



FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

**Modely používané při simulaci transportních
procesů v půdním profilu**

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Vedoucí práce: Ing. Petr Ouředníček

Bakalant: František Urys

2020

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně pod vedením ing. Petra Ouředníčka. Další informace mi poskytli vědecké databáze Sciendirect, Google Scholar, Krajská knihovna Karlovy Vary a že jsem uvedl všechny literární prameny, ze kterých jsem čerpal.

Prohlašuji, že tištěná verze se shoduje s verzí odevzdanou přes Univerzitní informační systém.

V Praze

.....

Poděkování

Rád bych poděkoval vedoucímu mé bakalářské práce Ing. Petru Ouředníčkovi, rodině a přátelům za podporu během mého studia.

Abstrakt

Matematické modely jsou velmi perspektivní a v současné době, již velmi hojně využívaným způsobem řešení i velmi složitých úloh v přírodních a biologických vědách. Nejinak je tomu i v oblasti půdy.

Předkládaná práce se zabývá modelováním transportních procesů v půdním prostředí. Jedná se o teoretickou práci zaměřenou na srovnání dvou modelů: HYDRUS 1D a MODFLOW. Jedná se o modely používané k modelování různých jevů a simulací v porézním prostředí.

Zejména část o modelu HYDRUS 1D dokazuje jeho široké uplatnění v zemědělství, ochraně přírody i jiných disciplínách. Laboratorní metody i přímá polní měření půdních charakteristik jsou velmi časově a finančně náročné. V řadě případů je tak možné je nahradit právě matematickým modelováním.

Klíčová slova: matematické modely, porézní prostředí, transport látek, HYDRUS 1D, MODFLOW, půda

Abstract

Mathematical models are very promising and at present, already very widely used way of solving even very complicated tasks in natural and biological sciences. It is no different even in the field of soil. This work deals with modeling of transport processes in soil environment. This is a theoretical work aimed at comparing two models: HYDRUS 1D and MODFLOW. These are models used to model various phenomena and simulations in a porous environment. Especially the part about the HYDRUS 1D model proves its wide application in agriculture, nature conservation and other disciplines. Both laboratory methods and direct field measurements of soil characteristics are very time-consuming and costly. In many cases, they can be replaced by mathematical modeling.

Key words: mathematical models, porous environment, transport of substances, HYDRUS 1D, MODFLOW, soil

Obsah

1	Úvod.....	9
2	Cíl a metodika práce	10
3	Literární rešerše.....	11
3.1	Půda	11
3.2	Vznik půdy	11
3.3	Funkce půdy	13
3.3.1	Mimoprodukční funkce půdy	14
3.3.2	Funkce produkční	14
3.3.3	Funkce kulturní	14
3.4	Pohyb vody v půdě	15
3.5	Proudění kapaliny v porézním prostředí.....	21
3.6	Půdní hydrolimity	24
3.6.1	Základní hydrolimity.....	26
3.6.2	Podmíněné hydrolimity	26
3.7	Hydrické režimy půd	28
3.7.1	Hydrologická klasifikace hydrických režimů	28
3.8	Pedotransférové funkce	31
4	Praktická část	36
4.1	Rozdělení modelů	36
4.2	Program HYDRUS 1D	38
4.2.1	Historie vývoje	38

4.2.2	Princip modelu HYDRUS 1D	39
4.2.3	Možnosti modelu HYDRUS 1D	41
4.3	Model MODFLOW	43
4.3.1	Historie vývoje	43
4.3.2	Využití modelu MODFLOW	45
4.4	Porovnání modelů HYDRUS a MODFLOW	45
5	Diskuze.....	46
6	Závěr	47
7	Seznam literatury	48

SEZNAM OBRÁZKŮ A TABULEK

Obrázek 1: Vztah půdy a dalších ekosystémů.....	13
Obrázek 2: Základní funkce půdy	15
Obrázek 3: Retenční čáry pro různé druhy půd.....	19
Tabulka 1: Vybrané hydrolimity pro různé půdní druhy	27
Tabulka 2: Pedotransférové parametry pro zrnitostní třídy dle FAO.....	31
Tabulka 3: van Genuchtenovy parametry pro zrnitostní třídy dle USDA	32
Tabulka 4: Kontinuální pedotransférové funkce.	33
Tabulka 5: Kontinuální pedotransférové funkce pro odhad retenční čáry	35

SEZNAM ROVNIC

Rovnice 1: Výpočet objemové hmotnosti	16
Rovnice 2: Výpočet specifické hmotnosti půdy.....	16
Rovnice 3: Celková pórovitost	17
Rovnice 4: Pórovitost kapilární.....	17
Rovnice 5: Pórovitost nekapilární	17
Rovnice 6: Pórovitost semikapilární	17
Rovnice 7: Stanovení průsaku.....	20
Rovnice 8: Stanovení hydraulického sklonu	20
Rovnice 9: Stanovení filtračního součinitele	20
Rovnice 10: Výpočet hydraulické vodivosti	20
Rovnice 11: Darcyho zákon	22
Rovnice 12: Darcyho Buckinghamova rovnice.....	22
Rovnice 13: Rovnice kontinuity.....	23
Rovnice 14: Kombinace Darcyho rovnice a rovnice kontinuity	23
Rovnice 15: Potenciál půdní vody	25
Rovnice 16: Využitelná vodní kapacita.....	27
Rovnice 17: Rovnice pro výpočet vlhkosti při určitém potenciálu	33
Rovnice 18: Richardsonova rovnice.....	40
Rovnice 19: Transport tepla	40
Rovnice 20: Transport rozpuštěných látek.....	40
Rovnice 21: Advekčně-disperzní rovnice	41

1 ÚVOD

Předkládaná práce se zabývá modelováním transportních procesů v půdním prostředí. Jedná se o téma velmi složité, jelikož k jeho plnému pochopení je třeba důkladně znát hydrologické vlastnosti půdy.

Předkládaná práce se skládá z teoretické a praktické části. První část práce popisuje základní pojmy a definice, popis pedogenetických procesů a dále specifikuje základní funkce půdy.

Obecná část se dále věnuje popisu transportu kapaliny (vody) v porézním prostředí. Daná kapitola vysvětluje, jaké půdní vlastnosti ovlivňují pohyb vody v půdě. Dále jsou vysvětleny pojmy retenční čára vlhkosti a hydraulická vodivost.

Teoretická část řeší konkrétně proudění kapaliny v porézním prostředí. Zde jsou uvedeny základní pojmy související s prouděním vody v porézním prostředí a jsou zde rovněž uvedeny základní matematické vztahy, které tento pohyb popisují. Jedná se zejména o Darcyho a Darcyho-Buckinghamův zákon a rovnici kontinuity.

Další kapitola teoretické části se věnuje hydrolimitům. Tato podkapitola je do práce zařazena z důvodu toho, že hydrolimity charakterizují určitý vlhkostní stav v půdě. Je tedy vhodné je v práci zmínit.

Rovněž je zařazena i část, která se věnuje hydrickým režimům půdy. V tomto případě se jedná o doplňkovou kapitolu, která je však při znalostech modelování transportních procesů důležitá. Hydrickým režim půd představuje důležitou charakteristiku, která je zásadní pro vstupní data do modelů.

Následuje kapitola, která se věnuje pedotrasnférovým funkcím. Pochopení těchto funkcí je důležité pro pochopení fungování modelů. Je tedy stručně zmíněn význam těchto funkcí a dále situace, jakým způsobem se odvozují. V tabulkách jsou rovněž v této kapitole uvedeny základní funkce, které využívají modely HYDRUS 1D a MODFLOW.

Na teoretickou část navazuje část praktická, která se již věnuje samotným modelům simulace transportu látek v půdním prostředí. Prvně je zmíněn HYDRUS 1D pokračuje model MODFLOW a pak je uvedeno jejich krátké porovnání.

2 CÍL A METODIKA PRÁCE

Cílem této předkládané práce tedy bylo popsat základní techniky hodnocení půdního prostředí v mikroskopickém a makroskopickém měřítku s důrazem na transportní procesy v porézním prostředí, které ovlivňují půdní strukturu a vývoj půdních typů. Účelem je poukázat na praktické využití již existujících půdních modelů a hodnocení jevů probíhajících v půdách.

Metodika práce spočívala ve studiu literárních zdrojů. Mezi studovanými zdroji byly jak knihy, tak články v odborných časopisech. Použity byly jak zdroje psané v českém jazyce, tak i zdroje psané v jazyce anglickém. Zejména u samotného popisu modelů byly použité cizojazyčné zdroje z odborných vědeckých publikací.

Cílem studia odborných publikací na toto téma bylo zejména nalézt a popsat dostatečné množství využití aplikace modelů (zejména modelu HYDRUS 1D a model MODFLOW pro praktické účely. Byla tedy prostudována celá řada odborných prací. Tyto práce byly vyhledávány na základě jednoduchého vyhledávacího klíče. Tímto klíčem byl HYDRUS 1D a MODFLOW. Vyhledávání probíhalo v databázi SCIENDIRECT a GOOGLE SCHOLAR. Jedná se o databáze, která sdružuje a publikuje práce ve vědeckých časopisech, ale i knihy a jiné zdroje vědecké úrovně.

3 LITERÁRNÍ REŠERŠE

3.1 Půda

Definovat půdu není jednoduché. Definic existuje mnoho, které se mohou lišit v závislosti na profesní orientaci či vědeckého oboru. V této práci budeme vycházet z definice půdy Ministerstvem životního prostředí České republiky. Ta říká: *“Půdu lze definovat jako samostatný přírodní útvar vzniklý z povrchových zvětralin zemské kůry a z organických zbytků za působení půdotvorných faktorů. Je životním prostředím půdních organismů, stanovištěm planě rostoucí vegetace, slouží k pěstování kulturních rostlin. Je regulátorem koloběhu látek, může fungovat jako úložiště, ale i zdroj potenciálně rizikových látek. Půda je dynamický, stále se vyvíjející živý systém. Přežití a prosperita všech suchozemských biologických společenstev, přirozených i umělých, závisí na tenké vrchní vrstvě Země. Půda je proto bezesporu nejcennější přírodní bohatství. Je přirozenou součástí národního bohatství každého státu. Půdu je proto nutné chránit nejen pro současnou dobu ale se značným výhledem do budoucna.”*

Z výše uvedené definice je patrné, že půda má určité funkce. Ty jsou jak společenské, tak ekosystémové. Podrobněji budou zmíněny níže. Z definice je rovněž patrné, že půda vzniká zvětráváním za působení půdotvorných činitelů, že je složena z několika částí a je domovem půdních organismů a umožňuje růst vegetaci.

Obecně můžeme říci, že půda je nejsvrchnější zemská vrstva o velmi malé mocnosti, na které je závislý život na naší planetě.

3.2 Vznik půdy

Jak již naznačuje definice, půda vzniká zvětráváním za působení půdotvorných činitelů. Zvětrávání je proces, při kterém dochází k rozrušování pomocí fyzikálních, chemických, biologických činitelů nebo jejich kombinací. Tento proces probíhá neustále. Rozpadlá hornina však ještě nepředstavuje půdu. Jedná se o tzv. regolit. Nejsvrchnější části tohoto regolitu jsou postupně osidlovány organismy, začínají zde růst rostliny a vrstva je obohacována o organické zbytky odumřelých organismů i o živé organismy. Zároveň zde stále probíhá

pedogeneze, tedy působí na tuto vrstvu půdotvorní činitelé a faktory, a tak vzniká půda (Šimek a kol., 2015).

Za půdotvorné faktory označujeme (dle Milerski, 2005)

1. matečnou horninu (substrát),
2. podnebí,
3. biologický faktor (organismy),
4. reliéf terénu a podzemní voda,
5. činnost člověka,
6. čas.

Matečná hornina je tedy počátečním zdrojem materiálu, podléhá zvětrávání a má vliv na konečnou hloubku půdy. Minerální složení substrátu ovlivňuje živinný režim a propustnost půdy (Milerski, 2005).

Tvorba půdy je ovlivňována teplotou a srážkami. Na vlhkosti je závislý biologický režim půdy a chemické procesy, tzn. že bez vody nemůže probíhat proces zvětrávání.

Biologický faktor představují zejména organismy. Organismy mají vliv při zvětrávání, tvorbě nových minerálů a tvorbě humusu v půdě. Nazývají se edafon a dělí se na : fytoedafon (řasy a sinice) a zooedafon (žížaly, aj..) (Milerski, 2005).

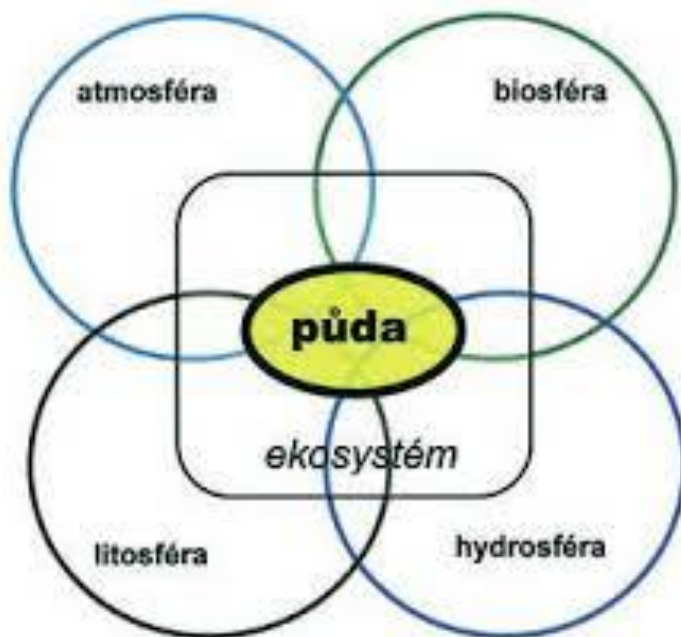
Reliéf terénu se uplatňuje zejména prostřednictvím expozice, tvaru svahu, nadmořskou výškou, ale také vlivem hloubky podzemní vody. V neposlední řadě má reliéf terénu vliv rovněž na teplotu a vlhkost (Milerski, 2005).

Činnost člověka se dříve nepovažovala za půdotvorný faktor. Člověk svou činností promíchává jednotlivé půdní vrstvy (zemědělství), obohacuje je o antropogenní materiál a vnáší do nich cizorodé látky (Milerski, 2005).

Posledním z faktorů je čas, který má vliv na vývoji půdy. Stáří půdy a stupeň zralosti je posuzovány podle vývoje a diferenciacie půdy na horizonty (Milerski, 2005).

Výše uvedené faktory působí dohromady a neustále. Půda se tedy vyvíjí stále. Výsledkem půdotvorných procesů je tedy půda, konkrétně půdní typ s určitými horizonty, které jsou výsledkem působení půdotvorných činitelů.

Je potřeba zdůraznit, že půdu považujeme za neobnovitelný zdroj. Tvorba jednoho centimetru půdy totiž trvá přibližně století. Je třeba proto jí věnovat náležitou péči a ochranu. Vzhledem k tomu, že půda je součástí dalších ekosystémů, její stav ovlivňuje i další ekosystémy a jejich funkce – obrázek číslo 1.



Obrázek 1: Vztah půdy a dalších ekosystémů. Zdroj: Šimek a kol (2015)

3.3 Funkce půdy

Půda má mnoho funkcí, které jsou všechny zcela klíčové pro zachování života či obživy člověka. Obecně je můžeme rozdělit na funkce mimoprodukční (ekologické) a produkční (ekonomické) (Novák, 2001). Tyto funkce jsou však často svázány dohromady a nelze je od sebe oddělit. Jelikož dojde-li například k porušení některé z ekologických funkcí, velmi pravděpodobně se tato skutečnost projeví i na porušení funkce ekonomických. Dále rozlišujeme i funkce kulturní (Novák, 2001), které jsou rovněž stále aktuálnější.

3.3.1 Mimoprodukční funkce půdy

Jedná se o takové funkce půdy, které člověk nemůže přímo využít pro svůj prospěch. Nelze si však myslet, že by bez těchto funkcí mohl člověk existovat a fungovat. Jsou to tyto funkce:

1. Půda jako životní prostor – půda představuje místo života pro veškeré suchozemské organismy včetně člověka. Bez ní by nebyl možný život v podobě, jaké známe.
2. Produkce biomasy – půda produkuje biomasu, která představuje životní prostor pro další organismy, ale i potravu těmto organismům.
3. Látková výměna – v půdě dochází ke koloběhu látek, živin a vody.
4. Výměna tepelné energie mezi ovzduším a půdou.
5. Infiltruje vodu – půda zadržuje, infiltruje a čistí vodu. Rovněž umožňuje proudění vody, a tedy i transport látek

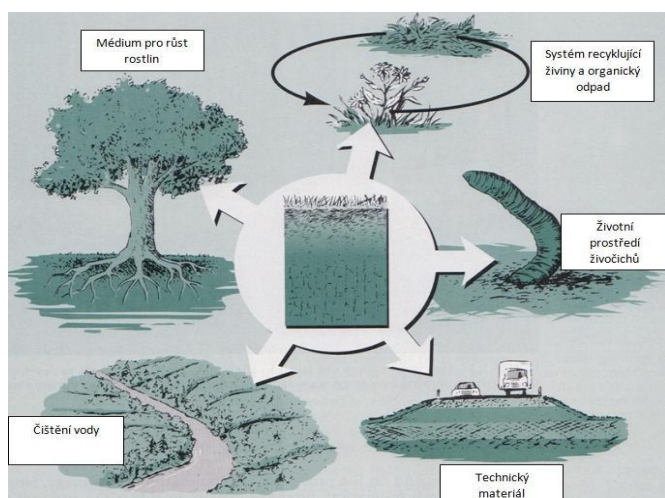
3.3.2 Funkce produkční

1. Základní výrobní prostředek – půda je základním výrobním prostředkem. Pěstují se na ní kulturní plodiny, které slouží k zajištění obživy lidské populace.
2. Plocha pro výstavbu – půda je místo pro výstavbu budov a dalších zařízení.
3. Zdroj surovin – půda je zdrojem surovin, jako je písek, rašelina, hlína...

3.3.3 Funkce kulturní

1. Archiv – půda představuje téměř nekonečný archiv informací o našem kulturním vývoji (archeologické vykopávky), ale i o vývoji přírody (změna klimatu, paleontologické nálezy...)

Základní funkce velmi stručně, ale jasně znázornili autoři Bredy a Weil (2002) - na obrázku číslo 2.



Obrázek 2: Základní funkce půdy (Brady a Weil, 2002), upravil Brtnický a kol (2012)

3.4 Pohyb vody v půdě

Půda je pórovité prostředí s velmi složitou maticí. Pro proudění vody samotné je pak důležité, jaké vlastnosti toto prostředí má. Jednak záleží na velikosti pórů. Ty rozdělujeme na kapilární póry, makropóry a ultrakapilární póry (Kutílek, 1978). V kapilárních pórech je voda vázána pomocí kapilárních sil a její proudění je převážně laminární (Císlerová a Vogel, 1998), v makropórech se vyskytuje oproti tomu proudění turbuletní (Císlerová a Vogel, 1998). Laminární proudění představuje takový pohyb kapalin, při kterém jsou jednotlivé částice kapaliny navzájem rovnoběžné. Je třeba mít na paměti, že při pohybu kapaliny v úzké trubici (jako jsou půdní póry) se všechny vrstvy této tekutiny nepohybují stejně rychle, ale nejrychleji se pohybuje vrstva osová (Kutílek a kol., 1996). Oproti tomu turbulentní proudění je také, kdy jednotlivé částice kapaliny procházejí různými vrstvami této kapaliny a dochází tak k vytváření vírů (Kutílek a kol., 1996), Ultrakapilární póry jsou póry v nichž k žádnému proudění nedochází, velikost těchto pórů je totiž menší, než velikost molekuly vody (Císlerová a Vogel, 1998). Výrazný vliv na proudění vody má rovněž podle Kutílka (1996) charakteristika pevné fáze půdy. To potvrzují i Císlerová a Vogel (1998).

Z charakteristik pevné fáze půdy, které ovlivňují proudění vody v půdě jsou zejména následující (Císlerová a Vogel, 1998):

1. zrnitostní složení,
2. objemová hmotnost,
3. specifická hmotnost,

4. pórovitost,
5. propustnost,
6. disperzivita.

Zrnitost půdy představuje procentuální zastoupení zrn o daných velikostí v tuhém podílu půdy. Různé půdy mají různé zrnitostní složení. To je dáno odlišným původem a vývojem. Zrnitostní složení půdy pak ovlivňuje celou řadu vlastností, nejen fyzikálních, ale i chemických a biologických. Zrnitostní složení půdy má tedy vliv i na proudění vody v půdě. Například pokud půda obsahuje velké množství jílu, proudění vody se zhoršuje, protože se zmenšuje velikost půdních pórů (Císlerová a Vogel, 1998).

Objemová hmotnost půdy vyjadřuje celkovou hmotnost tuhé fáze půdy k celkovému objemu půdy. Ve stručnosti lze říci, že objemová hmotnost ukazuje na míru utužení půdy. Čím více je půda utužená, tím více znesnadňuje proudění vody. Objemová hmotnost je určena zrnitostním složením, strukturou, obsahem organické hmoty i způsobem využívání půdy (Urbancová a Lacková, 2015).

Rovnice 1: Výpočet objemové hmotnosti

$$\rho_d = \frac{M_z}{V_s} (g \cdot cm^{-3})$$

Kde:

M_z = hmotnost suché půdy (g)

V_s = objem vzorků (cm^3)

Další významnou charakteristikou je specifická hmotnost. Ta udává objemovou hmotnost suché tuhé fáze zeminy k celkovému objemu pevné fáze (Urbancová a Lacková, 2015).

Rovnice 2: Výpočet specifické hmotnosti půdy

$$\rho_z = \frac{N}{(N + p_{H_2O} - p_z)} (g \cdot cm^{-3})$$

Kde:

ρ_z = specifická hmotnost ($g \cdot cm^{-3}$)

N = navážka (g)

p_{H_2O} = hmotnost pyknometru s vodou (g)

p_z = hmotnost pyknometru se zeminou (g)

Důležitou charakteristikou z pohledu proudění vody je pórovitost. Jak už bylo uvedeno výše, velikost pórů a jejich obsah mají zásadní vliv na transport vody v půdním prostředí. Pórovitost je rovněž ovlivněna objemovou hmotností. Obecně lze říci, že větší množství organické hmoty v půdě zvyšuje pórovitost (Císlerová a Vogel, 1998). Pórovitost můžeme dále dělit na kapilární póry, semikapilární póry a nekapilární póry. Kapilární póry jsou takové, kde je pohyb vody ovlivňována kapilárními silami (průměr pórů je $< 0,0002$ mm). V semikapilárních pórech se nachází fyziologicky přístupná voda, na kterou působí síla jak kapilární, tak gravitační (velikost pórů je 0,0002-0,01 mm). Nekapilární póry jsou pak takové, jejichž velikost je $> 0,1$ mm a na vodu zde působí síla gravitační (Kutílek a kol., 1996).

Rovnice 3: Celková pórovitost

$$P = \frac{\rho_z - \rho_d}{\rho_z} (\% \text{ obj.})$$

Rovnice 4: Pórovitost kapilární

$$P_k = \theta_{RVK24} = G_E - G_F (\% \text{ obj.})$$

Rovnice 5: Pórovitost nekapilární

$$P_n = P - \theta_{30'} = P - (G_C - G_F) (\% \text{ obj.})$$

Rovnice 6: Pórovitost semikapilární

$$P_s = \theta_{30'} - \theta_{RVK24} = G_C - G_F - P_k (\% \text{ obj.})$$

Kde:

P = celková pórovitost (% obj.)

P_n = pórovitost nekapilární (% obj.)

P_s = pórovitost semikapilární (% obj.)

P_k = pórovitost kapilární (% obj.)

ρ_z = specifická hmotnost (g.cm^{-3})

ρ_d = objemová hmotnost (g.cm^{-3})

θ_{RVK24} = retenční vodní kapacita (% obj.)

G_E = hmotnost vzorku po 24 hod. odsávání (g)

G_F = hmotnost vzorku po vysušení při 105 °C (g)

θ_{30} = vlhkost 30 minutová (% obj.)

G_C = hmotnost vzorku po 30 minutovém odsávání (g)

Propustnost, neboli permeabilita je důležitou charakteristikou, která udává schopnost porézního prostředí tuhé fáze půdy propouštět tekutou fází. Jinak řečeno, permeabilita je tedy jednou z nejdůležitějších vlastností půdy z pohledu proudění vody. Rozhodující z pohledu permeability je geometrie jednotlivých půdních pórů a další vlastnosti, jako zejména zrnitostní složení. Jak uvádí Valentová (1998) permeabilita jílu je vyšší, než písku.

Zásadní charakteristikou z pohledu proudění kapalin v půdě je disperze. Disperze vyjadřuje prostorový rozptyl kapaliny v porézním prostředí. I když disperze je tenzorem o čtyřech řádech, v reálné praxi se však používají pouze dva řády, neboli složky. Přesněji složka příčná a podélná. Disperze je významná pro výpočet advekčně disperzní rovnice, tedy pro výpočet celkového toku kapaliny (Císlarová a Vogel, 1998).

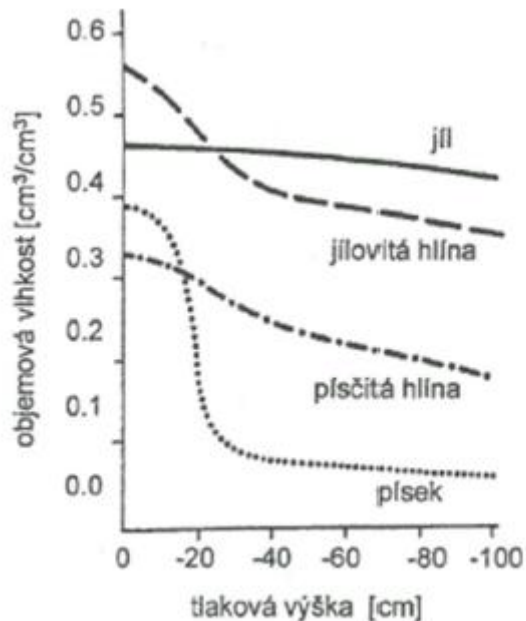
Stejně důležité jsou i hydraulické charakteristiky. Rozlišujeme zóny nasycené, nenasyčené a proměnlivě nasycené. Nasycená zóna je taková, kde se v půdních pórech vyskytuje pouze voda. Nenasyčená zóna je taková, kde se v půdních pórech vyskytuje voda i vzduch a proměnlivě nasycená je taková zóna, kde se střídavě vyskytuje v pórech pouze voda či voda vzduch. Ke změně dochází na základě vlhkosti půdy (Šefrna, 2004). Níže budou uvedeny ty hydraulické charakteristiky, které popisují proudění vody v proměnlivě nasyceném pórovitém prostředí. Jsou to:

1. Retenční čáry vlhkosti,
2. Hydraulická vodivost.

Retenční čáry vlhkosti

Retenční čáry vlhkosti jsou grafickým znázorněním vztahu mezi vlhkostí a sacím tlakem půdy. Pokud totiž dochází k zavlhčování suché půdy, plní se nejdříve nejmenší póry po ty větší. Při opačném procesu, tedy při odvodňování půdy se naopak nejdříve vyprazdňují větší póry a teprve následně póry menší. Právě velikost pórů má vliv na kapilární tlak. Ten se totiž odvíjí od zakřivení kapilárních menisků, které souvisí se šířkou pórů (Císlarová a Vogel, 1998). Je však potřeba zmínit, že zvlhčování zeminy i její odvodňování neprobíhá stejně. Proces je rozdílný. Rozdílné jsou pak i retenční křivky. Tento jev vysvětluje tzv. hystereze.

Tento stav je způsobený například různým smáčecím úhlem při pohybu tekutiny v suchém, a naopak v mokřém póru. Dále je hystereze způsobena proměnlivostí průřezů pórů a rovněž vzduchem, který se pórech vyskytuje (Kutílek, 1978).



Obrázek 3: Retenční čáry pro různé druhy půd. Zdroj: Císlarová a Vogel (1998).

Podle Kutílka (1978) je průběh retenční čáry závislý na následujících půdních charakteristikách: zrnitost půdy, mineralogické složení půdy, obsah humusu, obsah výměnných kationtů a objemové hmotnosti půdy a struktury půdy. Obrázek číslo 3 zobrazuje retenční čáry pro různé druhy půdy. Jak je z obrázku patrné, výrazně se liší retenční čáry v závislosti na zrnitostním složení.

Hydraulická vodivost

Hydraulická vodivost pak vyjadřuje, jakou schopnost, má dané pórovité prostředí vést kapalinu. Hydraulická vodivost je ovlivněna zejména hustotou kapaliny i vlastnostmi porézního prostředí samotného, jako je tvar pórů, zrnitost, pórovitost. Rozlišujeme nasycenou hydraulickou vodivost a nenasycenou hydraulickou vodivost. Kdy jedna popisuje proudění v zcela nasyceném porézním prostředí a druhá v prostředí, které je jen částečně nasycené. (Valentová, 1998).

Stanovení hydraulické vodivosti k ($m \cdot s^{-1}$) vychází z Darcyho zákona, který vyjadřuje vztah mezi průsakem q , celkovou průřezovou plochou A a hydraulickým sklonem i .

Výpočet je pak následovný:

Rovnice 7: Stanovení průsaku

$$q = k \cdot i \cdot A$$

Kde:

q = průsak vody za jednotku času ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)

k = hydraulická vodivost ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

A = plocha průřezu (m^2)

i = hydraulický sklon

Kde hydraulický sklon se určí jako:

Rovnice 8: Stanovení hydraulického sklonu

$$i = \frac{\Delta H}{\Delta L} = \frac{hp}{lp} = \frac{h}{l}$$

Tento vzorec vyjadřuje rozdíl výšek ΔH ke dráze ΔL , kterou musí vodní částice projít zeminou.

Filtrační součinitel se pak vypočte:

Rovnice 9: Stanovení filtračního součinitele

$$K = \frac{v}{i}$$

Kde

K = filtrační součinitel ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

v = rychlost proudění ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Možností stanovení hydraulické vodivosti a následného výpočtu je mnoho. Zmínit lze například Guelphský permeametr. Kdy měření probíhá v nezapažené sondě, která má poloměr 2 – 5 cm a hloubku do 1 m. Výpočet je pak následující (Valentová, 1998):

Rovnice 10: Výpočet hydraulické vodivosti

$$K_{fs} = \frac{C \cdot Q}{(2 \cdot \pi \cdot H + C \cdot \pi \cdot r)} \quad (\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$$

Kde:

K_{fs} = hydraulická vodivost při terénním nasycení ($m \cdot s^{-1}$)

C = bezrozměrný tvarový součinitel

Q = stacionární hodnota výtoku z permeamtru ($m^3 \cdot s^{-1}$)

r = poloměr vrtané sondy (m)

H = výška vody v sondě (m)

3.5 Proudění kapaliny v porézním prostředí

Pro modelování transportních procesů v půdním prostředí je nutné znát zákonitosti proudění v tomto, tedy pórovitém prostředí. Základy jsou ve stručnosti uvedeny v této kapitole.

Proudění kapalin v porézním prostředí lze popisovat ze tří různých úrovní. Tyto úrovně jsou dány detailem pohledu. Ten může být na molekulové úrovni, mikroskopické úrovni a makroskopické úrovni (Císlerová a Vogel, 1998). Jak už název napovídá, na molekulární úrovni se řeší samotné molekuly vody a jejich pohyb. Tyto informace mohou být použité například pro řešení fázového přechodu vodní páry. Pro řešení proudění kapalin v porézním prostoru je však tato úroveň příliš detailní, stejně jako v případě mikroskopické úrovně, kdy jsou popisovány jednotlivé půdní póry. Jelikož zde je skutečná fáze nahrazena kontinuem a v každém prostoru je jen jedno kontinuum a to musí být od druhého odděleno přesnou hranicí. To stěží umožňuje využití pro popis proudění. V případě makroskopické úrovně však jednotlivá kontinua již nejsou definována přesnou hranicí. Jednotlivá kontinua se dokonce překrývají. To výrazně usnadňuje výpočty proudění kapalin (Císlerová a Vogel, 1998).

Kapalina proudí v půdě na základě působení několika sil. Jsou to: síla gravitační, síla tlaková a síla retenční. Retenční síla se přitom dále dělí na sílu kapilární a adsorpční (Císlerová a Vogel, 1998). Při nenasyceném proudění se uplatňují všechny tři výše zmíněné síly. Při nasyceném proudění se pak uplatňují pouze gravitační a tlakové síly (Císlerová a Vogel, 1998).

Jelikož půda je složitý heterogenní porézní materiál, je pohyb kapalin v ní velmi složitou záležitostí, která je ovlivněna řadou faktorů. Obecně však platí, že dochází k pohybu z míst s vyšším potenciálem do míst s nižším potenciálem. Pohyb kapalin pak může být popsán matematicky pomocí rovnic.

V případě pohybu kapaliny v nasycené půdě se používá Darcyho zákon.

Rovnice 11: Darcyho zákon

$$v = \frac{\Delta H}{L} = K \cdot I$$

Kde:

v = rychlost proudění

K = koeficient filtrace

ΔH = rozdíl výšek hladin

L = délka sloupce zeminy

i = hydraulický spád

Tento zákon však neplatí vždy. Jak už je uvedeno, platí pouze v nasyceném prostředí. Rovněž platí pouze v případě lineárního proudění. Nelze ho tedy použít u velmi zrnitostně jemných materiálů, kde dochází k tzv. prelineárnímu proudění (Valentová, 1998). Druhý extrém je proudění postlineární.

V nenasyčeném půdním prostředí se pak užívá různých výpočtových vztahů podle toho, zda-li se jedná o ustálené proudění, nebo neustálené proudění. Ustáleným prouděním rozumíme takové proudění, kdy se v daném místě tekutiny nemění rychlost této tekutiny v závislosti na čase. Neustálené proudění pak definujeme jako proudění, u něhož se v daném místě tekutiny rychlost v závislosti na čase mění (Valentová, 1998).

V případě ustáleného proudění platí modifikovaná Darcyho-Buckinghamova rovnice. Ta zní následovně:

Rovnice 12: Darcyho-Buckinghamova rovnice

$$v = K(h) \cdot \text{grad}\Phi$$

Kde:

v = rychlost proudění

$K(h)$ = koeficient nenasyčené hydraulické vodivosti

Φ = potenciál půdní vody

V případě neustáleného proudění dochází ke změně obsahu vody v čase a je nutné použít pro popis kombinaci rovnice Darcyho a rovnice kontinuity.

Rovnice kontinuity zní:

Rovnice 13: Rovnice kontinuity

$$\frac{\delta\theta}{\delta t} = - \frac{\delta v_z}{\delta z}$$

Kde:

$\delta\theta$ = vlhkost

δt = čas

δv_z = rychlost ve směru v

δz = rychlost ve směru z

Kombinace Darcyho rovnice a rovnice kontinuity pak zní:

Rovnice 14: Kombinace Darcyho rovnice a rovnice kontinuity

$$\frac{\delta\theta}{\delta t} = - \frac{\delta v_z}{\delta z} \left(k \frac{\delta\theta}{\delta z} \right)$$

Kde:

$\delta\theta$ = vlhkost

δt = čas

δv_z = rychlost ve směru v

δz = rychlost ve směru z

K = nenasyčená hydraulická vodivost

3.6 Půdní hydrolimity

Pro správné pochopení transportních procesů v půdě, je nezbytné alespoň ve stručnosti zmínit hydrolimity. Ty totiž charakterizují stav vody v půdě. Ten se může pohybovat od sucha až po plně nasycenou půdu. Hydrolimity pak vyjadřují určitý vlhkostní stav, tedy stav, kdy má půda určitou vlhkostní charakteristiku. Hydrolimity lze stanovit buď přímo v terénu či v laboratoři, nebo nepřímou. Nepřímá metoda spočívá ve využití zrnitostního složení půdy, nebo vlhkostní retenční křivky.

Hydrolimity charakterizují:

- hranice mezi jednotlivými kategoriemi půdní vody,
- hranice různé pohyblivosti půdní vody,
- hranice různé přístupnosti půdní vody pro rostliny.

Hydrolimity jsou určité vlhkostní stavy půdy. Je totiž třeba si uvědomit, že v přirozených podmínkách dochází k neustálým změnám v obsahu vody v půdě. Vlhkost půdy se tak může pohybovat od suché půdy až po půdu plně nasycenou vodou (Šarapatka, 2014). Není nutné zdůrazňovat, že vlhkost půdy je závislá zejména na srážkách.

Jak uvádí Šarapatka (2014), hydrolimity pak tedy vyjadřují pohyblivost a přístupnost vody v půdě pro rostliny. Rovněž je potřeba mít na paměti, že hydrolimity se vztahují k jednotkám vlhkostního potenciálu (Šarapatka, 2014).

Vlhkostní potenciál je jedna ze složek potenciálu půdní vody. Potenciál půdní vody je důležitou charakteristikou popisující proudění vody v půdě (Šarapatka, 2014). Potenciál půdní vody totiž popisuje proudění vody v půdě a z půdy do organismů.

Vycházejme z toho, že v určité imaginární půdě je rovnovážný stav. Tedy neexistuje v půdě hnací síla, která by vodu nutila proudit. Jinými slovy potenciál půdní vody je ve všech částech systému stejný. V okamžiku, kdy bude potenciál v jiném místě systému rozdílný, dojde k jeho vyrovnání, tedy začne se pohybovat půdní voda. Potenciál půdní vody je tedy vlastně množství práce na jednotku půdní vody, která musí být vykonána vnějšími silami reverzibilně a izotermně, aby se množství vody přeneslo z referenční hladiny, k danému bodu v systému půda – voda (Šarapatka, 2014).

Jednotka vody, ke které se vztahuje potenciál, může být (Šarapatka, 2014):

- jednotková hmotnost (potenciál) - $J.Kg^{-1}$,
- jednotkový objem (sací tlak) - Pa,
- jednotka tíhy.

Potenciál půdní vody je složen z několika dílčích potenciálů. Matematicky se jedná o následující zápis (Šarapatka, 2014):

Rovnice 15: Potenciál půdní vody

$$\Phi = \varphi_g + \varphi_w + \varphi_a + \varphi_o + \varphi_e$$

Kde:

Φ	= celkový potenciál půdní vody
φ_g	= gravitační potenciál půdní vody
φ_w	= vlhkostní potenciál půdní vody
φ_a	= pneumatický potenciál půdní vody
φ_o	= osmotický potenciál půdní vody
φ_e	= zátěžový potenciál půdní vody

Vlhkostní potenciál je závislý na vzdálenosti v půdním profilu od hladiny podzemní vody (Šarapatka, 2014). Gravitační potenciál pak představuje skutečnost, že všechny děje v půdě se uskutečňují v gravitačním poli. Je tedy nutné brát v úvahu působení gravitace na pohyb vody (Šarapatka, 2014). Jestliže dojde k situaci, kdy se liší tlak vzduchu v půdě a tlaku vzduchu nad volnou hladinou, uplatňuje se pneumatický potenciál (Šarapatka, 2014). V neposlední řadě může být rovnováha narušena i rozdílnou koncentrací určitých látek v půdním systému. Pak se uplatňuje osmotický potenciál (Šarapatka, 2014). V neposlední řadě se pak tedy uplatňuje i zátěžový potenciál, a to v okamžiku, kde je půdní prostředí (zejména póry) nějakým způsobem deformováno (Šarapatka, 2014).

Jak vyplývá z popisu potenciálu půdní vody, hydrolimity se vztahují k jednotkám vlhkostního potenciálu (Šarapatka, 2014). Je nutné si uvědomit, že hydrolimity nemají žádnou přesnou hydrofyzikální definici, ale pro praxi jsou velmi důležité.

Obecně hydrolimity dělíme na základní a podmíněné (Šarapatka, 2014):

3.6.1 Základní hydrolimity

- a. **Adsorpční vodní kapacita.** Tento hydrolimit vyjadřuje maximální množství vody, které je schopna půda poutat adsorpčními silami.
- b. **Retenční vodní kapacita.** Jedná se o hydrolimit vyjadřující maximální množství vody, které je schopna půda zadržet po delší dobu a vlastními silami.
- c. **Polní vodní kapacita.** Jedná se o takovou vlhkost půdy, kdy je voda v půdě málo pohyblivá a vlhkost se po několika dnech nemění. Dochází k takovému stavu po nadměrném zavlažení půdy. Vlastně se jedná o retenční vodní kapacitu stanovenou v polních podmínkách.
- d. **Maximální vodní kapacita** (někdy též označována jako absolutní vodní kapacita). Tento hydrolimit představuje polní vodní kapacitu stanovenou v laboratorních podmínkách.
- e. **Plná vodní kapacita.** Jedná se o vyjádření plného nasycení půdy vodou. Jinými slovy, v půdě jsou zaplněny všechny póry a dutiny vodou.

3.6.2 Podmíněné hydrolimity

- a. Monomolekulární adsorpční vodní kapacita. Jedná se o hydrolimit, který vyjadřuje takovou vlhkost půdy, při které se na povrchu pevné fáze půdy tvoří obal o tloušťce jedné molekuly vody.
- b. Číslo hygroskopicity. Tento hydrolimit vyjadřuje vlhkost půdy při 96 až 98 % nasycení.
- c. Bod vadnutí. Jedná se o vyjádření vlhkosti půdy, kdy je voda nedosažitelná pro rostliny. Rostliny tedy nemají ke svému růstu a životu dostatek vody a vadnou. Po zvýšení vlhkosti se růst rostlin již obnoví. Obsah vody, která je vyšší než bod vadnutí nazýváme fyziologicky přístupnou vodou a obsah vody, který je nižší, než bod vadnutí, nazýváme fyziologicky nevyužitelnou vodou.
- d. Bod snížené dostupnosti. Jedná se o hydrolimit vyjadřující takovou vlhkost půdy, kdy dochází k omezení pohybu vody a tedy i k omezení příjmu vody rostlinami. Pokud se vlhkost půdy drží pod bodem snížené dostupnosti po delší dobu, pak dochází k omezení fyziologických funkcí rostlin.

Hydrolimity polní vodní kapacity a bod vadnutí lze orientačně stanovit na základě půdního druhu (tedy zrnitosti), jak je ukázáno v tabulce níže.

Tabulka 1: Vybrané hydrolimity pro různé půdní druhy (Šarapatka, 2014)

Půdní druh		Objemová hmotnost (g . cm ⁻³)	Bod vadnutí (% obj.)	Polní vodní kapacita (% obj.)
Písčítá	Průměr	1,65	15	7
	Rozmezí	1,55 - 1,80	19 - 20	4 - 10
Hlinitopísčítá	Průměr	1,5	21	9
	Rozmezí	1,40 - 1,60	15 - 27	6 - 12
Písčitohlinitá	Průměr	1,4	31	14
	Rozmezí	1,35 - 1,50	25 - 36	11 - 17
Hlinitá	Průměr	1,35	36	17
	Rozmezí	1,30 - 1,40	31 - 41	15 - 20
Jílovitohlinitá	Průměr	1,3	40	19
	Rozmezí	1,25 - 1,35	35 - 46	17 - 23

Z hydrolimitů je dále možné vypočítat využitelnou vodní kapacitu. Ta značí maximální množství vody využitelné rostlinami (Šarapatka, 2014). Jinými slovy, vodu dodanou nad tuto hranici rostliny již nevyužijí. Vypočítá se dle vztahu (Šarapatka, 2014):

Rovnice 16: Využitelná vodní kapacita

$$\theta_{\text{vvk}} = \theta_{\text{pk}} - \theta_{\text{v}}$$

θ_{vvk} = maximální vodní kapacita

θ_{pk} = polní vodní kapacita

θ_v = bod vadnutí

3.7 Hydrické režimy půd

Při řešení transportu látek v půdním prostředí je nutné alespoň stručně znát i hydrické režimy půdy, které tento transport látek rovněž ovlivňují.

Dle Němečka a kol (1990) je hydrický režim půd kombinací jednotlivých základních toků v půdě, tedy infiltraci, redistribuci vody po zvlhčení, odtokem k hladině podzemní vody, přítokem a odtokem podzemní vody, výparem spolu s transpirací rostlin. Šarapatka (2014) dodává, že hydrické režimy představují komplex procesů, které souvisejí s koloběhem vody mezi atmosférou, biosférou a pedosférou.

Hydrické režimy mohou být klasifikovány z hlediska hydrologického, či ekologického (Šarapatka, 2014; Němeček a kol., 1990).

3.7.1 Hydrologická klasifikace hydrických režimů

Hydrické režimy jsou hydrologicky klasifikovány na základě těchto faktorů (Němeček a kol., 1990):

- **Reliéf.** Reliéf totiž významně ovlivňuje povrchové rozdělení vody a to zejména povrchovým odtokem, podpovrchovým prouděním a hromaděním vody v depresích. Reliéf též ovlivňuje hloubku podzemní vody.
- **Klimatické podmínky.** Klimatické podmínky ovlivňují množství srážek a výpar.
- **Hydrologické vlastnosti půdy.** Zde se uplatňuje zejména hydraulická vodivost půdy a zvrstvení půdního profilu a podloží.
- **Podíl účasti podzemní vody.** Dosah podzemní vody a dosah horní hranice kapilárního pásma (hranice, kdy začíná kapilární vztlínání vody), výrazně ovlivňují hydrický režim půd.
- **Vegetační pokryv.** Vegetační pokryv ovlivňuje zejména rovnoměrnost odběru půdní vody.

- **Člověk.** Aktivita člověka vede jak ke snížení půdní vlhkosti, tak k jejímu snížení.

Hydrologické klasifikace hydrických režimů půd je pak následující (Šarapatka, 2014):

- **Režim půd s věčným ledem,**
- **Režim promyvný** - poměr srážek k evapotranspiraci je větší než 1.
- **Režim periodicky promyvný** - koeficient ovlhčení je blízký 1. V sušších letech bývá evapotranspirace větší, než infiltrace. Ve vlhčích letech je tomu naopak.
- **Režim nepromyvný** - koeficient ovlhčení je menší než 1. Koloběh vody je omezen jen na půdní profil či dokonce jen část profilu. Spodní část profilu vykazuje nízkou vlhkost.
- **Režim výparný** - poměr srážek a evapotranspirace je menší než 1.
- **Režim nivní** - vyskytuje se ve vlhčích oblastech s periodicky promyvným či promyvným režimem, ale odtok vody je zpomalován vysokou hladinou podzemní vody.
- **Režim bažinný** - u těchto půd zasahuje hladina podzemní vody do půdního profilu, někdy až k jeho povrchu.
- **Režim závlahový** - jedná se o doplňkové zavlažování půdy.

Ekologická klasifikace hydrických režimů je dána zejména (Němeček a kol., 1990):

- **stupněm provlhčení půdního profilu,**
- **délkou trvání provlhčení,**
- **stratifikací vlhkosti.**

Ekologická klasifikace hydrických režimů půd je následující (Šarapatka, 2014):

- **S permafrostem.**

- **Plně nasycený vodou** - v půdním profilu je dosaženo hydrolimitu plná vodní kapacita po celý rok.
- **Periodicky nasycený vodou** - vlhkost během roku kolísá v rozmezí hydrolimitů plná vodní kapacita až polní vodní kapacita.
- **Promyvný režim** - vlhkost v půdním profil dosahuje plnou vodní kapacitu až polní kapacitu.
- **Periodicky promyvný režim** - ve vrchní části profilu je dosaženo hydrolimitu polní vodní kapacity, ve spodní části je naopak periodicky dosahováno hydrolimitu snížené dostupnosti, případně může docházet ve svrchní části k dosažení hydrolimitu bodu vadnutí a ve spodní části polní kapacity.
- **Promyvný - sezóně suchý režim** - v případě tohoto režimu dochází ve srážkovém období k dosažení plné vodní kapacity až polní kapacity, ale v suchém období dochází k dosažení hydrolimitu snížené dostupnosti až bodu vadnutí.
- **Nepromyvný režim** - ve svrchní části profilu je dosaženo hydrolimitu polní kapacity až snížené dostupnosti, ve spodní části pak hydrolimitu snížené dostupnosti až bodu vadnutí.
- **Suchý režim** - je dosahováno po většinu roku bodu vadnutí.
- **Výtopný režim** - v půdním profilu se vyskytuje hladina podzemní vody a vzestupný proud.
- **Další režimy** - jedná se o režimy způsobené například umělou závlahou...

Dále pak rozlišujeme na základě stupně provlhčení půdního profilu a délky trvání tohoto provlhčení ve vrstvě 0 - 30 cm u zemědělských půd a 0 - 50 cm u lesních půd, tyto režimy (Šarapatka, 2014):

- **Akvatický stav** - vlhkost půdy dosahuje plné vodní kapacity,
- **Uvidický stav** - vlhkost půdy dosahuje hydrolimitů plné vodní kapacity až polní kapacity,
- **Semiuidický stav** - je stav, kdy je dosahováno hydrolimitů polní kapacity až bodu snížené dostupnosti,

- **Semiaridní vztah** - je dosahováno hydrolimitů bodu snížené dostupnosti až bodu vadnutí,
- **Aridní stav** - je stav mezi bodem vadnutí a číslem hygroskopicity,
- **Hyperaridní stav** - je stav s potenciálem menším, než je číslo hygroskopicity

3.8 Pedotransférové funkce

Pedotransférové funkce můžeme rozdělit na texturní a kontinuální, empirické a bodové (Minasny a kol., 1999).

Texturní pedotransférové funkce slouží k odhadu hydraulických vlastností pro určitou zrnitostní třídu. V praxi to funguje tak, že určitý soubor dat se rozdělí podle zrnitostních tříd půdy a pro každou třídu jsou určeny retenční křivky (Wosten a kol., 1998). Budou tak existovat průměrné retenční křivky pro každou zrnitostní třídu.

Tabulky níže uvádí zrnitostní třídy a základní charakteristiky. Tabulka 1 představuje parametry van Genuchtenovy rovnice pro 11 zrnitostních tříd dle FAO a tabulka 2 představuje parametry pro zrnitostní třídy používané modelem RETC a ROSSETA.

Tabulka 2: Pedotransférové parametry pro zrnitostní třídy dle FAO (Wosten a kol., 1998).

	Zrnitostní třída	θ_s	θ_r	a	n
Ornice	Hrubá	0,403	0,025	0,0383	1,3774
	Střední	0,439	0,010	0,0341	1,1804
	Středně jemná	0,430	0,010	0,0083	1,2539
	Jemná	0,520	0,010	0,0367	1,1012
	Velmi jemná	0,614	0,010	0,0265	1,1033
Podorničí	Hrubá	0,366	0,025	0,0430	1,5206
	Střední	0,392	0,010	0,0249	1,1689

	Středně jemná	0,412	0,010	0,0082	1,2179
	Jemná	0,481	0,010	0,0198	1,0861
	Velmi jemná	0,538	0,010	0,0168	1,0730
Organické půdy		0,766	0,010	0,0130	1,2039

Tabulka 3: van Genuchtenovy parametry pro zrnitostní třídy dle USDA (Schaap a kol., 2001; van Genuchten, 1991)

Zrnitostní třída	RETC				ROSETTA			
	θ	θ_r	a	n	θ_s	θ_r	a	n
Písek	0,430	0,045	0,145	2,680	0,375	0,059	0,035	3,180
Hlinitopísčítá	0,410	0,057	0,124	2,280	0,390	0,049	0,035	1,747
Písčitohlinitá	0,410	0,065	0,075	1,890	0,387	0,039	0,027	1,448
Hlína	0,430	0,078	0,036	1,560	0,399	0,061	0,011	1,474
Prach	0,460	0,034	0,016	1,370	0,489	0,050	0,007	1,667
Prachovitá hlína	0,450	0,067	0,020	1,410	0,439	0,065	0,005	1,663
Písčitojílovitá hlína	0,390	0,100	0,059	1,480	0,384	0,063	0,021	1,330
Jílovitá hlína	0,410	0,095	0,019	1,310	0,442	0,079	0,016	1,415
Prachovitojílovitá hlína	0,430	0,089	0,010	1,230	0,482	0,090	0,008	1,520
Písčitý jíl	0,380	0,100	0,027	1,230	0,385	0,117	0,033	1,207
Prachovitý jíl	0,360	0,070	0,005	1,090	0,481	0,111	0,016	1,321
Jíl	0,380	0,068	0,008	1,090	0,459	0,098	0,015	1,253

Další z pedotransférových funkcí jsou kontinuální funkce. Tyto funkce představují sadu regresních rovnic, které vyšetřují závislost simulovaného parametru v určité tlakové výšce na hodnotách predikátorů. Jak uvádí Wosten a kol (1998) výsledkem těchto funkcí je odhad hydraulických vlastností pro konkrétní půdu, u které byla stanoveny (to je změřeny) prediktory.

Bodové pedotransférové funkce pak umožňují odhadovat vlhkost v případech předem přesně definovaných vlhkostrních potenciálů (Minasny a kol., 1999). Rovnice pro výpočet vlhkosti při určitém potenciálu pak je následující (Minasny a kol., 1999):

Rovnice 17: Rovnice pro výpočet vlhkosti při určitém potenciálu

$$\theta_h = a \cdot \text{písek} + b \cdot \text{prach} + c \cdot \text{jíl} + d \cdot \text{org. hmota} + e \cdot \text{obj. hmota} + \dots x \cdot \text{proměnná}$$

Kde:

θ_h = odhadovaná vlhkost v definované tlakové výšce ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^3$)

a, b, c, d, e, ...x = regresní koeficienty

písek, jíl, prach, org. hmota, obj. hmotnost...proměnná = půdní vlastnosti použité jako prediktory

Pedotransférové parametrické funkce pak využívají toho, že odhadovaná vlhkost v definované tlakové výšce může být popsána hydraulickým modelem v podobě rovnic, které mají určitý počet parametrů (Minasny a kol., 1999). Právě tohoto se nejčastěji využívá při simulování transportních procesů.

Pedotransférové funkce je nutné rovněž zhodnotit. Je to z toho důvodu, že hydraulické vlastnosti půd jsou velmi variabilní. Při jejich simulaci tak může docházet k řadě nepřesností. Musí tedy být stanovena spolehlivost odhadů daných parametrů. Wosten a kol. (2001) uvádějí, že jde zejména o přesnost, pearsonův korelační koeficient a směrodatnou odchylku.

Tabulka 4: Kontinuální pedotransférové funkce, které odvodil Wosten a kol (1998) pro odhad Mualem – van Genuchtenových parametrů. Tyto funkce jsou odvozeny z mezinárodní evropské databáze půd HYPRES.

Parametr	Regresní rovnice	R ² - koeficient stanovení
$\Theta_s =$	$0,7919 + 0,001691 \cdot C - 0,29619 \cdot D - 0,000001491 \cdot S^2 + 0,0000821 \cdot OM^2 + 0,02427 \cdot C \cdot D + 0,01113 \cdot S^{-1} + 0,01472 \cdot \ln(S) - 0,0000733 \cdot OM \cdot C - 0,000619 \cdot D \cdot C - 0,001183 \cdot D \cdot OM - 0,0001664 \cdot \text{ornice} \cdot S$	76 %
$a =$	$-14,96 + 0,03135 \cdot C + 0,0351 \cdot S + 0,646 \cdot OM + 15,29 \cdot D - 0,192 \cdot \text{ornice} - 4,671 \cdot D^2 - 0,000781 \cdot C^2 - 0,00687 \cdot OM^2 + 0,0449 \cdot OM \cdot D + 0,0663 \cdot \ln(S) + 0,1482 \cdot \ln(OM) - 0,04546 \cdot D \cdot S - 0,4852 \cdot D \cdot OM + 0,00673 \cdot \text{ornice} \cdot C$	20 %
$n =$	$-25,23 - 0,02195 \cdot C + 0,0074 \cdot S - 0,1940 \cdot OM + 45,5 \cdot D - 7,24 \cdot D^2 + 0,0003658 \cdot C^2 + 0,002885 \cdot OM - 12,81 \cdot D^{-1} - 0,1524 \cdot S^{-1} - 0,01958 \cdot OM^{-1} - 0,2876 \cdot \ln(S) - 0,0709 \cdot \ln(OM) - 44,6 \cdot \ln(D) - 0,02264 \cdot D \cdot C + 0,0896 \cdot D \cdot OM + 0,00718 \cdot \text{ornice} \cdot C$	54 %
$l =$	$0,0202 + 0,0006193 \cdot C^2 - 0,001136 \cdot OM^2 - 0,2316 \cdot \ln(OM) - 0,03544 \cdot D \cdot C + 0,00283 \cdot D \cdot S + 0,0488 \cdot D \cdot OM$	12 %
K_s	$7,755 + 0,0352 \cdot S + 0,93 \cdot \text{topsoil} - 0,967 \cdot D^2 - 0,000484 \cdot C^2 - 0,000322 \cdot S^2 + 0,001 \cdot S^{-1} - 0,0748 \cdot OM^{-1} - 0,643 \cdot \ln(S) - 0,01398 \cdot D \cdot C - 0,1673 \cdot D \cdot OM + 0,02986 \cdot \text{ornice} \cdot C - 0,03305 \cdot \text{ornice} \cdot S$	19 %

Kde:

θ_s = modelový parametr

a, n, l, K_s = transformované modelové parametry

$a = \ln(a), n = \ln(1 - n), l = \ln((1 + 10) / (10 - 1)), K_s = \ln(K_s)$

C = jíl (%)

S = prach (%)

OM = organická hmota (%)

D = objemová hmotnost suché zeminy ($g \cdot cm^{-3}$)

Tabulka 5: Kontinuální pedotransférové funkce pro odhad retenční čáry pro Českou republiku. Údaje jsou převzaty ze: Matula (2010)

Parametr	Regresní rovnice	R ² - koeficient stanovení
$\Theta_r =$	$0,195843 - 0,000722 \cdot C + 0,005066 \cdot D + 0,000030 \cdot S^2 + 0,002455 \cdot OM^2 + 0,000005 \cdot C - 1 - 0,212134 \cdot S - 1 - 0,062058 \cdot \ln(S) + 0,000302 \cdot OM \cdot C + 0,000814 \cdot D \cdot C - 0,005955 \cdot D \cdot OM + 0,000392 \cdot \text{ornice} \cdot S$	14 %
$\Theta_s =$	$0,715461 + 0,000643 \cdot C - 0,225473 \cdot D + 0,000009 \cdot S^2 + 0,001927 \cdot OM^2 + 0,000029 \cdot C^1 - 0,032066 \cdot S^1 - 0,062058 \cdot \ln S - 0,000439 \cdot OM \cdot C + 0,000586 \cdot D \cdot C + 0,006418 \cdot D \cdot OM - 0,000185 \cdot \text{ornice} \cdot S$	49 %
$a =$	$7,18245 - 0,02057 \cdot C + 0,02391 \cdot S - 0,34244 \cdot OM - 13,0341 \cdot D - 0,51394 \cdot \text{Ornice} + 4,329369 \cdot D^2 - 0,00015 \cdot C^2 + 0,016511 \cdot OM^2 + 0,002085 \cdot OM - 1 + 0,054612 \cdot \ln S + 0,337137 \cdot \ln OM - 0,04272 \cdot D \cdot S + 0,156857 \cdot D \cdot OM + 0,018578 \cdot \text{ornice} \cdot C$	37 %
$n =$	$-19,08553 - 0,013845 \cdot C + 0,0265979 \cdot S - 0,474625 \cdot OM + 516,84082 \cdot D - 52,49239 \cdot D^2 - 0,000629 \cdot C^2 + 0,029569 \cdot OM^2 - 447,8106 \cdot D^1 + 1,145905 \cdot S^1 + 0,0004004 \cdot OM^1 - 0,465839 \cdot \ln S - 0,020784 \cdot \ln OM - 839,1078 \cdot \ln D + 0,0175405 \cdot D \cdot C + 0,1631374 \cdot D \cdot OM + 0,0158582 \cdot \text{ornice} \cdot C$	26 %

4 PRAKTICKÁ ČÁST

4.1 Rozdělení modelů

Modely využívané v půdních vědách můžeme rozdělit podle několika kritérií (Kodešová, 2012). Toto dělení je následující:

1. rozdělení podle měřítka
 - a. rozdělení podle prostorového měřítka
 - b. rozdělení podle časového měřítka
2. rozdělení modelů podle teoretického základu
3. kombinace modelů

Dělení modelů dle prostorového měřítka

Dělení modelů dle prostorového měřítka může být velmi podrobné, ale i globální. Jak uvádí Kodešová (2012) můžeme tyto modely zaměřit na molekulární úroveň, ale můžeme vytvořit model i pro celý svět. Modely pro jednotlivé úrovně pak mají své vlastní zákonitosti a terminologii. Ovšem je nutné zdůraznit, že i když lze model vytvořit jen na jednotlivou úroveň (například půdní profil, pedon, povodí...), v řadě případů je nutné mít k dispozici model, který dokáže hledat vztahy mezi sousedními úrovněmi (Kodešová, 2012).

Kodešová (2012) uvádí, že z hlediska dělení modelů dle prostorového měřítka bohatě stačí rozdělení na modely mikroskopické, makroskopické a modely v mapovém měřítku.

Mikroskopické měřítko představuje úroveň půdních pórů. Slouží tedy ke studiu půdy jako porézního prostředí a k pohybu tekuté i plynné fáze v jednotlivých půdních pórech (Kodešová, 2012).

Makroskopické měřítko představuje půdní prostředí s určitými fyzikálními, chemickými a hydraulickými vlastnostmi. Tyto vlastnosti jsou zároveň definovány pro vzorek o známém objemu (Kodešová, 2012). Jak chemické, tak fyzikální i hydraulické vlastnosti se liší jak v půdním profilu, tak v půdním horizontu. Tyto vlastnosti je však třeba znát, pokud chceme definovat model na úrovni mapovém.

Z výše uvedeného pak vyplývá, že mapový model představuje studium půdních charakteristik v určitém geografickém prostoru. Modelované charakteristiky tak vlastně představují funkci prostoru (Kodešová, 2012).

Rozdělení modelů podle časového měřítka

Modely s časovým měřítkem slouží ke studování určitého jevu a jeho vývoje v čase. Jaké bude přesně zvolené měřítko je odvislé na konkrétním studovaném jevu (Kodešová, 2012).

Rozdělení modelů podle teoretického základu

Dle Kodešové (2012) jsou modely podle teoretického základu děleny na fyzikální a koncepční. Modely fyzikální jsou zaměřené na konkrétní objekty. Tedy jinými slovy tyto modely tyto konkrétní fyzikální objekty reprezentují. Pomocí modelů jsou pak na těchto objektech popisovány vybrané charakteristiky a jevy (Kodešová, 2012).

Modely koncepční jsou pak zaměřené na popis naměřených dat a následnou predikci určitých procesů právě na základě znalosti dat a předem definovaných zákonitostí (Kodešová, 2012). Koncepční modely pak můžeme dále dělit podle toho, zdali simulují určitý jev bez definování přesných zákonitostí, nebo zdali daný proces je simulován na základě přesně známých a definovaných zákonitostí. V prvním případě mluvíme o tzv. empirických modelech a v druhém případě o mechanistických modelech (Kodešová, 2012).

Dále mohou být modely děleny na kvalitativní a kvantitativní. Kvantitativní modely definují studovaný objekt pomocí naměřených dat a následných simulací. Kvalitativní modely se pak zaměřují na slovní popis a definici studovaných jevů (Kodešová, 2012).

Modely vlastně simulují hydraulické vlastnosti půdy na základě naměřených dat. Měření hydraulických vlastností v terénu či přímo v laboratoři je totiž časově i finančně velmi náročné. Z tohoto důvodu byly stanoveny tzv. pedotransférové funkce. Jedná se vlastně o nepřímý odhad hydraulických vlastností půdy. Tento odhad je prováděn na základě znalostí základních vlastností půdy, jako je zrnitostní složení, objemová hmotnost, či vlhkost půdy. Jedná se vlastně o regresní analýzy, kdy je odhadována závislost hydraulických vlastností půdy na základních půdních charakteristikách (Minasny a kol., 1999).

4.2 Program HYDRUS 1D

Model HYDRUS 1D lze využít pro analýzu proudění vody, tepla a rovněž pro simulaci transportu látek v proměnlivě nasycených porézních prostředí (Šimůnek a kol., 2016). Takovým prostředím je i půda. Důležité je zmínit, že model HYDRUS 1D simuluje výše uvedené jevy v jednorozměrném prostředí.

Tento model využívá k simulaci Richardsovu rovnici pro nasycené a nenasyčené proudění vody, ale také pro přenos tepla a rozpuštěných látek. Tato rovnice zahrnuje rovněž odběr vody kořeny rostlin (Šimůnek a kol., 2012).

V případě tepla je pak jeho přenos uvažován jak samotným vedením, tak i advekcí společně s proudící vodou či jiným roztokem (Šimůnek a kol., 2012).

Rovnice řídící simulaci přenosně - disperzačního transportu rozpuštěných látek jsou psané ve velmi obecných formách, včetně lineárních a nelineárních reakcí mezi pevnou a tekutou fází a lineární reakcí mezi tekutou a plynnou fází (Šimůnek a kol., 2016). Do modelů mohou být zahrnuty jak nestálé rozpustné látky, jako například některé pesticidy (Šimůnek a kol., 2012).

Model rovněž umožňuje zohlednit advekci a disperzi v kapalně fázi, difuzi v plynné fázi a s tímto zohledněním simulovat transport látek a to jak v kapalném, tak plynném stavu (Šimůnek a kol., 2012).

Model HYDRUS dále umožňuje simulovat celou řadu dalších fyzikálních a chemických nerovnovážných transportních situací.

4.2.1. Historie vývoje

Model HYDRUS 1D je vyvíjen od roku 1998, respektive v tomto roce spatřila světlo světa první verze modelu (Šimůnek a kol., 2012). Model HYDRUS 1D je volně dostupný pro každého. Existuje však i verze HYDRUS 2D/3D, které jsou již jen pro komerční účely. Na rozdíl od verze modelu HYDRUS 1D je možné pomocí verze HYDRUS 2D/3D simulovat dané jevy ve dvojrozměrném a trojrozměrném prostoru. Postupem času rovněž vznikaly různé přídatné moduly, které umožňovaly simulovat transport látek například v mokřadech.

Počáteční verze modelu HYDRUS umožňovali simulovat pouze transport jednotlivých iontů, které byly považovány za nereaktivní, nebo mohli být sorbovány na pevnou fázi, a které byly buď nedegradabilní, či degradabilní v prvním řádu (Šimůnek a kol., 2012).

4.2.2. Princip modelu HYDRUS 1D

Model je založen na numerických metodách, konkrétně model HYDRUS 1D je založen na metodě konečných prvků a metodě konečných diferencí a rovněž metodě konečných objemů (Duchan a kol., 2014). Tyto zmíněné metody budou rozepsány níže.

Metoda konečných diferencí, je zřejmě nejstarší metodou používanou v numerických modelech. Jak uvádí Říha (1997) její rozvoj mohl nastat teprve s příchodem výkonných počítačů. Princip této metody spočívá v tom, že parciální derivace, které jsou součástí řídicích rovnic, jsou nahrazeny algebraickými výrazy. Tyto výrazy pak znamenají podíl konečných diferencí závislé a nezávislé proměnné (Říha, 1997).

Nejpoužívanější metodou používanou při simulaci proudění podzemní vody je metoda konečných prvků. Valentová (1998) uvádí, že rozdíl mezi metodou konečných diferencí a metodou konečných prvků spočívá v tom, že zatímco v případě metody konečných diferencí jsou řešení hledána v izolovaných bodech sítě, v případě metody konečných prvků je toto řešení hledáno v celé řešené oblasti. Pro zjednodušení je tato oblast rozdělena na jednotlivé části - konečné prvky.

Říha (1997) uvádí, že metoda konečných prvků má oproti metodě konečných diferencí řadu výhod. Jedná se zejména o:

- není třeba při sestavování konečných prvků dodržovat pravidelnou strukturu,
- síť je tedy možné přizpůsobit tvaru řešeného území oblasti,
- algoritmus výpočtu není závislý na tvaru řešené oblasti,
- v potřebném místě je možné síť zahustit,
- konečný prvek lze pak lépe definovat pomocí fyzikálních vlastností,
- pro konečné prvky se snadněji definují okrajové a počáteční podmínky.

Model HYDRUS, stejně jako jiné numerické modely musejí vycházet ze základních zákonů mechaniky kapalin. Říha pak uvádí nejdůležitější zákony (Říha, 1997): Zákon zachování hmotnosti, zákon zachování hybnosti, zákon zachování energie, stavové rovnice.

Jen stručně k výše uvedeným zákonům:

Zákon zachování hmotnosti proudící kapaliny říká, že rozdíl mezi hmotnostmi kapaliny, která vtéká do elementu, a která vytéká z elementu za určitý časový interval se musí rovnat časové změně hmotnosti kapaliny obsažené v tomto elementu.

Zákon zachování hmotnosti pak říká, že hybnost izolované soustavy se nemění. Stavovské rovnice pak slouží k propojení prvního a druhého pohybového zákona. Jedná se přitom o konstruktivní vztah.

Transport tepla a kontaminantů v modelu HYDRUS 1D je popsán za pomoci Fickovy rovnice pro advekci a difuzi. Tato rovnice využívá metody konečných prvků. Rovnice předpokládá advektivně-difuzní transport v kapalně fázi a difúzní transport v plynné fázi. Rovnice dále rovněž umožňuje do výpočtu zahrnout nelineární či nerovnovážné změny působící mezi pevnou a kapalnou fází (Šimůnek a kol., 2008).

Model HYDRUS 1D je založen na těchto rovnicích a vztazích (Jacques a kol., 2008):

Richardsonova rovnice:

Rovnice 18: Richardsonova rovnice

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \cos \alpha \right) \right] - S(h)$$

Transport tepla:

Rovnice 19: Transport tepla

$$\frac{\partial C_p(\theta)T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial x} \right] - C_w \frac{\partial qT}{\partial x} - C_w S T$$

Transport rozpuštěných látek:

Rovnice 20: Transport rozpuštěných látek

$$\frac{\partial \theta C_j}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\theta D^w \frac{\partial C_j}{\partial x} \right) - \frac{\partial q C_j}{\partial x} - S C_{r,j} + R_{o,j}$$

Hydrodynamická disperze je proces působící na všechny rozpuštěné látky, které se vykytují v podzemní vodě. Tato disperze je odpovědná za rozptyl látek do všech částí pérového prostředí, tedy i tam, kam by se látky, které se pohybují v důsledku advekce nedostaly. Je třeba si uvědomit, že tato disperze nemůže způsobit reálný úbytek migrujících látek. Advekcí pak rozumíme transport kontaminantu či určité látky, které se pohybují v půdním prostředí (Šimůnek a kol., 2008).

Pomocí advekcčně-disperzní rovnice se modeluje a počítá transport látek, zatímco pomocí Richardsonovy rovnice se počítá samotné proudění (Šimůnek a kol., 2008).

Advekcčně-disperzní rovnice je vyjádřena vztahem:

Rovnice 21: Advekcčně-disperzní rovnice

$$\frac{\partial(\theta c)}{\partial t} = - \frac{\partial(q_d + q_a)}{\partial z}$$

Kde: q_a = advekcční tok ($\text{ML}^{-2}\text{T}^{-1}$)

q_d = tok způsobený hydrodynamickou disperzí ($\text{ML}^{-2}\text{T}^{-1}$)

c je koncentrace roztoku [ML^{-3}]

θ je objemová vlhkost [$\text{L}^3 \text{L}^{-3}$]

z je souřadnicová osa [L]

4.2.3. Možnosti modelu HYDRUS 1D

Model HYDRUS 1D umožňuje řešit kromě transportu tepla a rozpuštěných látek a vody či energie, jak je uvedeno výše, celou řadu dalších jevů a situací. Některé z nich budou popsány v následujícím textu.

Jednou z dalších možností je například řešení simulace transportu oxidu uhličitého. To umožňuje modelu UNSATCHEM. Tento modul však umí řešit mnohem více. Například autoři Goncalves a kol (2006) použili tento model k simulování transportu vybraných iontů při zavlažování půdy vodou o různé kvalitě. Tento modul dále umožňuje například simulování a popis transportu obsahu vody, celkového zasolení půdy, pohybu individuálních kationtů (Šimůnek a kol., 2012).

Model HYDRUS 1D lze využít jak při simulování jevů v laboratorních podmínkách (například na válci se zeminou), tak i v terénních podmínkách u půdních profilů hlubokých i několik stovek metrů (Hanson a kol., 2006).

Jak už je uvedeno výše, výrazný rozvoj ve vývoji modelu HYDRUS 1D nastal v mezi roky 2006 až 2008. V roce 2008 byla vydána nová verze, která umožnila provádět celou řadu dalších simulací.

Jednou z možností, kterou model HYDRUS 1D nabízí je simulování odstředivých sil. Tento modul umožňuje při simulování transportu vody a rozpuštěných látek brát v úvahu i dostředivé síly. Respektive zahrnutí odstředivých sil do modelování či simulování různých jevů a situací je v posledních letech velmi používaným způsobem pro měření nasycené a nenasyčené hydraulické vodivosti (van der Berg a kol., 2009).

Z praktického využití se model HYDRUS 1D, jak už bylo uvedeno výše, velmi často používá pro zemědělské účely. Jeho nejčastější využití pro zemědělské účely často spočívá v simulaci různých závlahových schémat. Ostatně tato aplikace modelu HYDRUS 1D byla již mnohokrát vyzkoušena přímo v praxi (Dabach a kol., 2013). Model HYDRUS 1D je však v zemědělství využíván k mnohem rozmanitějším účelům. Například lze pomocí tohoto modelu simulovat odběr vody kořeny (Neto a kol., 2016). Za zmínku jistě také stojí aplikace tohoto modelu při sledování osudu látek používaných v zemědělství k ochraně rostlin proti chorobám a škůdcům. Pomocí tohoto modelu tak lze simulovat jejich transport (Engelhardt a kol., 2015).

Autoři Fan a kol (2015) použili například model HYDRUS 1D k simulování vlivu zastínění půdy rostlinami na obsah vody v této půdě v lesním porostu.

V posledních letech je například v zemědělství velmi aktuální otázka hnojení dusíkem a dopadů tohoto hnojení na zdroje pitné vody a následné případné ohrožení lidského zdraví (Corwin a kol., 2007).

Model HYDRUS 1D umožňuje provádět simulace transportu a šíření N po jeho aplikaci do půdy. Je tak možné zabránit, či minimalizovat dopady použití N na přírodu a i lidské zdraví (Dash a kol., 2015). Nicméně modelování transportu a šíření těžkých kovů provedl už v roce 2008 pomocí modelu HYDRUS 1D (Jasques a kol 2008).

Své místo si model našel i v hydrologii. Model HYDRUS 1D byl využit pro modelování povrchového toku a zásobování podzemních zdrojů vody. I když je dnes k tomuto účelu lepší využívat model HYDRUS 2D/3D.

Další použití tohoto modelu je i při ochraně životního prostředí. Lze pomocí něj například velmi dobře simulovat transport a šíření těžkých kovů v půdě. Toho lze například využít při studiu míst starých ekologických zátěží, kdy nám může modelování prozradit jak velká a jakého prostorového rozsahu může být případná kontaminace okolní půdy. Rovněž však při aktuální havárii s hrozbou úniku těžkých kovů do půdy může být model HYDRUS velmi nápomocný. I když zde by se pravděpodobně uplatnila zejména verze modelu 2/3D.

Transport koloidů je řešen pomocí speciálního modulu. Modelovat je dokonce možné i transport takových položek, jako jsou bakterie a viry, nanočástice a podobně. Tedy objektů, jejichž transport je popisován pomocí konvenční disperze.

Model HYDRUS 1D rovněž umožňuje simulovat koloidní transport při měnícím se obsahu vody, zejména pak v případě transportu koloidů, ale i bakterií dalších objektů (Bradford a kol., 2015).

Model HYDRUS 1D rovněž umožňuje simulovat růst kořenů v závislosti na velkém množství environmentálních faktorů (Hartman a Šimůnek, 2015). Model umožňuje simulovat růst kořenů i jejich hustotu.

4.3 Model MODFLOW

Model MODFLOW je pravděpodobně světově nejrozšířenějším modelem, který umožňuje trojrozměrně modelovat proudění podzemní vody. Tento model vychází z metody konečných objemů. Základním principem modelu MODFLOW je simulování proudění podzemních vod v jednotlivých zvodních zvlášť. Model samozřejmě bere v úvahu vzájemnou interakci jednotlivých zvodních. Touto interakcí je vertikální přítok z jedné vrstvy do druhé. Model je založen na těchto hlavních parametrech: hydraulická vodivost, storativita a pórovitost (Langevin, 2017).

4.3.1. Historie vývoje

Vývoji tohoto modelu předcházelo používání dvou rozměrných a trojrozměrných modelů založených na principu konečných diferencí (FDM). Nicméně, tyto modely nevyhovovaly potřebám praxe. Výzkumníci i lidé v praxi potřebovali mít k dispozici model, který bude umět

vše, co umožňovaly dosavadní modely. Vznikla tedy poptávka po vytvoření jednoho komplexního modelu.

Takovým modelem se stal právě MODFLOW, jenž byl vytvořen pomocí programovacího jazyka Fortran 66 a jeho původní název byl Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model. Prvně se tento model objevil v roce 1983. Postupně pak tento model stal velmi oblíbeným a rozšířeným mezi odborníky po celém světě (Harbaugh a kol., 2000).

V současné době má model MODFLOW následující doplňující moduly (Langevin, 2017):

1. MODFLOW-FMP – simuluje vliv zavlažování na stav podzemní vody
2. SEAWAT MODFLOW s MT3DMS – umožňuje simulaci proměnné hustoty proudění podzemní vody;
3. GSFLOW – spojuje hydrologický model PRMS s MODFLOW;
4. MODFLOW-CFP – zahrnuje proces Conduit Flow Process (CFP) procesy v krasových zvodních, které neodpovídají Darcyho zákonu;
5. MODFLOW-GWM – pro management podzemních vod;
6. MODFLOW-NWT – umožňuje simulovat podmínky vodní hladiny;
7. MODFLOW-SWR – umožňuje simulování vztahu podzemních a povrchových vod;
8. „MODFLOW-LGR – umožňuje propojení několika modelů proudění podzemní vody v rámci zdokonalení místní sítě;
9. MODFLOW-OWHM – umožňuje simulovat pohyb vody v zemědělském prostředí

Model MODFLOW je založen na následujících vztazích:

$$K_x \frac{\delta}{\delta} \left(H \frac{\delta H}{\delta x} \right) + K_y \frac{\delta}{\delta} \left(H \frac{\delta H}{\delta y} \right) = S_y \frac{\delta H}{\delta t}$$

Kde:

K_x a K_y = hydraulická konduktivita ($L \cdot T^{-1}$)

x , y = představují směry

H = poziometrická úroveň hladiny (L)

t = čas (s)

4.3.2. Využití modelu MODFLOW

Využití modelu MODFLOW je velmi obdobné, jako v případě modelu HYDRUS. Jeho uplatnění je například v environmentální oblasti při modelování pohybu kontaminantů v půdním prostředí (Prommer, 2003).

Dále je možné tento program využít pro simulování stavu podzemní vody, odtokových poměrů v povodí, vlivu srážek na podzemní vody a půdní vlhkost (Prommer, 2003).

4.4 Porovnání modelů HYDRUS a MODFLOW

Model HYDRUS je založen na metodě konečných prvků, která umožňuje navrhování komplikovaných mřížkových sítí v trojúhelníkové geometrii, ale model MODFLOW je založen na technice konečných rozdílů a konečném objemu (např. TVD schéma), který umožňuje navrhovat pouze pravoúhlé mřížkové sítě. HYDRUS může simulovat nasycené i nenasycené prostředí pomocí svého základního schématu, ale hlavní složky modelu MODFLOW (MODLFW, MT3DMS, SEAWAT) nejsou schopny simulovat stav nenasyceného toku, i když SEAWAT může simulovat tok s proměnnou hustotou, např. slaná voda. HYDRUS může také zvážit vadozní zónu, absorpci rostlin, infiltraci atd. Naproti tomu MODFLOW propojuje modely transportu podzemní vody s povrchovou vodou. HYDRUS může optimalizovat parametry pomocí vestavěného algoritmu Marquardt-Levenberg. MODFLOW používá WinPEST, který dokáže optimalizovat parametr stejným algoritmem, ale do roku 2012 nebylo možné optimalizovat většinu transportních parametrů přímo pomocí softwaru a musely být vytvářeny vstupní soubory WinPESTu. HYDRUS má demo verzi ve veřejné doméně, ale MODFLOW je zdarma v plné verzi pouze po dobu jednoho měsíce. Model HYDRUS umožňuje simulovat koloidní a nanočásticový transport v porézních médiích s přihlédnutím k různým jevům.

5 DISKUZE

Oba porovnávané modely mají své přednosti a nevýhody. Model HYDRUS patří ke spolehlivým modelům a jedním z prvních, které se objevily. Nicméně, jak uvádí autoři Vrugt a Bouten (2002) a Sonnleitner a kol. (2003) problematikou tohoto modelu je poměrně velká chyba měření a nepřesnosti modelů. Nicméně jiní autoři poukazují na totéž u modelu MODFLOW. Například Morway a kol. (2016).

Obecně se však zdá, že model MODFLOW předčí model HYDRUS zejména v lepším matematickém popisu půdního prostředí. Jako velkou výhodou rovněž spatřuji v tom, že model MODFLOW lze velmi snadno propojit s GIS aplikacemi. To je velmi velká výhoda, protože výsledky jde velmi snadno využít přímo v různých GIS aplikacích a provádět tak i geografické modelování.

Model MODFLOW má také mnohem širší uplatnění. To vyplývá ze skutečnosti, že tento model byl vyvinut z důvodu potřeby modelu, jenž by zahrnoval všechny funkce, které byly k dispozici u tehdy existujících modelů. To lze spatřovat jako velkou výhodou. I když v současné době existuje velká řada modelů, model MODFLOW je stále nejkompaktnější.

V publikaci Hydrological Studies for the Examination of Soil Salinity (2003) jsou použity jak model HYDRUS, tak model MODFLOW k modelování zasolování půdy. I když byly vstupní parametry pro oba modely stejné, model MODFLOW vykazoval lepší výsledky. Tento model ukázal lepší výsledek odpovídající reálnému stavu ověřenému v terénu než model HYDRUS.

Na druhou stranu řada autorů uvádí, že výsledky obou modelů jsou srovnatelné. Nicméně, v případě modelu HYDRUS však podle autorů dochází k nepřesnostem v případech, kdy dochází k simulování více faktorů naráz. To je pravděpodobně spojeno s nastavením matematických výpočtů. Ve výsledku však tyto rozdíly nejsou výrazné a oba modely jsou tak v praxi velmi dobře uplatnitelné (Honari a kol., 2017)

Například při modelování průběhu vlhkostí půdy vykazovaly oba modely velmi dobré výsledky (Brocca a kol., 2017). Ty byly navíc ověřeny pomocí metody TDR, jenž je považována za nejlepší metodu stanovení vlhkosti půdy (Chen a kol., 2014). Ukázalo se, že simulace provedené pomocí obou výš zmíněných modelů byly velmi blízké reálnému stavu.

6 ZÁVĚR

Předkládaná práce popisovala modelování transportních procesů za použití modelů HYDRUS 1D a MODFLOW. Modelování a simulování je v biologických a přírodních vědách v současné době na vzestupu. Laboratorní metody i přímá měření v polních podmínkách jsou často totiž velmi finančně i časově náročné. Tyto nevýhody přímého měření tak předurčují matematické modelování i k velkému rozvoji. V předkládané práci jsou popsány dva modely. Jedná se o model HYDRUS 1D a MODFLOW. Jedná se o modely používané při simulaci transportu látek v půdním prostředí.

Jak ukazují praktické příklady, využití modelu HYDRUS je opravdu velmi široké, a to jak pro čistě zemědělské účely, tak pro environmentální účely. Závěrem tak lze konstatovat, že modelování nejen transportních procesů v půdě pomocí modelů je velmi vhodným řešením.

Práce kladla důraz zejména na použití modelu HYDRUS 1D. Proto je u tohoto modelu uveden přehled jeho aplikace v praxi. Tato aplikace se převážně zaměřovala na zemědělské účely. Pomocí modelu HYDRUS 1D je tak možné modelovat závlahová schémata, ale například i šíření látek používaných při ochraně rostlin proti škůdcům a chorobám. Dále byl tento model používán například i k simulaci číření těžkých kovů v půdě, ale například umožňuje i simulovat růst rostlin při zadání velkého množství podmínek.

Nicméně, i samotný model MODFLOW je velmi kvalitní model. Hlavní rozdíly mezi dvěma výše zmíněnými modely jsou:

1. Model HYDRUS je založen na metodě konečných prvků, ale model MODFLOW je založen na technice konečných rozdílů a konečném objemu;
2. HYDRUS může simulovat nasycené i nenasycené prostředí pomocí svého základního schématu, ale hlavní složky modelu MODFLOW (MODLFW, MT3DMS, SEAWAT) nejsou schopny simulovat stav nenasyceného;
3. MODFLOW propojuje modely transportu podzemní vody s povrchovou vodou.
4. Model HYDRUS umožňuje simulovat koloidní a nanočásticový transport v porézních médiích s přihlédnutím k různým jevům.

Nelze závěrem konstatovat, že některý z výše uvedených modelů je lepší než druhý. Každý je použitelný v jiných situacích a pro jiný účel.

7 SEZNAM LITERATURY

Bradford, S. A., Wang, Y., Torkzakan, S., Šimůnek, J., 2015: Modeling the release of E. coli D21g with transients in water content. *Water Resources Research*. **51**(5), P.3303-3316. DOI: 10.1002/2014WR016566. ISSN 00431397, dostupné také z: <http://doi.wiley.com/10.1002/2014WR016566>

Brady N. C., Weil R. R., 2002: *The nature and properties of soils*. 13th ed. Upper Saddle River, N.J. Prentice Hall, 740s . ISBN 01-301-6763-0.

Brtnický M., 2012: *Degradace půdy v České republice*. Praha, Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, 91 s. ISBN 978-80-87361-20-7.

Císlerová M., Vogel T., 1998: *Transportní procesy*. Praha: Vydavatelství ČVUT, 182 s. ISBN 80-01-01866-0.

Corwin, D. L., Rhoades, D. J., Šimůnek, J., 2007: Leaching requirement for soil salinity control: Steady-state versus transient models. *Agricultural Water Management*. **90**(3), P. 165-180. DOI: 10.1016/j.agwat.2007.02.007. ISSN 03783774, dostupné také z: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0378377407000509>

Dabach, S., Lazarovitch, N., Šimůnek, J., Shani, U., 2013: Numerical investigation of irrigation scheduling based on soil water status. *Irrigation Science*. **31**(1), P. 27-36. DOI: 10.1007/s00271-011-0289-x. ISSN 0342-7188, dostupné také z: <http://link.springer.com/10.1007/s00271-011-0289-x>

Dash, J. Ch., Sarangi, A., Singh D. K., Singh, A. K., Adhikary, P. P., 2015: Prediction of root zone water and nitrogen balance in an irrigated rice field using a simulation model. *Paddy and Water Environment*. **13**(3), P. 281-290. DOI: 10.1007/s10333-014-0439-x. ISSN 1611-2490, dostupné také z: <http://link.springer.com/10.1007/s10333-014-0439-x>

Duchan, D., Říha, J., Zachoval, Z., 2014: *Hydraulické aspekty infiltrace dešťových vod: Hydraulika vsakování dešťových vod*. Vydání první. Brno: Vysoké učení technické v Brno, Fakulta stavební, ISBN 978-80-214-5017-2.

Engelhart, I., Sittig, S., Šimůnek, J., Groeneweg, J., Putz, T., Vereecken, H., 2015: Fate of the antibiotic sulfadiazine in natural soils: Experimental and numerical investigations. *Journal of Contaminant Hydrology*. P. **177-178**, 30-42. DOI: 10.1016/j.jconhyd.2015.02.006. ISSN 01697722, dostupné také z: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169772215000285>

Fan, J., Baumgart, T., Scheuermann, A., 2015: Modeling effects of canopy and roots on soil moisture and deep drainage, *Vadose Zone Journal*, 14(2), pp. 18, doi:10.2136/vzj2014.09.0131, 201

Goncalves, M. C., Šimůnek, J., Ramos, B. T., Martins, C. J., Neves J. M., Pires, P. F., 2006: Multicomponent solute transport in soil lysimeters irrigated with waters of different quality. *Water Resources Research*. **42**(8), P.1-17 DOI: 10.1029/2005WR004802. ISSN 00431397, dostupné také z: <http://doi.wiley.com/10.1029/2005WR004802>

Hanson, B. R., Šimůnek, J., Hopmans, W. J., 2006: Evaluation of urea–ammonium–nitrate fertigation with drip irrigation using numerical modeling. *Agricultural Water Management*. **86**(1-2), P.102-113. DOI: 10.1016/j.agwat.2006.06.013. ISSN 03783774, dostupné také z: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0378377406001867>

Hartman, A., Šimůnek J., 2015: *HYDRUS root growth module, Version 1. HYDRUS Softw. Ser. 5*. California, Riverside: Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California, Riverside., p.32.

Harbaugh, W., E. Banta, M. Hill, G. McDonald. ,2000: User guide to modularization concepts and the Ground-Water Flow Process, MODFLOW-2000 the U.S. Geological Survey modular ground-water mode. *U.S. Geological Survey Open-File Report 00–92*.

Honari M., Ashrafzadeh, A., Khaledian M., Vazifiedoust M., Mailhol, J., 2017: Comparison of HYDRUS-3D Soil Moisture Simulations of Subsurface Drip Irrigation with Experimental Observations in the South of France. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* (online). **143**(7) [cit. 2020-03-28]. DOI: 10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0001188. ISSN 0733-9437. Dostupné z: <http://ascelibrary.org/doi/10.1061/%28ASCE%29IR.1943-4774.0001188>

Jacques, D., Šimůnek, J., Mallants D., Van Genuchten, Th. M., 2008: Modelling coupled water flow, solute transport and geochemical reactions affecting heavy metal migration in a podzol soil. *Geoderma*. **145**(3-4), 449-461. DOI: 10.1016/j.geoderma.2008.01.009. ISSN 00167061, dostupné také z: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0016706108000177>

Kodešová R., 2012: *Modelování v pedologii*. V Praze: Česká zemědělská univerzita, Katedra pedologie a geologie FAPPZ, ISBN 80-213-1347-1.

Kutílek, M., 1978: *Vodohospodářská pedologie: vysokoškolská učebnice*. 2., přeprac. vyd. SNTL, Řada stavební literatury, 306s, dostupné také z: <http://www.digitalniknihovna.cz/mzk/uuid/uuid:09319360-9784-11e6-9325-005056827e52>

Kutílek, M., V. Kuráž, M. Císlarová.,1996: *Hydropedologie*. Dot. 1. vyd. Praha: České vysoké učení technické,ISBN 80-01-00956-4.

Langevin, C., J. Hughes, E. Banta, R. Niswonger, R. Panday, A. Provost.,2017: Documentation for the MODFLOW 6 Groundwater Flow Model. *U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 6, chap. A55*.

Matula, S., 2010: *Předpovědní půdně-agrohydrologické modely retence vody v půdě v ČR a jejich integrace do databází zemí EU.: Redakčně upravená zpráva k projektu: Předpovědní půdně-agrohydrologické modely retence vody v půdě v ČR a jejich integrace do databází zemí EU*. Ministerstvo zemědělství.

Milerski R., 2005: Nauka o krajině. Vysoké učení technické v Brně, 18 -24s.

Minasny, B., Mc Bratney, B. A., Bristow, L. K., 1999: Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. *Geoderma*. 1999, **93**(3-4), 225-253. DOI: 10.1016/S0016-7061(99)00061-0. ISSN 00167061, dostupné také z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0016706199000610>

Ministerstvo Životního prostředí České Republiky., nedatováno: *Definice, význam a funkce půdy* (online) [cit. 2019-01-08], dostupné z: [https://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/definice_pudy/\\$FILE/OOHPP-Definice_pudy-20080820.pdf](https://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/definice_pudy/$FILE/OOHPP-Definice_pudy-20080820.pdf).

Morway D., Niswonger R., Triana E.,2016: Toward improved simulation of river operations through integration with a hydrologic model. *Environmental Modelling & Software* (online). **82**, 255-274 [cit. 2020-03-28]. DOI: 10.1016/j.envsoft.2016.04.018. ISSN 13648152. Dostupné z: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S136481521630113X>

Němeček, J., Smolíková, L., Kutílek, M., 1990: *Pedologie a paleopedologie: celostátní vysokoškolská příručka pro stud. přírodověd. fak., skupiny stud. oborů geologické vědy*. Praha: Academia, 546 s, ISBN 80-200-0153-0.

Neto, D., C., Chang, K. H., van Genuchten, Th. M., 2016: A Mathematical View of Water Table Fluctuations in a Shallow Aquifer in Brazil. *Groundwater*. **54**(1), 82-91. DOI: 10.1111/gwat.12329. ISSN 0017467X, dostupné také z: <http://doi.wiley.com/10.1111/gwat.12329>

Novák, P., 2001: Produkční a mimoprodukční funkce půdy a její ochrana. *Úroda* (online) [cit. 2019-01-28], dostupné z: <https://uroda.cz/produkni-a-mimoprodukni-funkce-pudy-a-jeji-ochrana>.

Prommer, H., D.A Barry., C. Zheng., 2003: MODFLOW/MT3DMS-Based Reactive Multicomponent Transport Modeling. *Ground Water* (online). **41**(2), 247-257 [cit. 2020-02-13]. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2003.tb02588.x. ISSN 0017-467X. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02588.x>

Říha, J., 1997: *Matematické modelování hydrodynamických a disperzních jevů*. Brno: Vysoké učení technické, ISBN 80-214-0827-8.

Sonnleitner M., Abbaspour K., Schulín R., 2003: Hydraulic and transport properties of the plant-soil system estimated by inverse modelling. *European Journal of Soil Science* (online). **54**(1), 127-138 [cit. 2020-03-28]. DOI: 10.1046/j.1365-2389.2002.00491.x. ISSN 13510754. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1046/j.1365-2389.2002.00491.x>

Šarapatka, B., 2014: *Pedologie a ochrana půdy*. Olomouc. Univerzita Palackého v Olomouci, ISBN 978-80-244-3736-1.

Šefrna, L., 2004: Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodím. Sborník příspěvků GAČR. 205 s.

Šimek, M., Elhottová, D., Pižl, V., 2015: *Živá půda* (online) [cit. 2019-01-28], dostupné z: <http://www.academia.cz/edice/kniha/ziva-puda>.

Šimůnek, J., Van Genuchten, M., Šejna, M., 2012: HYDRUS: Model Use, Calibration, and Validation. *Transactions of the ASABE*. **55**(4), 1263-1276. DOI: 10.13031/2013.42239. ISSN 2151-0040.

Šimůnek, J., van Genuchten, Th. M., Šejna, M., 2008: Development and Applications of the HYDRUS and STANMOD Software Packages and Related Codes. *Vadose Zone Journal*. **7**(2). DOI: 10.2136/vzj2007.0077. ISSN 1539-1663, dostupné také z: <https://www.soils.org/publications/vzj/abstracts/7/2/587>.

Šimůnek, J., van Genuchten, Th. M., Šejna, M., 2016: Recent Developments and Applications of the HYDRUS Computer Software Packages. *Vadose Zone Journal*. **15**(7). DOI: 10.2136/vzj2016.04.0033. ISSN 1539-1663, dostupné také z: <https://dl.sciencesocieties.org/publications/vzj/abstracts/15/7/vzj2016.04.0033>.

Urbancová, L., Lacková, E., 2015: *Pedologie: teorie a cvičení : výuková skripta*. Ostrava: Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava, ISBN 978-80-248-3705-5.

Valentová, J., 1998: *Hydraulika podzemní vody*. Dot. 1. vyd. Praha: České vysoké učení technické, ISBN 80-010-1167-4.

Van den Berg, H. E., Perfect, E., Tu, C., P. Knappett, K. S. P., Leao, P. T., Donat, W. R., 2009: *Unsaturated Hydraulic Conductivity Measurements with Centrifuges: A Review*. *Vadose Zone Journal*. **8**(3), 531-547.

Van Genuchten, Th. M., Leij, J. F., Yates, R. S., 1991: *The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils*. 1. Riverside, California.: EPA Report 600/2-91/065.

Vlček V., 2015: *Kvalita a zdraví půdy*. Brno. Mendelova univerzita v Brně, ISBN 978-80-7509-215-1.

Vrugt J., Bouten W., 2002: Toward improved identifiability of hydrologic model parameters: The information content of experimental data. *Water Resources Research*, **38**(12), 48-1-48-13. DOI: 10.1029/2001WR001118. ISSN 00431397. Dostupné také z: <http://doi.wiley.com/10.1029/2001WR001118>

Wosten, M. H. J., Lilly, A., Nemes, A., Le Bas, CH., 1998: *Using existing soil data to derive hydraulic parameters for simulation models in environmental studies and in land use planning*. 1. Brusel: Final Report of the European Union Funded project.

Obrázky a tabulky

Obr. 1: Vztah půdy a dalších ekosystémů (Šimek, M., Elhottová, D., Pižl, V., *Živá půda* (online) [cit. 2019-01-28], dostupné z: <<http://www.academia.cz/edice/kniha/ziva-puda/>>.

Obr. 2: Základní funkce půdy (Brady, N. C., Weil, R., R., 2002, upravil Brtnický a kol 2012).

Obr. 3: Retenční čáry pro různé druhy půd (Císlerová a Vogel ,1998).

Tabulka 1: Vybrané hydrolimity pro různé půdní druhy (Šarapatka, 2014).

Tabulka 2: Pedotransférové parametry pro zrnitostní třídy dle FAO (Wosten a kol., 1998).

Tabulka 3: van Genuchtenovy parametry pro zrnitostní třídy dle USDA (Schaap a kol., 2001; van Genuchten, 1991).

Tabulka 4: Kontinuální pedotransférové funkce , které odvodil pro odhad Mualem – van Genuchtenových parametrů (Wosten a kol 1998).

Tabulka 5: Kontinuální pedotransférové funkce pro odhad retenční čáry pro Českou republiku (Matula, 2010).