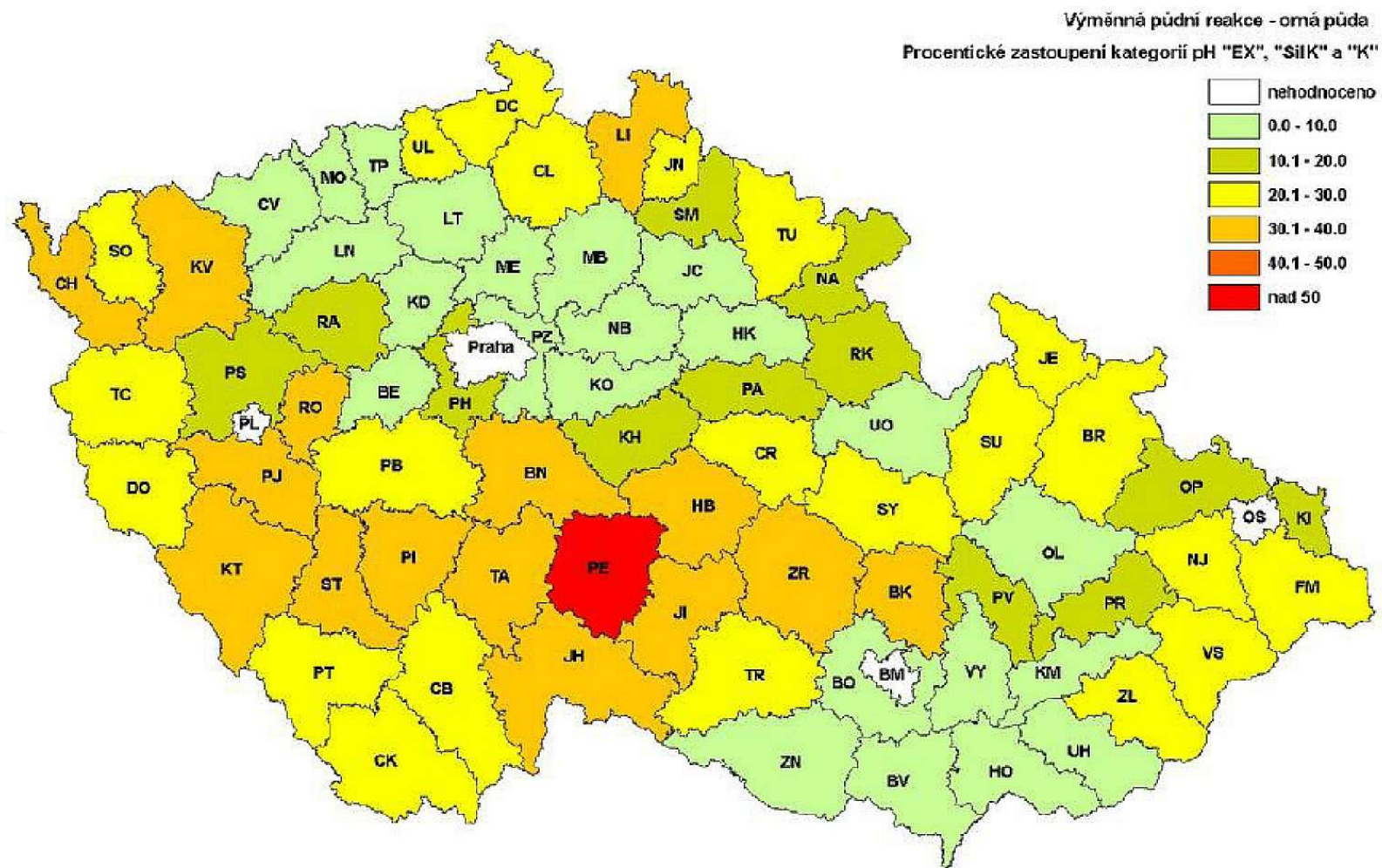
Roční změna přístup. drasla (AZZP):

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



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 vzlínaající 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,

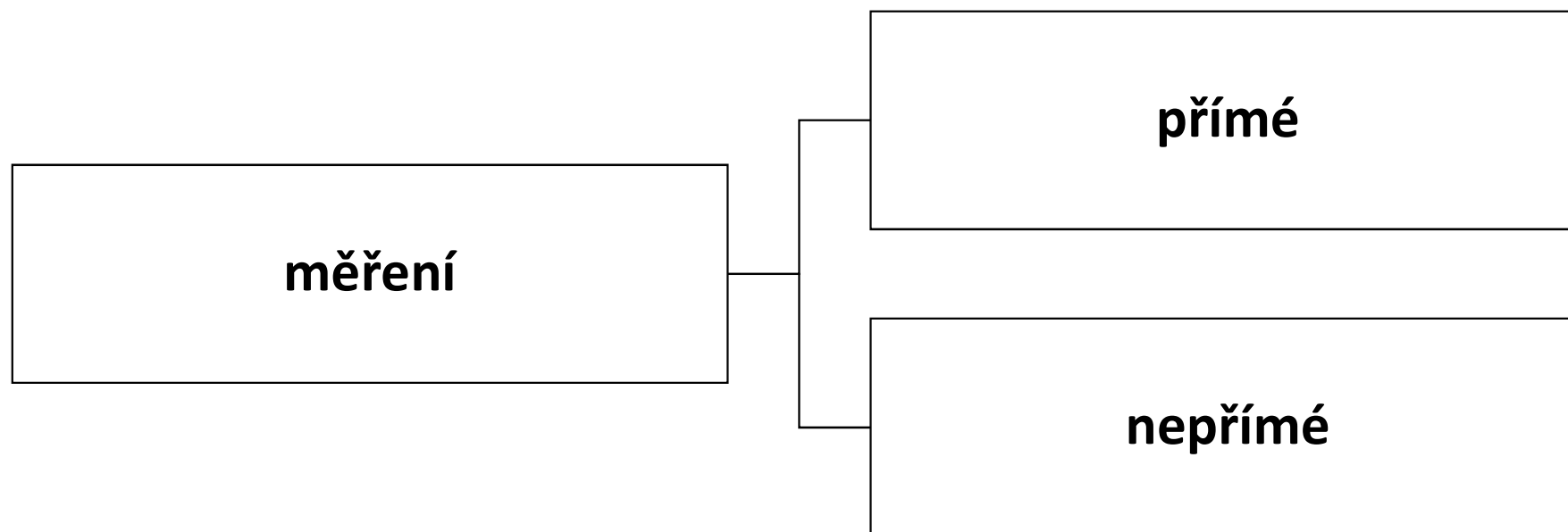
suchá – nevyvolává pocit chladu; těžší vzorky, jsou netvárlivé, hroudy jsou pevné, agregáty se těžko drtí; u písčitých vzorků pozorujeme slabou soudržnost, lehce se rozsypají, tlakem mezi prsty se nespojují, nýbrž rozpadají; při navlhčení suchého horizontu tmavne barva,

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...**

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

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)

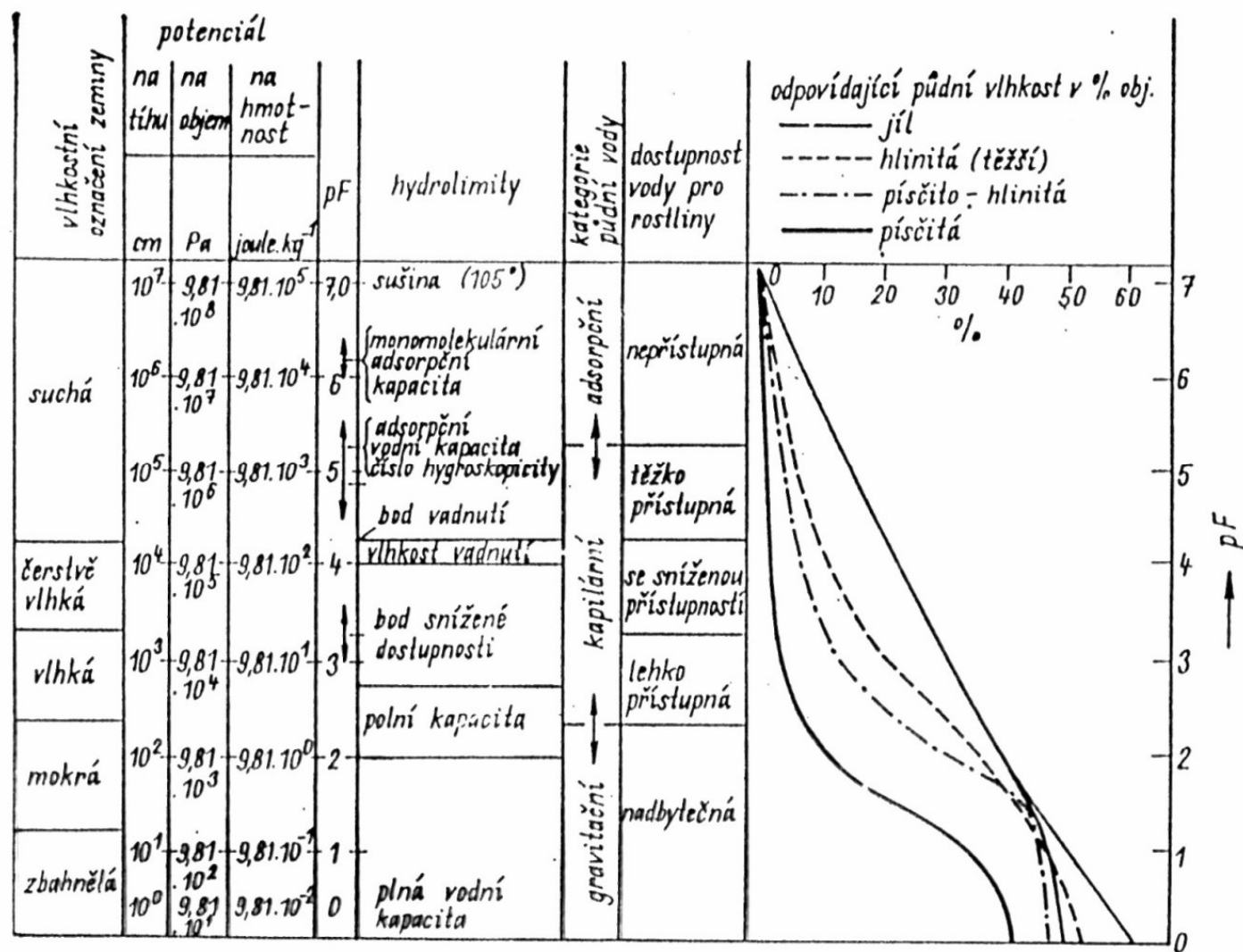
U nezasolených půd a u půd bez vysoké HPV lze operovat jen s Ψ_m ...

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 hydrokopicky (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. $pF = 4,18$.

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

(analyzováno 180 půdních horizontů)

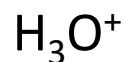
Půdní druh	písčítá	hlinito- písčítá	písčito- hlinitá	hlinitá	jílovito- hlinitá	jílovitá	jíl
Obsah jílнатých částic (%)	3,08	14,69	24,35	37,00	54,04	68,01	82,40
	0,80	10,50	20,23	30,20	50,75	62,80	78,45
	až 7,25	až 19,10	až 29,85	až 30,85	až 59,00	až 74,20	až 85,60
Bod vadtutí (% obj.)	2,11	7,07	12,69	17,36	19,25	24,58	27,12
	0,57	1,98	5,83	10,42	14,81	23,20	21,60
	až 6,95	až 9,54	až 20,56	až 25,52	až 26,26	až 25,98	až 31,97
Polní vodní kapacita (% obj.)	9,31	20,94	28,81	34,52	34,75	40,27	38,45
	4,75	13,43	21,76	27,55	33,15	37,40	30,08
	až 20,02	až 32,26	až 39,34	až 40,06	až 36,92	až 42,11	až 43,39
Využitel ná v. k. $\Theta_{PK} - \Theta_V$ (% obj.)	7,20	13,87	16,12	17,16	15,50	15,69	11,33



P	HP	PH	H	JH	JV
---	----	----	---	----	----



PŮDNÍ REAKCE



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

pH = - log (H^+), kde

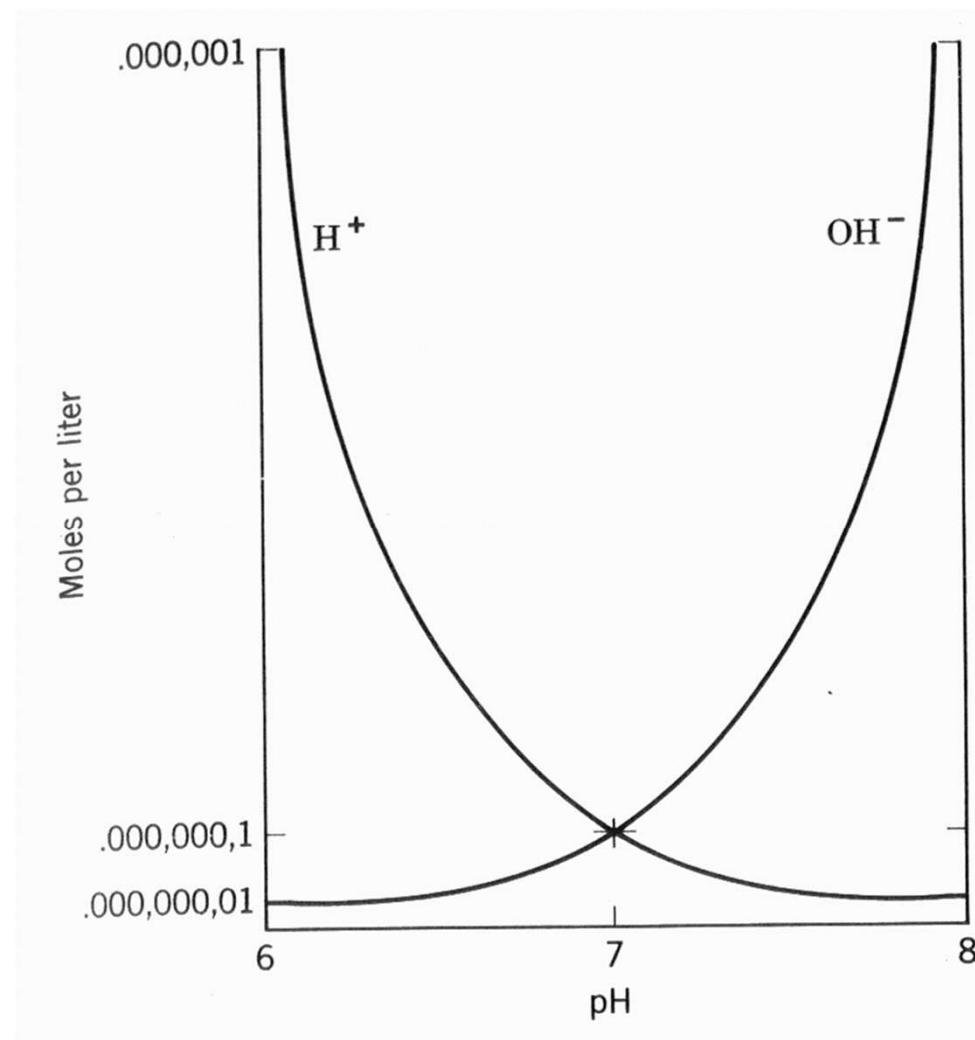
(H^+) – aktivita vodíkových iontů .

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 pH_{KCl} , V_a

→ výměnná reakce

schopnost půdy měnit pH roztoků neutrálních solí

→ hydrolytická reakce H_a

schopnost půdy měnit reakci roztoků hydrolyticky štěpitelných solí

Kyselé půdy...

v ČR 1,6 milionu ha

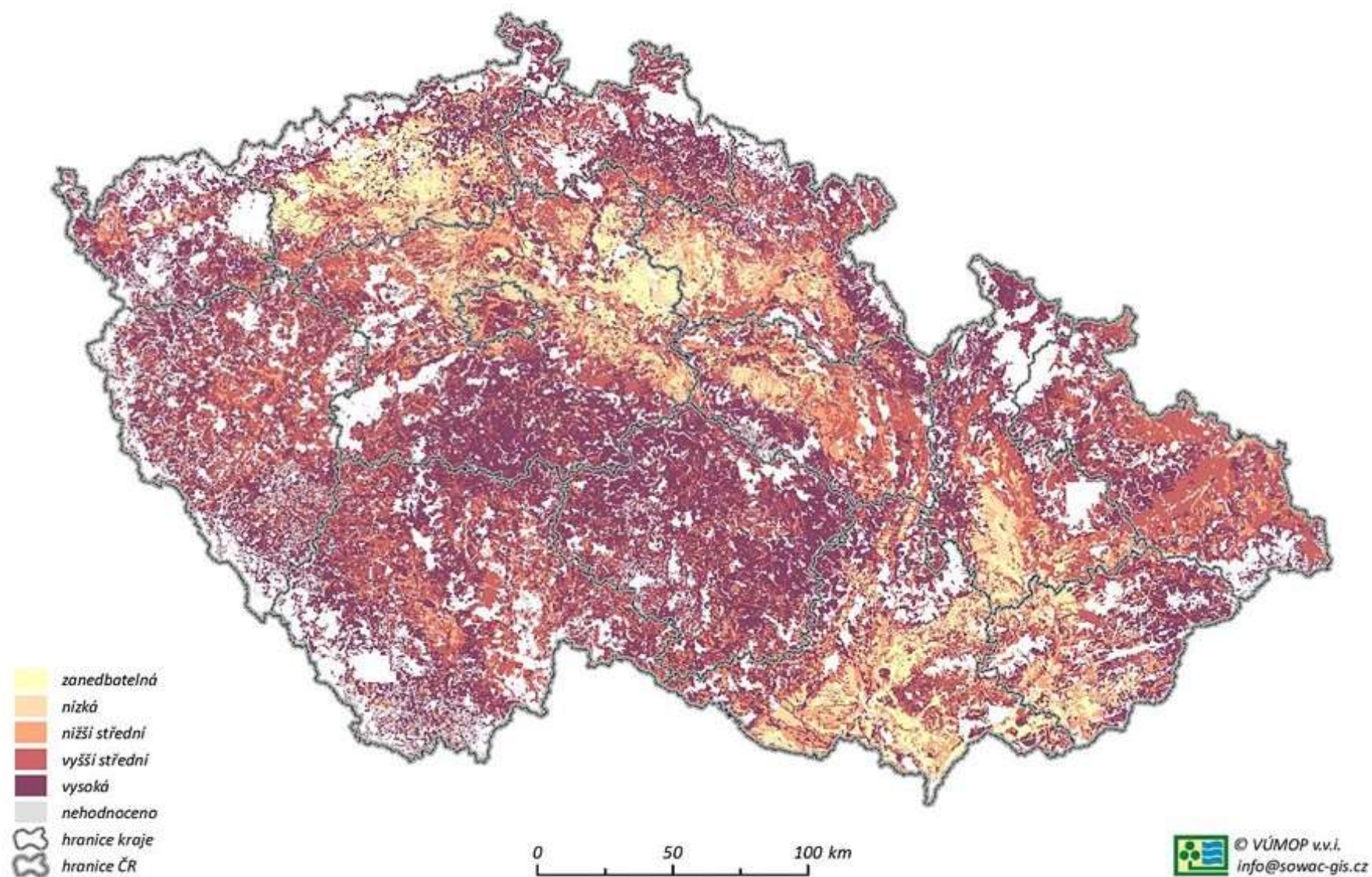
půdní reakce úzce souvisí s pedogenetickými procesy, podléhá změnám a mění se v průběhu roku

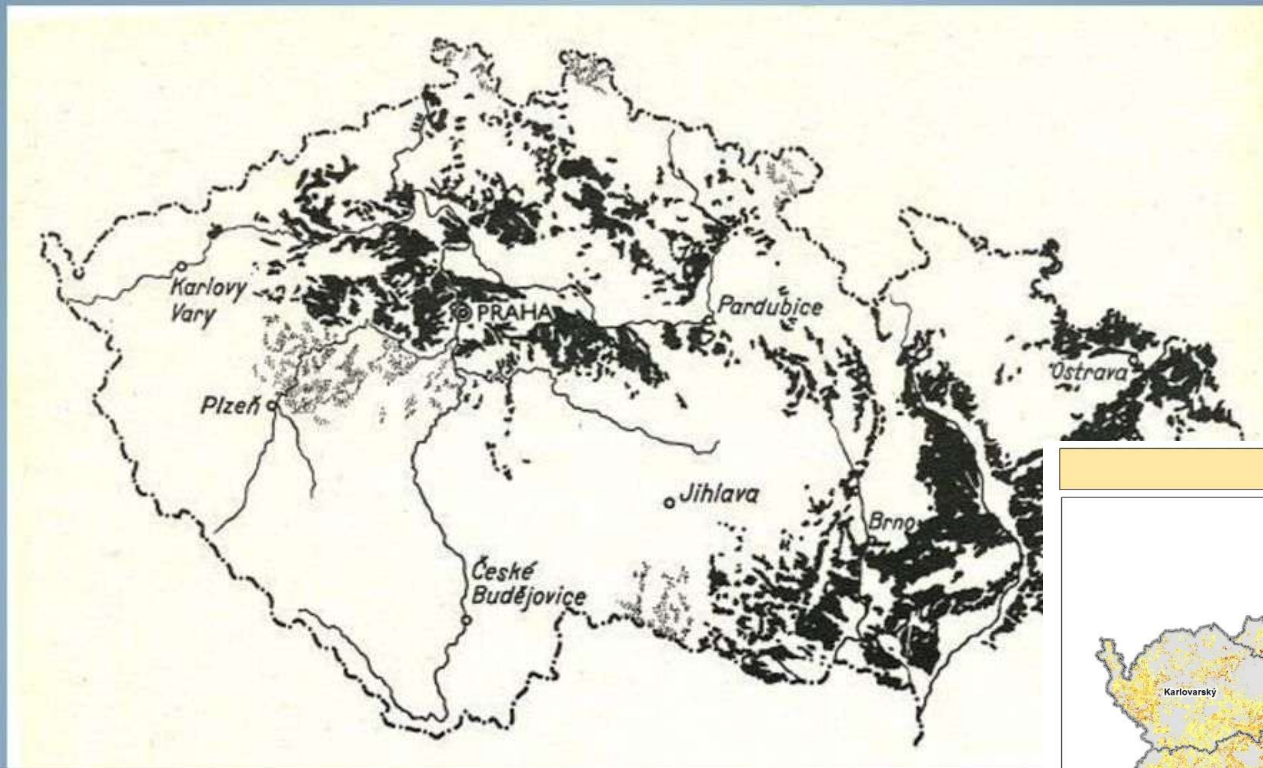
nejpříznivější neutrální reakce pH 6,5 – 7,2

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

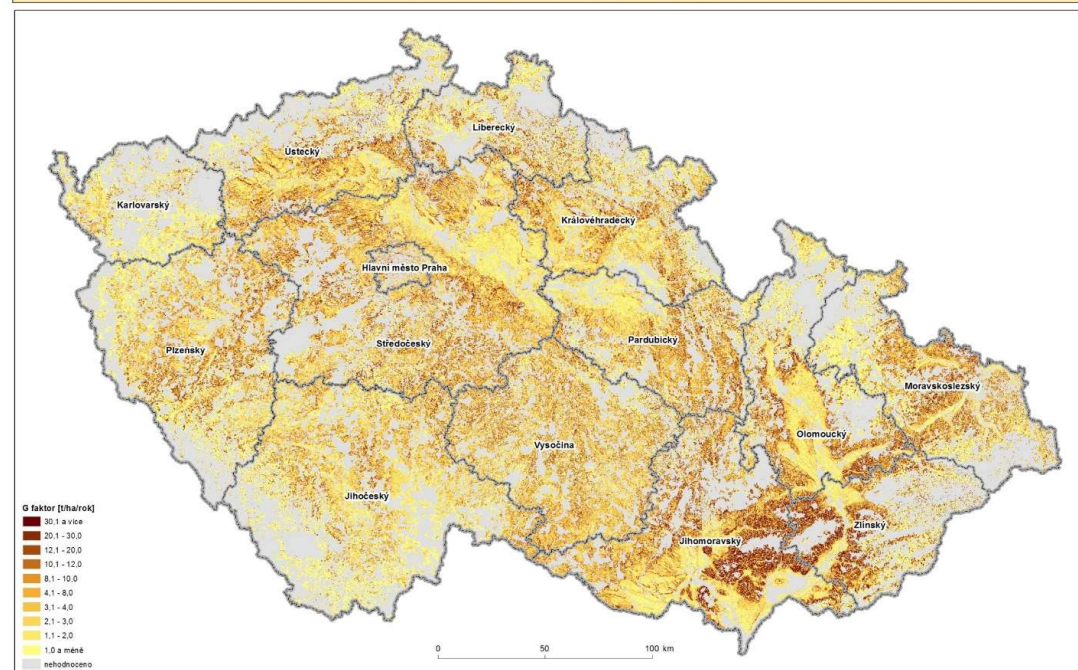
Potenciální zranitelnost půd acidifikací





Rozšíření spraší na území České republiky

Průměrná dlouhodobá zráta půdy (G)



hranice kraje hranice ČR

zdrojová data: G 2016 (© VÚMOP v.v.i.)
 správní hranice: © CUZP, 2016
 software: ArcGIS 10.4

© Vojtěch Václavík a ochrana půdy, v.v.i.
<http://www.vumop.cz>, <http://www.geoport.cz>
info@vumop.cz

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 vyvřelé 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% CO_2 v půdním vzduchu je pH jeho rovnovážného půdního roztoku 5,22 a při obsahu 1% CO_2 je pH roztoku 4,95 (při 18°C),
- 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.

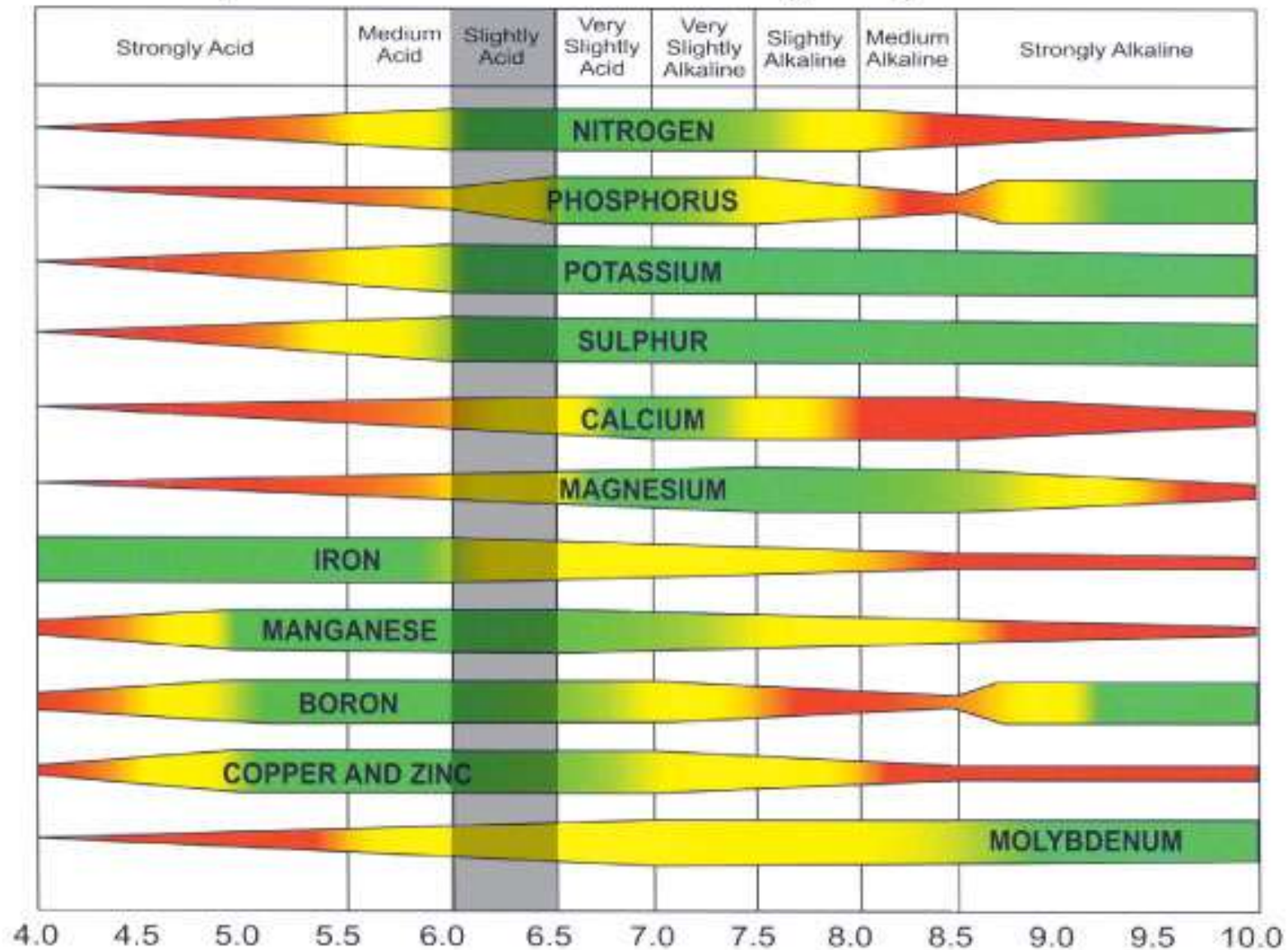
- Odběr rostlinami 140–400 kg Ca/ha
- Vyplavení 80–350 kg Ca/ha

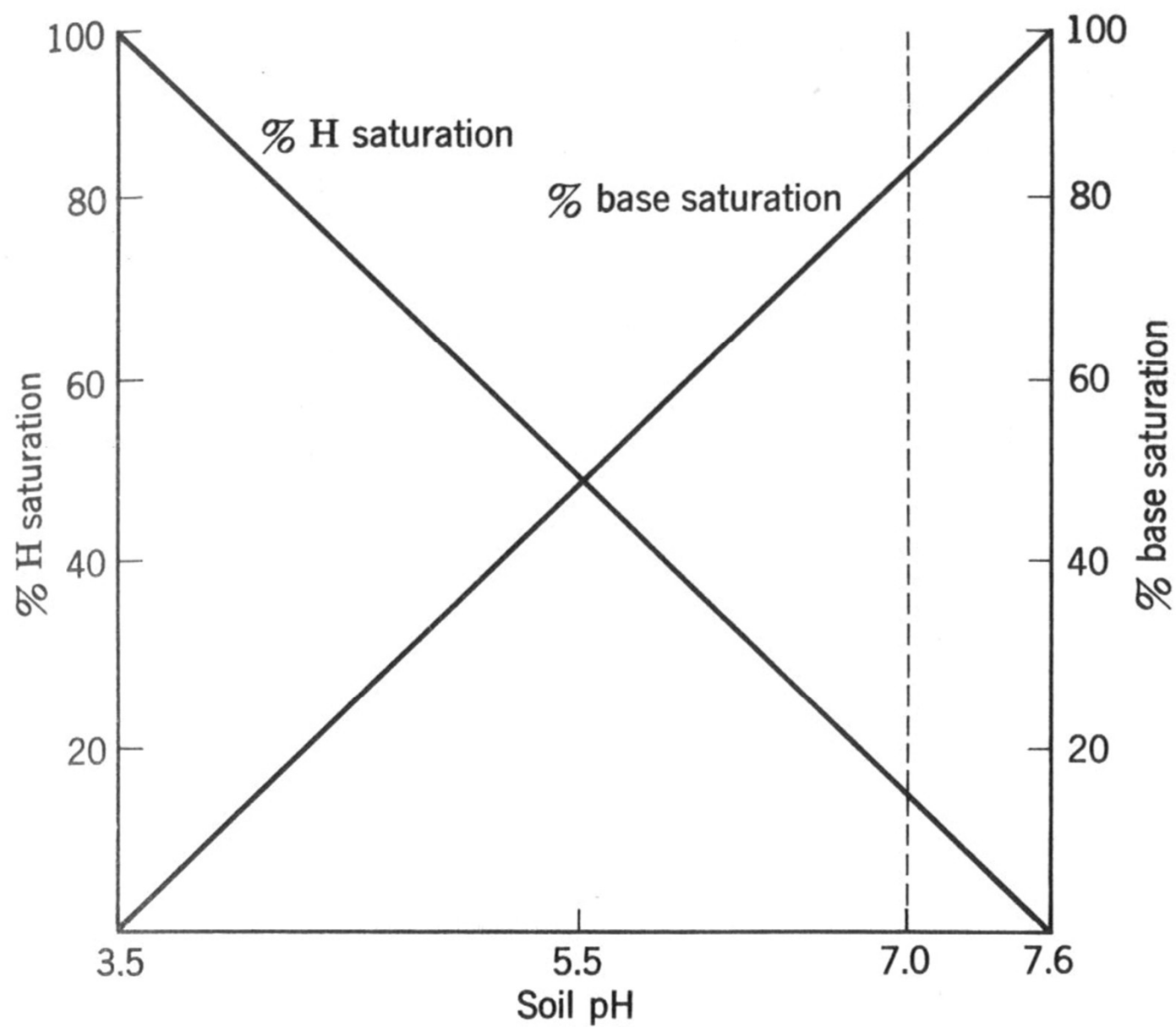
Citlivé plodiny (pH 6,5-8)	Vojtěška, ječmen, cukrovka, hořčice, řepka, hrách...
Plodiny snášející slabou kyselost (pH 5,5-6,5)	Pšenice, krmná řepa, jetel, bob, kukuřice
Rostliny mírně acidofilní (pH 5-6)	Oves, brambory, žito, pohanka
Rostliny acidofilní (pH 4-5)	Vlčí bob

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 meziplovin 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 efektivnosti 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 %)

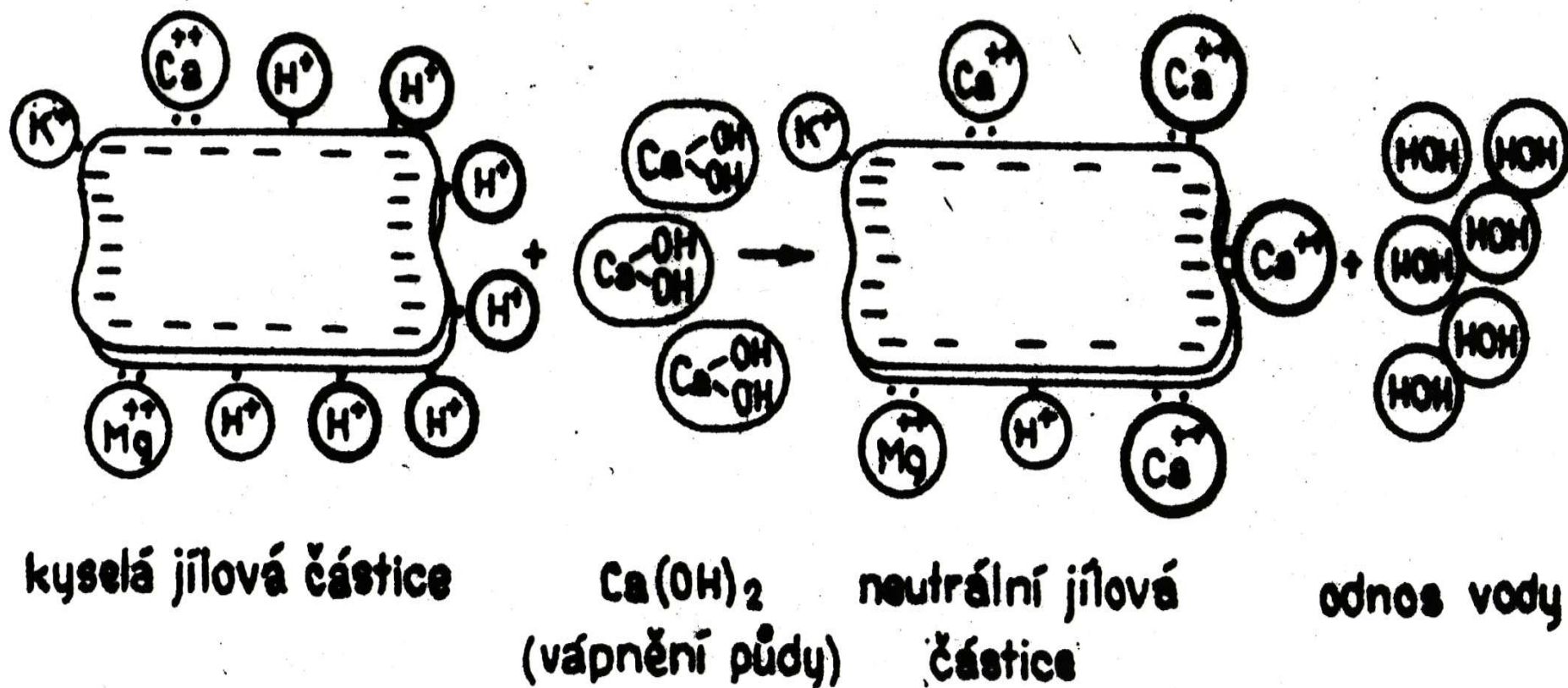
řídí se stupněm kyselosti a podle výsledků chemického rozboru

Nevyžadují jej půdy s obsahem uhličitánů 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 podmínkou 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 podmínkou a potom orbou
- na těžkých půdách rozdělit celkovou dávku na dvě – první zapravit podmínkou 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