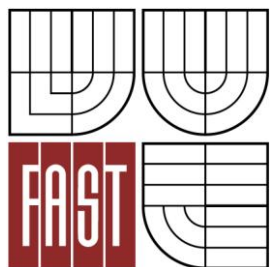




VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ
BRNO UNIVERSITY OF TECHNOLOGY



FAKULTA STAVEBNÍ
ÚSTAV VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ KRAJINY

FACULTY OF CIVIL ENGINEERING
INSTITUTE OF LANDSCAPE WATER MANAGEMENT

VLIV PŮDNÍ STRUKTURY NA HYDRAULICKÉ VLASTNOSTI PŮDY

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE
BACHELOR'S THESIS

AUTOR PRÁCE
AUTHOR

Petr Čermák

VEDOUCÍ PRÁCE
SUPERVISOR

Ing. IVANA KAMENÍČKOVÁ, Ph.D.

BRNO 2012



VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ FAKULTA STAVEBNÍ

Studijní program	B3607 Stavební inženýrství
Typ studijního programu	Bakalářský studijní program s prezenční formou studia
Studijní obor	3647R015 Vodní hospodářství a vodní stavby
Pracoviště	Ústav vodního hospodářství krajiny

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Student **Petr Čermák**

Název **Vliv půdní struktury na hydraulické vlastnosti půdy**

Vedoucí bakalářské práce **Ing. Ivana Kameníčková, Ph.D.**

Datum zadání
bakalářské práce **30. 11. 2011**

Datum odevzdání
bakalářské práce **25. 5. 2012**

V Brně dne 30. 11. 2011


prof. Ing. Miloš Štáry, CSc.
Vedoucí ústavu




prof. Ing. Rostislav Drochytka, CSc.
Děkan Fakulty stavební VUT

Podklady a literatura

Kodešová, R., 2005. Modelování v pedologii. Skriptum ČZU, Praha.
Kutilek, M., 1978. Vodo hospodářská pedologie. SNTL/ALFA, Praha.
Kutilek, M., 1984. Vlhkost pórovitých materiálů. SNTL, Praha.
Šimek, J., 2004. Základy nauky o půdě - 4. Degradace půdy. Skriptum Jihočeská universita-
Biologická fakulta, České Budějovice.

Zásady pro vypracování

V rámci bakalářské práce bude zpracována ve formě rešerše problematika vlivu půdní struktury na hydraulické vlastnosti půdy.

Půdní částice vytváří menší či větší shluky (agregáty). Prostorové uspořádání agregátů v půdě se nazývá půdní struktura. Dobrá struktura půdy se stabilními drobtovými agregáty je znakem úrodnosti půdy. Představuje optimální stav fyzikálních a biologických vlastností půdy. Stabilita půdních agregátů vypovídá o schopnosti agregátů odolávat destruktivním účinkům vodních srážek. Závisí na půdním typu a druhu, obsahu humusu, biologické aktivitě a způsobu zpracování půdy. Je jedním z rozhodujících faktorů ovlivňujících odolnost půdy proti vodní erozi. Poškozením struktury půdy dochází k degradaci půdy, přičemž její postup je mnohonásobně rychlejší než její obnova.

Předepsané přílohy

Licenční smlouva o zveřejňování vysokoškolských kvalifikačních prací
BP bude zpracována v rozsahu minimálně 30 stran. V rámci řešení bude zohledněn současný stav poznání v dané oblasti, cíle řešení, teoretický rozbor dané problematiky a závěr.

Ivana Kameníčková

Ing. Ivana Kameníčková, Ph.D.
Vedoucí bakalářské práce

ABSTRAKT

Velmi významnou roli hraje půda v hydrologickém cyklu krajiny. Podle kvality, typu struktury a dalších vlastností půdy se odvíjí její retenční a akumulární schopnost. Retenční schopnost půdy je dána gravitačními póry (nejhrubší póry), které se po zaplnění vodou opět odvodňují. Akumulace závisí na kapilárních pórech, ve kterých je voda vázána kapilárními silami. Půda zároveň funguje jako filtrační prostředí, přes které se voda přirozeně čistí. Tento proces může také probíhat obráceně, kdy se z půdy do vody uvolňují různé látky. Stav a množství vody mezi půdním povrchem a hladinou podzemní vody ovlivňuje řadu důležitých procesů, např. úrodnost půdy, odtok z povodí, zásobení zdrojů podzemních vod a další.

Struktura půdy se zásadně mění obděláváním půdy a druhem pěstovaných plodin. Agregáty vystavené povětrnostním vlivům jsou mechanicky rozrušovány a půda postupně ztrácí své dobré vlastnosti, snižuje se úrodnost a klesá protipovodňová ochrana. Této skutečnosti se dá do jisté míry zabránit správnou volbou pěstovaných plodin a technologií zpracování půdy.

ABSTRACT

Soil is very important in the hydrological cycle of landscape. The retention and storage ability depends on the quality, type of structure and other properties of the soil. The retention ability of soil is determined by gravitational pores (the coarsest pores), which are drained off after filling the water. The accumulation depends on the capillary pores in which water is bounded by capillary forces. The soil works also as a filter's environment which cleans naturally the water. This process can be also converse, when various substances are released from soil to water. The state and amount of water between the surface of soil and level of groundwater affect many important processes such as fertility of soil, drain from drainage area, supply of groundwater sources and others.

Structure of soil changes fundamentally by cultivation of soil and types of farming crops. Aggregates are mechanical destructed by weather conditions and soil gradually loses its good qualities, fertility is reducing and flood protection is decreasing. This fact can be avoided by right choice of crops and the type of tillage soil.

KLÍČOVÁ SLOVA

Fyzikální vlastnosti půdy, struktura, pórovitost, retenční čára půdní vlhkosti, nasycená a nenasycená hydraulická vodivost, degradace půdy, úrodnost půdy

KEY WORDS

Physical properties of soil, structure, porosity, soil moisture retention line, saturated and unsaturated hydraulic conductivity, soil degradation, soil fertility

BIBLIOGRAFICKÁ CITACE VŠKP

ČERMÁK, Petr. *Vliv půdní struktury na hydraulické vlastnosti půdy*. Brno, 2012. 61 s.
Bakalářská práce. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, Ústav vodního
hospodářství krajin. Vedoucí práce Ing. Ivana Kameníčková, Ph.D.

PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci zpracoval samostatně, a že jsem uvedl všechny použité, informační zdroje.

V Brně dne 23.5.2012

.....
podpis autora

PODĚKOVÁNÍ

Touto cestou bych rád poděkoval vedoucí bakalářské práce, Ing. Ivaně Kameníčkové, Ph.D., za odborné vedení při zpracování daného tématu, cenné rady, připomínky a trpělivost.

OBSAH

ÚVOD	10
CÍL PRÁCE	12
1 STRUKTURA A PÓROVITOST PŮDY	13
1.1 Struktura půdy	13
1.1.1 Rozdělení struktury půdy	14
1.1.2 Metody určení půdní struktury	23
1.2 Pórovitost	27
1.2.1 Rozdělení pórů	28
2 HYDRAULICKÉ CHARAKTERISTIKY PŮDY	30
2.1 Retenční čára půdní vlhkosti	30
2.1.1 Metody stanovení retenční čáry půdní vlhkosti	30
2.2 Hydraulická vodivost (propustnost)	33
2.2.1 Metody stanovení nasycené hydraulické vodivosti	34
2.2.2 Metody stanovení nenasyčené hydraulické vodivosti	43
2.3 Analytické funkce pro vyjádření retenční čáry půdní vlhkosti	49
2.4 Teorie kapilárního modelu	51
2.5 Předpověď hydraulické vodivosti	54
2.6 Hystereze hydraulických vlastností	55
3 ZÁVĚR	57
4 POUŽITÁ LITERATURA	58
SEZNAM TABULEK	60
SEZNAM OBRÁZKŮ	61

ÚVOD

Půda patří mezi tři základní podmínky nutné k udržení života na Zemi, z tohoto důvodu je velmi důležité ji chránit. Půda má velký význam pro člověka, kterému poskytuje mnoho surovin pro průmyslovou výrobu, prostor pro stavbu svých obydlí, pěstování mnoha rostlinných plodin, atd. Jednoduše řečeno je na půdě přímo nebo nepřímo závislá jakákoliv činnost nejen člověka, ale všeho živého na zemi.

Velmi významnou roli hraje půda v hydrologickém cyklu krajiny. Podle kvality, typu struktury a dalších vlastností půdy se odvíjí její retenční a akumulační schopnost. Retenční schopnost půdy je dána gravitačními póry (nejhrubší póry), které se po zaplnění vodou opět odvodňují. Akumulace závisí na kapilárních pórech, ve kterých je voda vázána kapilárními silami. Půda zároveň funguje jako filtrační prostředí, přes které se voda přirozeně čistí. Tento proces může také probíhat obráceně, kdy se z půdy do vody uvolňují různé látky. Stav a množství vody mezi půdním povrchem a hladinou podzemní vody ovlivňuje řadu důležitých procesů, např. úrodnost půdy, odtok z povodí, zásobení zdrojů podzemních vod a další.

Prostorové uspořádání agregátů v půdě se nazývá půdní struktura. Představuje optimální stav fyzikálních a biologických vlastností půdy. Stabilita půdních agregátů vypovídá o schopnosti agregátů odolávat destruktivním účinkům vodních srážek. Závisí na půdním typu a druhu, obsahu humusu, biologické aktivitě a způsobu zpracování půdy. Je jedním z rozhodujících faktorů ovlivňujících odolnost půdy proti vodní erozi. Poškozením struktury půdy dochází k degradaci půdy, přičemž její postup je mnohonásobně rychlejší než její obnova. Vzhledem k rychlosti tvorby půdy v našich podmínkách (10 mm za 80-150 let) dochází v současné době na značné části polí k dlouhodobému úbytku půdy a ke zhoršování jejích vlastností z hlediska úrodnosti, ale i s ohledem na její vodozadržnou funkci.

Hydraulické charakteristiky půdy, tj. retenční čára půdní vlhkosti a hydraulická vodivost, jsou klíčové charakteristiky popisující hydraulické vlastnosti půdního prostředí. Retenční čára půdní vlhkosti představuje množství vody, které zadržuje půda v rovnovážném stavu. Charakterizuje pórové prostředí z hlediska plnění a vyprazdňování, je tedy základní charakteristikou pórovitého prostředí. Hydraulická

vodivost charakterizuje proudění vody půdním prostředím. Na jejich správném určení a vhodném použití kriticky závisí výsledky modelování pohybu vody v půdním profilu vycházející z řešení Richardsovy rovnice.

CÍL PRÁCE

Předložená bakalářská práce je zpracovaná ve formě literární rešerše, sleduje problematiku vlivu půdní struktury na hydraulické vlastnosti půdy. V první části jsou popsány struktura a pórovitost půdy, které patří k hlavním fyzikálním vlastnostem půdy. Druhá část je věnována hydraulickým charakteristikám půdy, tj. retenční čáře půdní vlhkosti a hydraulické vodivosti. V závěru práce je posouzení vlivu půdní struktury na hydrologické vlastnosti půdy a úrodnost půdy.

1 STRUKTURA A PÓROVITOST PŮDY

1.1 STRUKTURA PŮDY

Struktura půdy je udávána jednotlivými půdními částicemi, které se jen výjimečně objevují v půdě samostatně. Vytváří větší či menší shluky, které se nazývají agregáty. Podle velikosti je dělíme na mikroagregáty, které mají velikost menší než 0,25mm a makroagregáty o velikosti větší jak 0,25mm. Jednotlivé agregáty jsou ve vodě stabilní, nerozmokavost je způsobena různými tmelícími látkami. Poslední skupinou jsou pseudoagregáty, vznikají umělým mechanickým způsobem za vyšší vlhkosti půdy. Pojmem půdní struktura označujeme souhrnně prostorové uspořádání agregátů v půdě. Důležitým znakem půdní struktury je to, že se půda v přirozených podmínkách rozpadá do agregátů určitých zákonitých tvarů.

Půdní struktura je přímo závislá na obsahu mikroagregátů v půdě. K mikroagregátům patří zkoagulované půdní koloidy, útvary vzniklé spojením částíček prachových a jílových za pomoci oxidů železa a hliníku s huminovými kyselinami, hrubé půdní částice a krystaly s koloidním povlakem.

V procesu mikroagregace se uplatňují vlivy fyzikální, chemické a biochemické. Fyzikální a fyzikálně chemické procesy jsou ovlivněny zrnitostní skladbou půdy. Na shlukování částíček menších jak 0,01mm mají vliv kohezní síly. Makroagregáty, obsahující převážně I. kategorii a frakci fyzikálního jílu, jsou při vysušování stmelovány také vlivem kapilárního tlaku půdní vody v jemných kapilárních pórech. Při vyšším obsahu fyzikálního jílu je mnohem menší procento jílových částíček neagregovaných. Taktéž rozpadavost mikroagregátů u jílovitých půd je menší. Frakce písku nepřispívá k tvorbě mikroagregátů, při velmi vysokém obsahu této frakce je vznik mikroagregátů přímo znemožněn. Nepříznivě působí i obsah prachu, mnohdy nepříznivěji než samotný písek. Na pevnost vazby v mikroagregátech má vliv i mineralogické složení, z jílových minerálů ovlivňuje velmi příznivě vazbu v mikroagregátech montmorillonit.

Účinné stmelení mikroagregátů způsobují organické látky. Významné je stmelení mikroagregátů při dehydrataci a kondenzaci huminových kyselin. Tmelící působení humusových látek však není trvalé, postupně jsou tyto látky odbourávány. Proto je nutné zásobit půdu neustále dalšími organickými látkami. Vliv na agregaci mají

i povlaky amorfnní povahy, v malé tloušťce obalují povrch minerálních částech. Vznikaly během zvětrávání, silně ovlivňují vlastnosti půdních částic a při přiblížení jednotlivých částic k sobě působí cementačně, stmelují částice do mikroagregátů.

Makroagregáty se utvářejí slučováním jednotlivých mikroagregátů do větších celků nebo růstem mikroagregátů v makroagregáty. Tento proces však není vždy postupný. Největší podíl na vzniku makroagregátů mají objemové změny půdy, např. vysychání půdy, působením mrazu a dehydratace. Mezi další činitele patří i kořeny rostlin, obzvlášť ve velké hustotě. Mezi živočišné činitele se na rozpadu a agregaci půdy nejvíce podílejí dešťovky.

1.1.1 Rozdělení struktury půdy

Podle tvaru, vlastností půdních agregátů a stupně vývoje určujeme půdní strukturu. Velmi důležité je nezapomenout na podmínky a zákony při tvorbě agregátů a na jejich stabilitu. Struktura půdy je přímo závislá na procesech vzniku trhlin, jak mezi agregáty, tak uvnitř agregátů.

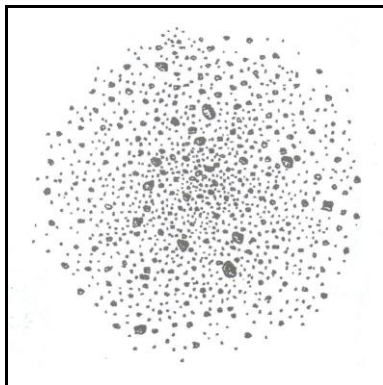
Dle vývojového stupně struktury dělíme půdu do tří skupin:

- Půda strukturní – (s plně vyvinutou strukturou) jednotlivé agregáty jsou ve vodě plně stabilní a velice pevné, je snadné od sebe oddělovat.
- Půda jemně strukturní – (s částečně vyvinutou strukturou) s větším podílem nestrukturního materiálu. Struktura se dá rozeznat až po rozdrobení vzorku.
- Půda nestrukturní – (s nevyvinutou strukturou) u těchto půd nejsou rozpoznatelné žádné strukturní agregáty. Při drobení vznikají náhodné větší či menší útvary (pseudoagregáty). Pseudoagregáty jsou ve vodě nestabilní, rozplavují se a při vysychání vzniká celistvá vrstva.

Další možností je rozdělení do čtyř morfologických tříd:

- I. Třída – tvar agregátů je zaoblený, jsou ve všech směrech stejně dlouhé.
- Práškovitá struktura

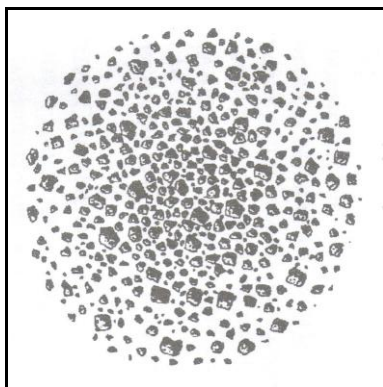
nejčastěji se vyskytuje v humusových horizontech. Vlivem malé velikosti je obtížné rozlišit charakter ploch a hran. Agregáty jsou o velikosti pod 0,5 mm.



Obr. 1.1. 1 Práškovitá struktura (převzato Tomášek, 2003)

- Zrnitá struktura

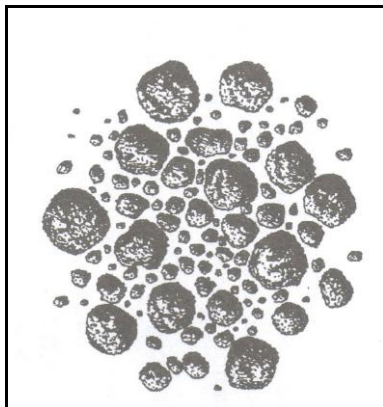
nejčastěji se vyskytuje v humusových horizontech s vyšší koncentrací organických a minerálních koloidů. Plochy a hrany jsou už lépe rozlišitelné. Agregáty jsou o velikosti od 0,5mm až do 5mm.



Obr. 1.1. 2 Zrnitá struktura (převzato Tomášek, 2003)

- Drobtová struktura

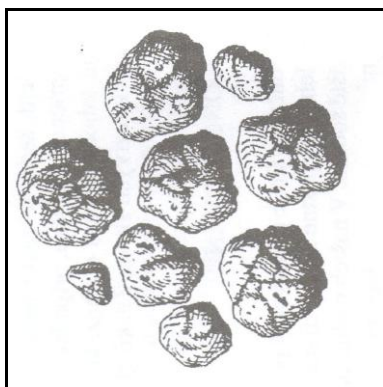
nejčastěji se vyskytuje v ornici a humusovém horizontu spolu s hrudovitou strukturou. Kypřé agregáty připomínají drobký pečiva, jsou o velikosti od 0,5mm až do 20mm.



Obr. 1.1. 3 Drobtová struktura (převzato Tomášek, 2003)

- Hrudkovitá struktura

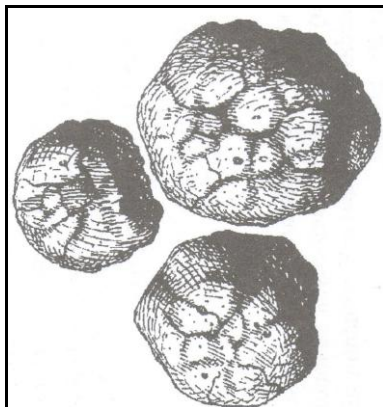
plochy a hrany jsou rozpoznatelné ale špatně vyvinuté. Každý agregát má jiný tvar. Velikost se pohybuje od 5mm až do 15mm.



Obr. 1.1. 4 Hrudkovitá struktura (převzato Tomášek, 2003)

- Hrudovitá struktura

plochy a hrany jsou rozpoznatelné ale špatně vyvinuté. Každý agregát má jiný tvar. Velikost se pohybuje od 10mm až do 50mm.



Obr. 1.1. 5 Hrudovitá struktura (převzato Tomášek, 2003)

II. Třída – tvar agregátů má ostré hrany a rovné plochy, jsou ve všech směrech stejně dlouhé.

- Kostková struktura

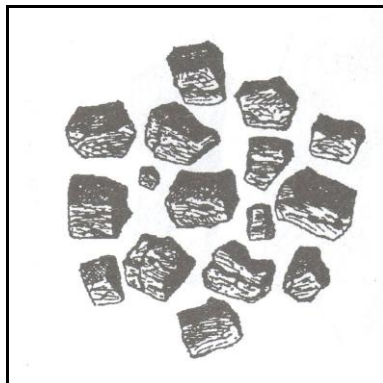
nejčastěji se vyskytuje v iluviálních horizontech. Agregáty připomínají tvarem šestihran, má lehce rozpoznatelné plochy a hrany. Jejich velikost se pohybuje od 5mm až do 15mm.



Obr. 1.1. 6 Kostková struktura (převzato Tomášek, 2003)

- Kostečková struktura

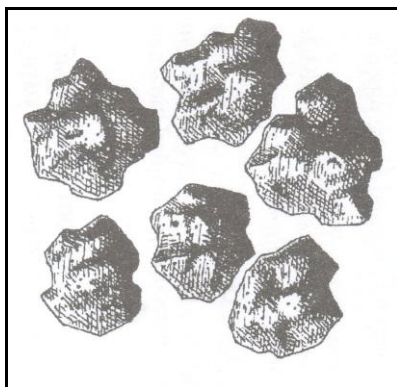
nejčastěji se vyskytuje v iluviálních horizontech. Agregáty připomínají tvarem šestihran, mají lehce rozpoznatelné plochy a hrany. Jejich velikost se pohybuje od 2mm až do 10mm.



Obr. 1.1. 7 Kostečková struktura (převzato Tomášek, 2003)

- Hrubě polyedrická struktura

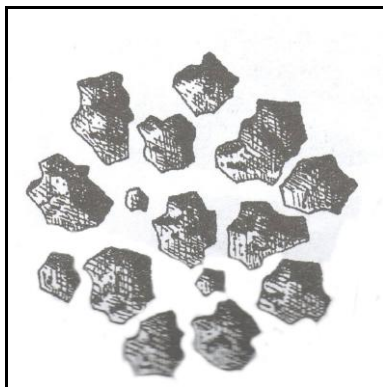
nejčastěji se vyskytuje v iluviálních horizontech. Agregáty mají tvar mnohohranu má velmi dobře rozpoznatelné plochy a hrany. Jejich velikost se pohybuje od 10mm do 25mm.



Obr. 1.1. 8 Hrubě polyedrická struktura (převzato Tomášek, 2003)

- Polyedrická struktura

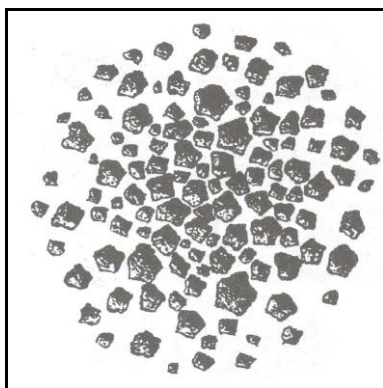
nejčastěji se vyskytuje v iluviálních horizontech. Agregáty mají tvar mnohohranu má velmi dobře rozpoznatelné plochy a hrany. Jejich velikost se pohybuje od 3mm do 10mm.



Obr. 1.1. 9 Polyedrická struktura (převzato Tomášek, 2003)

- Drobně polyedrická struktura

nejčastěji se vyskytuje v iluviálních horizontech. Agregáty mají tvar mnohohranu má velmi dobře rozpoznatelné plochy a hrany. Jejich velikost se pohybuje od 1mm do 5mm.

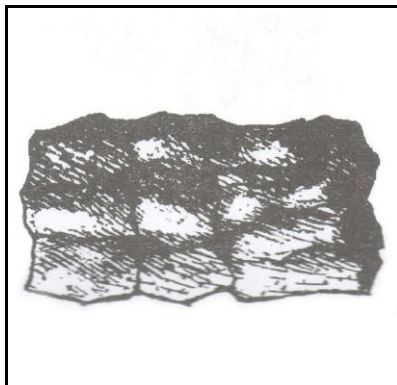


Obr. 1.1. 10 Drobně polyedrická struktura (převzato Tomášek, 2003)

III. Třída – tvar agregátu má horizontální osu delší.

- Hrubě prizmatická struktura

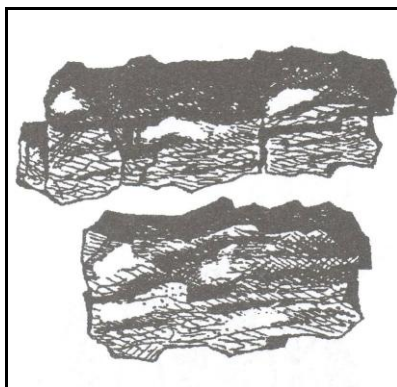
nejčastěji se vyskytuje v nezpevněných sedimentech matečných hornin ve sprašových horizontech. Agregáty mají hranolovitý tvar navzájem na sebe navazující svými rovnými plochami. Jejich velikost se pohybuje od 20mm až do 50mm.



Obr. 1.1. 11 Hrubě prizmatická struktura (převzato Tomášek, 2003)

- Prizmatická struktura

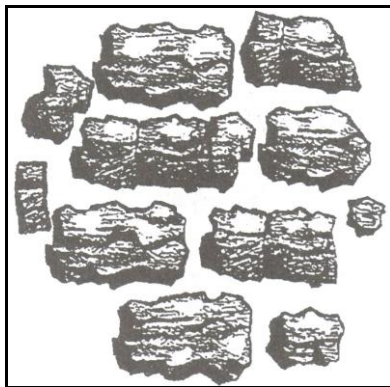
nejčastěji se vyskytuje v nezpevněných sedimentech matečných hornin ve sprašových horizontech. Agregáty mají hranolovitý tvar navzájem na sebe navazující svými rovnými plochami. Jejich velikost se pohybuje od 10mm až do 30mm.



Obr. 1.1. 12 Prizmatická struktura (převzato Tomášek, 2003)

- Drobně prizmatická struktura

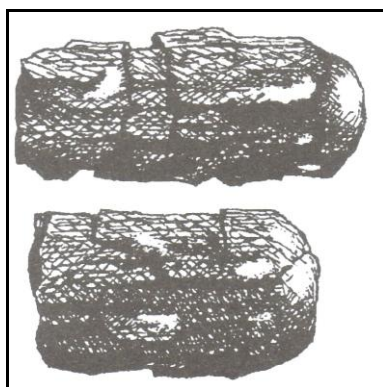
nejčastěji se vyskytuje v nezpevněných sedimentech matečných hornin ve sprašových horizontech. Agregáty mají hranolovitý tvar navzájem na sebe navazující svými rovnými plochami. Jejich velikost se pohybuje od 5mm až do 20mm.



Obr. 1.1. 13 Drobně prizmatická struktura (převzato Tomášek, 2003)

- Sloupcovitá struktura

nejčastěji se vyskytuje v solončakových horizontech. Agregáty mají hranolovitý tvar s rovnou spodní základnou a zaoblenou horní základnou. Jejich velikost se pohybuje od 20mm až do 40mm.

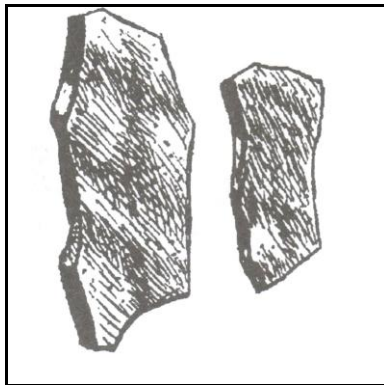


Obr. 1.1. 14 Sloupcovitá struktura (převzato Tomášek, 2003)

IV. Třída – tvar agregátu má vertikální osu delší.

- Deskovitá struktura

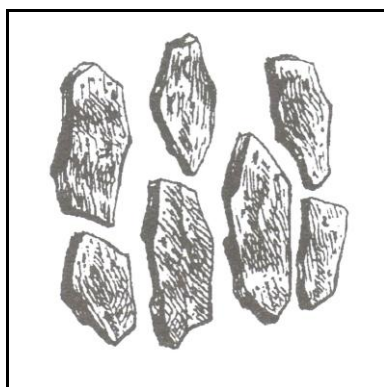
nejčastěji se vyskytuje v eluviálních horizontech. Agregáty mají plátkovitý tvar s nepravidelnými kolmými lomy. Jejich velikost se pohybuje od 10mm až do 40mm s tloušťkou 3mm a více.



Obr. 1.1. 15 Deskovitá struktura (převzato Tomášek, 2003)

- Destičkovitá struktura

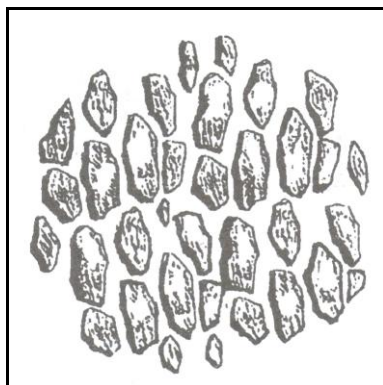
nejčastěji se vyskytuje v eluviálních horizontech. Agregáty mají plátkovitý tvar s nepravidelnými kolmými lomy. Jejich velikost se pohybuje od 5mm až do 25mm s tloušťkou od 1mm do 3mm.



Obr. 1.1. 16 Destičkovitá struktura (převzato Tomášek, 2003)

- Lístkovitá struktura

nejčastěji se vyskytuje v eluviálních horizontech. Agregáty mají plátkovitý tvar s nepravidelnými kolmými lomy. Jejich velikost se pohybuje od 2mm až do 10mm s tloušťkou do 1mm.



Obr. 1.1. 17 Lístkovitá struktura (převzato Tomášek, 2003)

1.1.2 Metody určení půdní struktury

Pro určení struktury půdy se používají přímé a nepřímé metody. Mezi přímé metody patří určení agregace a stability agregátů (metoda suchá a mokrá) a metoda mikromorfologických snímků.

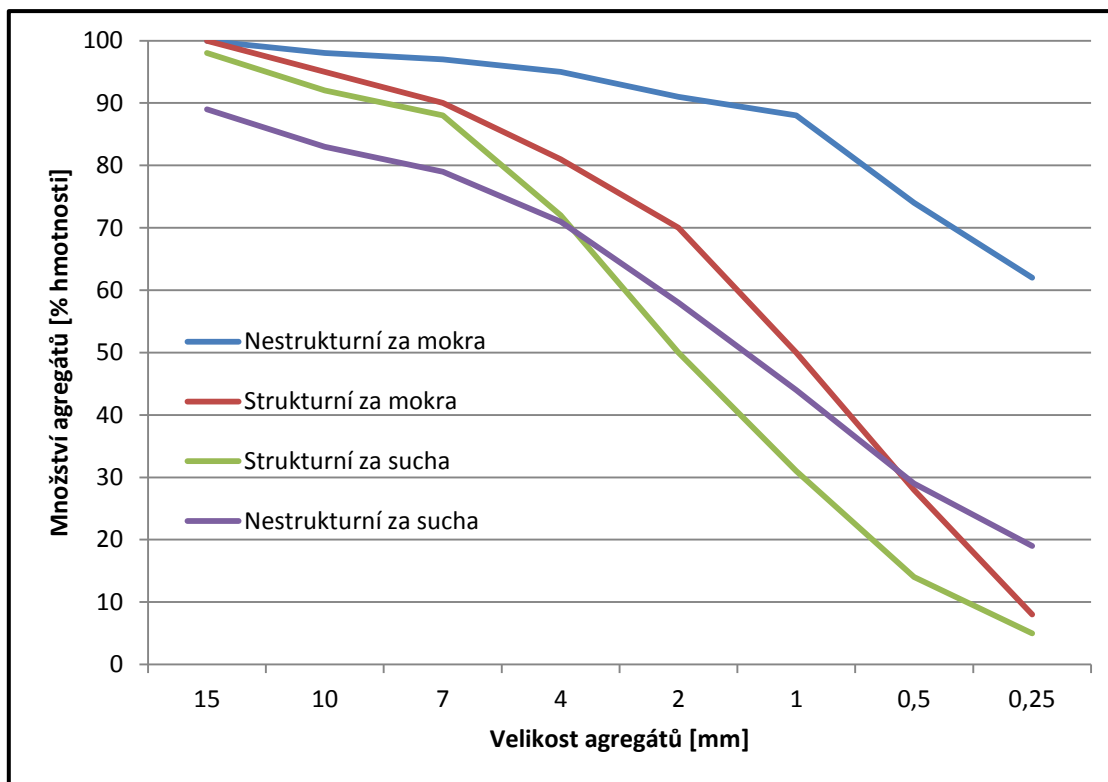
Mokrá metoda se provádí zpravidla ponořením jednotlivých agregátů do misky s destilovanou vodou. Touto metodou zjistíme rychle stabilitu agregátů. Stabilní agregáty po ponoření zůstávají nepoškozené. Oproti tomu pseudoagregáty po kontaktu s vodou tvoří kaši. Pokud nejsou agregáty zcela stabilní, rozpadají se postupně na menší části a některé kousky mohou tvořit kaši.

Jiné metody jsou založené na podobném principu, pouze voda se přivádí na agregáty jiným způsobem např. nasakování přes filtrační papír nebo po kapkách v pravidelných časových intervalech. Odlišnou metodou je prosévání za mokra. Měří se zde procentuální propad přes soustavu sít, ponořenou ve vodním prostředí, jdoucí od nejhrubších po nejjemnější.

Suchá metoda měří procentuální podíl agregátů na jednotlivých sítích od nejhrubší po nejjemnější. Všechny suché metody jsou založeny na principu oddělování jednotlivých frakcí.

Nejpoužívanější a pravděpodobně nejpresnější je spojení obou metod, a to prosévání za sucha a za mokra. Výsledky z obou metod postupně vynášíme do grafu jako křivky agregace. Rozdílovou metodou z grafu stanovíme stabilitu agregátů.

S narůstajícím rozdílem křivek agregace klesá stabilita agregátů. Podle průběhu křivek agregace určíme střední vážený průměr agregátů.



Obr. 1.1. 18 Čáry agregace stanovené přesíváním za sucha a za mokra (převzato Kutílek, 1978)

Na základě této metody postupovaly Bártllová J., Badalíková B., Mikušková Z. při svém výzkumu v Troubsku. Z půdního vzorku vyschlého při laboratorní teplotě se oddělí pomocí sítí frakce 1-2mm. Vzorek o hmotnosti 3g promýváme na sítích po dobu 5 minut. Poté se vzorky vysuší při 105°C do konstantní hmotnosti a po vychladnutí v exsikátoru se zváží. Po zvážení je přidán roztok pyrofosforečnanu sodného a vzorky jsou opět promývány tak, aby byly vyplaveny všechny jílové částice (zůstanou jen částice nad 0,25 mm). Následně se vysuší a zváží. Vodostálost půdních agregátů je vyjádřena jako procento stabilních agregátů z celkového množství agregátů po odečtení obsaženého písku podle vzorce.

$$\%SAS = \frac{M_2 - M_3}{W - (M_3 - M_1)} * 100$$

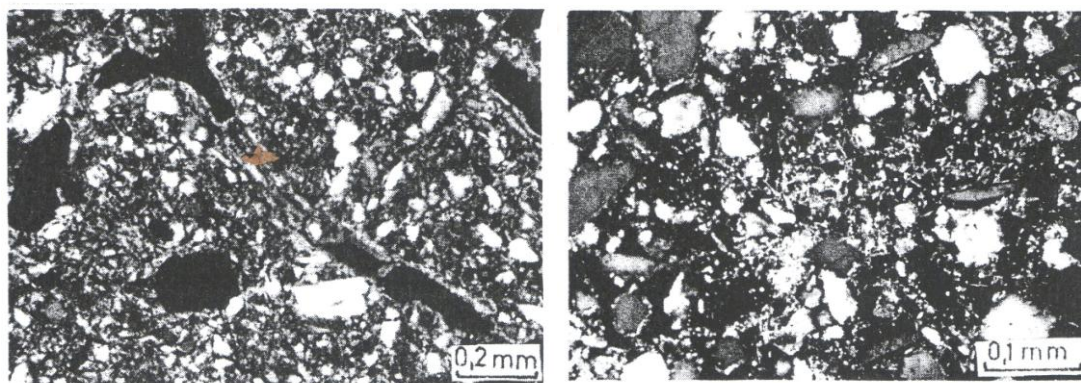
(1.1. 1)

kde

%SAS	– procento stabilních půdních agregátů [-]
M_1	– hmotnost misky [g]
M_2	– hmotnost misky, stabilních agregátů a písku [g]
M_3	– hmotnost misky a písku [g]
$(M_2 - M_3)$	– hmotnost stabilních agregátů [g]
$(M_3 - M_1)$	– hmotnost písku [g]
W	– navážka vzorku [g]

(Převzato Bártlová J., Badalíková B., Mikušková Z., 2009)

Metoda **mikromorfologických snímků** vysušený neporušený vzorek napustíme látkou na bázi syntetické pryskyřice, např. Vestopalem 130. Napuštění vzorku trvá 8 až 14 dnů ve vakuových sušárnách. Po vyndání ze sušáren se ze vzorku odvětrává dalších 6 až 8 týdnů styren. Po odvětrání se vzorek nařeže diamantovým kotoučem na tenké plátky. Jednotlivé plátky se přilepí na pevnou podložku a zaleští se. Pod elektronovým mikroskopem zkoumáme velikost, tvar a propojenost jednotlivých pórů. Ze zkoumání určíme ekvivalentní poloměr pórů r_e . Ekvivalentní poloměr odpovídá velikosti kružnice vepsané do řezu pórem.

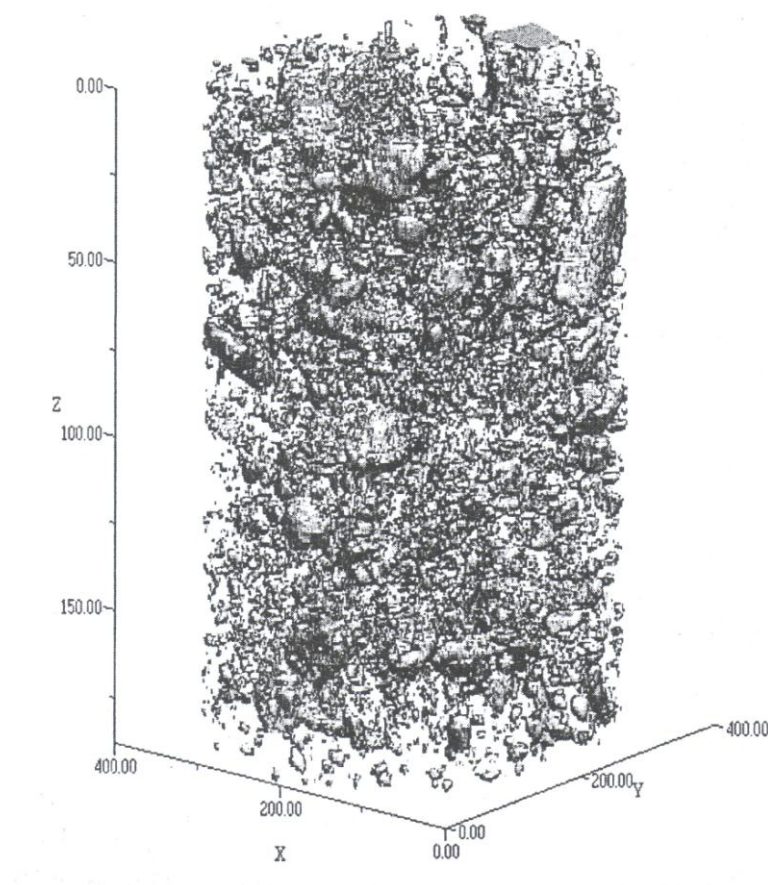


Obr. 1.1. 19 Mikro-morfologické snímky půdní struktury (převzato Němeček, 1981)

Mezi **nepřímé metody** patří „Woods metal“ porozimetrie, počítačová tomografie a magnetická rezonance.

„**Woods metal**“ porozimetrie je založena na podobném principu jako přímá metoda mikro-morfologických snímků. Za určitého tlaku se do vzorku půdy injektuje slitina olova, kadmia, cínu a byzmutu, která taje při 70°C. Po ztuhnutí slitiny se vzorek rozřeže na tenké plátky. Mezi nepřímé metody ji řadíme z důvodu odstranění horniny z jednotlivých plátků za pomoci kyseliny fluorovodíkové. Tímto krokem nám ze vzorku vznikne odlitek pórů. Vzorek se přitmelí na pevnou podložku a přebrousí. Odlitek pórů zkoumáme pod elektronovým mikroskopem.

K odhadu půdní struktury můžeme využít **počítačovou tomografii**, nebo **magnetickou rezonanci**. Pomocí počítače jsme schopni z vytvořených dvojrozměrných nebo trojrozměrných snímků vytvořit model, pomocí kterého zkoumáme půdní složení nebo obsah vody a vzduchu.



Obr. 1.1. 20 Model půdní struktury získaný pomocí počítačové tomografie (převzato Kodešová, 2005)

1.2 PÓROVITOST

Pórovitost patří k hlavním fyzikálním vlastnostem půdy. Závisí na struktuře půdy a zároveň pomocí hodnot pórovitosti lze posuzovat půdní strukturu. Pórovitost výrazně ovlivňuje propustnost půdy. V půdě je vždy část prostoru, která není vyplněna půdní hmotou, ale jinou látkou (plyn nebo kapalina). Tyto prostory se nazývají póry. Objem, tvar a velikost půdních pórů mají vliv na vlastnosti vody obsažené v půdě, na rychlost pohybu vody a zároveň na intenzitu migrace látek v půdě, tedy na proces pedogeneze. Téměř nikdy nemají stejný tvar ani velikost. Vzhledem k zjednodušení se uvádí ekvivalentní průměr pórů a procentuální množství pórů o určitém ekvivalentním průměru.

Objem pórů V_p vztažený k celkovému objemu půdy v přirozeném uložení V_s nazýváme pórovitost. Vypočítá se z objemové hmotnosti ρ_d a měrné hmotnosti (hustoty) ρ_z půdy

$$P = \frac{\rho_z - \rho_d}{\rho_z} \quad (1.2. 1)$$

Pórovitost vychází jako poměrné číslo, $0 < P < 1$. Někdy se pórovitost udává v % objemu, potom se rovnice (1.2.1) násobí 100. Jestliže se celkový objem půdy V_s změní a nelze jej brát jako referenční, pak je výhodnější používat číslo pórovitosti $e = V_p / V_z$. Bývá tomu tak například při zatěžování půdy a objemových změnách spojených se změnou vlhkosti (bobtnání, smršťování). Platí:

$$P = \frac{e}{1 + e}, \quad e = \frac{P}{1 - P} \quad (1.2. 2)$$

Pórovitost je přímo závislá na zdánlivé hustotě půdních částic převládajících ve vzorku půdy. Jednotlivé zdánlivé hustoty půdních částic nejčastěji se vyskytujících hornin v půdě jsou vypsány v tabulce 1.2.1

Tabulka 1.2. 1 Zdánlivé hustoty půdních částic nejčastěji se vyskytujících hornin v půdě (převzato Kutílek, 1978)

Křemen	2,65	Pyrit	4,90-5,20
Kalcit	2,60-2,80	Limonit	3,40-4,00
Ortoklas	2,53-2,58	Boehmit	3,30-3,50
Albit	2,62-2,65	Kaolinit	2,58-2,67
Anortit	2,74-2,76	Halloysit	2,00-2,20
Mikroklin	2,54-2,57	Montmorillonit	2,00-2,30
Biotit	2,70-3,10	Nontronit	2,27-2,30
Augit	3,30-3,60	Illit	2,50-2,70
Hydrargillit	2,30-2,40	Allofan	1,80-2,00
Hematit	4,90-5,30	Muskovit	2,76-3,00
Humus	1,00-1,60		

Z těchto hornin se v půdě nejčastěji vyskytuje křemen, díky kterému se zdánlivá hustota půdních částic nejčastěji pohybuje okolo $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$. Pórovitost i zdánlivá hustota půdních částic nejsou konstantní veličiny, jejich hodnoty se mění v závislosti na ročním a vegetačním období. Mezi hlavní činitele patří změna teploty a vlhkosti, díky kterým se mění objem půdy.

1.2.1 Rozdělení pórů

Podle velikosti pórů můžeme pórovitost rozdělit na makropóry, kapilární póry a ultrakapilární póry. Ultrakapilární póry jsou velice malé, neobsahují kapaliny a všechny procesy, které zde probíhají, jsou vázané na fázová rozhraní. Kapilární póry obsahují kapaliny, probíhá zde laminární proudění, které má největší význam v pedogenetickém transportním procesu. Do kapilárních pórů se voda dostává díky povrchovému napětí kapalin, jejich průměr se pohybuje okolo $1 \mu\text{m}$ a méně. Kapilární póry můžeme dále rozdělit na hrubé a jemné kapilární póry. Jemné kapilární póry lépe zadržují vodu po

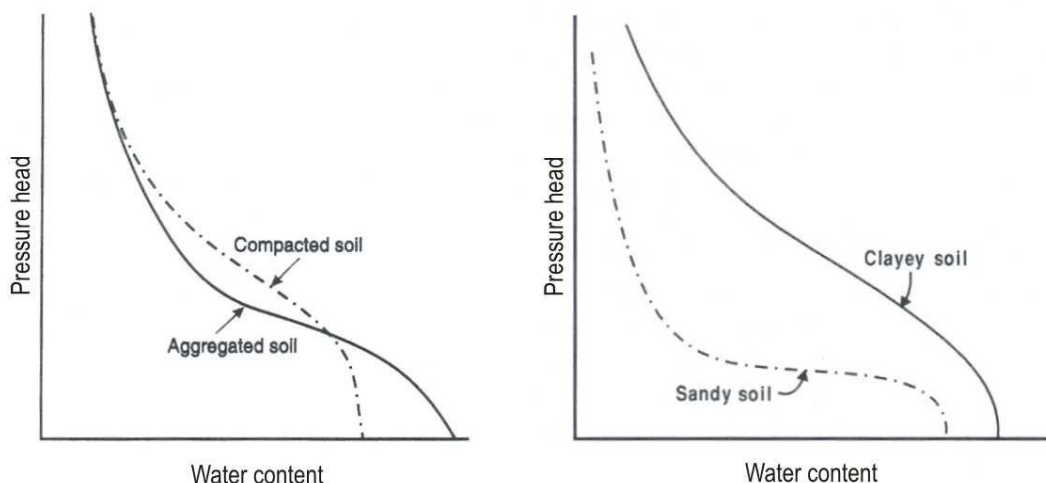
delší dobu. Hrubé kapilární póry splňují podmínky kapilarity, ale rychle se vyprazdňují. U strukturních půd se hrubé kapilární póry vyskytují mezi jednotlivými agregáty, zatímco jemné kapilární póry jsou obsaženy přímo uvnitř agregátů. U nestrukturních půd je uspořádání jemných a hrubých kapilárních pórů náhodné. Makropóry jsou mezery většího charakteru vzniklé obhospodařováním půdy, působením rostlin a živočichů, nebo pukliny vzniklé změnou teploty a vlhkosti. V těchto pórech nepůsobí kapilární síly, vzniká v nich turbulentní proudění a perturbační procesy.

2 HYDRAULICKÉ CHARAKTERISTIKY PŮDY

K základním charakteristikám půdy, popisující hydraulické vlastnosti půdního prostředí, patří průběh retenční čáry vlhkosti a hydraulické vodivosti. Na jejich správném určení a vhodném použití kriticky závisí výsledky modelování pohybu vody v půdním profilu, které vychází z řešení Richardsovy rovnice.

2.1 RETENČNÍ ČÁRA PŮDNÍ VHLKOSTI

Retenční čára půdní vlhkosti určuje schopnost půdy zadržovat vodu. Tato schopnost je závislá na poměru jemných kapilárních pórů, hrubých kapilárních pórů, struktuře, vlhkosti, množství humusu, mineralogickém a zrnitostním složení. Pro každou půdu musíme stanovovat vlastní retenční čáru, je unikátní pro každou půdu. Zpravidla se zobrazuje v semilogaritmickém měřítku jako tzv. pF-křivka.



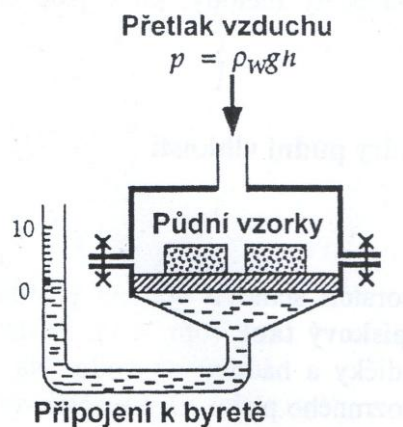
Obr. 2.1. 1 Závislost retenční čáry na struktuře půdy-vlevo a na textuře půdy – vpravo (převzato Hillel, 1998)

2.1.1 Metody stanovení retenční čáry půdní vlhkosti

K **laboratorním metodám** určení retenční čáry půdní vlhkosti používáme přetlakové a podtlakové přístroje.

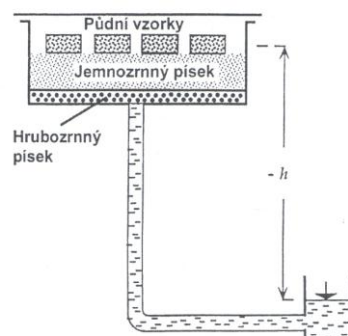
Mezi přetlakové přístroje řadíme **přetlakový aparát**, který se skládá z tlakové nádoby, polopropustné keramické membrány, kompresoru, regulátoru tlaku, manometru a byrety. Kompresor vytváří přetlak vzduchu působící shora na vzorek. Požadovaný přetlak nastavíme regulátorem vzduchu. Spodní část přístroje spojeného s byretou je až

po plně nasycenou keramickou membránu celá zaplněná vodou. Několika změnami tlaku vzduchu jsou neporušené půdní vzorky drénovány. Při každé změně tlaku zjistíme gravimetricky hodnotu objemové vlhkosti. Pomocí příslušných hodnot tlaku a objemové vlhkosti vyneseme body retenční čáry.



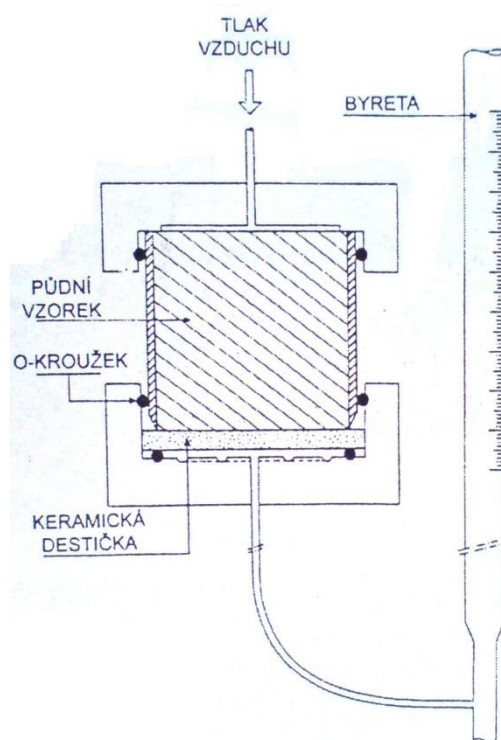
Obr. 2.1. 2 Přetlakový aparát (převzato Kodešová, 2005)

Mezi podtlakové přístroje řadíme **pískový tank**, který se skládá z tanku vyplněného dvěma vrstvami písku, hadičky a nádoby na vodu. V tanku jsou umístěny nasycené neporušené půdní vzorky na vrstvě jemného písku, pod kterou je vrstva hrubého písku. Pomocí nádoby s vodou spojené s tankem hadičkou nasytíme vrstvy písku. Změnou výšky nádoby vzorek v několika postupných krocích drénujeme do ustálené hladiny vody v nádobě. Při každé změně výšky zjistíme gravimetricky hodnotu objemové vlhkosti. Pomocí příslušných hodnot tlaku a objemové vlhkosti vyneseme body retenční čáry.



Obr. 2.1. 3 Pískový tank (převzato Kodešová, 2005)

Tempskou celu řadíme mezi přístroje pracující v obou režimech (podtlakový i přetlakový). Přístroj je výhodné použít v případech, kdy hrozí vyplavení nestabilních částic ze vzorku. Přístroj pracuje v přetlakovém i podtlakovém režimu. Hlavní součástí je keramická destička. Po nasycení destičky a vzorku vodou se tlaková výška vody řídí polohou byrety připojené ke spodní části přístroje nebo přetlakem vzduchu. Pomocí několika tlakových změn, při kterých vzorek zvlhčujeme nebo drénujeme (přetlak, podtlak) určíme body retenční čáry z poměru přitéklého a odtéklého objemu vody v byretě a příslušné tlakové výšky.

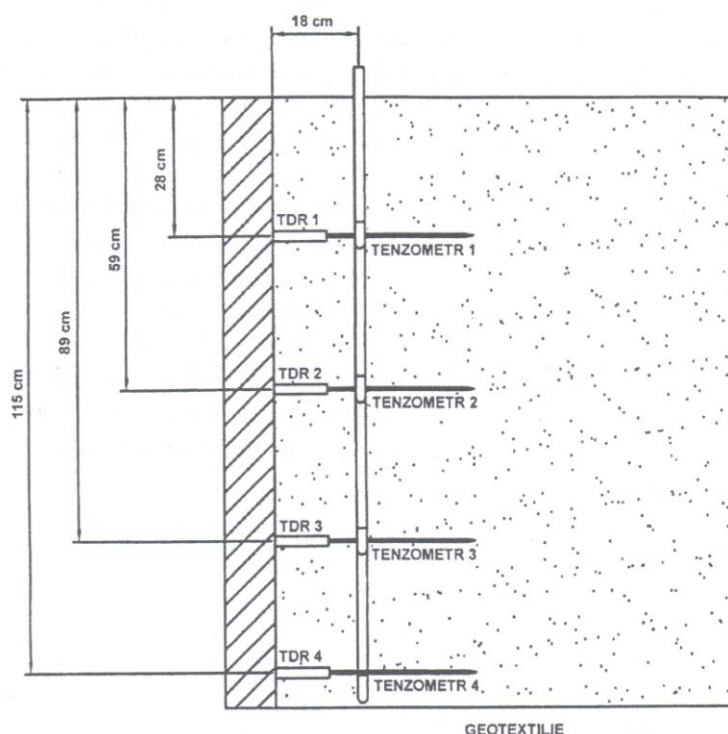


Obr. 2.1. 4 Tempská cela (převzato Kodešová, 2005)

Metoda vhodná pro nestrukturní nebo písčité půdy je **test kapilárního vztlínání**. Do průhledného válce o známém průměru a výšce je uměle zhuťněna půda na stejnou objemovou hmotnost, jakou měl neporušený vzorek půdy. Vzorek ve válci je rozdělen na několik sekcí navzájem spojených silikonem. Válec je umístěn do zásobníku vody tak, aby těsně nad spodním okrajem sloupce byla hladina vody. Pro jednotlivé sekce

vypočteme gravimetricky objemovou vlhkost. Pomocí příslušných hodnot tlaku a objemové vlhkosti vyneseme body retenční čáry.

K **terénním metodám** patří přímé měření půdní vlhkosti pomocí čidel. Do jednotlivých hloubek půdního profilu umístíme čidla na měření vlhkosti (TDR senzory) a tenzometry k měření tlakové výšky. Pomocí naměřených hodnot tlaku a příslušné objemové vlhkosti vyneseme body retenční čáry.



Obr. 2.1. 5 Schéma terénního měření retenční čáry (převzato Kodešová, 2005)

2.2 HYDRAULICKÁ VODIVOST (PROPUSTNOST)

Hydraulická vodivost K_s , někdy také nazývána jako propustnost (permeabilita), je hydraulická vlastnost půdy přímo závislá na pórovitosti. Tato vlastnost umožňuje kapalinám (vodě) a plynům pohybovat se, tento pohyb zásadně ovlivňuje objem pórů a rozhoduje o něm vrstva půdy s nejnižší propustností. U vzduchu tento pohyb ovlivňuje hloubka a rostoucí vlhkost půdy. Propustnost půdy zásadně ovlivňuje povrchový odtok vody a tím i následnou erozi půdy [3]. Hydraulickou vodivost můžeme dále rozdělit na

nasycenou hydraulickou vodivost a nenasycenou hydraulickou vodivost. Nasycená hydraulická vodivost je stav, kdy jsou všechny póry vyplněny vodou za konstantního tlaku. To znamená, že vlhkost půdy θ je rovna hodnotě pórovitosti P . Pokud je hodnota vlhkosti půdy θ menší než hodnota pórovitosti P , jedná se o stav, který nazýváme nenasycená hydraulická vodivost. To znamená, že část pórů je zaplněna vodou a část vzduchem. Tento stav nastává například při vysychání půdy, kdy je hladina podzemní vody v malé hloubce. Přechod z nasycené do nenasycené hydraulické vodivosti je tudíž pozvolný.

2.2.1 Metody stanovení nasycené hydraulické vodivosti

Základní rozdělení metod stanovení nasycené hydraulické vodivosti K_s je na přímé laboratorní, přímé terénní a nepřímé. U nepřímých metod stanovujeme nasycenou hydraulickou vodivost pomocí půdních vlastností, mezi které patří struktura, zdánlivá hustota půdních částic, textura, podíl humusu a další. U této metody však pouze odhadujeme hodnotu nasycené hydraulické vodivosti. Z tohoto důvodu není tak přesná jako metody přímé. Nepřímá metoda určení nasycené hydraulické vodivosti přímo závisí na textuře půdy. Z tohoto důvodu jsou přesnější odhady u lehkých půd, u středně těžkých a těžkých půd není tato metoda určení příliš doporučována (týká se větší části našich půd). V některých případech může být nepřímá metoda použita jako první odhad pro numerické metody.

Laboratorní měření nasycené hydraulické vodivosti K_s se provádí na neporušených půdních vzorcích. Neporušené vzorky půdy se odebírají zpravidla do kovových válečků o objemu 100cm^3 . Laboratorní výsledky jsou velmi zásadně ovlivněny nežádoucími procesy, jako je zhutňování nebo vznik preferenčních cest podél kořínků rostlin a na stěnách válečků, vznikajících při odběru a transportu vzorků. Po plném nasycení vzorku vodou jej upneme do propustoměru. Podle typu půdy volíme jeden ze dvou druhů propustoměrů.

U méně propustných půd (nižší obsah písků, štěrků atd.) zvolíme tzv. **propustoměr s proměnným spádem**, ve kterém na vzorek shora působí tlak vodního sloupce. Dolní hladina vody je konstantní. V závislosti na čase měříme pokles horní hladiny vodního sloupce. Z naměřených hodnot jsme schopni pomocí Darcyho rovnice vypočítat nasycenou hydraulickou vodivost.

$$K_s = \frac{L}{t} \ln \frac{h_0}{h_1}$$

(2.2. 1)

kde

K_s – nasycená hydraulická vodivost [m.s^{-1}]

L – délka vzorku [m]

t – čas [s]

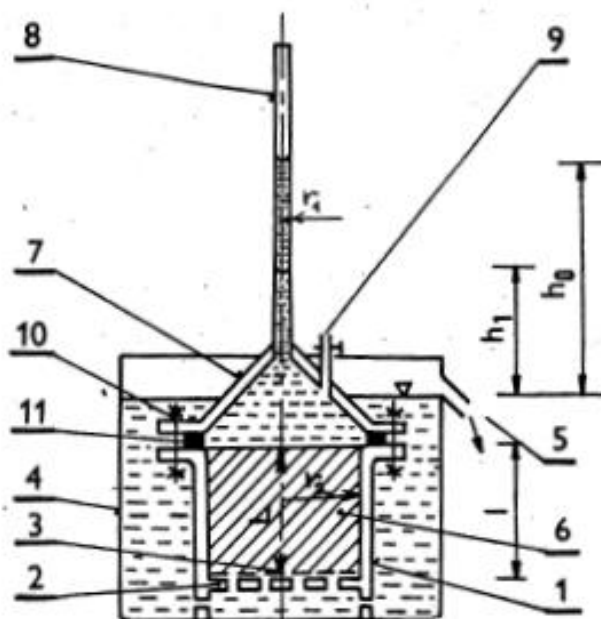
h_0 – výška horní hladiny [m]

h_1 – výška dolní hladiny [m]

A_1 – horní plocha vzorku [m^2]

A_2 – dolní plocha vzorku [m^2]

V případě nestejnoměrnosti horní a dolní plochy vzorku A_1, A_2 vynásobíme rovnici jejich poměrem A_1/A_2 .



(1 – propustoměrný válec, 2 – děrované dno, 3 – drátěné síto, 4 – vnější nádoba, 5 – vnější nádoba, 6 – zkušební vzorek, 7 – víko propustného válce, 8 – měřicí trubice, 9 – plnicí kohout, 10 – stahovací svorníky, 11 – těsnění)

Obr. 2.2. 1 Propustoměr s proměnným spádem (převzato Matula, 1989)

V případě propustnější půdy (vyšší obsah písků, štěrků atd.) zvolíme tzv. **propustoměr s konstantním spádem**, ve kterém je po celou dobu pokusu udržován konstantní tlak vodního sloupce. Toho je docíleno pomocí přepadu (přebytečné množství vody nad vzorkem odtéká pryč) a výtokem vody propuštěné přes vzorek. Množství vody propuštěné vzorkem za určitý čas se měří pomocí odměrného válce. Z naměřených hodnot jsme schopni pomocí Darcyho rovnice vypočítat nasycenou hydraulickou vodivost.

$$K_s = \frac{VL}{F\Delta Ht}$$

(2.2. 2)

kde

K_s – nasycená hydraulická vodivost [m.s^{-1}]

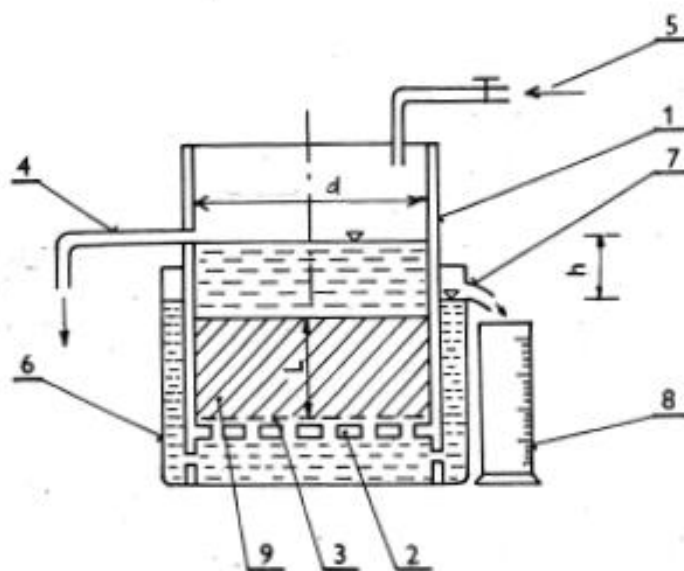
V – objem vody propuštěné vzorkem [m^3]

L – výška vzorku [m]

F – plocha vzorku [m^2]

ΔH – celková výška (výška vzorku L + výška vody nad vzorkem) [m]

t – čas [s]



(1 – propustoměrný válec, 2 – děrované dno, 3 – drátěné síto, 4 – přepad propustoměrného válce, 5 – přívod vody, 6 – vnější nádoba, 7 – přepad vnější nádoby, 8 – odměrný válec, 9 – zkušební vzorek)

Obr. 2.2. 2 Propustoměr s konstantním spádem (převzato Matula, 1989)

Z důvodů velkých nepřesností se laboratorní metoda využívá jen v krajních případech, kdy není možné stanovit hydraulickou vodivost terénními metodami.

Terénní měření nasycené hydraulické vodivosti K_s se provádí několika metodami. Výchozí metodou pro terénní určení nasycené hydraulické vodivosti je **čerpací pokus**. Metoda je založena na měření snížení hladiny v revizních sondách, které je zapříčiněno odčerpáváním určitého množství vody z vytvořené studny.

V případě, kdy nám podzemní voda ovlivňuje měření nasycené hydraulické vodivosti, nelze tuto metodu využít. V takovém případě můžeme využít **metodu jednosondovou**. Metoda je stanovena na principu měření přítoku podzemní vody do vyhloubené sondy.

Prvním krokem je vyvrtání sondy o hloubce minimálně 40cm a průměru 8-12cm. Po ustálení a zaznamenání hladiny se odčerpá minimálně $\frac{1}{4}$ výšky vody v sondě a tuto výšku zaznamenáme. Poté měříme čas, za který se podzemní vodou opět napustí sonda do počáteční výšky. Naměřený čas je výchozím kritériem pro výpočet nasycené hydraulické vodivosti

$$K_s = C \frac{dy}{dt}$$

(2.2. 3)

kde

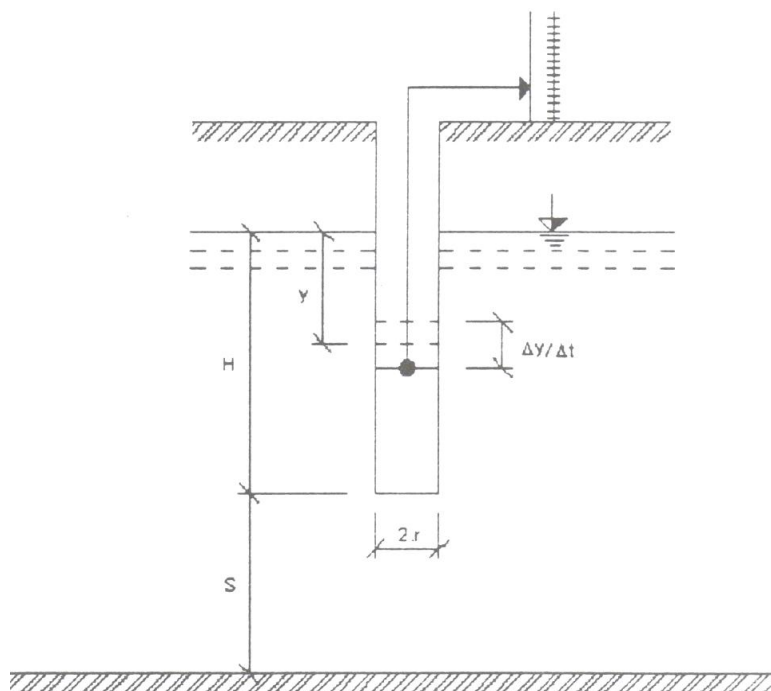
K_s – nasycená hydraulická vodivost [m.s^{-1}]

C – tvarový součinitel [-]

dy – derivace výšky odčerpané vody [m]

dt – derivace času [s]

Tato metoda je použitelná pouze v případech, kdy hladina podzemní vody není příliš hluboko. V opačném případě můžeme použít infiltrační pokus nebo Guelphský permeametr.



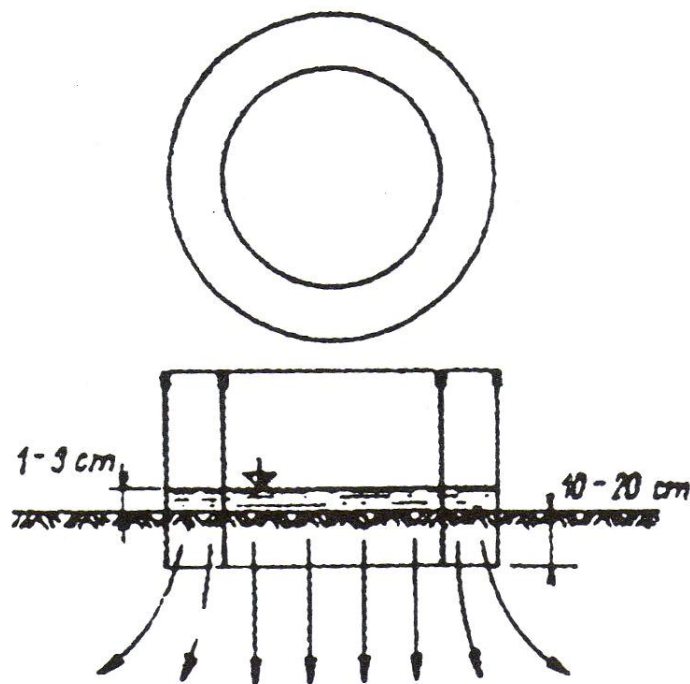
(S – vzdálenost od nepropustné vrstvy [m], H – hloubka vody v sondě při ustálené hladině [m], r – poloměr sondy [m], $\Delta y / \Delta t$ – hloubka vody v sondě za určitý čas [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$])

Obr. 2.2. 3 Jednosondová metoda (převzato Kutílek, 2004)

Pro použití této metody musíme dodržet několik podmínek:

- 1 – homogenní půda v celém profilu
- 2 – stejná propustnost v celém profilu
- 3 – konstantní hladina podzemní vody

Infiltrační pokus je metoda založená na principu vsakování vody do půdy. Při této metodě zarazíme do půdy dva soustředné válce o průměru 30 až 50cm (vnitřní válec má obvykle o 10cm menší průměr) do hloubky 10 až 20cm. Vnější mezikruží částečně napomáhá zachovávat kolmé proudnice ve vnitřním mezikruží. Na povrch půdy nalijeme vodu o výšce 1 až 3cm. Začneme měřit čas a po určitých intervalech odečítáme pokles výšky hladiny vody ve vnitřním mezikruží.



Obr. 2.2. 4 Infiltrační pokus (převzato Kutílek, 1978)

Guelphský permeametr pomocí tohoto přístroje jsme schopni měřit nasycenou hydraulickou vodivost i ve větších hloubkách teoreticky až do 8m. Hloubku měření zásadně ovlivňuje soudržnost půdy. Ve špatně soudržných půdách, kde není možné vyvrtat stabilní sondu, se hloubka zmenšuje jen na 1m. V prvním kroku vyvrtáme nepaženou válcovou sondu o průměru 4-10cm. Do sondy vsuneme permeametr. Pomocí trubky pro přívod vzduchu nastavíme konstantní hladinu vody v sondě. Pomocí přístroje změříme infiltrační rychlost a tlak působící vody.

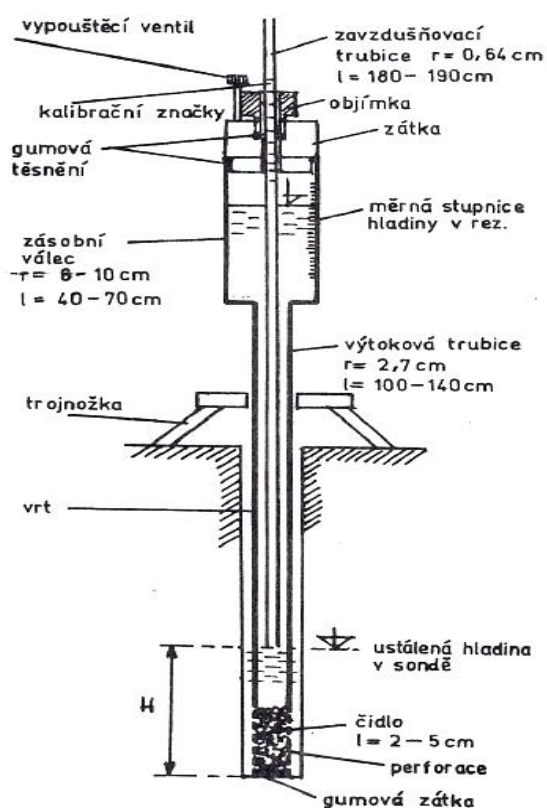
Pro výpočet nasycené hydraulické vodivosti použijeme rovnici.

$$K_s = \frac{C \cdot A \cdot R}{2\pi H^2 + \pi r^2 C + \frac{2\pi H}{\alpha}}$$

(2.2. 4)

kde

- K_s – nasycená hydraulická vodivost [m.s^{-1}]
 C – tvarový koeficient [-]
 A – průřezová plocha zásobníku vody [m^2]
 R – ustálený pokles hladiny v zásobníku [m.s^{-1}]
 a – poloměr sondy [m]
 α – parametr charakterizující půdní strukturu



Obr. 2.2. 5 Guelphský permeametr (převzato Matula, 1989)

Tlakový infiltrometr s konstantním spádem navrhl v roce 1997 Matula a Kozáková. Tímto přístrojem jsme schopni měřit nasycenou hydraulickou vodivost i povrchové vrstvy půdy. Infiltrometr má válcovou kovovou trubku o průměru 15cm, která se zavrtá 8 až 10cm hluboko do půdy. Ve válci je konstantní tlaková výška, které je docíleno klasickým infiltrometrem působícím jako zásobník vody. Měřením snížení

hladiny vody v klasickém infiltrometru za určitý čas pomocí Philipovy rovnice se vypočte nasycená hydraulická vodivost.

Pro výpočet nasycené hydraulické vodivosti použijeme rovnici.

$$K_s = \frac{q_\infty G}{aH + a^2 G \pi + \frac{a}{\alpha}}$$

(2.2. 5)

kde

K_s – nasycená hydraulická vodivost [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]

q_∞ – ustálený průtok [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

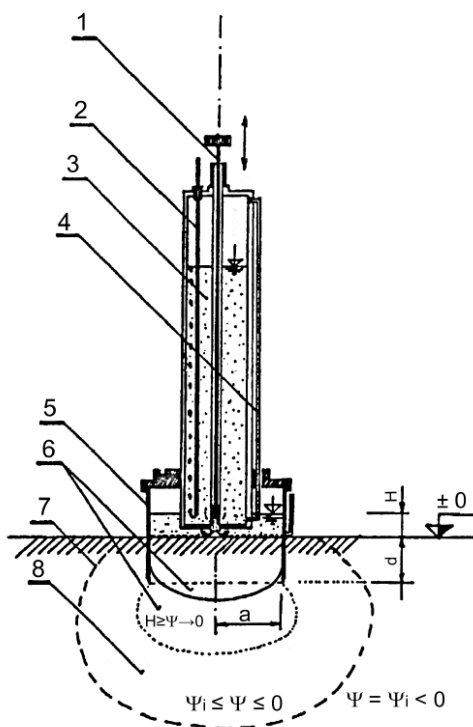
G – bezrozměrný koeficient $G = 0,316 \left(\frac{d}{a}\right) + 0,184$ [-]

a – poloměr infiltračního válce [m]

d – hloubka zavrtání infiltračního válce [m]

H – výška hladiny vody v infiltračním válci [m]

α – koeficient [m^{-1}]



(1 – ventil pro otevření/zavření výstupu vody, 2 – pohyblivá trubička pro nastavení požadované výšky hladiny vody H, 3 – zásobník s vodou, 4 – hadička o malém průměru umožňující odečítání výšky vody v zásobníku, 5 – kovový válec o poloměru a, 6 – oblast půdy nasycená vodou, 7 – čelo zvlhčení, 8 – oblast půdy zvlhčené zainfiltrovanou vodou)

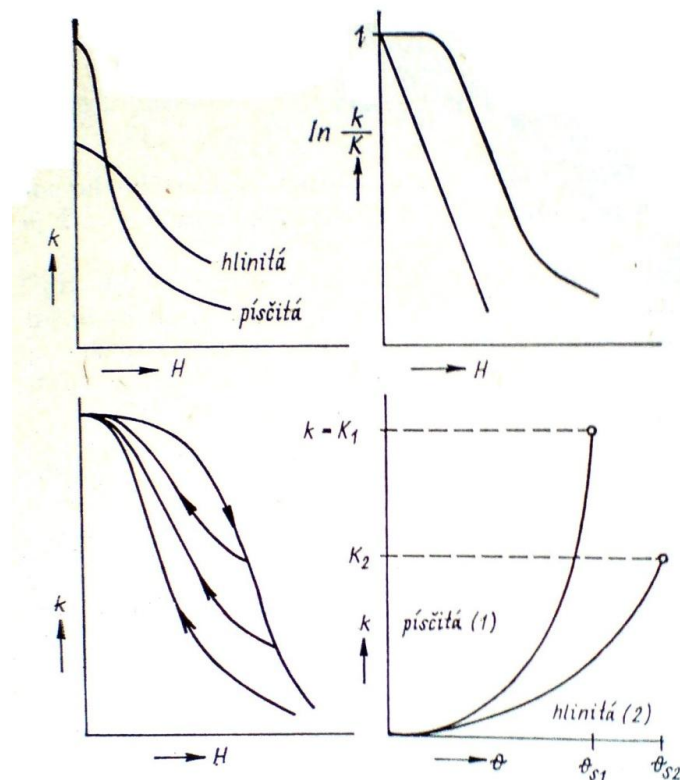
Obr. 2.2. 6 Tlakový permeametr (převzato Matula a Kozáková, 1997)

2.2.2 Metody stanovení nenasyčené hydraulické vodivosti

Nenasycená hydraulická vodivost je založena na stejném principu jako hydraulická vodivost nasycená. Rozdíl je v tom, že u nenasyčené hydraulické vodivosti nejsou všechny póry zaplněny vodou. Může se stát, že póry v zemině zaplněné vzduchem se při průtoku vody budou zaplňovat vodou (dosycovat) nebo může vzduch vodu vytlačovat (odvodňovat). Tato skutečnost zásadně ovlivňuje proudění vody zeminou.

Nenasycená hydraulická vodivost vychází ze záporné tlakové výšky (vlhkostní potenciál) nebo vlhkosti. Pokud vycházíme ze záporné tlakové výšky, označíme nenasyčenou hydraulickou vodivost jako $K_{(h)}$. Jestliže vycházíme z vlhkosti, značíme

nenasycenou hydraulickou vodivost jako $K(\theta)$. Tuto metodu téměř vůbec neovlivňuje hystereze.



Obr. 2.2. 7 Závislost nenasyčené hydraulické vodivosti K na záporné tlakové výšce nebo vlhkosti
(převzato Kutílek, 1978)

Pro určení nenasyčené hydraulické vodivosti existuje několik metod. Nenasyčenou hydraulickou vodivost můžeme určit z výpočtu nasycené hydraulické vodivosti a retenční čáry půdní vlhkosti, přibližně odhadnout pomocí pedotransferových funkcí, laboratorními metodami, nebo terénními metodami.

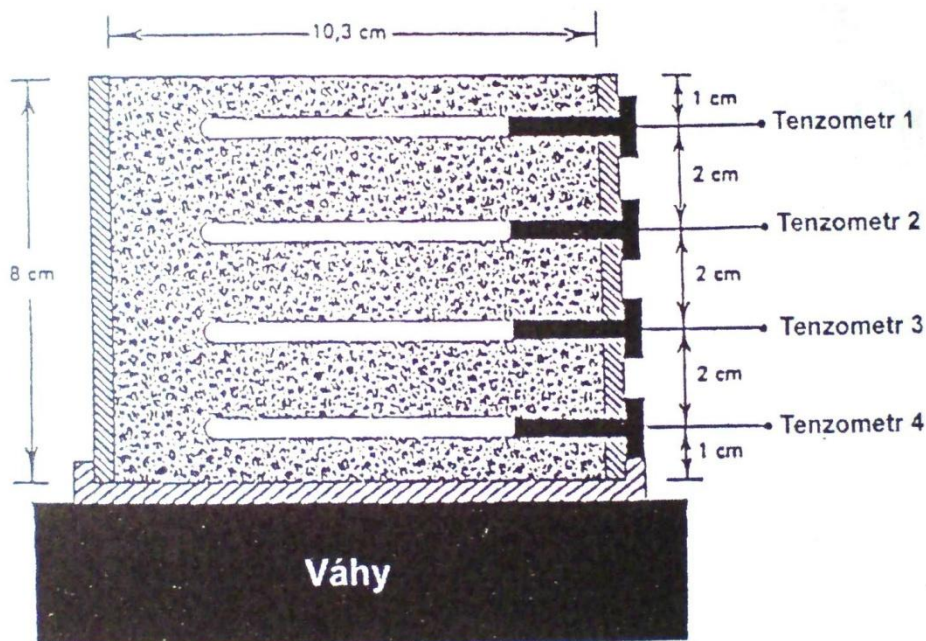
Laboratorní metody stanovení nenasyčené hydraulické vodivosti určíme například evaporační metodou nebo **Crust metodou**. Princip Crust metody je založen na metodě konstantního spádu. Neporušený vzorek půdy umístíme na sloupec hrubozrnného písku. Hrubozrnný písek zajišťuje volnou drenáž vody ze vzorku. Na povrchu vzorku se vytvoří krusta z jemnozrnného materiálu, která snižuje přítok vody do vzorku a způsobuje nenasyčené proudění ve vzorku. Po nastavení výšky vodního

sloupce nad krustu se spustí průtok přes vzorek a krustu. Průtok a výška vodního sloupce se řídí pomocí Mariottovy lahve. Jednotlivé body křivek hydraulické vodivosti se určí z tlakových výšek měřených tenzometrem uvnitř vzorku, v závislosti na hydraulické vodivosti stanovené z průtoku pomocí Darcyho zákona.



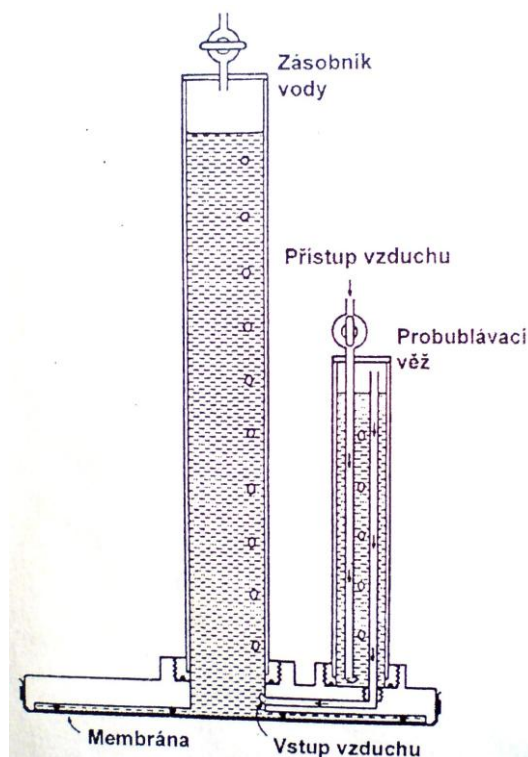
Obr. 2.2. 8 Crust metoda (převzato Kodešová, 2005)

Evaporační metodou určíme hydraulickou vodivost, půdní vlhkost i retenční čáru. Vzorek půdy plně nasytíme vodou a umístíme na váhu. Váhou měříme hmotnostní úbytek vody za určitý čas a souběžně několika tenzometry (minimálně dvěma) měříme změny tlakové výšky. Body křivek nenasyčené hydraulické vodivosti určíme z naměřených změn tlakové výšky a objemu hmotnosti vypařené vody za určitý čas.



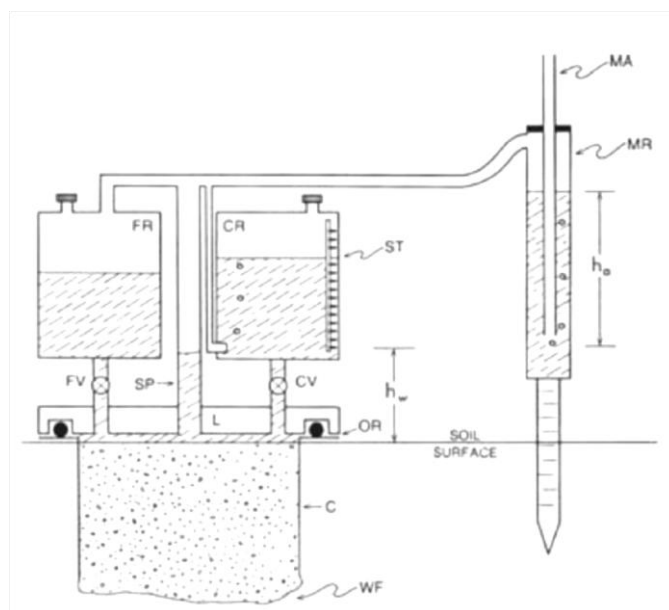
Obr. 2.2. 9 Evaporační metoda (převzato Kodešová, 2005)

Terénní metody stanovení nenasycené hydraulické vodivosti se určují převážně v závislosti na záporné tlakové výšce. Pro terénní stanovení nenasycené hydraulické vodivosti používáme různé druhy tenzních infiltrometrů. **Podtlakový diskový permeametr** se skládá z membrány propouštějící vodu, probublávací věže a zásobníku vody. Je důležité zajistit dokonalý styk membrány a půdy. Příjem a průtok vody je regulován nastavením podtlaku trubící v probublávací věži. Z nastavené tlakové výšky určíme body nenasycené hydraulické vodivosti.

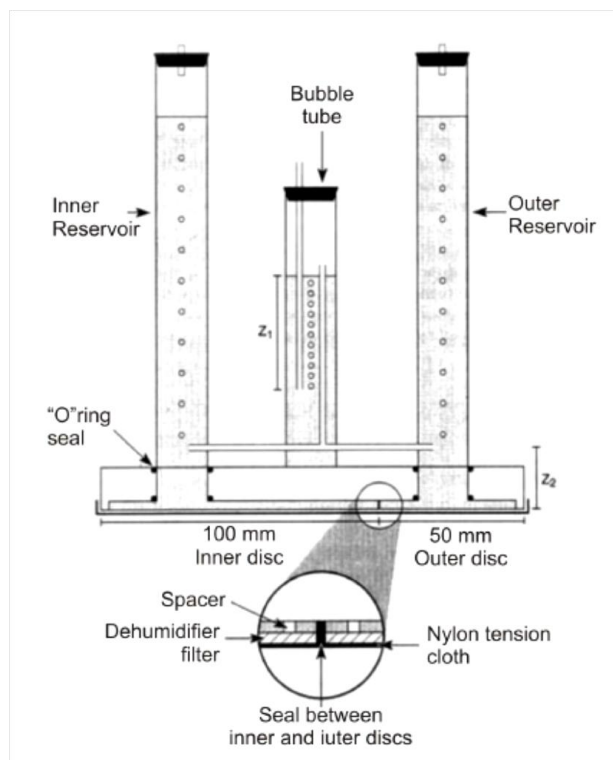


Obr. 2.2. 10 Diskový permeametr (převzato Kodešová, 2005)

K určení nenasyčené hydraulické vodivosti můžeme použít velké množství infiltrometrů založených na stejném principu, lišící se pouze technickým zpracováním.



Obr. 2.2. 11 Infiltrometr využívající jeden infiltrační disk a jednu tenzi (převzato Matula, 2010)



Obr. 2.2. 12 Infiltrometr využívající dvou disků a jedné tenze (převzato Matula, 2010)



Obr. 2.2. 13 Tenzní infiltroměry SMS s odnímatelným diskem průměru 20cm (vlevo) a s diskem průměru 8cm (vpravo) (převzato Matula, 2010)

2.3 ANALYTICKÉ FUNKCE PRO VYJÁDŘENÍ RETENČNÍ ČÁRY PŮDNÍ VLNKOSTI

Retenční čáru půdní vlhkosti je možné matematicky popsat pomocí rovnic, které jsou závislé na vlhkosti půdy a tlakové výšce. Do rovnic se obvykle dosazuje takzvaná efektivní vlhkost θ_e .

Efektivní vlhkost θ_e vyjadřuje efektivní stupeň nasycení a nejčastěji se používá ve tvaru

$$\theta_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (2.3. 1)$$

kde

θ_e objemová vlhkost [-],

θ_s nasycenou vlhkost [-],

θ_r reziduální vlhkost (neúčastní se proudění, ustává při ní pohyb vody v půdě) [-].

Při praktickém použití se reziduální vlhkost zanedbává nebo se uvažuje $\theta_r=0$. Pak platí

$$\theta_e = \frac{\theta}{\theta_s} \quad (2.3. 2)$$

Nejčastěji používané rovnice jsou rovnice van Genuchtena a rovnice Brookse a Coreyho.

Rovnice van Genuchtena

$$\theta_E = \frac{1}{(1 + (\alpha|h|^n))^m} \quad (2.3. 3)$$

kde

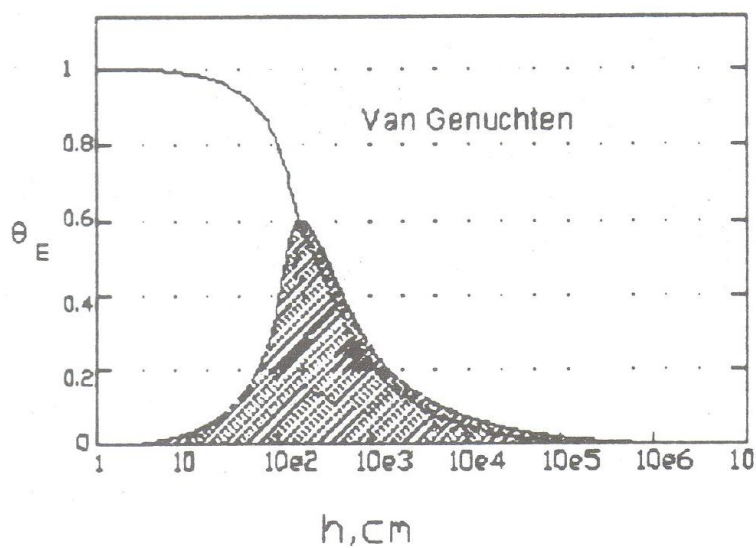
θ_e – efektivní vlhkost [-]

α – koeficient v rozmezí 10^{-3} až 10^{-2} [-]

$|h|$ - absolutní hodnota výšky [m]

n - koeficient v rozmezí 1,5 až 6 [-]

m - koeficient určený jako $1-1/n$ [-]



Obr. 2.3. 1 Retenční čára určená podle van Genuchten (převzato Kutílek, 1978)

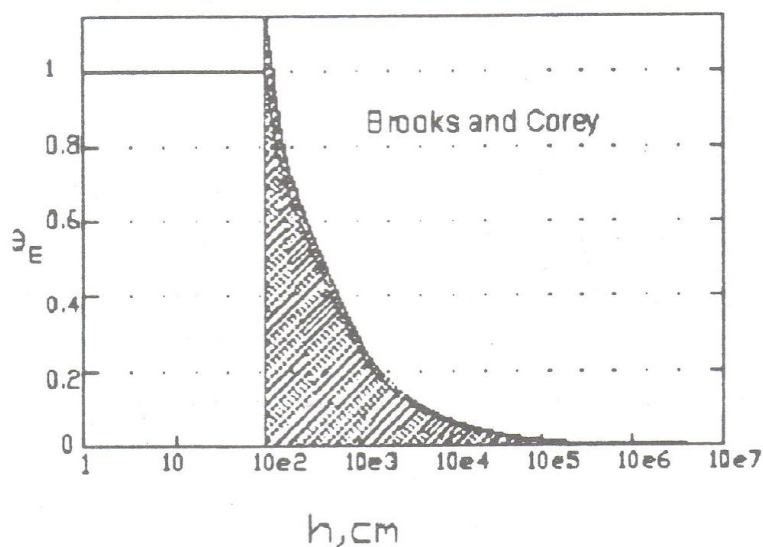
Rovnice Brookse a Coreyho (1964)

$$\theta_e = \left(\frac{H_b}{|h|} \right)^\lambda, \quad h < -H_b$$

$$\theta_e = 1, \quad h \geq -H_b$$

(2.3. 4)

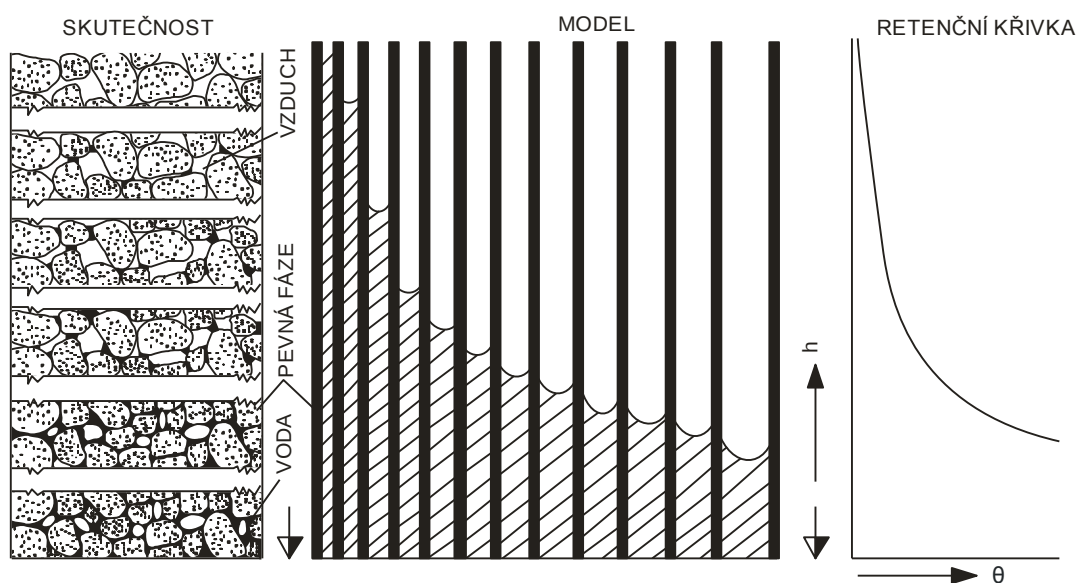
kde H_b a λ jsou parametry, H_b byl původně definován jako probublávající tlak, který je obvykle menší než vstupní hodnota vzduchu H_v .



Obr. 2.3. 2 Retenční čára určená podle Brooks a Corey (převzato Kutílek, 1978)

2.4 TEORIE KAPILÁRNÍHO MODELU

Stanovit hydraulické vodivosti nenasycených půd je velmi obtížné, časově a technicky náročné. Proto se často používá nepřímé stanovení křivky hydraulických vodivostí z průběhu retenční čáry půdní vlhkosti na základě kapilárního modelu, Obr. 2.4.1.



Obr. 2.4. 1 Model rovnoběžných kapilár pro studium retenční čáry (převzato Kameníčková, 2005)

Předpoklady kapilárního modelu jsou::

1. Pevnou fázi tvoří svazek rovnoběžných kapilár kruhového průřezu. Geometrie modelového prostředí je určena distribuční funkcí rozdělení poloměru kapilár $F(r)$.
2. Kapalná fáze proudí v kapilárách laminárně.

Darcyovská rychlost jako funkce poloměru $v(r)$ ve svazku kapilárních trubic, kde r je maximální poloměr kapiláry odpovídající tlakové výšce h v půdním prostředí s pórovitostí P se vyjádří pomocí rovnice

$$v(r) = p \int_0^r u(r) \frac{dF}{dr}(r) dr \quad (2.4. 1)$$

kde $u(r)$ - průřezová rychlost laminárního pohybu vody v kapiláře o poloměru r , který popisuje Hagen-Poiseuilleův zákon

$$e(r) = cr^2 I, c = \frac{\rho g}{8\mu} \quad (2.4. 2)$$

kde c je konstanta, I je hydraulický sklon, μ je dynamická viskozita. Dosazením (4.3.2) do (4.3.1) se získá

$$v(r) = P c I \int_0^r r^2 \frac{dF}{dr}(r) dr \quad (2.4. 3)$$

V analogii s Darcyho zákonem pak platí: jestliže $I=1$, pak $v(r)=K(r)$. Dále pak nahrazením poloměru r dle vztahu $h_k = \frac{2\sigma \cos\gamma}{\rho_w g r}$ obdržíme

$$r = \frac{d}{h_c}, \quad d = \frac{2\sigma \cos\gamma}{\rho_w g} \quad (2.4. 4)$$

vznikne

$$K(h_c) = Pcd^2 \int_{\infty}^{hc} \frac{1}{h^2} \frac{dF}{dh_c}(h_c) dh_c, \quad K(F) = Pcd^2 \int_0^F \frac{dF}{h^2(F)}$$

(2.4. 5)

Za předpokladu, že retenční čára půdní vlhkosti vyjadřuje distribuční funkci velikosti pórů, pak $P=\theta$ a kapilární výška se rovná tlakové výšce vody pak platí

$$K(\theta_e) = cd^2 \theta_s \int_0^{\theta_e} \frac{d\theta_e}{h^2}$$

(2.4. 6)

Protože konstanty c a d je obtížné stanovit, je vhodné definovat relativní hydraulickou vodivost $K_r(\theta_e)$ a tím konstanty eliminovat

$$K_r(\theta_e) = \frac{K(\theta_e)}{K(1)} = \frac{\int_0^{\theta_e} \frac{d\theta_e}{h^2(\theta_e)}}{\int_0^1 \frac{d\theta_e}{h^2(\theta_e)}}$$

(2.4. 7)

kde pro $\theta_e = 1$, $K(1)=K_s$.

Tento vztah vyhovuje předpovědi ve svazku přímých kapilár. Model je třeba přiblížit ke skutečnosti. Vliv zakřivení pórů je obvykle zahrnut přenásobením výrazu empirickým koeficientem θ_e^b , kde b je exponent. V praxi se používají dvě teorie, Burdinova (1953) a Mualemova (1976)

Burdinova teorie

$$K_r(\theta_e) = \frac{K(\theta_e)}{K(1)} = \frac{\int_0^{\theta_e} \frac{d\theta_e}{h^2(\theta_e)}}{\int_0^1 \frac{d\theta_e}{h^2(\theta_e)}}$$

(2.4. 8)

Mualemova teorie

$$K_r(\theta_e) = \theta_e^{0,5} \left(\frac{\int_0^{\theta_e} \frac{d\theta_e}{h^2(\theta_e)}}{\int_0^1 \frac{d\theta_e}{h^2(\theta_e)}} \right)^2$$

(2.4. 9)

2.5 PŘEDPOVĚĎ HYDRAULICKÉ VODIVOSTI

Kombinací vztahů (2.4.8) a (2.4.9) pro relativní hydraulické vodivosti s výrazy (2.4.3) a (2.4.4) popisující retenční čáry půdní vlhkosti vzniknou vztahy pro předpověď relativních hydraulických vodivostí. Vynásobením vztahů změřenou nasycenou hydraulickou vodivostí nenasycených půd

Brooks a Corey

$$K(\theta) = K_s \theta_e^{a\lambda+b}$$

(2.5. 1)

kde

$a = 2, b = 3$ (Burdinův kapilární model),

$a = 2, b = 2,5$ (Mualemův kapilární model).

van Genuchten

$$K_r(\theta_e) = K_s \theta_e^b \left[1 - \left(1 - \theta_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^a, \quad m = 1 - \frac{c}{n}, \quad n > 1$$

(2.5. 2)

kde

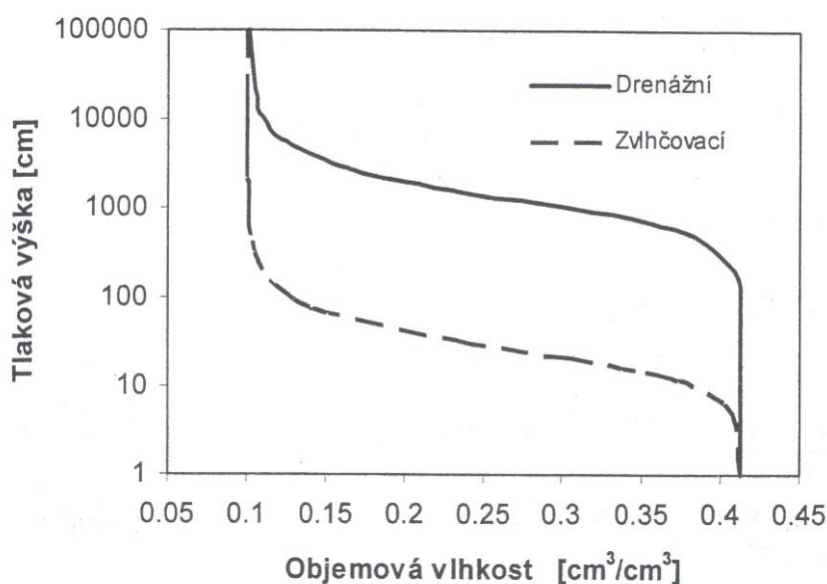
$a = 1, b = 2, c = 2$ (Burdinův kapilární model),

$a = 2, b = 0,5, c = 1$ (Mualemův kapilární model).

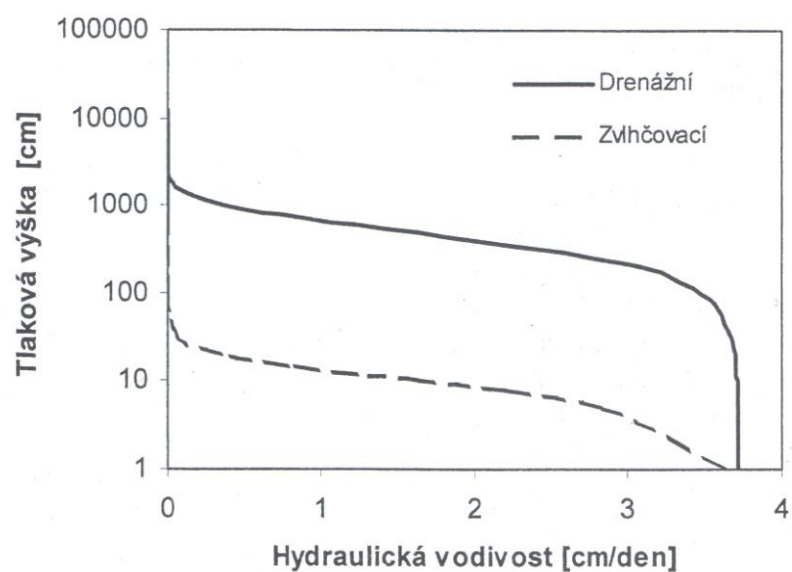
2.6 HYSTEREZE HYDRAULICKÝCH VLASTNOSTÍ

Tvar křivek hydraulických vlastností závisí na tom, zda data byla získána při odvodňování nebo zvlhčování půdního materiálu. Tento jev se nazývá hystereze hydraulických vlastností. V případě retenčních čar půdních vlhkostí $\theta(h)$, pak stejné tlakové výšce odpovídají různé hodnoty vlhkosti a platí, že vlhkost ležící na drenážní větvi je vyšší než vlhkost na zvlhčovací větvi. Podobný vztah platí pro nenasycené hydraulické vodivosti u průběhu drenážních a zvlhčovacích křivek $K(h)$. Průběh drenážních a zvlhčovacích $K(\theta)$ je často považován za stejný tudíž nezatížený hysterezí.

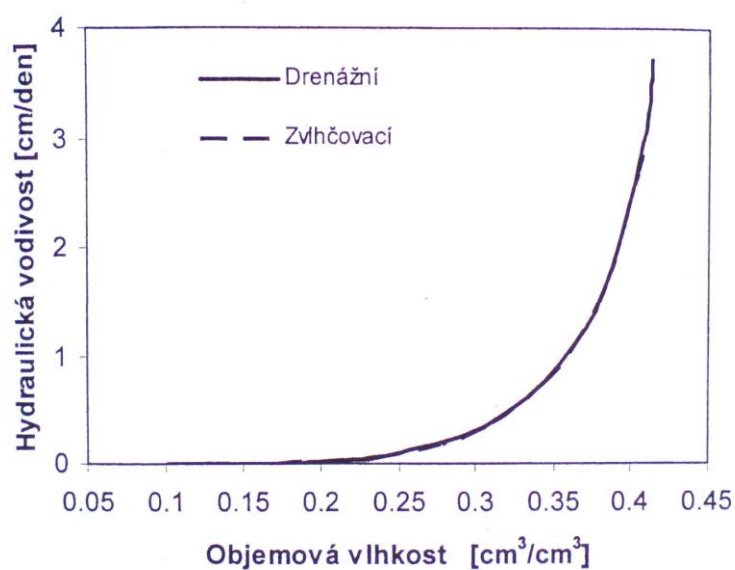
Hystereze udává rozdíl mezi odvodňováním vlhké půdy a zvlhčováním vyschlé půdy. Tento jev způsobují hlavně kapilární síly působící při odvodňování a vysušování vzorku. Vzduch, který nemá kudy unikat z půdy, je uzavřen v pórech. Nestejnorodost jednotlivých pórů, jejich rozdílný průměr a délka mají za příčinu nepřesnosti. Z tohoto důvodu není možné považovat retenční čáru jako výchozí ukazatel pro určení vlhkostního potenciálu. Musíme se vždy podle využití půdy přiklonit k jednomu ze stavů působení kapilárních sil.



Obr. 2.6. 1 Průběh drenážní a zvlhčovací retenční čáry půdních vlhkostí $\theta(h)$ (převzato Kodešová, 2005)



Obr. 2.6. 2 Průběh drenážní a zvlhčovací křivky hydraulických vodivostí $K(h)$ (převzato Kodešová, 2005)



Obr. 2.6. 3 Průběh drenážní a zvlhčovací křivky hydraulických vodivostí $K(\theta)$ (převzato Kodešová, 2005)

3 ZÁVĚR

Hydraulické charakteristiky a úrodnost půdy jsou přímo závislé na vývoji struktury v povrchovém horizontu (ornice). Struktura půdy zásadně ovlivňuje infiltraci srážkových vod. Půdy s dobře vyvinutou strukturou pomaleji ztrácejí infiltrační schopnost. U strukturních půd je prvotní infiltrace rychlá a zpozdolna se zpomaluje, u nestrukturní půdy je prvotní infiltrace pomalejší a velmi rychle se snižuje. Z tohoto důvodu se vytvoří u nestrukturní půdy na povrchu půdy tenká a špatně propustná vrstva (krusta) vlivem rozpadu pseudoagregátů. Z této vrstvy nesnadno uniká vzduch obsažený v pórech, což výrazně snižuje rychlost infiltrace. Voda z takovýchto půd povrchově odtéká a nedostatečně zvlhčuje hlubší horizont. Tento problém ještě umocňují souvislé kapilární póry, které odsávají vlhkost z hlubších horizontů směrem k povrchu, kde vzniká větší množství výparu.

U strukturních půd jsou kapiláry přerušené výskytem strukturních agregátů, to má pak za následek jen pozvolné vysušování půdy v hlubších horizontech. Strukturní půda má lepší poměr mezi póry kapilárními (vyplněnými vodou) a nekapilárními (vyplněnými vzduchem). Z tohoto důvodu jsou strukturní půdy méně náchylné k zamokření srážkovou vodou ve vlhkém období a k redukčním procesům. Vlivem všech výše uvedených nepříznivých vlivů nestrukturní půda rychleji degraduje než je tomu u strukturních půd. Z toho vyplývá, že strukturní půdy jsou ze zemědělského hlediska více úrodné, mají nižší povrchový odtok, lepší příjem vody do půdního profilu, lépe zadržuje vodu a mají zásadní vliv i na protipovodňovou ochranu.

Struktura půdy se zásadně mění obděláváním půdy a druhem pěstovaných plodin. Agregáty vystavené povětrnostním vlivům jsou mechanicky rozrušovány a půda postupně ztrácí své dobré vlastnosti. Této skutečnosti se dá do jisté míry zabránit správnou volbou pěstovaných plodin a technologií zpracování půdy.

4 POUŽITÁ LITERATURA

- [1] BARTLOVÁ, J, a kol., 2009: Vliv zpracování půdy na stabilitu půdních agregátů: Konference Brno.
- [2] České vysoké učení technické. [online]. [cit. 2012-05-22]. Dostupné z: <http://ceg.fsv.cvut.cz/vyzkum/zkousky/hydrofyzikalni-vlastnosti/propustomer.gif/view>
- [3] Encyklopedie vševěd: propustnost hornin a půdy. [online]. [cit. 2012-05-22]. Dostupné z: <http://encyklopedie.vseved.cz/propustnost+hornin+a+pudy>
- [4] HILLER, D., 1998: Environmental Soil Physics. Academic Press, San Diego, USA
- [5] KAMENÍČKOVÁ, I., 2005: Vodní hospodářství krajiny I: Pedologie. 1. vyd. Brno: VUT FAST.
- [6] KODEŠOVÁ, R., 2005: Modelování v pedologii. 1. vyd. V Praze: Česká zemědělská univerzita, Katedra pedologie a geologie FAPPZ, 150 s. ISBN 80-213-1347-1.
- [7] KUTÍLEK, M., 1978: Vodohospodářská pedologie. 2. přeprac. vyd. Praha: SNTL, 295 s. ISBN 80-213-1347-1.
- [8] KUTÍLEK, M., 1984: Vlhkost pórovitých materiálů. 1. vyd. Praha: SNTL, 211 s.
- [9] KUTÍLEK, M., a kol., 2000: Hydropedologie 10. Vyd. 2., přeprac. Praha: České vysoké učení technické, 67 s. ISBN 80-010-2237-4.
- [10] KUTÍLEK, M., a kol., 2004: Hydropedologie. 3. vydání ed. ČVUT, Praha.
- [11] MATULA, S., a kol., 1989: Hydropedologie - praktikum. první vydání ed. České vysoké učení technické, Praha.
- [12] MATULA, S., a kol., 1997: A simple pressure infiltrometer for determination of soil hydraulic properties by in situ infiltration measurements. Rostlinná výroba/Plant Production 43:405-413.

- [13] MATULA, S., a kol., 2010: Předpovědní půdně-agrohydrologické modely retence vody v půdě v ČR a jejich integrace do databází zemí EU. Redakčně upravená závěrečná zpráva. Praha.
- [14] NĚMEČEK, J., 1981: Základní diagnostické znaky a klasifikace půd ČSR. 1. vyd. Praha: Academia, 106 s.
- [15] TOMÁŠEK, M., 2003: Půdy České republiky. 3. vyd. Praha: Česká geologická služba, 67 s. ISBN 80-707-5607-1.

SEZNAM TABULEK

Tabulka 1.2. 1 Zdánlivé hustoty půdních částic nejčastěji se vyskytujících hornin v půdě (převzato

Kutílek, 1978)..... 28

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1.1. 1 Práškovitá struktura (převzato Tomášek, 2003).....	15
Obr. 1.1. 2 Zrnitá struktura (převzato Tomášek, 2003)	15
Obr. 1.1. 3 Drobtová struktura (převzato Tomášek, 2003)	16
Obr. 1.1. 4 Hrudkovitá struktura (převzato Tomášek, 2003).....	16
Obr. 1.1. 5 Hrudovitá struktura (převzato Tomášek, 2003)	17
Obr. 1.1. 6 Kostková struktura (převzato Tomášek, 2003).....	17
Obr. 1.1. 7 Kostečková struktura (převzato Tomášek, 2003)	18
Obr. 1.1. 8 Hrubě polyedrická struktura (převzato Tomášek, 2003)	18
Obr. 1.1. 9 Polyedrická struktura (převzato Tomášek, 2003)	19
Obr. 1.1. 10 Drobně polyedrická struktura (převzato Tomášek, 2003)	19
Obr. 1.1. 11 Hrubě prizmatická struktura (převzato Tomášek, 2003)	20
Obr. 1.1. 12 Prizmatická struktura (převzato Tomášek, 2003)	20
Obr. 1.1. 13 Drobně prizmatická struktura (převzato Tomášek, 2003)	21
Obr. 1.1. 14 Sloupcovitá struktura (převzato Tomášek, 2003)	21
Obr. 1.1. 15 Deskovitá struktura (převzato Tomášek, 2003).....	22
Obr. 1.1. 16 Destičkovitá struktura (převzato Tomášek, 2003).....	22
Obr. 1.1. 17 Lístkovitá struktura (převzato Tomášek, 2003)	23
Obr. 1.1. 18 Čáry agregace stanovené přesíváním za sucha a za mokra (převzato Kutílek, 1978)	24
Obr. 1.1. 19 Mikro-morfologické snímky půdní struktury (převzato Němeček, 1981)	25
Obr. 1.1. 20 Model půdní struktury získaný pomocí počítačové tomografie (převzato Kodešová, 2005)	26
Obr. 2.1. 1 Závislost retenční čáry na struktuře půdy-vlevo a na textuře půdy – vpravo (převzato Hillel, 1998)	30
Obr. 2.1. 2 Přetlakový aparát (převzato Kodešová, 2005)	31
Obr. 2.1. 3 Pískový tank (převzato Kodešová, 2005).....	31
Obr. 2.1. 4 Tempská cela (převzato Kodešová, 2005)	32
Obr. 2.1. 5 Schéma terénního měření retenční čáry (převzato Kodešová, 2005)	33
Obr. 2.2. 1 Propustoměr s proměnným spádem (převzato Matula, 1989).....	36
Obr. 2.2. 2 Propustoměr s konstantním spádem (převzato Matula, 1989)	37
Obr. 2.2. 3 Jednosondová metoda (převzato Kutílek, 2004)	39
Obr. 2.2. 4 Infiltrační pokus (převzato Kutílek, 1978)	40
Obr. 2.2. 5 Guelphský permeametr (převzato Matula, 1989)	41

Obr. 2.2. 6 Tlakový permeametr (převzato Matula a Kozáková, 1997)	43
Obr. 2.2. 7 Závislost nenasyčené hydraulické vodivosti K na záporné tlakové výšce nebo vlhkosti (převzato Kutílek, 1978).....	44
Obr. 2.2. 8 Crust metoda (převzato Kodešová, 2005)	45
Obr. 2.2. 9 Evaporační metoda (převzato Kodešová, 2005)	46
Obr. 2.2. 10 Diskový permeametr (převzato Kodešová, 2005).....	47
Obr. 2.2. 11 Infiltrometr využívající jeden infiltrační disk a jednu tenzi (převzato Matula, 2010)	47
Obr. 2.2. 12 Infiltrometr využívající dvou disků a jedné tenze (převzato Matula, 2010)	48
Obr. 2.2. 13 Tenzní infiltroměry SMS s odnímatelným diskem průměru 20cm (vlevo) a s diskem průměru 8cm (vpravo) (převzato Matula, 2010)	48
Obr. 2.3. 1 Retenční čára určená podle van Genuchten (převzato Kutílek, 1978)	50
Obr. 2.3. 2 Retenční čára určená podle Brooks a Corey (převzato Kutílek, 1978)	51
Obr. 2.4. 1 Model rovnoběžných kapilár pro studium retenční čáry (převzato Kameníčková, 2005)	51
Obr. 2.6. 1 Průběh drenážní a zvlhčovací retenční čáry půdních vlhkostí $\theta(h)$ (převzato Kodešová, 2005)	55
Obr. 2.6. 2 Průběh drenážní a zvlhčovací křivky hydraulických vodivostí $K(h)$ (převzato Kodešová, 2005)	56
Obr. 2.6. 3 Průběh drenážní a zvlhčovací křivky hydraulických vodivostí $K(\theta)$ (převzato Kodešová, 2005)	56