

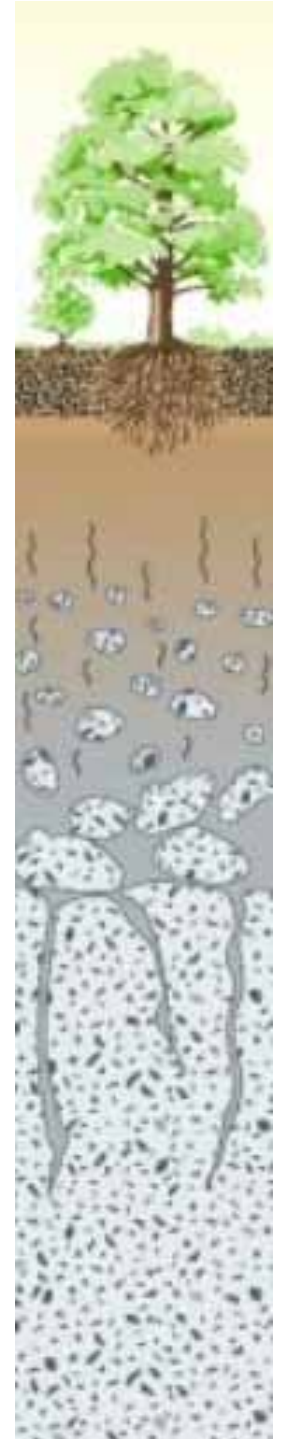
Hydropedologie

Přednáška 10

Elementární procesy:

infiltrace, redistribuce, výpar,
transpirace rostlin – hydrolimity

Teplotní režim půd



Elementární hydrologické procesy

V přírodě se půdní hydrologické procesy vyskytují většinou současně, pro přehlednost budou popsány zvlášť

Elementární hydrologické procesy:

- **infiltrace** vody do půdního profilu,
- **redistribuce** následující po infiltraci,
- **drenáž** k hladině podzemní vody po infiltraci,
- **výpar** z holé půdy a
- **evapotranspirace** (výpar a odběr vody rostlinami)

Kromě infiltrace a redistribuce všechny ostatní procesy ochuzují půdní profil o vodu.

*Z dlouhodobého hlediska lze hovořit o **hydrologickém režimu půd**.*

Elementární hydrologické procesy

znalosti pocházejí z experimentů nebo z matematického řešení proudění vody – (modelování, simulací)

matematické metody jsou buď **analytické** nebo **numerické**, nutná definice počáteční a okrajové podmínky

jednotlivé elementární procesy se od sebe liší právě **počátečními a okrajovými podmínkami (PP, OP)**

časté je **jednorozměrné vertikální zjednodušení**,

- kdy se ve vrchním a spodním bodu vertikály def. OP
- v celém profilu pak definována PP

Elementární hydrologické procesy

- **Richardsova rovnice** je nelineární parciální diferenciální rovnice parabolického typu
- její **analytická řešení v uzavřené formě** jsou velmi náročná a **omezená** na pro velmi omezený počet problémů se zjednodušujícími předpoklady a s velmi jednoduchými okrajovými podmínkami
- tyto problémy se zřídka vyskytují ve vodohospodářské a hydrologické praxi
- v přírodě -> problémy s **netriviálními** okrajovými podmínkami ve zvrstveném a heterogenním půdním profilu ->
- řešení pomocí adekvátních rovnic a **numerických metod** jejich řešení
- *řešení v krocích - nové rozdělení vlhkosti, nebo sacího tlaku a následně proudění vody*

Infiltrace do půdního profilu

průtok vody přes topografický povrch do půdy nazýváme **infiltrace** a rychlost tohoto průtoku je **rychlost infiltrace v** .

celkové množství zasáklé vody je **kumulativní infiltrace I [L]** - jako celková srážka nebo výpar v délkové míře, často v cm.

Infiltrace může být **stacionární** a **nestacionární** tzn. infiltrační rychlost není (nebo je proměnlivá v čase)



Stacionární infiltrace

rychlost infiltrace na povrchu

$v = \text{konst.}$

Ize představit jako dlouhodobou srážku o konstantní intenzitě v [L/T]

na spodním okraji je hladina podzemní vody (hpv) na

konstantní úrovni

$$\text{hpv} \sim z = 0, h = 0.$$

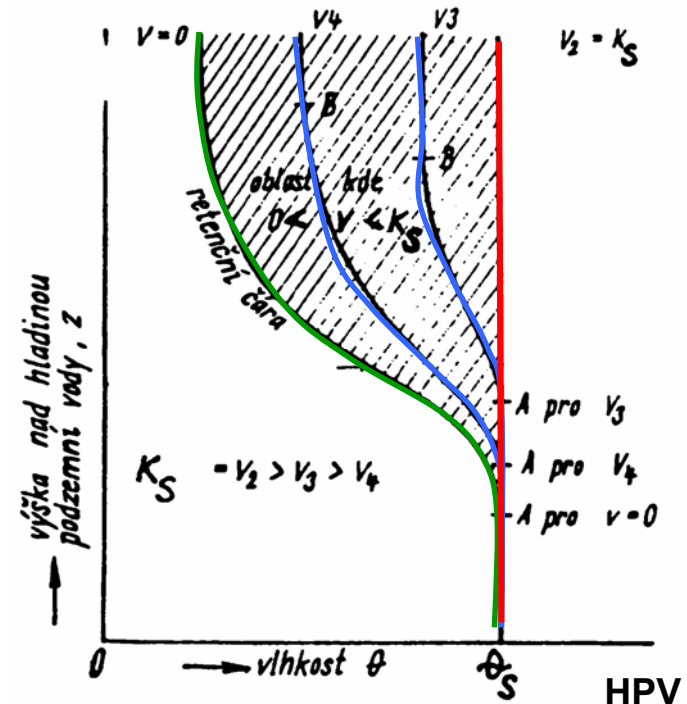
na topografickém povrchu

$$z = Z \text{ je } h = h_z,$$

$v < 0$ – proudění proti zavedené ose z

pro rovnici Darcyho-Buckinghamama platí

$$v = -K(h) \frac{dH}{dz}$$



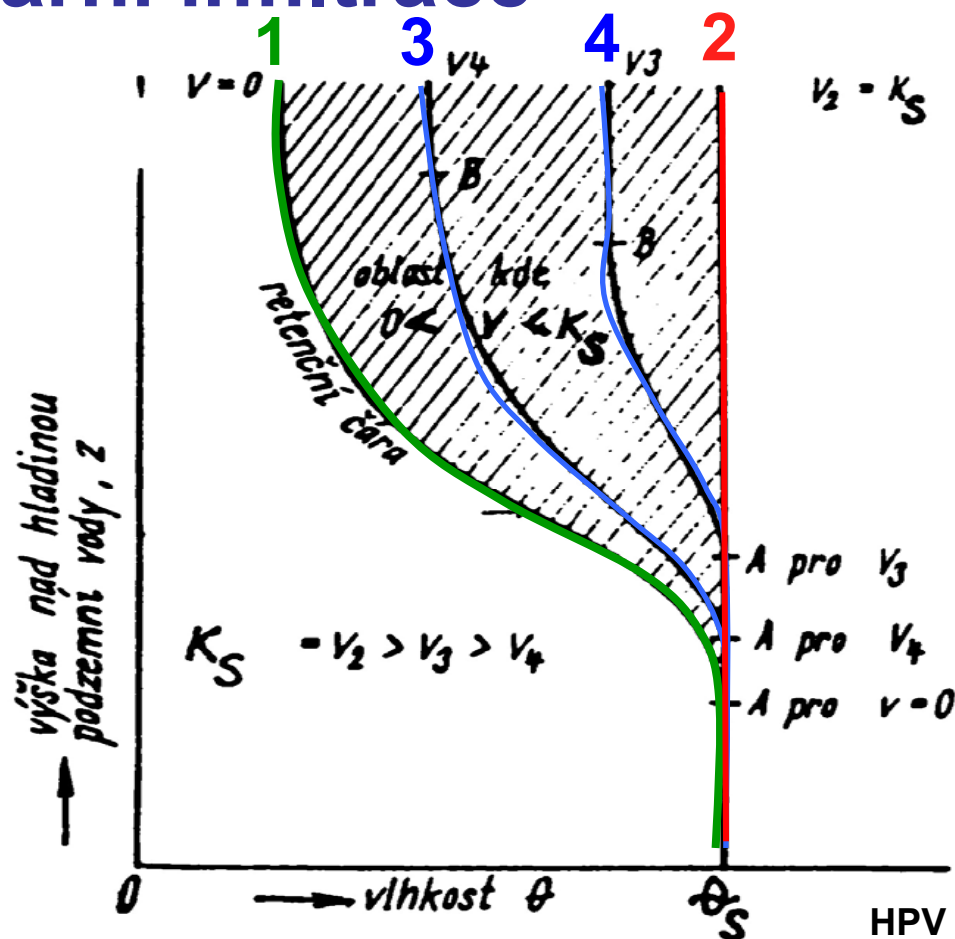
vlhkostní profily pro
 nenasycenou, limitně pak
 nasycenou infiltraci

Stacionární infiltrace

- 1. $v=0$, $h_c=-z$, rovnovážný stav, voda neproudí, $dH/dz = 0$ je, $H=\text{konst}$ vztah $z - \theta$ odpovídá **ret. křivce**

- 2. $v = K_s$, $\theta=\theta_s$, $h_c = 0$, proudění při jednotkovém gradientu potenciálu, $H=z$

- všechny stavy pro $v=\text{konst}$ a $0 < |v| < K_s$, např. stavy č.3 a 4 jsou formou stacionární infiltrace, θ je v rozmezí stavů 1 a 2



v obecném bodě B, pro rychlost platí že $v = -K(\theta_B)$
 zóna A – nasycení se zvětšuje se zvyšující se rychlostí

Nestacionární infiltrace

v $t = 0$ se **změní** na horním okraji **okrajová podmínka**

2 případy:

Infiltrace při Dirichletově (tlakové) okrajové podmínce, DOP

- pro $t \geq 0$ na se na povrchu změní **tlaková výška**
- v přírodě nejčastěji zatopení povrchu vodou ($h_c=0$) = **výtopa**
- při experimentech může být nastavena i určitá sací tlaková výška

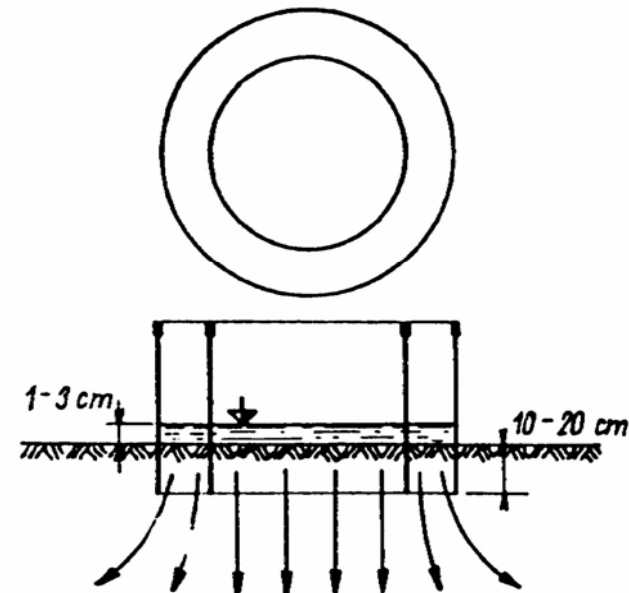
Infiltrace při Neumanově (tokové) okrajové podmínce, NOP

- pro $t \geq 0$ je povrch skrápěn předepsaným tokem vody
- v reálné situaci např. závlaha postřikem, srážky

Infiltrační pokus – dvouválcová metoda

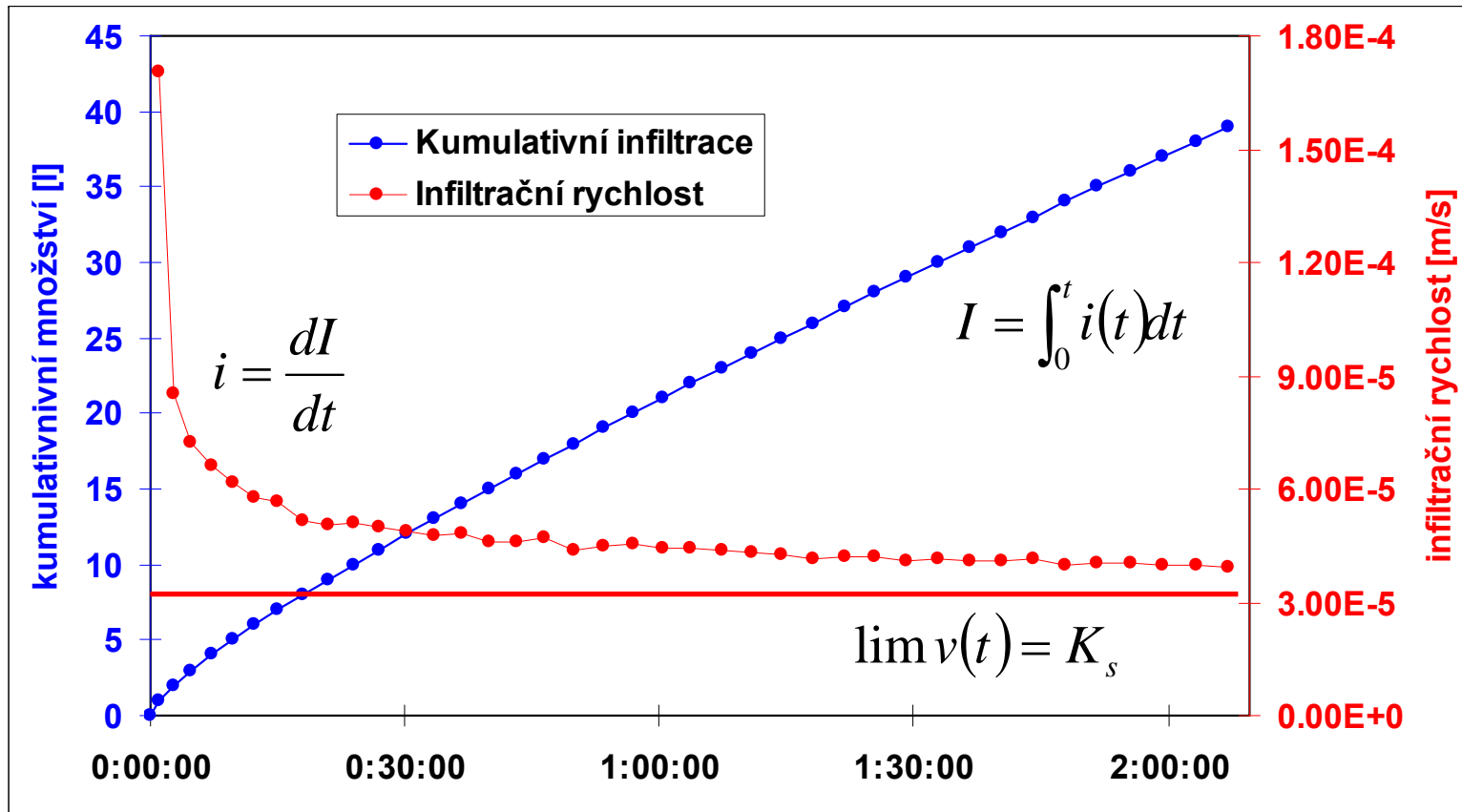
postup pro 1D (jednodimenzionální) infiltraci:

- **Soustředné válce** zapuštěné do půdy
- Povrch půdy uvnitř menšího válce opatříme **hrotem** (hřebíkem)
- V čase $t = 0$ **zalití vnitř. válce** a **mezikruží vodou**, zatopení hrotu
- Po **poklesu hladiny** uvnitř vnitřního válce **na úroveň špičky hrotu**, **dolítí známé dávky** vody
- **Opakováním postupu** se hladina udržuje na kvazi stálé úrovni
- Zaznamenávají se časy vynoření hrotu a objem dávek
- **Ze záznamů časů a objemů a známé plochy vnitřního válce lze snadno spočítat časové průběhy infiltrační rychlosti a kumul. infiltrace**



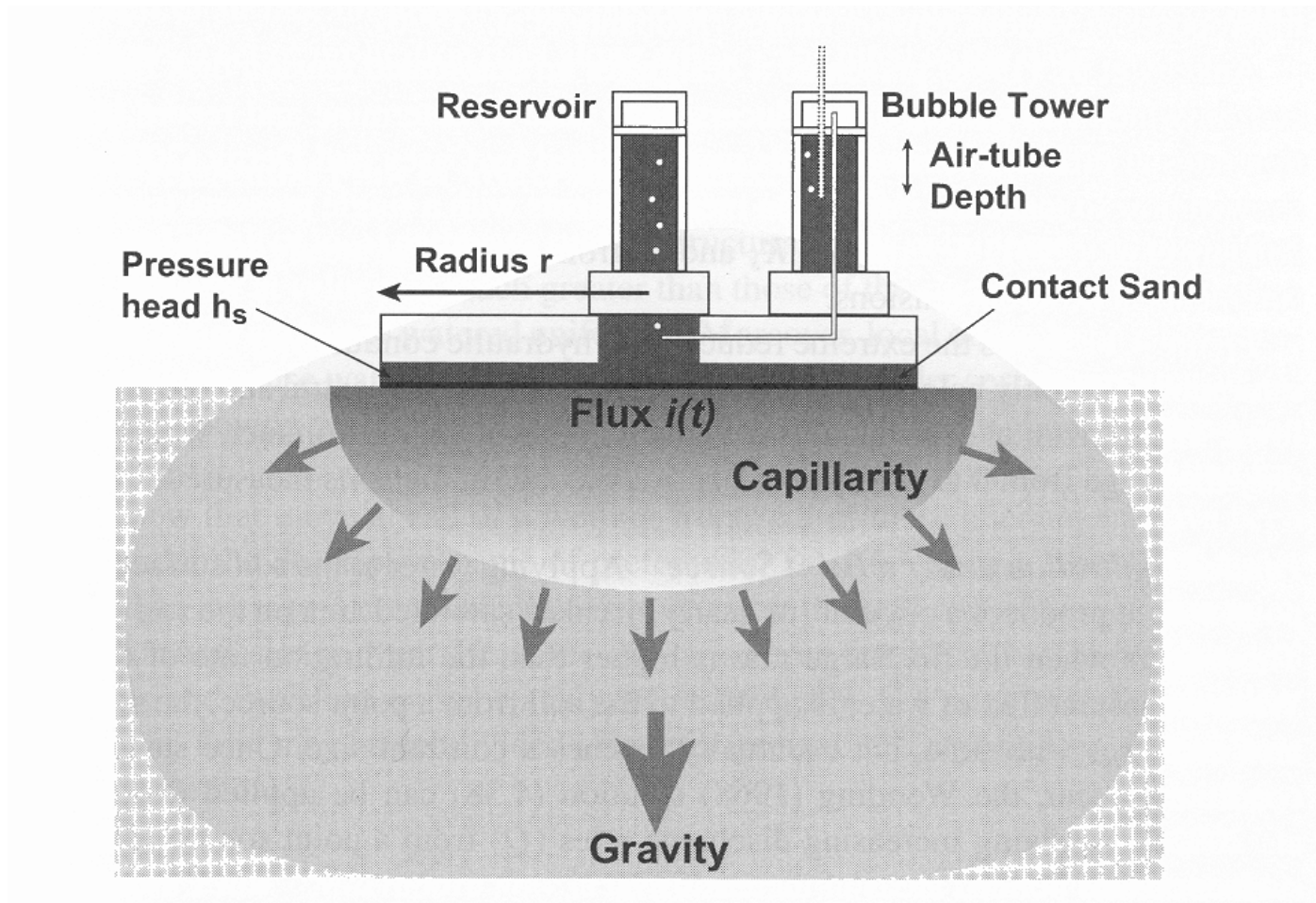
Infiltrační pokus – dvouválcová metoda

infiltrační rychlost se během pokusu ustaluje - z počátečního nenasyceného stavu postupně sytíme vodou poloprostor pod válcem zvyšujeme θ až θ_s na a dosahujeme k proudění při **jednotkovém gradientu** Pro t blíží se limitně nule platí $i(t) \rightarrow \infty$. Pro velmi dlouhý čas, teoreticky pro $t \rightarrow \infty$ je $v \rightarrow K_s$.



Infiltrační pokus – diskový infiltrometr

infiltrační pokus lze též provádět s diskovým infiltrometrem pro nasycené i nenasycené proudění,
princip experimentu a jeho výsledky zůstávají stejné, provedení je odlišné



Infiltrační pokus – diskový infiltrometr



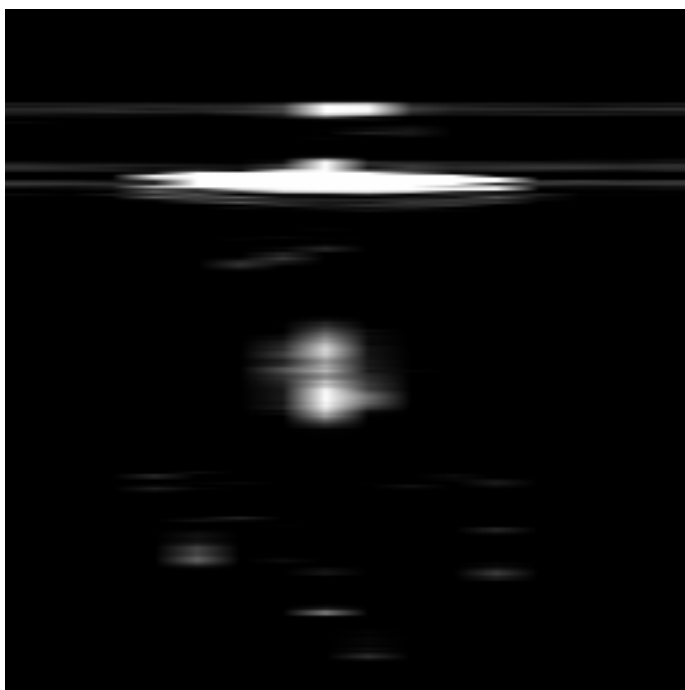
***podtlakovým diskový
infiltrometr***

***v terénu – měření rychlosti
ustálené infiltrace v
závislosti na nastaveném
podtlaku v disku***

***Pod diskem předpokládáme
jednotkový gradient
potenciálu***

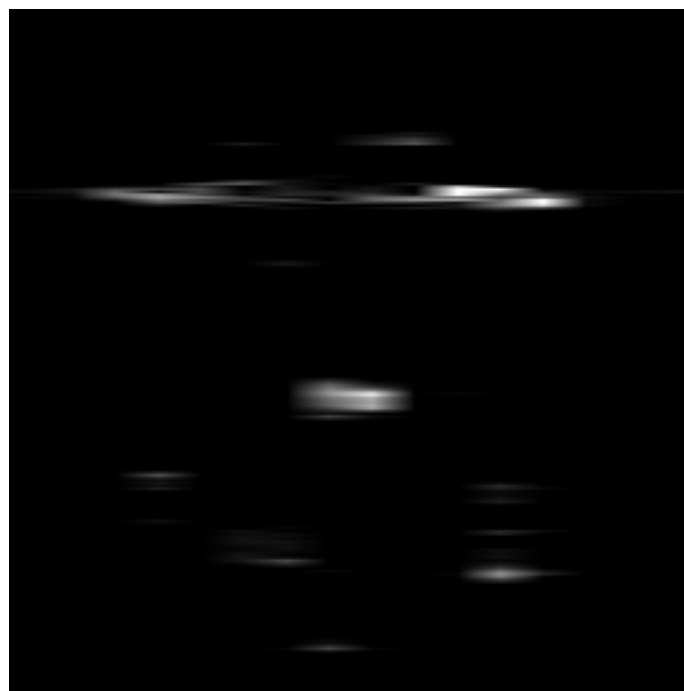
Infiltrační pokus na neporušeném vzorku (snímkováno MRI)

Podtlaková infiltrace



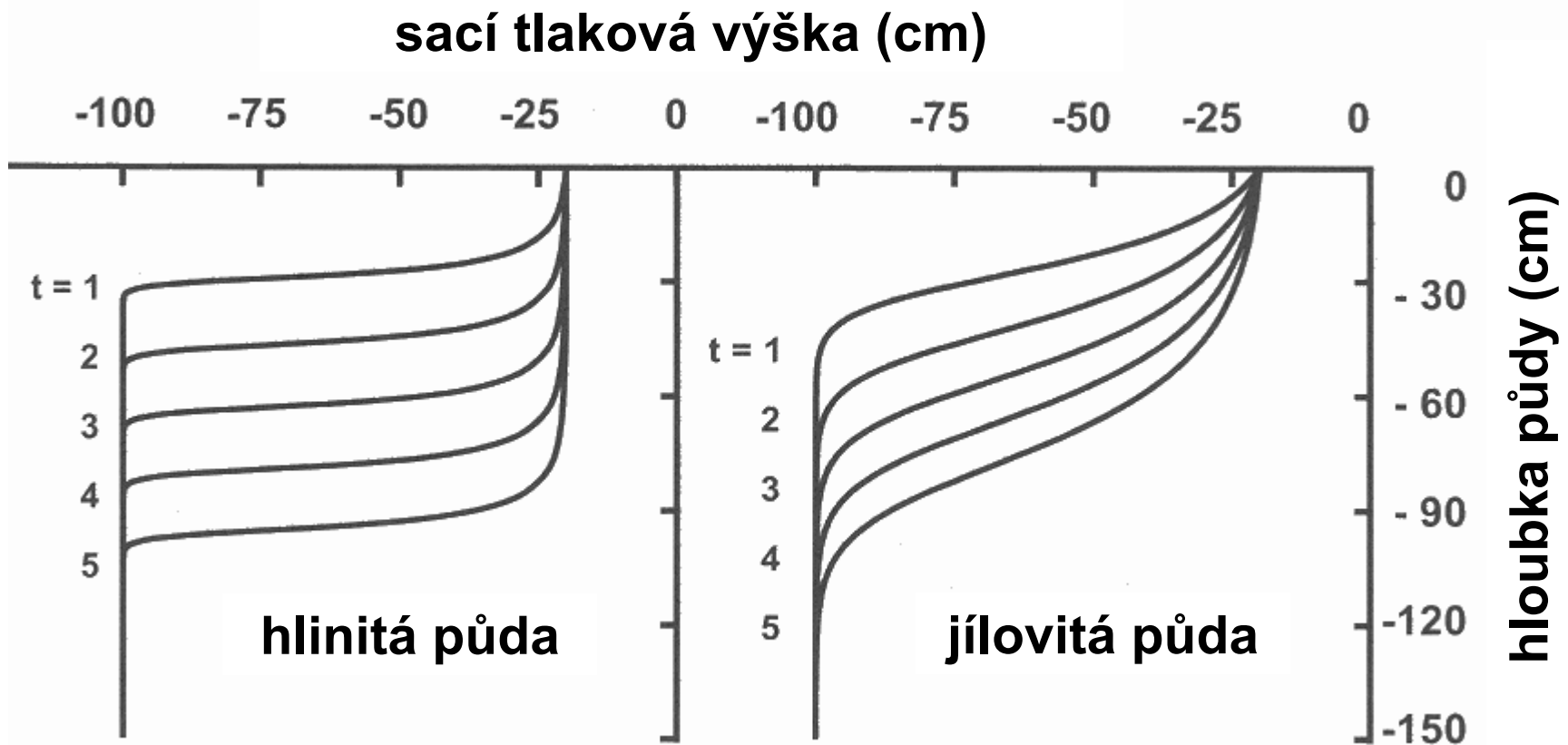
čas
0 min
↓
77 min

Výtopová infiltrace



Infiltrační pokus

voda v (homogenním) profilu vytváří “píst” při pohybu směrem dolů
Oblast se strmým nárůstem vlhkosti je tzv. **čelo zvlhčení**

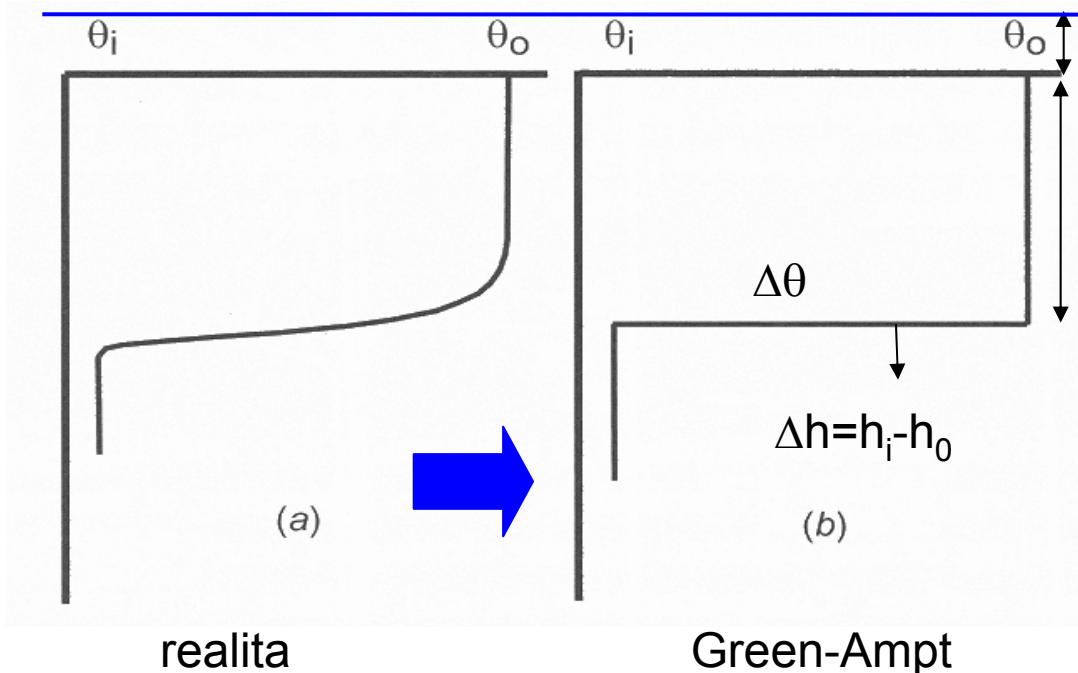


Infiltrace – Green-Ampt

Green a Ampt zjednodušili skutečný vlhkostní profil při infiltraci na obdélníkový.

Čelo zvlhčení se objevuje náhle, pod ním je $\theta = \theta_i$, nad ním je $\theta = \theta_o$

V horní nasycené části platí Darcyho rovnice, problém je redukován na řešení nasyceného proudění při $L_f(t)$:



$$i = K_0 \frac{h_o + L_f(t) - h_i}{L_f(t)}$$

$$i \approx \Delta\theta \sqrt{\frac{D_0}{2t}} \quad D_0 = K_0 \frac{\Delta h}{\Delta\theta}$$

$$i \approx K_0$$

dlouho-
době

krátkobě

Infiltrace – Philipovo řešení

řešení **diferenciální Richardsovy rovnice v difuzním tvaru** pro infiltraci provedl Philip
výsledkem po **zanedbání vyšších členů nekonečného rozvoje** vyjma prvních získáme pro jednorozměrné vertikální proudění:

$$I = S.t^{\frac{1}{2}} + At \quad \text{a} \quad i = \frac{1}{2} S.t^{-\frac{1}{2}} + A$$

kde **S je sorptivita (cm.min^{-1/2})** – “žíznivost půdy”, množství vody zainfiltrované na počátku horizontální infiltrace za první časovou jednotku. Závisí na θ_i a θ_0

odhad: $A = m.K_s$, kde $m \approx 2/3$, někdy je však až $m = 0,2$.

“horizontální infiltrace” –bez gravitačního členu a pro vertikální infiltraci-s gravitačním členem,

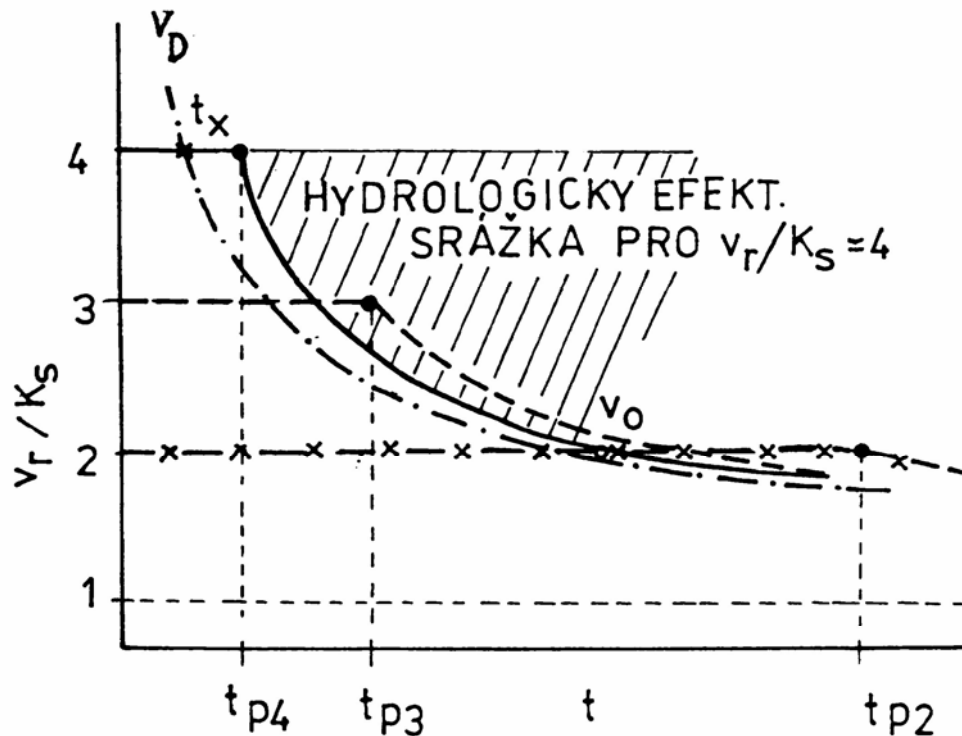
Infiltrace – efektivní srážka

obecně vlhkost při infiltraci srážky postupně stoupá.

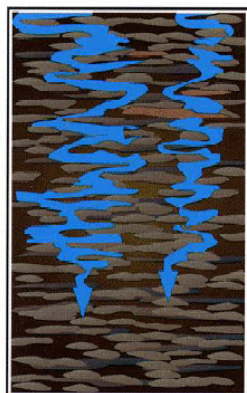
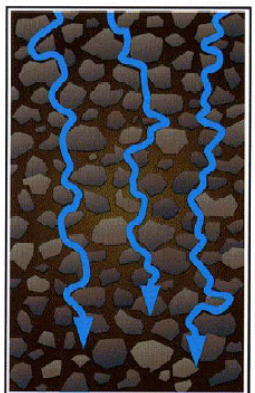
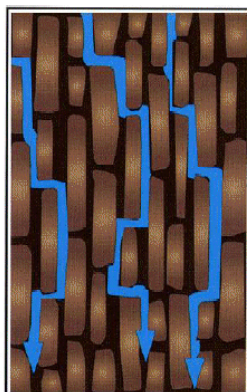
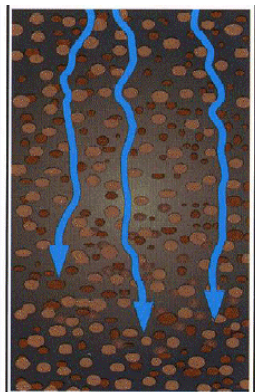
při intenzitě srážky vyšší než K_s , a/nebo pokud je půdní profil nasycen ($\theta = \theta_s$) dochází k výtopě vody na terén → **povrchový odtok**

výtopa nastává při tokové Neumannově okrajové podmínce (NOP) nebo při Dirichletově tlakové okrajové podmínce (DOP)

(po čase je vyčerpána infiltrační kapacita půdního profilu a dochází k výtopě (šrafa))

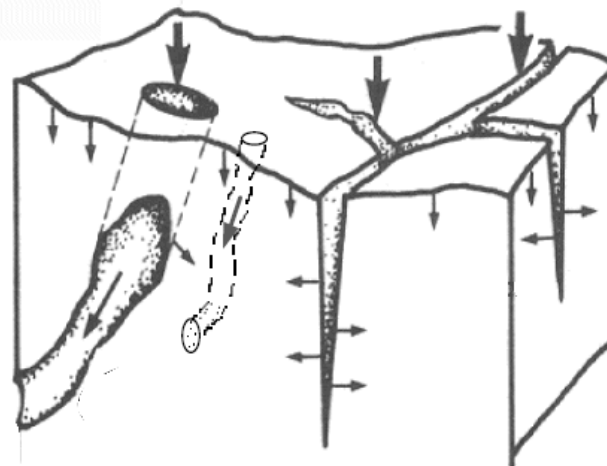


Infiltrace – preferenční proudění



procesy v přírodním prostředí nikdy neprobíhají v ideálním homogenním a izotropním prostředí často se jedná o tzv. preferenční proudění, které se většinou **neodehrává** podle Richardsovy rovnice (proudění v puklinách, kořenových kanálcích, cestách živočichů (žížaly, krtci...), zvlhčeném prostředí na úlomcích skeletu, vodoodpudivých půdách - finger flow)– **INŽENÝRSKÁ HYDROPEDOLOGIE**

v horninovém prostředí je to proudění v prasklinách a geologických zlomech

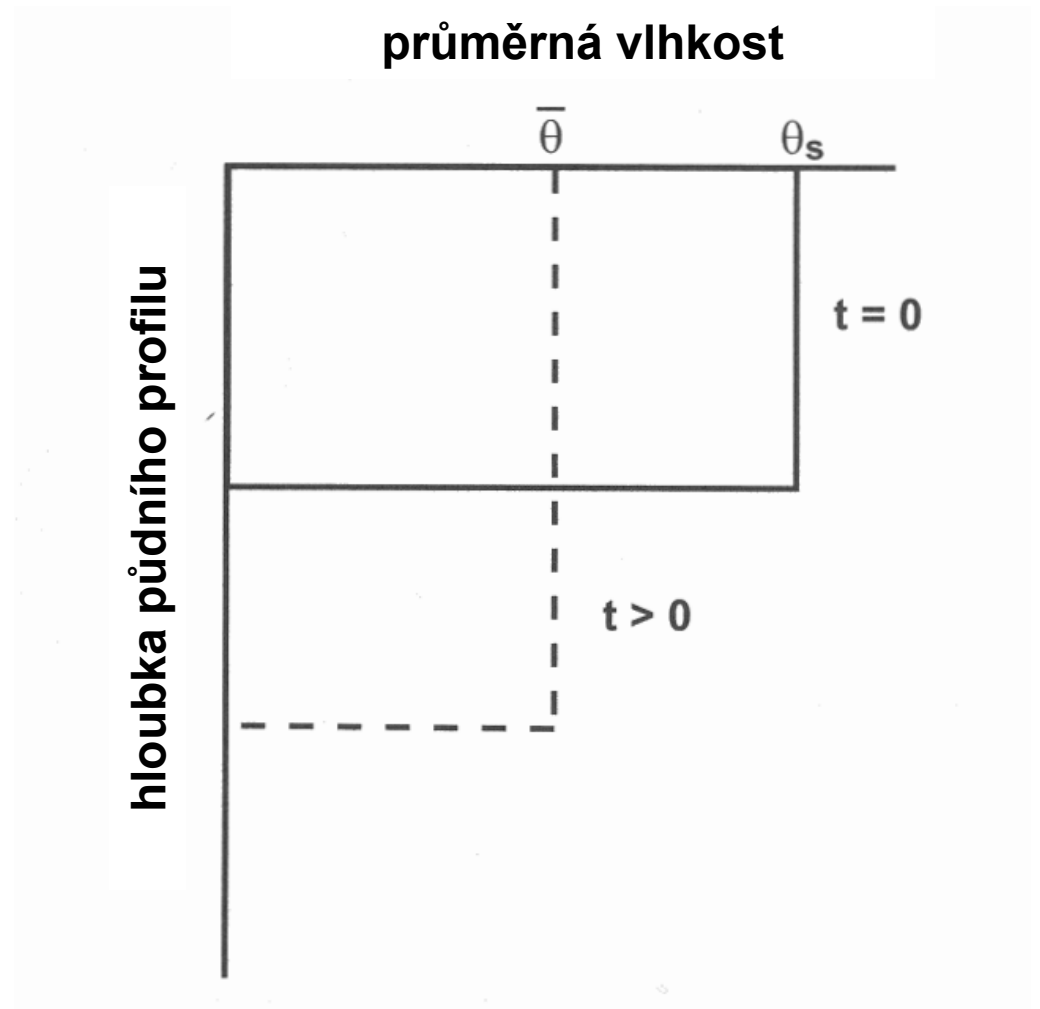


Redistribuce a drenáž po infiltraci

- po skončení infiltrace vody (ze srážky, závlahy) je půda prosycena do určité hloubky L vodou
- redistribuce je podobná infiltraci - do hloubky posouvá čelo zvlhčení
- zdrojem vody je ale jen provlhčená vrchní vrstva
- celkem rovnoměrně se snižuje vlhkost ve vrchní, původně provlhčené vrstvě.
- s postupem času klesá gradient potenciálu, což byla hnací síla procesu
- oba jevy způsobují pokles rychlosti redistribuce s časem

Redistribuce a drenáž po infiltraci

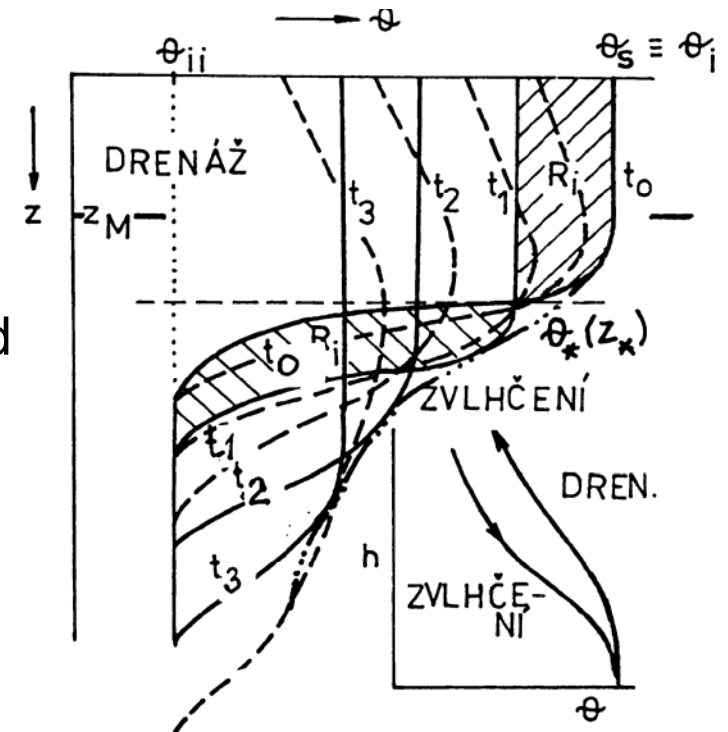
- v čase t_0 se vytvořil po skončení infiltrace obdélníkový profil vlhkosti – *plná čára*
- v čase $t_1 > t_0$ ($t_0 > 0$) se snížila vlhkost o odteklý objem vody a se zvlhčila část bezprostředně pod čelem zvlhčení – *čárkovaná čára*



Redistribuce a drenáž po infiltraci

- $dr = ir$, kde dr je množství vody při redistribuci drénované, ir množství vody při redistribuci infiltrující do podloží.
- na každé úrovni nejprve vzrůstá θ_i a klesá tlaková výška h až na maximální hodnotu θ^* resp. h^* .
- potom obě hodnoty klesají – obalová čára spojuje dosažená maxima θ^*
- ve vrchní části je tato čára shodná s infiltrační čarou.
- každé hodnotě θ^* odpovídá určité z^*
- nad bodem z^* , probíhá pouze drenáž, pod ním pouze zvlhčení.
- z^* je rovina přechodu obou procesů
- tato rovina postupuje dolů, rychlost jejího postupu se s časem snižuje

kvůli hysterezi retenční křivky lze řešit pouze numericky



Hydrolimity - polní kapacita θ_{PK}

- na úrovni z_M vlhkost v průběhu redistribuce, obdržíme po několika dnech dnech vlhkost prakticky konstantní v čase
- tato vlhkost se nazývá polní kapacita θ_{PK} .
- jedná se o orientační vlhkost, poté co oteče voda hnaná gravitačními silami
- není to hodnota konstantní, závisí na mocnosti převlhčené půdy po infiltraci, na heterogenitě profilu a na vlhkosti před infiltrací.
- čím je počáteční vlhkost předcházející infiltraci větší, tím je také vyšší polní kapacita
- „charakteristické“ vlhkosti se stanovují na neporušených vzorcích metodami napodobujícími terénní pokus (nasycení a odsávání na filtračním papíru),
- v přetlakovém aparátu se uvažuje vlhkost odpovídající 1/3 baru - 330 cm tlakové výšky.

Výpar vody z půdy

Výpar vody z holé půdy je relativně jednoduchým procesem ztráty vody do atmosféry

3 části výparu

1. **Transport vody k výparnému povrchu** - na topografickém povrchu, nebo uvnitř půdy blízko topografického povrchu (difuze vodních par – pomalý proces)
- vysušená vrstva půdy působí silný hydraulický odpor, nízká vlhkost = nízká hydr. vodivost, pomalý transport vody z půdy
2. **Fázová změna kapalné vody ve vodní páru.**
3. **Transfer vodní páry do vyšších vrstev atmosféry** (simultánní transport hmoty a energie)

zjednodušující předpoklad: výpar z půdy plně nasycené vodou je stejný jako výpar z volné vodní hladiny – izotermní proces

Stacionární výpar z homogenní půdy

při neměnných vnějších atmosférických podmínkách a hladiny podzemní vody na konstantní úrovni - stacionární proudění vody od hladiny podzemní vody k povrchu půdy a do atmosféry

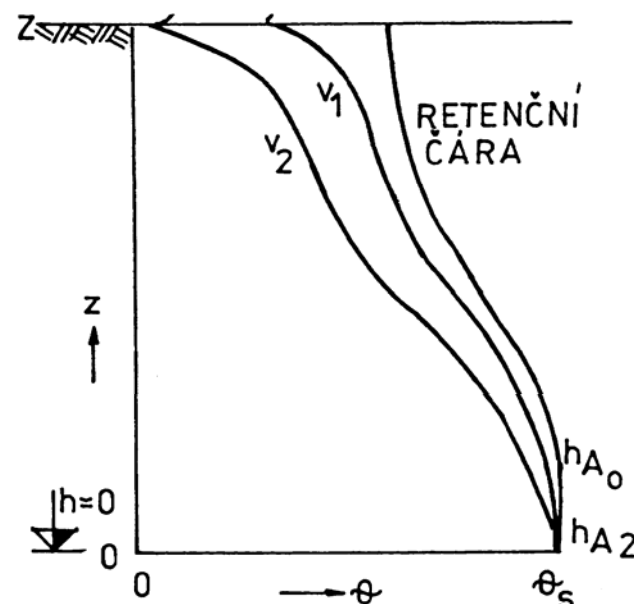
výpar je jednotkově rychlost (např. mm.den⁻¹)

v principu stacionární infiltrace a stacionární výpar jsou obdobné procesy, pouze opačného směru

$$\int_0^Z dz = - \int_0^h \frac{dh}{\frac{v_E}{K(h)} + 1} \quad \frac{K_s}{v_E} = \exp(cZ) - 1$$

půda na povrchu $z = Z$ je vyschlá,
 h je v řádu -10^4 cm a menších, $h \rightarrow -\infty$
 dH/dz - extrémní, rychlost v maximálně
 možná dle $K(\theta)$.grad H

suchý vzduch + přízemní vítr, povrch půdy
 má prakticky jen vzdušnou vlhkost



rychlost výparu $v_2 > v_1$

retenční křivka $v=0$

Nestacionární výpar z homogenní půdy

- výpar z půdy probíhá často bez přítomnosti hladiny podzemní vody
- při výparu dochází ke snižování vlhkosti půdy
- obecná rovnice výparu (evaporace)

$$E = \left[\int_0^{z_0} \theta_{t1} \cdot dz - \int_0^{z_0} \theta_{t2} \cdot dz \right] \cdot \frac{1}{\Delta t}$$

kde $t_1 - t_2 = \Delta t$ je časový interval , pro který platí i hodnota E.
 z_0 je na úrovni, na níž se poprvé objevuje $dH/dz = 0$, tj. na úrovni, nad níž je snížení vlhkosti důsledkem výparu.

Nestacionární výpar z homogenní půdy

2 stadia výparu

1. počáteční

- konstantní rychlostí výparu, na počátku cca jako potenciální výpar z volné vodní hladiny
- podmíněno vnějšími atmosférickými podmínkami, půdním druhem (písek, jíl) a strukturností (pomalejší výpar)
- půdní profil se vysušuje do hloubky

Nestacionární výpar z homogenní půdy

2 stadia výparu

2. klesající rychlost výparu

- menší než potenciální výpar, závislost na transportu vody z hloubky k povrchu
- vlhkost i nenasycená hydraulická vodivost klesá - vzrůst gradientu je nepatrný, nebo neměnný
- klesá rychlost přítoku k povrchu půdy a klesá i výpar
- vyschlá zóna na povrchu o vzdušné vlhkosti se zvětšuje – bariérový efekt-velký odpor proudění, pouze difuze vody

Opatření proti nadměrnému výparu

výpar omezuje růst rostlin – je to ztráta vody, zvláště při závlaze praktické je zvýšení hydraulického odporu na povrchu začleněním vzduchu do půdní vrstvy – dobrá izolace

1. kypření povrchu půdy
2. mulčováním, tj. povážením kyprým, porézním materiálem - (např. zbytky po sklizni)

v pórovitém kyprém materiálu se omezí kapalně proudění a probíhá jen transport vodních par - podstatně pomalejší na povrchu se ustaví vysoký hydraulický odpor

výhodná je podpovrchová závlaha, pod suchou vrstvou (např. 20 cm pod terénem) např. ronění vody z porézních hadic – vysoká účinnost závlahy (95%) – drahé plodiny (jahody, ananas) v aridních oblastech

gelová voda – voda je vázána na biopolymer a uvolňuje se postupně činností bakterií až 90dní, výpar je minimální – pouštní zemědělství

Evapotranspirace – výpar z půdy a rostlin

- na půdním povrchu jsou rostliny
- výpar z půdy E je doplněn výparem z rostlin T_R
- voda potřebná pro transpiraci je extrahována z půdy kořenovým systémem rostliny
- makroskopický přístup - neřešíme průtok každým pórem půdy a každým kořínkem
- v darcyovském měřítku platí rovnice kontinuity pomocí extrakčního členu r

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - r(z, t)$$

Rozměr r je [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{T}^{-1}$], neboli [T^{-1}].

Transpirace T_R je pak extrakce vody v prostoru a čase

$$T_R = \int_0^Z \int_0^t r(z, t) dz dt$$

kde Z [cm] je hloubka kořenové zóny

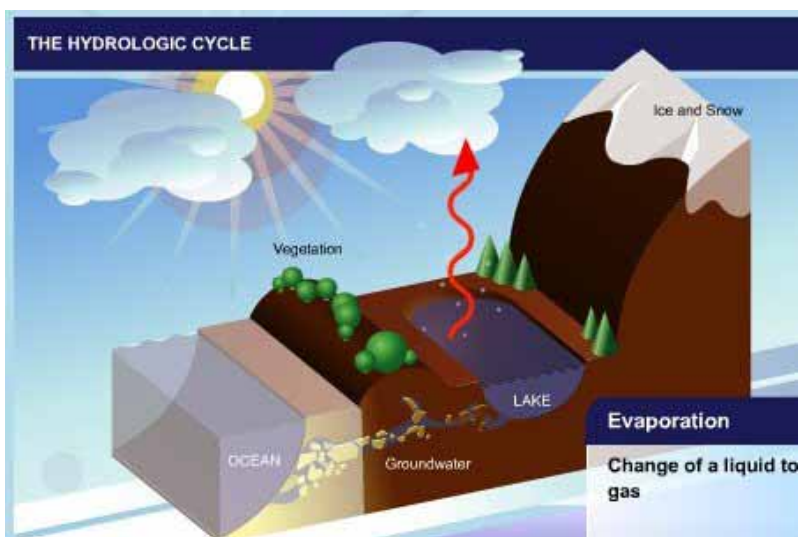
Evapotranspirace – výpar z půdy a rostlin

výpar z půdy E (evaporace) a výparem z rostlin T_R (transpirace)

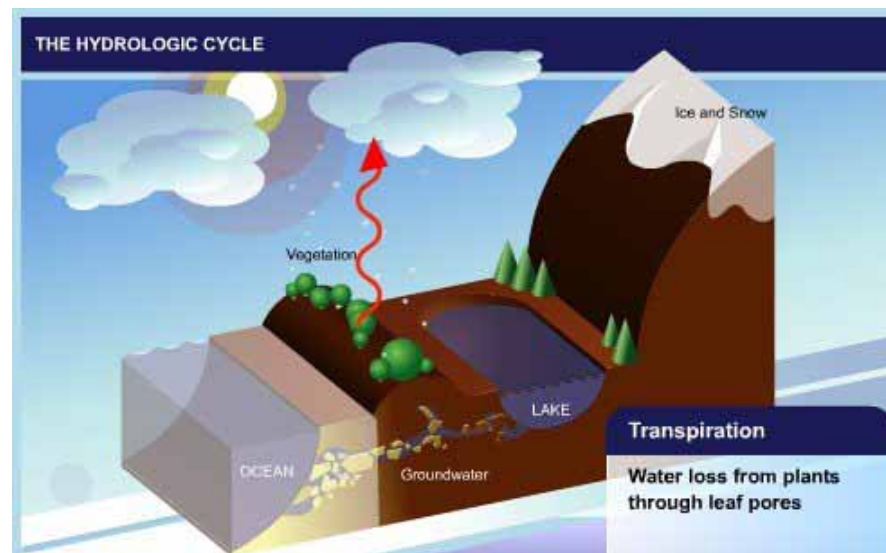
-je velmi obtížné od sebe oddělit především při měření

-, oba procesy se spojují – **evapotranspirace** ET , kdy $ET = E + T_R$

obvykle platí, že $ET > T_R$ a $ET > E$



evaporace E



transpirace T_R

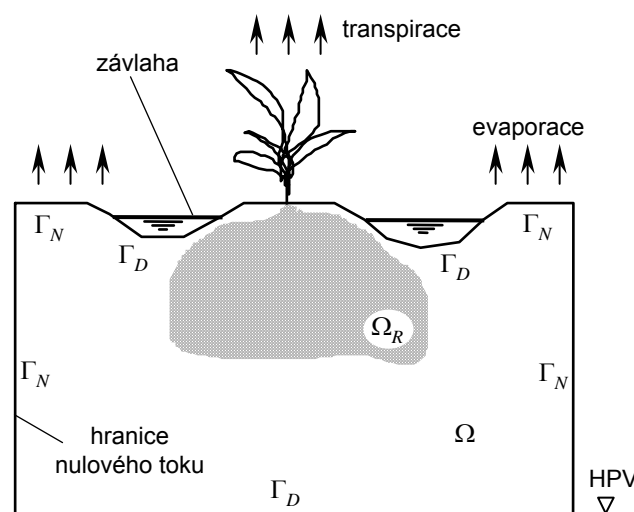
Evapotranspirace – výpar z půdy a rostlin

Evapotranspirace je transport vody a energie přes vegetaci, viz. rovnice Penmana a Monteitha v hydrologii

složitější modely uvažují turbulenci proudění vzduchu (mj. rychlost větru) nad půdním povrchem, teplotní gradient, vzdušnou vlhkost a slunečního záření

k odhadu evapotranspirace slouží složité modely zahrnující mj. tlak vody v půdě a odpovídající fyziologickou reakci rostlin ve formě transpirace (transpirace se mění dle vegetační fáze nebo denní doby)

typické hodnoty
evapotranspirace
stromů rostlin i kulturních
plodin jsou v řádu
5 mm/den



Vogel, T – Podpovrchová hydrologie

Proces transpirace rostlin

rostlina ke svému růstu potřebuje asi 200-900 kg vody/1 kg sušiny

95% vody rostlinou pouze protéká, slouží jako transportní médium živin a vypařuje se v nadzemních částech rostlin (především v listové ploše)

tento druh transpirace je závislý na meteorologické situaci a přítokem vody v půdě ke kořenům

je též závislý na interním regulačním mechanismu rostlin

-potenciální transpirace : maximální možná transpirace za ideálních podmínek (neomezený přísun vody)

-aktuální transpirace (podle odpovídajících podmínek), je vždy menší nebo rovna potenciální transpiraci

-rostlinu lze definovat jako součást systému půda-rostlina-atmosféra a definovat tak jednotnou hnací sílu ve spojitém systému gradientu potenciálů

Faktory ovlivňující transpiraci

1. Světlo

rostliny transpirují intenzivněji za světla než za tmy, světlo stimuluje otvírání průduchů a též zvyšuje transpiraci ohříváním listů

2. Teplota

transpirace je větší při vyšších teplotách, protože se voda snadněji vypařuje, při 30°C může list vypařit 3x tolik co při 20°C.

3. Vzdušná vlhkost

rychlost difuze par se zvyšuje s rozdílem koncentrace par (v listu a v atmosféře), při suchém vzduchu probíhá transpirace rychleji

4. Vítr

pokud nedochází k odběru par od rostlin, vzduch se postupně nasytí (max. vzdušná vlhkost par) a to snižuje transpiraci, odnos par a přísun suššího vzduchu zrychluje transpiraci

5. Vlhkost půdy, půdní voda

při dostatku vody je transpirace větší, při absolutním nedostatku prakticky žádná

Proces transpirace rostlin

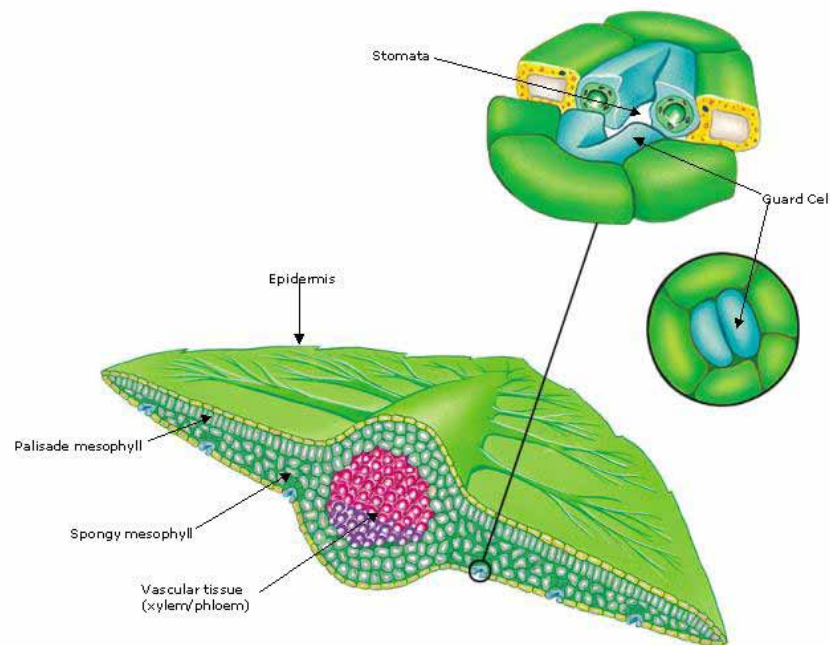
vodní potenciál rostlinné tkáně je součtem tlakové složky φ_p turgoru (tlak cytoplazmy vůči buněčné stěně) a osmotické složky φ_o buněčných šťáv

voda v systému půda-rostlina-atmosféra proudí na základě gradientu potenciálu o velikosti 10^7 až 10^8 Pa

system má hydraulickou spojitost, tkáně souvisle vedou vodu, jsou propustné

Ize použít fyzikálních zákonů proudění na základě potenciálu

největšími odpory je přestup vody z půdy do kořene a přestup vody s listu do atmosféry doprovázený fázovou přeměnou



Proces transpirace rostlin

voda se vypařuje na vnější straně epidermu (pokožky) a na stěnách mezofilních buněk (mezi spodní a svrchí částí pokožky) do atmosféry

voda proudí omezeně kutikulou (povrchovou blánou)

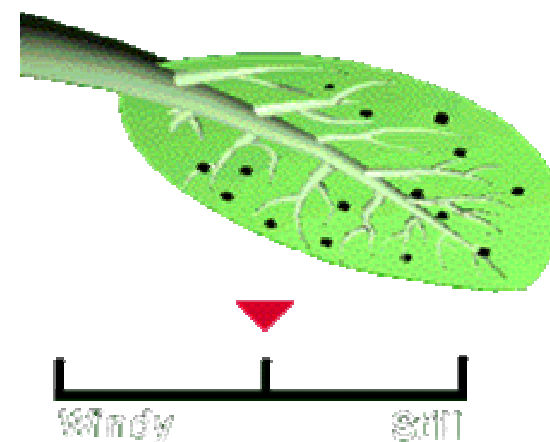
podstatná část odchází průduchy, za příznivých podmínek 100% z transpirovaného množství

při max. transpiraci - i maximální příjem CO_2 - vysoká fotosyntéza

při nedostatku vody vzrůstá absolutní potenciál, rostlina vadne

vadnutí – nejdříve listy, průduchy se zavírají, nízká transpirace kutikulou

minimální příjem CO_2 a min fotosyntéza



Hydrolimity - bod vadnutí θ_{BV}

ztráty transpirací mohou být vysoké, není možné doplnění z půdní vlhkosti

nízká je i hodnota nenasycené hydraulické vodivosti

odpor dále stoupá

pokles tlaku v celé rostlině

při déletrvajícím kritickém stavu rostlina vadne – bod vadnutí

bod vadnutí se liší podle rostlin/plodin a též podle jejich vývojového stadia a podle meteorologických podmínek

pro kulturní plodiny se uvažuje průměrná hodnota 1.5×10^6 Pa, tj. 15 Bar, nebo přibližně 150 m v.s.

Teplotní režim půd

Teplota půdy ovlivňuje:

- růst bakterií
- rychlost rozkladu organické hmoty
- biodegradaci pesticidů a dalších organických látek
- rychlost chemických reakcí obecně
- rychlost klíčení semen rostlin a rychlost růstu rostlin

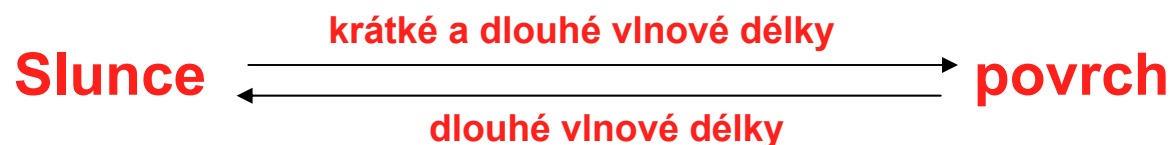
Tepelné toky významné pro:

- určují **teplotu** půdy v čase a prostoru
- návrh systémů tepelných čerpadel půda-vzduch
- návrh zelených střech

Mechanismy transportu tepla

sálání (radiace)

Přímé a nepřímé sluneční záření.



konvekce

především transport tepla **proudící vodou** v kapalném stavu (význam má při vysokých rychlostech proudění, při infiltraci při srážkách, závlaze, průsaku dnem vod. toků)
méně významný transport **vodními parami**, (především výparem a kondenzací)

sdílení

přenos tepla kolizemi molekul

Tepelný tok v půdě

Tepelný tok J_H je množství tepelné energie transportované jednotkovou plochou za jednotku času ($W.m^{-1}$)

1D transport tepla **vedením** popisuje Fourierova rovnice (v tuhém materiálu):

$$q_{Hc} = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad ! \text{ podobnost s Darcyho zákonem}$$

kde:

λ tepelná vodivost ($W.m^{-1}.K^{-1}$)

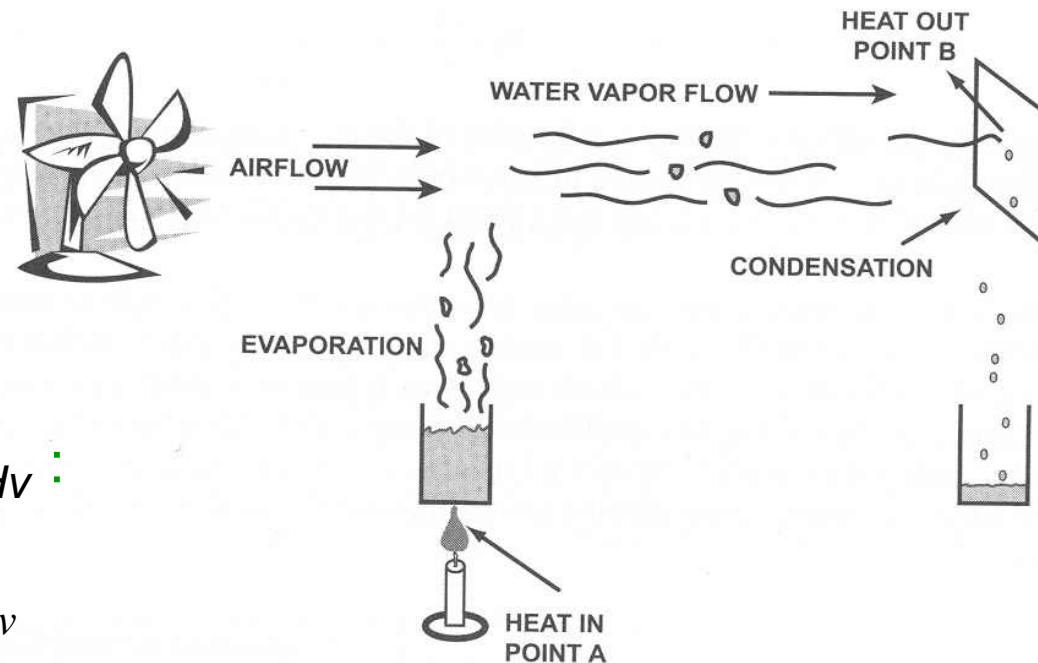
T teplota (K)

z poloha na souřadné ose (m)

Tepelný tok v půdě

K transportu tepla v půdě přispívá také **konvekce tepla** ve vodních parách:

Schematicky:



Vyjadřuje se jako q_{Hv} :

$$q_{Hv} = H_v \cdot q_v$$

kde:

H_v latentní výparné teplo (J)

q_v hmotnostní tok vodních par

Tepelný tok v půdě

Celkový tepelný tok q_H (sdílením a konvekcí) se zjednodušeně popisuje:

$$q_H \equiv -\lambda_e \frac{\partial T}{\partial z} \quad ! \text{ podobnost s Darcyho zákonem}$$

kde:

λ_e *efektivní tepelná vodivost ($W.m^{-1}.K^{-1}$)*

T *teplota (K)*

z *poloha na souřadné ose (m)*

λ_e je **měřitelný** parametr závislý na vlhkosti půdy

Rovnice proudění tepla v půdě

vychází z bilanční rovnice tepelné energie (*naprosto shodným způsobem jako rovnice kontinuity*)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

kde:

κ_T tepelná difuzivita ($m^2.K^{-1}$) $\kappa_T = \frac{\lambda_e}{C}$

C objemová tepelná kapacita půdy ($kal. cm^3. ^\circ C$), množství tepla potřebné ke zvýšení teploty jednotkového objemu o jeden teplotní stupeň

Vriesův vztah (1963) vychází z tepelných kapacit všech složek půdy:

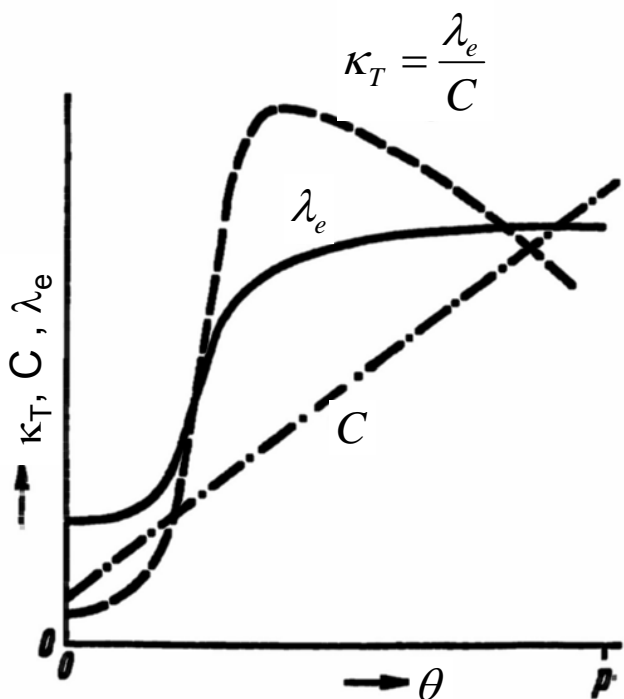
$$C_s = \theta + 0.46 (n - X_o) + 0.6 X_o$$

X_o objemový podíl organické hmoty

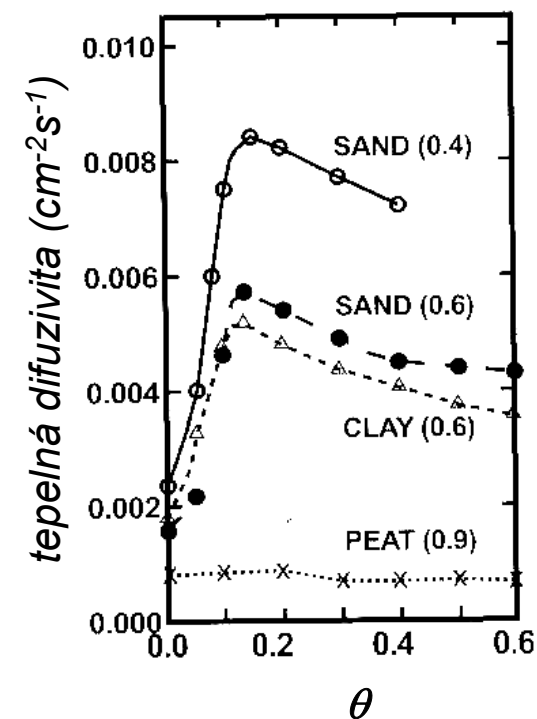
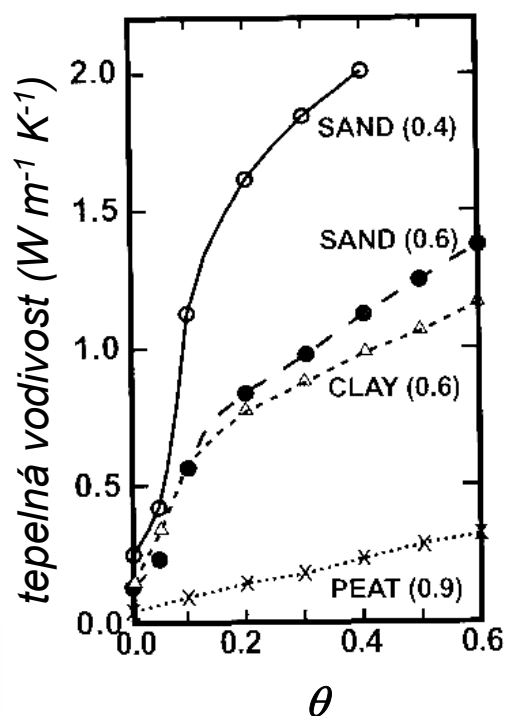
n pórovitost

Závislost κ_T , C a λ na vlhkosti

Při změnách vlhkosti se mění poměr mezi objemem fází vzduch, voda a tuhá kapalina → změna tepelných vlastností (poměr tepelných vodivostí křemene:vody:vzduchu = 333:23:1)



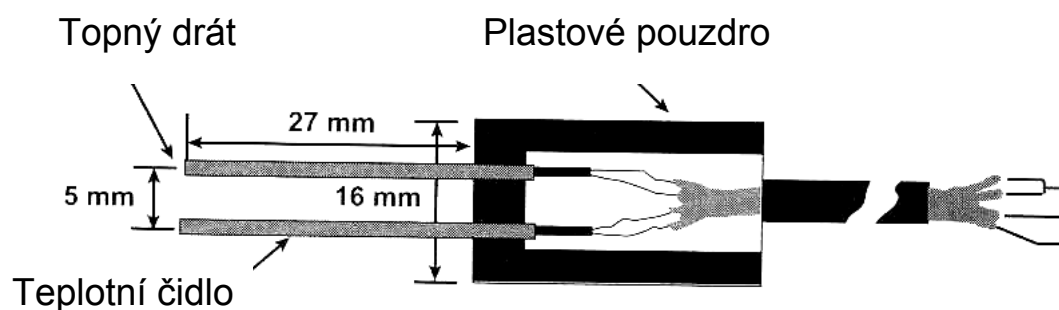
zdroj: Kutílek a kol.



zdroj: Jury and Horton

Měření tepelných vlastností

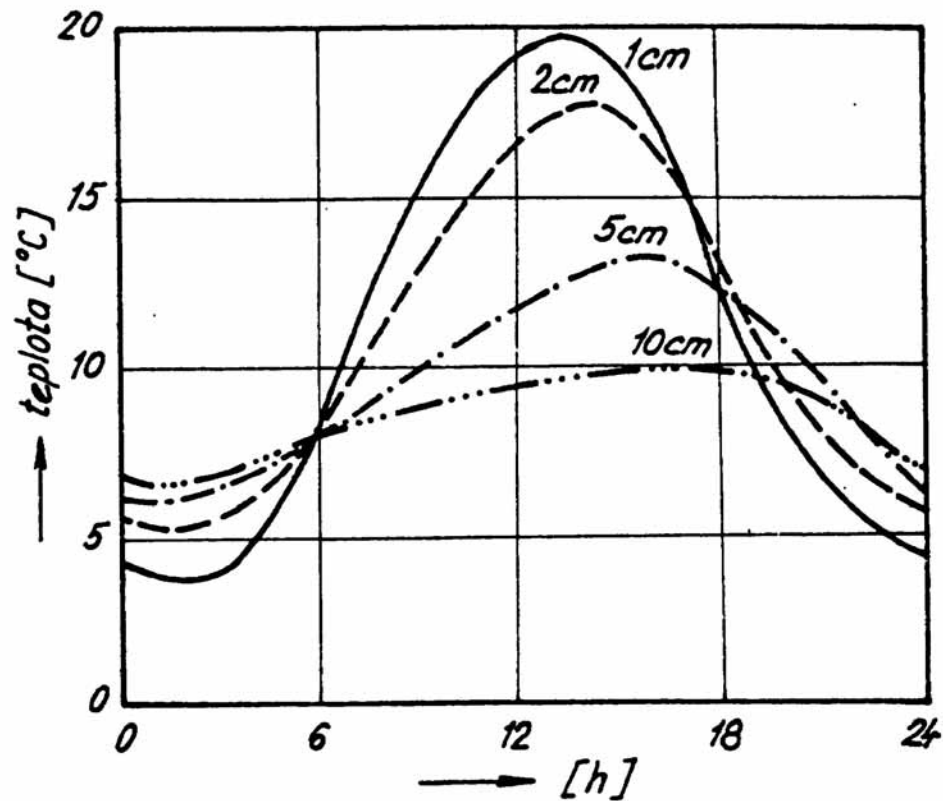
Tranzientní sonda (heat pulse probe)



- Krátkodobé zahřátí topného drátu
- Teplo se šíří radiálně od osy topného drátu
- Datalogger zaznamená průběh teploty změřené t.č. v čase
- Ze známého tepla pulsu, maximální teploty a z doby šíření tepelné vlny lze přímo vypočítat κ_T a C pomocí vztahů vycházejících z analytického řešení rovnice proudění tepla

Měření teplotních změn

Denní změny teploty v různých hloubkách



Teplota se v půdě měří pomocí termistorů – v těsném provedení



zdroj: Campbell Scientific Inc.
<http://www.campbellsci.com/>

Použitá literatura

Kutílek, M., Kuráž, V., Císlerová, M. Hydropedologie, skriptum ČVUT 1994

Jury, W.A. and R. Horton, Soil Physics. Sixth Edition, 2004.

Císlerová, M. Inženýrská hydropedologie, skriptum ČVUT 2001

Vogel, T. Podpovrchová hydrologie, přednášky, ČVUT

*Přednášky kurzu Pedologie vznikly v autorském kolektivu:
Michal Sněhota a Martin Šanda
Kat. hydromeliorací a krajinného inženýrství, F. stavební ČVUT*