

UNIVERZA V LJUBLJANI  
BIOTEHNIŠKA FAKULTETA

Matej KNAPIČ

**OPREDELITEV HIDRAVLIČNIH LASTNOSTI  
IZBRANIH ALUVIALNIH SKELETNIH TAL V  
SAVINJSKI DOLINI**

MAGISTRSKO DELO

Ljubljana, 2014



UNIVERZA V LJUBLJANI  
BIOTEHNIŠKA FAKULTETA

Matej KNAPIČ

**OPREDELITEV HIDRAVLIČNIH LASTNOSTI IZBRANIH  
ALUVIALNIH SKELETNIH TAL V SAVINJSKI DOLINI**

MAGISTRSKO DELO

**DETERMINATION OF HYDRAULICAL PROPERTIES OF  
SELECTED SKELETAL ALLUVIAL SOILS IN SAVINJA VALLEY**

M.SC. THESIS

Ljubljana, 2014

Na podlagi Statuta Univerze v Ljubljani ter po sklepu Senata Biotehniške fakultete z dne 4.4.2011 je bilo potrjeno, da kandidat izpolnjuje pogoje za magistrski Podiplomski študij bioloških in biotehniških znanosti ter opravljanje magisterija znanosti s področja agronomije. Za mentorja je bil imenovan prof. dr. Franc Lobnik in za somentorico prof. dr. Marina Pintar.

Komisija za oceno in zagovor:

- Predsednik: prof. dr. Helena Grčman  
Univerza v Ljubljani, Biotehniška fakulteta, Oddelek za agronomijo
- Član: prof. dr. Franc Lobnik  
Univerza v Ljubljani, Biotehniška fakulteta, Oddelek za agronomijo
- Član: prof. dr. Marina Pintar  
Univerza v Ljubljani, Biotehniška fakulteta, Oddelek za agronomijo
- Član: doc. dr. Barbara Čenčur Curk  
Univerza v Ljubljani, Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo

Datum zagovora: 16.6.2014

Magistrsko delo je rezultat lastnega dela. Podpisani se strinjam z objavo svojega diplomskega dela na spletni strani Digitalne knjižnice Biotehniške fakultete. Izjavljam, da je delo, ki sem ga oddal v elektronski obliki, identično tiskani verziji.

Matej Knapič

## KLJUČNA DOKUMENTACIJSKA INFORMACIJA

ŠD	Md
DK	UDK 631.432: 556.13 (043.3)
KG	hidravlična prevodnost/ skeletna tla/ fizikalne lastnosti tal/ tenzijski infiltrometer
KK	AGRIS P33
AV	KNAPIČ, Matej, univ. dipl. inž. agronomije
SA	LOBNIK, Franc (mentor)/PINTAR, Marina (somentor)
KZ	SI-1000 Ljubljana, Jamnikarjeva 101
ZA	Univerza v Ljubljani, Biotehniška fakulteta, Podiplomski študij bioloških in biotehniških znanosti, področje agronomije
LI	2014
IN	OPREDELITEV HIDRAVLIČNIH LASTNOSTI IZBRANIH ALUVIALNIH SKELETNIH TAL V SAVINJSKI DOLINI
TD	Magistrsko delo
OP	XX, 143, [22] str., 39 pregl., 52 sl., 3 pril., 117 vir.
IJ	sl
JI	sl/en
AI	Skeletnost tal v mnogoterih pogledih spreminja osnovne lastnosti tal. V nalogi smo opredelili nekatere hidravlične lastnosti izbranih aluvialnih skeletnih tal štirih koruznih strnišč ter ovrednotili vpliv skeleta na posameznost lastnost. Meritve smo opravili na površini (g0) in v globini med 25 - 30 cm (g1) ter le v dveh profilih od sedmih tudi v globini med 45 in 50 cm. Večino hidravličnih lastnosti smo določali s tenzijskim infiltrometrom (TI). Del merjenih lastnosti tal je podan ločeno za skupni volumen tal ter fino frakcijo tal (frakcija < 2 mm). Povezanost deleža skeleta s skupno volumsko gostoto je tesna ( $r=0,95$ oz. $0,88$ za volumski in utežni delež skeleta). Zaradi pogostih prehodov mehanizacije ob spravilu, je bila povezanost volumskega deleža skeleta na površini tal šibka ( $r=0,16$ ). Podobni rezultati veljajo za povezavo skeleta z volumsko gostoto fine frakcije tal, kjer je povezanost očitna ( $r=0,79$ ) šele v drugi globini tal (g1). Med hidravlično prevodnostjo pri tenziji do -6 cm vodnega stolpca ni statistično značilnih razlik med globinami merjenja, hkrati smo pri teh tenzijah ugotavljali veliko varibilnost podatkov hidravlične prevodnosti. Analiza kovariance, kjer smo v analizo vključili delež peska, je pri tenziji -12 cm vodnega stolpca potrdila statistično značilne razlike v hidravlični prevodnosti tal med globinami merjenj, ki sovpadajo z deležem skeleta v posamezni globini. Z analizo merjenj TI smo potrdili, da je tok vode po makroporah v skeletnih tleh pomemben dejavnik prevajanja vode. Rezultati inverznega modeliranja podatkov kumulativne infiltracije merjenja s TI so le v manjši meri uspeli rekonstruirati vodnozadrževalno krivuljo.

## KEY WORDS DOCUMENTATION

DN Md

DC UDK 631.432: 556.13 (043.3)

CX hydraulic conductivity, skeletal soil, physical soil properties, tension infiltrometer

CC AGRIS P33

AU KNAPIČ, Matej

AA LOBNIK, Franc (supervisor)/PINTAR, Marina (co-supervisor)

PP SI-1000 Ljubljana, Jamnikarjeva 101

PB University of Ljubljana, Biotechnical Faculty, Postgraduate Study of Biological and Biotechnical Sciences, Field: Agronomy

PY 2014

TI DETERMINATION OF HYDRAULICAL PROPERTIES OF SELECTED SKELETAL ALLUVIAL SOILS IN SAVINJA VALLEY

DT M. Sc. Thesis

NO XX, 143, [22] p., 39 tab., 52 fig., 3 ann., 117 ref.

LA sl

AL sl/en

AB The abundance of rock fragments alters the basic soil properties in several ways. Some hydraulic properties of selected alluvial skeletal soils are determined in the study, together with the evaluation of influence of gravel content at four silage maize fields. Measurements were conducted at seven soil profiles on surface (g0) and in the depth between 25 - 30 cm, plus in two soil profiles out of seven at depth between 45-50 cm. Most of hydraulic properties were determined with tension infiltrometer (TI). Part of measured properties is presented separately for total soil volume and fine earth fraction (fraction < 2 mm). Correlation between gravel content and total soil bulk density is tight ( $r=0.95$  and  $0.88$  for gravel content by volume and weight, respectively). Due to intensive traffic during the harvest, very weak correlation exists on soil surface between skelet content by volume and total soil bulk density ( $r=0.16$ ). Similar results are valid also for bulk density of fine earth fraction, where strong correlation ( $r=0.79$ ) was noticed at second depth (g1). There is no statistical significant difference between depths of measurements among hydraulic conductivity at lower tensions, including -6 cm tension, but high variability of hydraulic data was noticed. Analysis of covariance, where sand content was included, has showed statistical significant difference in hydraulic conductivity at tension -12 cm between depth of measurements, which corresponds well with the gravel content. With further analysis of TI measurement we confirmed that in skeletal soils macropore conductivity plays an important role in water flow. The water retention curve was reconstructed in limited extent by inverse modelling of cumulative data of TI measurements.

## KAZALO VSEBINE

	str.
Ključna dokumentacijska informacija (KDI) .....	III
Key Words Documentation (KWD) .....	IV
Kazalo vsebine.....	V
Kazalo preglednic .....	VIII
Kazalo slik .....	XII
Kazalo prilog .....	XV
Okrajšave in simboli .....	XVI
Slovarček .....	XIX
<b>1 UVOD .....</b>	<b>1</b>
1.1 OPREDELITEV PROBLEMA IN NAMEN MAGISTRSKE NALOGE .....	2
1.2 HIPOTEZE .....	2
<b>2 PREGLED OBJAV .....</b>	<b>3</b>
2.1 SKELETNA TLA.....	3
<b>2.1.1 Osnovni reprezentativni volumen skeletnih tal .....</b>	<b>4</b>
2.2 OSNOVNE HIDROLOŠKO FIZIKALNE LASTNOSTI (PRODNATIH) TAL.....	5
<b>2.2.1 Poroznost .....</b>	<b>5</b>
<b>2.2.2 Osnovne lastnosti vode v tleh.....</b>	<b>11</b>
2.2.2.1 Adsorpcija.....	11
2.2.2.2 Kapilarnost in površinska napetost vode .....	11
2.2.2.3 Energijsko stanje vode v tleh.....	15
2.2.2.4 Vodno zadrževalna krivulja v tleh.....	16
2.2.2.5 Prevodnost tal za vodo ob nasičenju .....	20
2.2.2.6 Terenske metode merjenja hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju v poroznih, z vodo nenasičenih tleh .....	24
2.2.2.6.1 Cilindrični infiltrometri .....	28

2.2.2.6.1.1	Določanje infiltracije z enojnim cilindrom ali dvojnim cilindrom brez konstantnega hidrostatičnega pritiska .....	31
2.2.2.6.1.2	Določanje infiltracije z enojnim cilindrom ali dvojnim cilindrom ob konstantnem hidrostatičnem pritisku.....	31
2.2.2.7	Prevodnost tal za vodo ob nenasičenih razmerah.....	35
2.2.2.8	Terenske metode merjenja prevajanja vode ob nenasičenih razmerah .....	41
2.2.2.9	Tenzijski infiltrometer.....	42
2.2.2.9.1	Analiza merjenj tenzijskega infiltrometra ob enakomernem toku vode .....	44
2.2.2.9.2	Analiza merjenj tenzijskega infiltrometra ob nekonstantnem toku vode.....	46
2.2.2.9.3	Inverzno modeliranje.....	47
2.2.2.9.4	Prednosti in slabosti uporabe tenzijskega infiltrometra .....	48
<b>3</b>	<b>MATERIAL IN METODE</b> .....	<b>50</b>
3.1	SPLOŠNE ZNAČILNOSTI OBMOČJA TERENSKIH MERITEV .....	50
3.2	TERENSKO DELO .....	51
<b>3.2.1</b>	<b>Merjenje hidravlične prevodnosti tal blizu nasičenja s tenzijskim infiltrometrom .....</b>	<b>51</b>
<b>3.2.2</b>	<b>Merjenje nasičene hidravlične prevodnosti tal z metodo enojnega obroča ter enotnega hidravličnega pritiska .....</b>	<b>53</b>
<b>3.2.3</b>	<b>Volumska gostota tal .....</b>	<b>55</b>
3.3	LABORATORIJSKO DELO .....	56
<b>3.3.1</b>	<b>Določanje vsebnosti in velikosti skeleta.....</b>	<b>56</b>
<b>3.3.2</b>	<b>Vodno zadrževalna krivulja tal.....</b>	<b>58</b>
<b>3.3.3</b>	<b>Analize tal.....</b>	<b>58</b>
3.4	ANALIZA PODATKOV .....	58
<b>3.4.1</b>	<b>Statistične analize podatkov .....</b>	<b>58</b>
<b>3.4.2</b>	<b>Inverzno modeliranje in DISC računalniški program.....</b>	<b>59</b>
<b>3.4.3</b>	<b>RETC računalniški program ter hidravlične lastnosti tal .....</b>	<b>61</b>
<b>4</b>	<b>REZULTATI .....</b>	<b>62</b>
4.1	OSNOVNE FIZIKALNE LASTNOSTI TAL .....	62
<b>4.1.1</b>	<b>Določitev velikosti ter deleža skeleta v tleh .....</b>	<b>62</b>
<b>4.1.2</b>	<b>Volumska gostota tal .....</b>	<b>65</b>
<b>4.1.3</b>	<b>Poroznost tal .....</b>	<b>69</b>
<b>4.1.4</b>	<b>Vodnozadrževalne lastnosti tal in uporaba RETC programa .....</b>	<b>70</b>
4.2	HIDRAVLIČNE LASTNOSTI TAL.....	83



<b>4.2.1</b>	<b>Hidravlična prevodnost ob nasičenju določena z enojnim cilindrom in enotnim hidrostatskim pritiskom</b> .....	83
<b>4.2.2</b>	<b>Določanje hidravličnih lastnosti tal s tenzijskim infiltrometrom</b> .....	84
4.2.2.1	Hidravlična prevodnost tal.....	84
4.2.2.2	Velikost in število por ter obseg prevajanja vode.....	93
4.2.2.3	Inverzno modeliranje kumulativnih podatkov infiltracije z DISK programom.....	96
<b>5</b>	<b>RAZPRAVA IN SKLEPI</b> .....	114
5.1	RAZPRAVA.....	114
<b>5.1.1</b>	<b>Osnovne fizikalne lastnosti tal</b> .....	114
<b>5.1.2</b>	<b>Hidravlične lastnosti tal</b> .....	117
5.1.2.1	Določitev hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju z enojnim cilindrom .....	117
5.1.2.2	Določitev hidravličnih lastnosti tal s tenzijskim infiltrometrom .....	118
5.1.2.3	Inverzno modeliranje kumulativnih podatkov infiltracije .....	121
5.1.2.4	Ilustracija pomena uporabe realnih podatkov pri določanju hidravličnih lastnosti tal .....	123
5.2	SKLEPI.....	125
<b>6</b>	<b>POVZETEK (SUMMARY)</b> .....	128
6.1	POVZETEK .....	128
6.2	SUMMARY .....	131
<b>7</b>	<b>VIRI</b> .....	135

**ZAHVALA**

**PRILOGE**

## KAZALO PREGLEDNIC

	str.
Preglednica 1: Razvrstitev skeleta po FAO (FAO, 2006).....	3
Preglednica 2: Razvrstitev skeleta po Soil Survey Manual (USDA Soil..., 1993).....	4
Preglednica 3: Velikost por glede na biotični izvor ali pomen (Lal in Shukla, 2004).....	6
Preglednica 4: Klasifikacija velikosti por (Sumner, 1999) .....	7
Preglednica 5: Okvirne vrednosti poroznosti in volumske gostote v mineralnih tleh, kjer je vsebnost organskega ogljika manjša od 2% (Kutilek in Nielsen, 1998).....	9
Preglednica 6: Povzetek razlik med tokom vode v nasičenih in nenasičenih razmerah (Lal in Shukla, 2004).....	36
Preglednica 7: Opisne statistike volumskih deležev posamezne frakcije skeleta v skupnem volumnu skeleta .....	64
Preglednica 8: Povprečne vrednosti poroznosti (%) v profilu tal za skupen vzorec ter fino frakcijo tal .....	70
Preglednica 9: Rezultati RETC modeliranja za hidravlične parametre in standardna napaka, T vrednost ter meje zaupanja pri 95% verjetnosti za posamezen parameter ter determinacijski koeficient modelnega izračuna za horizonta prvega profila tal .....	71
Preglednica 10: Rezultati RETC modeliranja za hidravlične parametre in standardna napaka, T vrednost ter meje zaupanja pri 95% verjetnosti za posamezen parameter ter determinacijski koeficient modelnega izračuna za horizonta drugega profila tal .....	73
Preglednica 11: Rezultati RETC modeliranja za hidravlične parametre in standardna napaka, T vrednost ter meje zaupanja pri 95% verjetnosti za posamezen parameter ter determinacijski koeficient modelnega izračuna za horizonta tretjega profila tal .....	74
Preglednica 12: Rezultati RETC modeliranja za hidravlične parametre in standardna napaka, T vrednost ter meje zaupanja pri 95% verjetnosti za posamezen parameter ter determinacijski koeficient modelnega izračuna za horizonta četrtega profila tal .....	76
Preglednica 13: Rezultati RETC modeliranja za hidravlične parametre in standardna napaka, T vrednost ter meje zaupanja pri 95% verjetnosti za posamezen parameter ter determinacijski koeficient modelnega izračuna za horizonta petega profila tal.....	77

Preglednica 14: Rezultati RETC modeliranja za hidravlične parametre in standardna napaka, T vrednost ter meje zaupanja pri 95% verjetnosti za posamezen parameter ter determinacijski koeficient modelnega izračuna za horizonte šestega profila tal.....	79
Preglednica 15: Rezultati RETC modeliranja za hidravlične parametre in standardna napaka, T vrednost ter meje zaupanja pri 95% verjetnosti za posamezen parameter ter determinacijski koeficient modelnega izračuna za horizonta sedmega profila tal .....	81
Preglednica 16: Hidravlična prevodnost tal meritev v 1. Profilu tal ob vrednostih potenciala vode v tleh -0,03 m, -0,06 m in -0,12 m ter izračunana vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju ter izračunane vrednosti sorptivnega števila ( $m^{-1}$ ) .....	84
Preglednica 17: Hidravlična prevodnost tal meritev v 2. Profilu tal ob vrednostih potenciala vode v tleh -0,03 m, -0,06 m in -0,12 m ter izračunana vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju ter izračunane vrednosti sorptivnega števila ( $m^{-1}$ ) .....	85
Preglednica 18: Hidravlična prevodnost tal meritev v 3. Profilu tal ob vrednostih potenciala vode v tleh -0,01, -0,03 m, -0,06 m in -0,12 m ter izračunana vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju ter izračunane vrednosti sorptivnega števila ( $m^{-1}$ ).....	86
Preglednica 19: Hidravlična prevodnost tal meritev v 4. Profilu tal ob vrednostih potenciala vode v tleh -0,01, -0,03 m, -0,06 m in -0,12 m ter izračunana vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju ter izračunane vrednosti sorptivnega števila ( $m^{-1}$ ).....	87
Preglednica 20: Hidravlična prevodnost tal meritev v 5. Profilu tal ob vrednostih potenciala vode v tleh -0,01, -0,03 m, -0,06 m in -0,12 m ter izračunana vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju ter izračunane vrednosti sorptivnega števila ( $m^{-1}$ ).....	88
Preglednica 21: Hidravlična prevodnost tal meritev v 6. Profilu tal ob vrednostih potenciala vode v tleh -0,01, -0,03 m, -0,06 m in -0,12 m ter izračunana vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju ter izračunane vrednosti sorptivnega števila ( $m^{-1}$ ).....	89
Preglednica 22: Hidravlična prevodnost tal meritev v 7. Profilu tal ob vrednostih potenciala vode v tleh -0,01, -0,03 m, -0,06 m in -0,12 m ter izračunana vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju ter izračunane vrednosti sorptivnega števila ( $m^{-1}$ ).....	90
Preglednica 23: Ekvivalenten polmer por, ki ustreza posameznemu pritisku na TI .....	94
Preglednica 24: Povprečen delež toka vode – q ( $ms^{-1}$ ) po makro- in mezoporah v profilu tal .....	95

Preglednica 25: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI na površini prvega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE, $d_1$ in determinacijski koeficient.....	98
Preglednica 26: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v prvi globini prvega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE, $d_1$ in determinacijski koeficient .....	99
Preglednica 27: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI na površini drugega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE, $d_1$ in determinacijski koeficient.....	100
Preglednica 28: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v prvi globini drugega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE, $d_1$ in determinacijski koeficient.....	101
Preglednica 29: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI na površini tretjega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE, $d_1$ in determinacijski koeficient.....	102
Preglednica 30: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v prvi globini tretjega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE, $d_1$ in determinacijski koeficient.....	103
Preglednica 31: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI na površini četrtega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE, $d_1$ in determinacijski koeficient.....	104
Preglednica 32: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v prvi globini četrtega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE, $d_1$ in determinacijski koeficient.....	106

- Preglednica 33: Primerjava hidravličnih parametrov, izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI na površini petega profila, in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient..... 107
- Preglednica 34: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v prvi globini petega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient..... 108
- Preglednica 35: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI na površini šestega profila in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient..... 109
- Preglednica 36: Primerjava hidravličnih parametrov, izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v prvi globini šestega profila tal, in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient ..... 110
- Preglednica 37: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v drugi globini šestega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient ..... 111
- Preglednica 38: Primerjava hidravličnih parametrov, izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI na površini sedmega profila tal, in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient ..... 112
- Preglednica 39: Primerjava hidravličnih parametrov, izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v prvi globini sedmega profila tal, in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient ..... 113

## KAZALO SLIK

	str.
Slika 1: Koncept osnovnega reprezentativnega volumna (Bear, 1972) .....	5
Slika 2: Kontaktni kot $\alpha$ v primeru, ko voda navlažuje trdno fazo (a.), oziroma ko trdna faza tal odbija vodo b.) .....	12
Slika 3: Kapilarni dvig (Hillel, 1998) .....	13
Slika 4: Geometrijska zveza med polmerom meniskusa in polmerom kapilare ter kontaktnim kotom $\alpha$ (Hillel, 1998) .....	14
Slika 5: Vodnozadrževalna krivulja tal v odvisnosti od teksture (levo) in strukture tal (desno) (Hillel, 1998).....	17
Slika 6: Vodnozadrževalna krivulja tal v odvisnosti ali se tla osušujejo ali navlažujejo. Zanke oziroma povezave med krivuljama predstavljajo delne ali popolne prehode med njima (Hillel, 1998).....	18
Slika 7: Enakomeren nasičen tok vode v horizontalni talni koloni (Kutilek in Nielsen, 1998).....	21
Slika 8: Nasičen tok vode v navpični koloni tal (Hillel, 1998).....	22
Slika 9: Ponazoritev medsebojnih vplivov med izbranimi parametri prevajanja vode v tleh (Reynolds and Elrick, 2004); oznaka $\phi_s = \phi_m$ v tekstu .....	27
Slika 10: Enojni cilindar .....	29
Slika 11: Preprost poskus enakomernega toka vode v nenasičenih razmerah (Kutilek in Nielsen, 1998).....	37
Slika 12: Odvisnost nenasičene hidravlične prevodnosti (K) od negativnega potenciala vode v tleh ter v odvisnosti od volumske vsebnosti vode v tleh (Kutilek in Nielsen, 1998) .....	38
Slika 13: Shematični prikaz principa povezanosti oziroma ohranjanja količin - Volumen tal dobi ali izgublja vodo skladno s spremembo vodnega toka (Hartmann in Cornelis, 2007) .....	39
Slika 14: Lokacije terenskih meritev .....	50
Slika 15: Tenzijski infiltrometer .....	52
Slika 16: Določanje nasičene hidravlične prevodnosti z Guelphovim permeametro na 2. globini tal .....	54
Slika 17: Sita za suho sejanje proda – v sliki je vključeno tudi sito velikosti 1 cm, ki ga v ločevanju nismo uporabili.....	56
Slika 18: Razvrščanje skeleta v posamezne velikostne razrede.....	57
Slika 19: Volumski deleži proda v tleh po globinah in profilih.....	62
Slika 20: Povprečna struktura skeleta po velikosti frakcije (volumski odstotki) v posameznih globinah profilov tal .....	63

Slika 21: Povprečna specifična gostota skeleta s 95% intervalom zaupanja v posamezni globini vzorca.....	64
Slika 22: Povprečna skupna volumska gostota tal s standardno napako na posamezni globini merjenja .....	66
Slika 23: Povprečna volumska gostota fine frakcije tal s standardno napako na posamezni globini merjenja .....	67
Slika 24: Modelna napoved skupne volumske gostote tal (94).....	69
Slika 25: Določanje VZK v horizontih 1. profila tal z RETC programom .....	72
Slika 26: Določanje VZK v horizontih 2. profila tal z RETC programom .....	73
Slika 27: Določanje VZK v horizontih 3. profila tal z RETC programom .....	75
Slika 28: Določanje VZK v horizontih 4. profila tal z RETC programom .....	76
Slika 28: Določanje VZK v horizontih 5. profila tal z RETC programom .....	78
Slika 29: Določanje VZK v horizontih 6. profila tal z RETC programom .....	80
Slika 30: Določanje VZK v horizontih 7. profila tal z RETC programom .....	82
Slika 31: Hidravlična prevodnost ob nasičenju z metodo enojnega cilindra ter enojnega hidrostatičnega pritiska.....	83
Slika 32: Hidravlična prevodnost tal na površini (g0) sedmih talnih profilov ob različnih potencialih vode v tleh blizu nasičenja in ob nasičenju (krivulja 5 profila je prekinjena zaradi nazornosti prikaza).....	91
Slika 33: Hidravlična prevodnost tal v prvi globini tal (g1) sedmih talnih profilov ob različnih potencialih vode v tleh blizu nasičenja in ob nasičenju .....	91
Slika 34: Hidravlična prevodnost tal v drugi globini tal (g2) četrtega in šestega profila tal ob različnih potencialih vode v tleh blizu nasičenja in ob nasičenju .....	92
Slika 35: Povprečne vrednosti hidravlične prevodnosti ob tenziji -12 cm s standardno napako po posameznih globinah merjenja .....	93
Slika 36: Povprečni delež toka vode po mezo- in makroporah v posamezni globini merjenja v profilih tal.....	95
Slika 37: Primerjava kumulativne infiltracije drugega merjenja s TI (TI 2 meritev) med merjenimi in modeliranimi podatki.....	96
Slika 38: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa na površini prvega profila tal .....	98
Slika 39: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v prvi globini (g1) prvega profila tal .....	99
Slika 40: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa na površini drugega profila tal .....	100

Slika 41: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v prvi globini drugega profila tal.....	101
Slika 42: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa na površini tretjega profila tal .....	102
Slika 43: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v prvi globini tretjega profila tal.....	103
Slika 44: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa na površini četrtega profila tal.....	104
Slika 45: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v prvi globini četrtega profila tal.....	105
Slika 46: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na podlagi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa na površini petega profila tal .....	106
Slika 47: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na podlagi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v prvi globini petega profila tal .....	107
Slika 48: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa na površini šestega profila tal.....	108
Slika 49: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v prvi globini šestega profila tal.....	109
Slika 50: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v drugi globini šestega profila tal.....	110
Slika 51: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa na površini sedmega profila tal .....	111
Slika 52: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v prvi globini sedmega profila tal.....	112



## KAZALO PRILOG

PRILOGA A:	Terenski opisi profilov tal ter kemične analize tal
PRILOGA B:	Statistične analize
PRILOGA C:	Pretvorbene funkcije tal

## OKRAJŠAVE IN SIMBOLI

- $\alpha$  – masa delcev večjih od 2 mm v skupnem vzorcu (g)
- $\alpha$  – kontaktni kot (v našem primeru kot med vodno kapljico in trdno fazo tal); °
- $\alpha$  – prilagoditven parameter van Genuchten-ovega vodnozadrževalnega modela
- $\alpha$ ,  $\alpha^*$  – sorptivno ali Gardnerjevo število ( $m^{-1}$ )
- A – ploščina ali presek ( $m^2$ )
- b – empirična konstanta enačbe o sorptivnosti tal (brez dimenzij)
- CT – računalniška tomografija (angl. computed tomography) je večdimenzionalna tehnika rentgenskega slikanja, ki je razširjena v humani diagnostiki
- DISK – računalniški program za inverzno medeliranje in analizo podatkov meritev TI
- $F_m$  – potencialni matrični tok vode ( $m^2s^{-1}$ ), tok vode, ki je pogojen s talno osnovo
- g – zemeljski ali gravitacijski pospešek ( $ms^{-2}$ )
- G – faktor v Reynolds Elrickovi enačbi za določanje nasičene hidravlične prevodnosti ob ob konstantnem hidrostatičnem pritisku in je pogojen z globino in polmerom cilindra
- H – hidrostatičen pritisk oziroma višina vodnega stolpca nad površino tal
- $h_a$  – air entry value - točka na vodnozadrževalni krivulji tal, ki določa matrični potencial ob vstopu zraka v največjo poro tal. Matrični potencial je enak obratni vrednosti polmera pore.
- I ali i – infiltracija oziroma sposobnost vpijanja vode s površine tal ( $ms^{-1}$ )
- K – koeficient hidravlične prevodnosti
- $K_h$  – koeficient nenasičene hidravlične prevodnosti
- $K_{fs}$  – terensko izmerjen koeficient nasičene hidravlične prevodnost tal
- $K_s$  – koeficient nasičene hidravlične prevodnost tal
- $\lambda$  – indeks velikosti por pri vodnozadrževalnem modelu Brooks&Corey (1964); brez dimenzij
- $\lambda_c$  – makroskopska kapilarna dolžina (m), obratno sorazmerna sortpivnega števila
- m – prilagoditven parameter van Genuchten-ovega vodnozadrževalnega modela
- $m_f$  – masa fine frakcije tal - frakcije delcev manjših od 2 mm (g)
- $m_r$  – masa skeleta (g)
- $m_t$  – skupna masa vzorca (g)
- $\mu$  – viskoznost tekočine - vode ( $kg\ m^{-1}s^{-1}$ )
- n – prilagoditven parameter van Genuchten-ovega vodnozadrževalnega modela

NMR – jedrska magnetna resonanca (angl. nuclear magnetic resonance), je spektroskopska tehnika, ki je pogosto uporabljena v kemiji in medicini za tridimenzionalno slikanje zgradbe molekul, snovi.

$P_f$  – poroznost v fini frakciji tal (%)

$P_t$  – skupna poroznost v vzorcu (%)

$\psi_f$  – hidravlični potencial na meji omočenosti

$\psi_t$  – skupni vodni potencial (energija na količino vode-maso, volumen ali težo in je običajno izražena v Pa ali m vodnega stolpca)

$\psi_m$  – matrični potencial - potencial, ki ga ustvarijo privlačne sile koloidne faze tal

$\psi_g$  – gravitacijski potencial predstavlja potencial pozicije obravnavane točke na referenčno točko (običajno površina tal)

$\psi_o$  – ozmotski potencial, ki ga ustvarijo raztopljene soli

$\psi_h$  – hidrostatičen potencial, ki se ustvari pod poplavnimi pogoji = višina vode nad talno površino in ima pozitiven predznak

$\psi_{e.p.}$  – potencial pritiska, ki nastane zaradi razlike v zračnem pritisku znotraj pore in zunanjega zračnega pritiska

PTF – pretvorbena funkcija tal (pedotransfer function)

$q$  – tok vode v tleh ( $\text{ms}^{-1}$ )

$Q$  – pretok ali iztok vode ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )

$\rho_b$  – volumska gostota tal ( $\text{gcm}^{-3}$ )

$\rho_s$  – prava gostota tal oz gostota talnih delcev ( $\text{gcm}^{-3}$ )

$\rho_{b,f}$  – volumska gostota fine frakcije tal - frakcije delcev manjših od 2 mm ( $\text{gcm}^{-3}$ )

$\rho_v, \rho_w$  – gostota vode ( $\text{gcm}^{-3}$ )

REV (angl. representative elementary volume) - osnovni reprezentativen volumen tal; tista velikost volumna tal, ki ne vpliva več na merjeno lastnost

RETC – programska koda za analizo in določitev vodnozadrževalnih in hidravličnih lastnosti nenasičenih tal

$R_m$  – masni oziroma utežni delež skeleta v vzorcu tal (%)

$R_v$  – volumski delež skeleta v vzorcu tal (%)

$S$  – sorptivnost ( $\text{ms}^{-0,5}$ ) = merilo za obseg vezave vode s kapilarnimi silami. Ko se voda vpija v nenasičena tla, jo sprva v večji meri zadržijo kapilarne sile, šele kasneje ob nasičenju oziroma blizu nasičenja je prevajanje vode odvisno od gravitacijske sile

SE – standardna napaka, ki je definirana z

SFH (angl. Simple falling head method) - enostavna metoda določanja nasičene hidravlične prevodnosti z enojnim cilindrom

$\sigma$  – standardni odklon ali standardna deviacija je statistični kazalec za merjenje staistične razpršenosti enot

$\theta_r$  – rezidualna vsebnost vode; točka kjer se prekine povezanost vode v tleh, ima predvsem pomen kot prilagoditveni parameter vodnozadrževalnih ali hidravličnih modelov

TI – tenzijski infiltrometer

TPK – točka poljske kapacitete - vsebnost vode po odtoku gravitacijske v vode (arbitrarno določena točka, ki je za srednje težka in težka tla pri 33 kPa in za lahka peščena tla 10 kPa)

TV – točka v kateri je voda v tleh vezana s silo 1,47 MPa ali 150 m vodnega stolpca. Voda, ki je v tleh vezana z večjo silo od 1,47 MPa je za večino rastlin nedostopna.

VZK – vodno zadrževalna krivulja - ponazarja odnos med potencialom ter vsebnostjo vode v tleh

$v./v.$  – količina volumna na količino volumna ( $m^3m^{-3}$ )

$V_r$  – volumen skeleta ( $cm^3$ )

$V_t$  – skupni volumen vzorca ( $cm^3$ )

$V_{lp}$  – delež por, ki je posledica pristnosti delcev večjih od 2 mm ( $cm^3cm^{-3}$ )

$\gamma$  – površinska napetost vode (N/m) - ki je rezultat privlačnih sil med molekulami vode

## SLOVARČEK

**adsorpcija** - površinski odnos oziroma povezava med dvema agregatnima fazama - npr. voda in trdni delci tal

**absorpcija** - vsrkanje, prehajanje oziroma prodiranje ene agregatne faze v/skozi drugo

**Brooks in Corey** – avtorja poznana po zapisu vodnozadrževalnega kot tudi hidravličnega modela

**Darcy-Buckingham enačba** – enačba za gostoto toka v nenasičenih razmerah

**difuzivnost** – proces širjenja (prevajanja) vode v tleh na osnovi razlik v vsebnosti vode in ne na razlik v potencialni energiji vode

**Green Ampt model** – eden prvih fizikalnih modelov za opis eno dimenzionalne infiltracije vode

**Guelph permeameter** - naprava za merjenje nasičene hidravlične prevodnosti, kjer je sestavni del naprave Mariottov sistem

**hidrofilna tla** - tla, ki so se ob stiku z vodo sposobna navlaževati oziroma tla kjer so privlačne sile med tlemi in vodo največje

**hidrofobna tla** - tla, ki se težko navlažujejo, saj specifične organske snovi na površini tal zmanjšajo ali nevtralizirajo naboj sorptivnega dela tal, zato so sile med vodni molekulami večje od privlačnih sil trdne faze tal in vode

**higroskopičnost** - sposobnost snovi za vezavo vodne pare

**histereza** - pojav, ko opazimo različno odvisnost med potencialom in vsebnostjo vode, če se tla navlažujejo ali pa sušijo.

**in situ** - na mestu samem, sinonim za izvajanje merjenj na terenu

**inverzno modeliranje** (inverse modelling) – računalniški postopek modeliranja, kjer želimo z merjenimi podatki oceniti druge parametre, ki so z merjenimi podatki v posredni povezavi

**kumulativen** – skupen oziroma seštevek posameznih meritev

**Mariottov-a steklenica oz. sifon** – zaprt sistem, kjer z zračno cevko uravnavamo poljubno višino hidravličnega pritiska, ki uravnava iztok vode

**metoda dvojnega cilindra** (angl. Double ring method) - metoda določanja infiltracije oziroma nasičene hidravlične prevodnosti, ki z dvojnim cilindrom skuša zagotoviti vertikalni tok vode iz notranjega cilindra.

**Mualem** – avtor znanega modela za hidravlično prevodnost

**volumska gostota tal ali navidezna gostota tal** - gostota neporušenega vzorca tal, kjer so osnovni delci tal povezani v strukturne agregate; vrednosti so vedno manjše od prave gostote tal zaradi poroznosti vzorca; običajne vrednosti od 0,9 - 1,7 gcm<sup>-3</sup>

**gostota tal ali gostota trdne faze tal** - gostota osnovnih delcev tal brez njihovega medsebojnega povezovanja (brez vpliva strukture), običajne vrednosti med 2,6 do 2,7 gcm<sup>-3</sup>

**Richardova enačba** – temeljna enačba za opis neenakomernega oz. nenasičenega toka vode v tleh zaradi različnega vodnega potenciala, ki združuje Darcy-Buckinghamovo enačbo ter enačbo o ohranjanju količin

**sorpcija** - skupni termin za procese adsorpcije in absorpcije in se v tleh običajno uporablja za vezavo talne raztopine na trdno fazo tal. V primeru hidroloških raziskav sorpcija predstavlja sposobnost nenasičenih tal za sprejem vode in je pogojen z obsegom kapilarnih sil.

**van Genuchten** – poznan po zapisu vodnozadrževalnega modela ter zapisa modela hidravlične prevodnosti, kjer je povezal svoj model z modelom Mualem-a

## 1 UVOD

Tla so pomemben del hidrološkega cikla in vplivajo na veliko procesov v kroženju vode kot so: infiltracija in odtekanje vode s površja tal, prevajanje vode skozi tla, skladiščenje oziroma zadrževanje vode ter izhlapevanje vode iz tal. Seveda na vse omenjene procese vpliva rastlinski pokrov tal.

Tla so primarni filter in skladišče vode in kot takšna usodno vplivajo na zagotavljanje zadostnih količin kakovostnih vodnih zalog (Clothier in sod., 2008). Poznavanje fizikalnih lastnosti tal ima velik pomen v razumevanju in napovedovanju gibanja snovi skozi profil tal, zato je vedenje o vplivu fizikalnih lastnosti tal na transport snovi, kot so hranila ali onesnažila, pomembno tudi v zagotavljanju zadostnih količin neoporečnih zalog podzemne vode.

Hkrati z razvojem osebnih računalnikov je raslo tudi število, praviloma matematičnih modelov, s katerimi so želeli opisati oziroma predvideti tok vode in snovi v tleh. Tok vode in snovi v kmetijskih zemljiščih je kompleksen proces, na katerega vpliva veliko število dejavnikov. Hidravlične lastnosti tal praviloma zelo variirajo v času in prostoru in so pogojene že s naravno heterogenostjo tal, kmetijsko prakso, teksturo in strukturo tal, z vrsto glinenih mineralov oziroma procesom nabrekanja in krčenja tal, kemijske sestave tal oziroma talne raztopine. Osnovne člene modelov oziroma fizikalne lastnosti tal lahko določamo z različnimi laboratorijskimi in terenskimi metodami, ki so lahko dolgotrajne in relativno drage, zato se za določitev teh podatkov velikokrat uporabljajo različne pretvorbene funkcije tal. Te funkcije so nemalokrat uporabljene nekritično, saj so vhodni podatki modelov o fizikalnih lastnostih tal ocenjeni s pomočjo pretvorbenih funkcij tal le na enem merjenem podatku, kot je denimo podatek o teksturi. Tovrstne bližnjice praviloma ne dajo realne ocene o toku vode in snovi v tleh. Omenjeno variabilnost fizikalnih lastnosti lahko močno poveča navzočnost skeleta v tleh, saj s svojo obliko, velikostjo, deležem in tudi s svojo mineralno sestavo, močno spreminja tok vode in snovi v tleh. Dodaten problem, ki ga povzroči navzočnost skeleta, je močno zmanjšan nabor primernih metod za določanje fizikalnih lastnosti tal.

Vsi omenjeni problemi botrujejo dejstvu, da je malo razpoložljivih realnih podatkov o fizikalnih lastnostih skeletnih tal. To še posebno velja za slovenske razmere, čeprav se po drugi strani soočamo z okoljskimi težavami, ki jih med ostalimi onesnaževalci povzroča kmetijstvo na kmetijskih tleh, ki so se razvila na peščeno prodnatih nanosih slovenskih rek. Namreč več kot četrtno vseh slovenskih njivskih površin uvrščamo v skupino tal, ki so se razvila na peščeno prodnati podlagi. To pomeni, da je poznavanje toka snovi in vode v takšnih tleh pomanjkljivo, čeprav se na tem prostoru pogosto soočamo z ogrožanjem podzemnih vod z onesnažili kmetijskega (Suhadolc in Lobnik, 2007; Pintar in sod., 1997) in tudi drugega izvora.

Poznavanje fizikalnih lastnosti ni pomembno le iz okoljskega vidika, ampak je nujno tudi pri reševanju številnih vprašanj, s katerimi se srečuje agronomska praksa. Vodna bilanca tal in gibanje vode v tleh sta temelj uspešnega reševanja problemov suš oziroma uspešnega načrtovanja namakalnih sistemov, ki so v času sedanjih podnebnih sprememb še bolj aktualna kot v preteklosti tudi v slovenskem prostoru. Gospodarjenje z vodo v tleh je ključnega pomena pri spremembah obstoječih kmetijskih tehnologij kot tudi pri uvajanju

novih, saj uravnotežena preskrba z vodo omogoča sledenje osnovnemu cilju t.j. trajnostno ohranjanje rodovitnosti tal ob hkratnem varovanju ostalih elementov okolja.

## 1.1 OPREDELITEV PROBLEMA IN NAMEN MAGISTRSKE NALOGE

Skeletna tla so tista tla, ki vsebujejo prod, drobir, kamenje ali skale oziroma vsebujejo delce večje od 2 mm. Skelet v veliki meri spreminja fizikalne oziroma hidravlične lastnosti tal, zato bomo v nalogi ovrednotili vpliv skeleta na fizikalne in hidravlične lastnosti tal. V svetu kot tudi pri nas posvečamo premalo pozornosti skeletnim tlem, čeprav delež skeletnih tal v svetu ni majhen. Glavni razlog za premajhno število raziskav je najbrž v dejstvu, da niti večine standardnih laboratorijskih niti terenskih metod ni mogoče zanesljivo uporabiti pri določanju fizikalnih lastnosti skeletnih tal in je zato potrebno uporabiti metode, ki so prilagojene skeletnim tlem in se praviloma izvajajo »*in situ*« (Lal in Shukla, 2004).

Merjenje prevodnosti vode ob nenasičenih oziroma z vodo nasičenih razmerah v tleh ima mnogoteri agronomski pomen. Kot je bilo že omenjeno, so terenske metode merjenja prevodnosti vode v skeletnih tleh primernejše od laboratorijskih. V nalogi smo uporabili terensko metodo določanja prevodnosti vode v tleh s tenzijskim infiltrometrom, ki se je v zadnjem času zelo uveljavila. Njena velika prednost pred ostalimi terenskimi metodami je, da ne spreminja strukture tal na območju merjenja. Z ustrezno obdelavo podatkov merjenja lahko pridobimo več informacij oziroma rezultatov. Poleg toka vode v območju blizu nasičenja, dobimo podatek o toku vode ob nasičenju, velikosti in številu por v tleh ter obsegu prevajanja vode po mezo in makroporah. Preizkusili smo tudi uporabnost računalniškega programa, ki na osnovi podatkov skupne infiltracije vode ob merjenju s tenzijskim infiltrometrom (TI), določi parametre vodozadrževalne krivulje, ki jo opredeljuje van Genuchtenov parametrični model (Van Genuchten, 1980).

Z raziskovalnim delom v okviru naloge želimo raziskati fizikalne oziroma predvsem hidravlične lastnosti izbranih skeletnih tal. Poznavanje poroznosti in obsega makropor v tleh, gibanja vode v tleh in vodne bilance tal je nujno potrebno pri reševanju različnih kmetijskih in okoljskih vprašanj. Zaradi temeljnega pomena tovrstnih podatkov si je brez njih težko zamisliti učinkovite tehnološke rešitve. Še poseben pomen imajo ti podatki pri načrtovanem prilagajanju tehnologij kmetijske pridelave podnebnim spremembam.

## 1.2 HIPOTEZE

Z nalogo želimo odgovoriti na temeljna vprašanja o hidravličnih lastnostih aluvialnih skeletnih tal ter o vplivu skeleta na poroznost in volumsko gostoto tal. Osnovna opredelitev hidravličnih lastnosti temelji na meritvah tenzijskega infiltrometra, ki jo dopolnjujejo določitve vodno zadrževalne krivulje tal ter določitve volumske gostote tal in deleža skeleta v tleh. Na ta način želimo preveriti naslednje domneve:

- v skeletnih tleh je pretežni del prevajanja vode v tleh povezan z makroporoznostjo;
- variabilnost fizikalnih oziroma hidravličnih lastnosti tal je na izbranih skeletnih tleh velika;
- delež skeleta vpliva na volumsko gostoto fine frakcije tal (frakcija tal < 2mm);
- z inverznim modeliranjem podatkov merjenja TI lahko določimo vodozadrževalno krivuljo tal.



## 2 PREGLED OBJAV

### 2.1 SKELETNA TLA

Skeletna tla so tista, ki vsebujejo prod, kamenje ali skale oziroma tla vsebujejo delce večje od 2 mm, ki predstavlja zgornjo mejo velikosti osnovnih teksturnih delcev tal (peska, melja in gline). Čeprav delež skeletnih tal v svetu ni majhen, je vplivu skeleta na fizikalne lastnosti tal posvečene relativno malo pozornosti. V Sredozemlju naj bi skeletna tla pokrivala 60 % površin (Poesen in Lavee, 1994), medtem ko naj bi bilo takšnih tal v zahodni Evropi 30 % (Cousin in sod., 2003). Verjetno gre glavni razlog iskati v dejstvu, da večine standardnih laboratorijskih kot tudi terenskih metod ni mogoče enostavno uporabiti pri določanju fizikalnih lastnosti skeletnih tal in je zato potrebno uporabiti nekatere druge metode (Lal in Shukla, 2004).

Z agronomskega stališča ima lahko skelet v tleh tako pozitiven kot tudi negativen vpliv na vodno zračne lastnosti tal. Skelet ima glede na položaj različen vpliv in zato ločimo vlogo skeleta na površini tal od skeleta v profilu tal. Vsebnost skeleta v tleh neposredno in posredno vpliva na številne fizikalne lastnosti (Fiès in sod., 2002; Cousin in sod., 2003; Lal in Shukla, 2004), ki jih bomo v tem poglavju le na splošno omenili, nekatere izmed njih pa bodo podrobneje predstavljene v naslednjih poglavjih.

Skelet na površini vpliva na številne procese, ki so povezani s tokom vode v tleh in ohranjanjem strukture. Skelet ima na površini podoben vpliv kot zastirka tal. Pozitiven vpliv ima v zmanjševanju negativnega učinka padavin na strukturo oziroma erozijo tal hkrati pa zmanjšuje izhlapevanje vode iz tal (Martínez-Zavala in Jordán, 2008). Po drugi strani spreminja površinski tok vode ter običajno zmanjšuje infiltracijo vode (Brakensiek in Rawls, 1994; Cerdà, 2001), kar običajno velja za skelet večjih dimenzij, medtem ko prosti skelet manjših dimenzij poveča infiltracijsko sposobnost tal za vodo (Valentin, 1994).

Skelet v profilu tal vpliva predvsem na procese prevajanja vode v tleh (Poesen in Lavee, 1994; Lal in Shukla, 2004). V nekaterih primerih lahko celo poveča količino rastlinam dostopne vode (Cousin in sod., 2003), vendar ima v večini primerov večja vsebnost skeleta negativen vpliv na obseg vezave vode v tleh. Velik vpliv se kaže v spremenjeni poroznosti tal ob navzočnosti skeleta v tleh (Fiès in sod., 2002; Sauer in Logsdon, 2002; Verbist in sod., 2009a). Podrobneje bo vpliv skeleta na osnovne fizikalne lastnosti tal pojasnjen v podpoglavjih, ki sledijo.

Preglednica 1: Razvrstitev skeleta po FAO (FAO, 2006)  
Table 1: Classification of rock fragments (FAO, 2006)

Skelet	Velikost (mm)
fini drobir (fine gravel)	2 – 6
srednje velik drobir (medium gravel)	6 - 20
grobi drobir (coarse gravel)	20 - 60
kamenje (stones)	60 -200
manjše skale (boulders)	200 - 600
večje skale (large boulders)	> 600

Obstajajo različne razvrstitve skeleta glede na velikost in obliko. V preglednici 1 in 2 sta povzeti klasifikaciji FAO in priročnika za pregled in opis tal ameriškega ministrstva za kmetijstvo. Osnovna razvrstitev je narejena glede na velikost in na obliko skeleta.

Preglednica 2: Razvrstitev skeleta po Soil Survey Manual (USDA Soil..., 1993)

Table 2: Terms for rock fragments (USDA Soil..., 1993)

Oblika in velikost skeleta	Poimenovanje skeleta	Poimenovanje tal glede na skelet
Okrogel, kockast in kvadratast		
2-75 mm	prod (pebbles)	prodnata tla
2-5 mm	fini prod (fine pebbles)	fino prodnata tla
5-20 mm	srednje velik prod (medium pebbles)	srednje prodnata tla
20-75 mm	grobi prod (coarse pebbles)	grobno prodnata tla
75-250 mm	prodniki (cobbles)	zelo grobo prodnata tla
250-600 mm	kamni (stones)	kamnita tla
>600 mm	skale (boulders)	skalovita tla
Ploščat skelet		
2-150 mm	ploščat skelet (channers)	tla ploščatega skeleta
150-380 mm	skriljavci (flagstones)	skrilasta tla
380-600 mm	kamenje (stones)	kamnita tla
>600 mm	skale (boulders)	skalovita tla

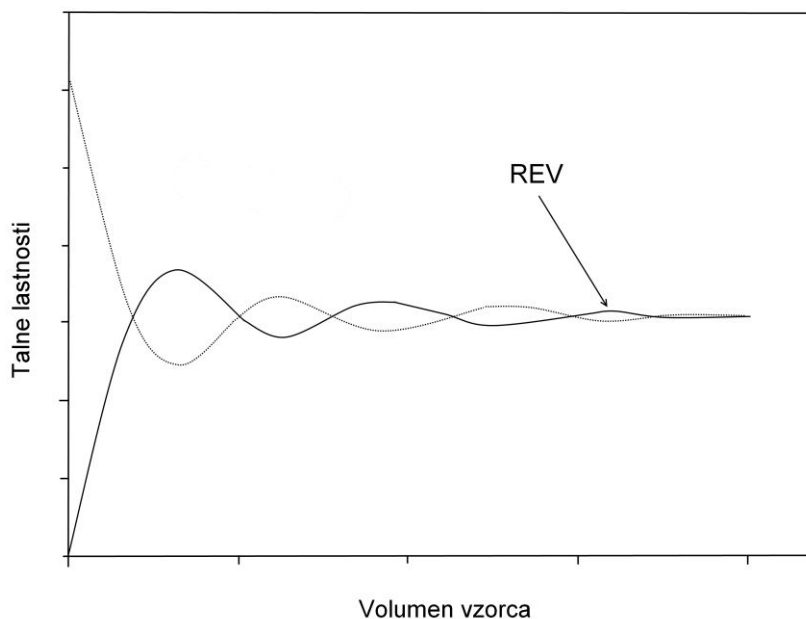
Navzočnost skeleta lahko v tleh lahko izrazimo na več načinov. Najpogosteje podamo količino skeleta kot delež volumna proda v volumnu tal ali kot delež mase proda v tleh, redkeje pa kot prekrivni delež skeleta na površini tal.

Skelet ima odločilen vpliv na rabo tal, prav tako pa njegova vsebnost močno zmanjšuje pridelovalni potencial tal oziroma kakovost zemljišč.

### 2.1.1 Osnovni reprezentativni volumen skeletnih tal

Fizikalne lastnosti tal so zelo heterogene, skelet pa to heterogenost le še poveča. Heterogenost tal različno vpliva na variabilnost merjene lastnosti, zato je osnovni reprezentativni volumen tal (REV) za vsako posamezno fizikalno lastnost svojstven. Z uvajanjem koncepta osnovnega reprezentativnega volumna skušamo opredeliti tisti minimalni volumen tal, ki ne vpliva več na spremembo merjene lastnosti (Bear, 1972; Kutilek in Nielsen, 1998; Brown in sod., 2000; Baetens, 2007) oziroma je varianca meritev enaka. Koncept osnovnega reprezentativnega volumna je razviden iz slike 1.

Kot je bilo že omenjeno, je REV svojstven za posamezno talno lastnost kot tudi za vsako lokacijo oziroma talni tip. Zaradi velikosti skeleta v tleh, je REV za skeletna tla veliko večji kot v bolj homogenih tleh. V tleh brez skeleta je običajno  $100 \text{ cm}^3$  (Kopecky cilindri) zadovoljivo velik volumen za oceno volumske gostote v tleh (Moldrup in sod., 2003; Blanco-Canqui in sod., 2002), vendar je lahko ta v skeletnih tleh večji od  $2000 \text{ cm}^3$  (Buchter in sod., 1994). V kolikor je skelet večji od 15 cm, je REV temu primerno večji. Velikost REV seveda ni odvisna le od navzočnosti skeleta, saj lahko heterogenost talnih lastnosti v tleh povečajo: flora in fauna v tleh, mineralna sestava tal in podobno. V tleh z zadostno vsebnostjo gline lahko nabrekanje in krčenje gline ob različnih vlažnostih pogojih v tleh povzroči različno velike razpoke, ki lahko občutno zvišajo REV.



Slika 1: Koncept osnovnega reprezentativnega volumna (Bear, 1972)  
Figure 1: The concept of representative elementary volume (Bear, 1972)

## 2.2 OSNOVNE HIDROLOŠKO FIZIKALNE LASTNOSTI (PRODNATIH) TAL

Tla običajno predstavljajo zelo heterogen tri fazni sistem trdne, tekoče in plinske faze. Trdna faza tal oziroma talna osnova (talni matriks) je v osnovi sestavljena iz različnih osnovnih mineralnih delcev, ki se razlikujejo v velikosti, obliki in kemični sestavi. Različne amorfnosti in organska snov povezujejo osnovne mineralne delce tal v strukturne agregate, ki določajo obseg vezave in prevajanja vode in zraka (Hillel, 1998).

Funkciji prevajanja in zadrževanja vode ter zraka imata ključno vlogo v agronomski praksi kot seveda tudi pri razumevanju okoljskih vprašanj, kjer sta vključena gibanje in zadrževanje vode ter zraka v tleh. Merilo obsega por v tleh, kjer se v tleh izmenjujeta voda in zrak, imenujemo poroznost. Zaradi osrednje vloge pri odrejanju vodno zračnih lastnosti tal, začnemo to poglavje tudi pregled objav v tej nalogi. Splošne zakonitosti fizikalnih lastnosti tal veljajo tudi za prodata tla, res pa je, da vsebnost voda v tleh spremeni določene fizikalne lastnosti v večji meri in jih bomo zato v tekstu podrobneje opisali.

### 2.2.1 Poroznost

Mineralna in organska snov se v tleh povezuje tako, da zaradi različnih velikosti in oblik delcev kot tudi različnih fizikalno kemijskih lastnosti delcev med njimi ostaja prazen prostor, pore. V porah se vseskozi izmenjujeta voda (talna raztopina) in zrak (talna atmosfera). Vsebnost vode in zraka v tleh se močno spreminja tako v časovni kot tudi prostorski dimenziji. Kadar so tla popolnoma nasičena, so vse pore napolnjene z vodo, zato volumen por oziroma poroznost predstavlja tudi, kolikšen volumen vode lahko sprejmejo tla.

Velikost por v tleh je zelo različna. V odvisnosti kje in kako je nastala pora, ločimo teksturno in strukturno poroznost. Teksturna poroznost nastane s povezovanjem osnovnih

delcev tal (pesek, melj in glina), medtem ko je strukturna poroznost odraz medsebojne povezave strukturnih agregatov. Teksturna poroznost je povezana z manjšo velikostjo por, medtem ko je strukturna poroznost praviloma povezana z večjo velikostjo por. En od sinonimov za teksturno poroznost je intra-agregatna ali primarna poroznost, medtem ko je strukturna poroznost poimenovana tudi inter-agregatna ali sekundarna poroznost (Lal in Shukla, 2004; Kutilek in Nielsen, 1998).

Izjemna heterogenost tal, naključna porazdelitev osnovnih gradnikov in številni biotični in fizikalni procesi v tleh, se odražajo tudi v poroznosti, saj so lahko pore različnih oblik, velikosti in prostorske orientacije. Pore so lahko ravninske oziroma horizontalno usmerjene ali pa vertikalne, ki so prevladujoče v tleh. Teksturna poroznost je veliko bolj stabilna, medtem ko je strukturna poroznost povezana z obstojnostjo strukture in je neprimerno bolj dinamična. Obstojnost strukture je v veliki meri povezana z vsebnostjo gline in organske snovi v tleh kot tudi z zunanji dejavniki, kot je obdelava tal.

Obstaja veliko različnih klasifikacij oziroma razvrščanja por, kjer je glavno merilo razvrščanja velikost por ali način tvorbe por (Beven in Germann, 1982). Glede na tvorbo oziroma izvor delimo pore na pedološke in biogene. V preglednici 3 je prikazana klasifikacija velikosti por glede na biotični izvor ali pomen (Lal in Shukla, 2004), ki ima zaradi relativno ozkega poljedelskega pogleda bolj ilustrativni pomen. Za bolj celovit pregled in razvrstitev vsekakor manjka opis poroznosti, ki jih naredi koreninski sistem trajnih rastlin, še v večji meri pa manjka opis poroznosti zaradi glavnih skupin talne favne.

Preglednica 3: Velikost por glede na biotični izvor ali pomen (Lal in Shukla, 2004)

Table 3: Pore dimensions in relation to biological origin or their significance (Lal in Shukla, 2004)

Povprečna velikost por ( $\mu\text{m}$ )	Biotični pomen
1500 – 50000	gneзда mravelj in njihovi kanali
500 – 11000	luknje črvov
300 – 10000	glavna korenina dvokaličnic
500 – 10000	kolenčaste oz. nodijske korenine žit
100 – 1000	semenske oziroma seminalne korenine žit
50 – 100	stranske korenine žit
20 – 50	stranske korenine prvega in drugega reda
5 -10	koreninski lasi
1000	korenine in cilinder koreninskega laska detelje
30	pore ki vežejo vodo pri -10kPa oz. 100 cm vodnega stolpca – točka poljske kapacitete *
0,5 – 2	hife gliv
0,2 – 2	bakterije
0,1	točka venenja (-1500 kPa)

\* točka poljske kapacitete v teksturno lahkih tleh, sicer je univerzalna točka poljske kapacitete pri 330 cm vodnega stolpca

Najpogostejši sistem razvrščanja velikosti por je glede na njihovo vlogo v zadrževanju oziroma prevajanju vode v tleh. Kljub vsemu so se v preteklosti uveljavljali številni različni sistemi razvrščanja, zato je Luxmoore (Luxmoore, 1981) v začetku osemdesetih let pozval k poenoteni klasifikaciji ter podal predlog o uvedbi termina mezoporoznost, ki bi bolj razločno razdelil pore glede na njihovo funkcijo v prevajanju in zadrževanju vode. Kot makropore je označil pore s premerom večjim od 1 mm, kjer je zaradi prevelike pore že onemogočeno kapilarno gibanje vode oziroma je prevajanje vode v njih izredno hitro in

tok vode praviloma turbulenten. V razred mezopor je uvrstil pore s premerom med 10  $\mu\text{m}$  in 1 mm. Te pore so sposobne vezave vode v nekoliko daljšem časovnem obdobju, z njimi je povezano počasnejše dreniranje oziroma odcejevanje tal, prav tako pa tok vode ni več turbulenten ampak laminaren. Pore, ki so manjše od 10  $\mu\text{m}$  uspejo zadržati vodo v daljšem časovnem obdobju. Te pore imajo glavno vlogo v lateralnem premeščanju vode v tleh ter so odraz teksturne poroznosti. Njihova velikost je v ravnotežju z vodo, ki je v tleh vezana s silo manjšo od 30 kPa oziroma z drugimi besedami: z vsebnostjo vode v tleh, ki je manjša od arbitrarno določene točke poljske kapacitete tal. Ta klasifikacija sicer ni prinesla uniformnosti definicije razvrščanja velikosti por, je pa botrovala uvedbi termina mezoporoznosti kot vmesnega člena med mikro in makroporoznostjo. Kay in Angers (Sumner, 1999) sta povzela klasifikacijo ameriškega pedološkega združenja (Soil Science Society of America) iz leta 1997, ki jo povzemamo v preglednici 4.

Preglednica 4: Klasifikacija velikosti por (Sumner, 1999)  
Table 4: Pore size classification (Sumner, 1999)

Razred por	Meje razredov velikosti $\mu\text{m}$ *
Makropore	> 75
Mezopore	30 – 75
Mikropore	5 – 30
Ultra mikropore	0,1 – 5
Kriptopore	< 0,1

\*velikost je podana v ekvivalentnem premeru por, kar pomeni velikost okrogle (valjaste) pore

Prej omenjena pobuda ni doprinesla k prevelikemu poenotenju, saj je v literaturi moč najti več različnih definicij velikosti por (Alaoui in Goetz, 2008; Jarvis, 2007; Hillel, 1998; Lal in Shukla, 2004; Menéndez in sod., 2005).

Bolj kot velikost same pore je pri prevajanju vode pomembna njihova neprekinjenost oziroma povezanost. Pora, ki ima zadostno kontinuiteto (dolžino) je hidrološko aktivna, medtem ko so makropore kratkih dolžin manj pomembne pri prevajanju vode v večje globine tal. Za lažji opis in ponazoritev toka vode v tleh so se talni fiziki zatekli k približku, da so pore približno valjaste (cevaste) oblike, kar pomeni veliko idealiziranje realnega sistema. Zaradi tega so uvedli termin 'ekvivalenten premer pore', ki priredi nepravilno oblikovani pori ustrezen premer kot če bi bila pora valjaste oblike. Analogija cevastih por se je uvedla zaradi lažjega računanja, čeprav je takšen približek daleč od realnih razmer (Hillel, 1998). Pore v tleh so, razen redkih izjem, zelo nepravilnih oblik. Velikokrat se premer pore z dolžino spreminja. V takem primeru velja pravilo, da je prevodnost vode v pori omejena z njenim najožjim premerom (efekt stekleničnega vratu) (Bodhinayake in sod., 2004b). Pri prevajanju vode skozi porozni sistem je potrebno imeti v mislih, da je talni porozni sistem podoben mrežastem sistemu, kjer so pore med sabo povezane v horizontalni in vertikalni smeri oziroma veliko por ostaja tudi nepovezanih. Pri hitrem prevajanju vode v tleh ima povezanost por odločilno vlogo, saj nepovezane pore, čeprav so lahko velike, ne uspejo prevajati večjih količin vode v globlje plasti (Bodhinayake in sod., 2004b).

Poleg razpok v tleh, ki nastanejo kot posledica krčenja in nabrekanja gline v tleh, so biopore najpomembnejši osnovni člen makropor. Zaradi velikosti, predvsem pa kontinuitete, so zelo pomembne pore, ki so nastale kot posledica delovanja deževnikov v

tleh, čeprav koreninske pore nimajo manjšega pomena. V nekaterih tleh so pore, ki jih naredijo deževniki, najpomembnejši dejavnik prevajanja vode skozi makropore, saj so te pore tudi relativno dobro obstojne v daljšem časovnem intervalu (Alaoui in Goetz, 2008; Beven in Germann, 1982). Pomembnejšo vlogo pri prevajanju vode po makroporah v globlje horizonte imajo deževniki, ki se hranijo z organsko snovjo na površini in jo premeščajo v globlje horizonte tal (anecični deževniki). Takšna premeščanja oziroma pore so lahko dolga tudi nekaj metrov. Endogeični deževniki pa se prehranjujejo v zgornjem delu profila tal in za njih ni značilno veliko gibanje v vertikalni smeri, zato je njihov pomen za prevajanje vode po makroporah manjši, kljub vsemu posredno povečujejo prevodnost vode zaradi povečane medstrukturne kot tudi strukturne poroznosti (Wahl in sod., 2004; Jarvis, 2007; Lindahl in sod., 2009).

Skelet v tleh vpliva na povečano skupno poroznost kot tudi na navzočnost večjih makropor, saj se skelet med seboj ne prilega zadosti tesno in takšen prostor fina talna frakcija redko zapolni v celoti. Naslednji razlog povečane poroznosti skeletnih tal je povezan z različnim obnašanjem skeleta in fine talne frakcije med zmrzovanjem in odtajanjem, kar lahko povzroči nastanek novih por na meji med skeletom in fino talno frakcijo (Lal in Shukla, 2004; Poesen in Lavee, 1994). Povečano poroznost fine talne frakcije skeletnih tal, ki jo lahko posredno zaznamo z nižjo volumsko gostoto fine talne frakcije, je moč zaslediti tudi v podatkih nekaterih raziskav (Sauer in Logsdon, 2002; Poesen in Lavee, 1994).

Osnovna metoda določanja poroznosti temelji na razliki med navidezno oziroma volumsko gostoto tal ter gostoto talne frakcije tal manjše od 2 mm, ki je zgornja velikost osnovnih delcev tal. Povprečna gostota talnih delcev pretežno mineralnih tleh je v obsegu med 2,6 do 2,7 gcm<sup>-3</sup> (Kutilek in Nielsen, 1998). Ker so v strukturnih tleh med osnovnimi delci tal pore, kjer se izmenjujeta voda in zrak, je volumska gostota tal manjša od gostote talnih delcev za tisti delež, ki ga v tleh zajemajo pore. Volumsko gostoto tal običajno določamo s Kopeckyevimimi cilindri, to je kovinskimi cilindri z znanim volumnom - 100 cm<sup>3</sup>, ki omogočajo, da vzorčimo neporušen vzorec tal. S sušenjem iz talnega vzorca izločimo vodo, tako da dobljena masa vzorca predstavlja le maso trdne frakcije tal v določenem volumnu tal. Poroznost lahko zato izračunamo po sledeči formuli:

$$P = \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_s} \quad \dots (1)$$

oziroma

$$P = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} (*100\%) \quad \dots (2)$$

kjer je

P=poroznost (%) - poroznost običajno podajamo v %, lahko pa tudi kot količnik brez enot

$\rho_s$ = gostota talnih delcev gcm<sup>-3</sup>

$\rho_b$ = volumska (navidezna) gostota tal gcm<sup>-3</sup>

V gradbeništvu in geotehniki se kot merilo za oceno poroznosti uporablja količnik por, ki predstavlja količnik med volumnom por in volumnom trdne frakcije tal. Takšna ocena

poroznosti je v agronomskem smislu predvsem primerna v zelo glinastih tleh, kjer se volumska gostota tal in volumen por spreminja z vsebnostjo vlage v tleh.

Kot je bilo že omenjeno, je poroznost odvisna od teksture in strukture tal kot tudi od flore in favne v tleh. Povzetek okvirnih vrednosti poroznosti in volumske gostote tal mineralnih tal oziroma tal, kjer je vsebnost organskega ogljika manjša od 2 %, je prikazan v preglednici 5.

Preglednica 5: Okvirne vrednosti poroznosti in volumske gostote v mineralnih tleh, kjer je vsebnost organskega ogljika manjša od 2% (Kutilek in Nielsen, 1998)

Table 5: Indicative values of porosity and soil bulk density of mineral soil where organic carbon content is less than 2 % (Kutilek in Nielsen, 1998)

Vrsta tal	Poroznost %	Volumska gostota tal $\rho_b$ ( $\text{gcm}^{-3}$ )
Peščena	36 - 56	1,16 - 1,70
Meljasta	39 - 56	1,26 - 1,61
Ilovnata	30 - 55	1,20 - 1,85
Glinasta	35 - 70	0,88 - 1,72

Naslednje metode določanja poroznosti so optične, kjer vzorec običajno fiksiramo s smolami oziroma tekoča smola sprva zapolni pore in se kasneje strdi. S pripravo tankoplastnega vzorca lahko na optičnih analizatorjih izmerimo obseg in velikost por. V zadnjem času pa se za določanje oblik in velikosti por, povezanosti in splošne tridimenzionalne slike poroznosti v tleh uporabljajo nekatere tehnike, ki so uveljavljene v medicini kot je računalniška tomografija (CT) in jedrska magnetna resonanca (NMR).

Od volumetričnih metod je najbolj pogosto uporabljeno merjenje z živosrebrnim porozimetrom, ki se predvsem uporablja za merjenje poroznosti v strukturnih agregatih.

Velikokrat lahko bolj ali manj natančno ocenimo poroznost oziroma velikost por s posrednimi metodami. V kasnejšem nadaljevanju naloge bo podrobneje predstavljena povezava vodnega potenciala tal in velikosti por oziroma vloga modela kapilarnosti pri zadrževanju in prevajanju vode v tleh, ki omogoča posredno oceno velikosti in obsega posamezne skupine por.

Ker skelet, poenostavljeno gledano, vpliva predvsem na bilanco merjenih količin v tleh, je potrebno opredeliti njegov delež. Delež skeleta lahko v tleh izrazimo kot je zapisano v enačbah 3 in 4.

$$R_m\% = \frac{m_r}{m_t} * 100 \quad \dots (3)$$

oziroma

$$R_v\% = \frac{V_r}{V_t} * 100 \quad \dots (4)$$

kjer sta  $R_m$  in  $R_v$  masni oziroma volumski delež proda v tleh,  $m_r$  in  $V_r$  masa (g) oziroma volumen skeleta v skupnem vzorcu tal ( $\text{cm}^3$ ) ter  $m_t$  in  $V_t$  masa in volumen skupnega vzorca tal.

Volumsko gostoto prodnatih tal lahko zapišemo

$$\rho_{b,t} = \rho_{b,r(t)} + \rho_{b,f(t)} \quad \dots (5)$$

oziroma

$$\rho_{b,t} = \frac{m_r}{V_t} + \frac{m_f}{V_t} \quad \dots (6)$$

kjer so  $\rho_{b,t}$ ,  $\rho_{b,r(t)}$  in  $\rho_{b,f(t)}$  skupna volumska gostota, nekorrigirana skupna volumska gostota skeleta ter nekorrigirana skupna volumska gostota fine frakcije tal ( $\text{gcm}^{-3}$ ) ter  $m_f$  masa fine talne frakcije (g). Volumen proda zmanjšuje volumen, ki ga zavzema v tleh fina frakcija tal, zato se dejanska volumska gostota fine frakcije tal ( $\rho_{b,f}$ ) izračuna po enačbi (7) (Lal in Shukla, 2004).

$$\rho_{b,f} = \frac{m_t - m_r}{V_t - V_r} = \frac{m_f}{V_t - V_r} \quad \dots (7)$$

Skupno poroznost vzorcev tal lahko izračunamo po sledeči enačbi

$$P_t = \left(1 - \frac{\rho_{b,t}}{\rho_s}\right) * 100 \quad \dots (8)$$

kjer je  $\rho_s$  (gostota trdne faze tal v  $\text{gcm}^{-3}$ ) in je njena vrednost v običajnih mineralnih tleh med 2,6 do 2,7  $\text{gcm}^{-3}$ . Poroznost fine frakcije tal pa izračunamo po sledeči formuli.

$$P_f = \left(1 - \frac{\rho_{b,f}}{\rho_s}\right) * 100 \quad \dots (9)$$

Številni avtorji navajajo, da povečana skeletnost tal vpliva na povečano poroznost oziroma manjšo volumsko gostoto fine frakcije tal (Cousin in sod., 2003; Lal in Shukla, 2004; Sauer in Logsdon, 2002; Fiès in sod., 2002). Glaven razlog tiči v povečani poroznosti na stiku fine frakcije tal in skeleta. Obseg teh por, ki so praviloma večjega premera in njihov izvor ni odraz teksturne poroznosti, je določil Fies (2002) s soavtorji z naslednjo enačbo

$$V_{lp} = \left(\frac{1}{\rho_{b,t}}\right) - \left(\frac{1-\alpha}{\rho_{b,f}}\right) - \left(\frac{\alpha}{\rho_{b,r}}\right) \quad \dots(10)$$

kjer je  $V_{lp}$  delež por, ki so nastale zaradi delcev večjih od 2 mm ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ) in  $\alpha$  masa delcev večjih od 2 mm v skupnem vzorcu (g). Oznake v enačbi so prilagojene dosedanjem označevanju v nalogi in niso identične zapisu iz vira. Omenjen izračun je primeren le v primeru, če lahko določimo volumsko gostoto finega dela tal, na primer z živosrebrnim porozimetrom oziroma, v slučaju tvorbe novega vzorca tal z mešanjem obeh frakcij (skeleta in tal brez delcev večjih od 2 mm), kjer smo jima pred mešanjem določili osnovne fizikalne lastnosti.



## 2.2.2 Osnovne lastnosti vode v tleh

Zaradi prostorske orientacije vodikovih in kisikovih atomov oziroma elektronov v vodni molekuli, ima voda kar nekaj specifičnih lastnosti. Čeprav je navzven vodna molekula brez naboja, je ena glavnih lastnosti njen dipolni karakter, kjer je na območju vodikovih ionov pozitivno nabito polje in na območju kisikovega iona, negativno. Zaradi dipolnega karakterja vodne molekule se vodikov proton povezuje z vodikovo vezjo na kisikov atom sosednje molekule vode (Hillel, 1998). Ta osnovna lastnost pogojuje ostale fizikalno kemijske lastnosti vode. Voda se v tleh zadržuje zaradi različnih sil. Rezultat delovanja sil se kaže tudi v najpomembnejših pojavih vode v tleh kot sta adsorpcija in kapilarnost, medtem ko je v tleh z večjim deležem glinice pomembno tudi nabrekanje. Zadrževanje vode pa seveda odločilno vpliva na gibanje vode v tleh.

Čeprav bi lahko fizikalno kemijskim lastnostim vode posvetili celo poglavje, bomo posamezne lastnosti, ki so ozko vezane na nalogo, opisali v posameznih podpoglavjih.

### 2.2.2.1 Adsorpcija

Adsorpcija je pojav, ki nastane zaradi različnih privlačnih in odbojnih sil med molekulami ali ioni na meji ploskev med površinami različnih agregatnih faz (trdne, tekoče in plinske faze). Hillel (1998) opozarja, da je potrebno biti previden in ločiti pojma adsorpcija, ki predstavlja površinski odnos med dvema agregatnima fazama in pojem absorpcija, ki v bistvu pomeni prodiranje ali prevajanje ene agregatne faze v/skozi drugo agregatno fazo. V tleh, ki so porozen sistem, sta velikokrat prisotna oba procesa istočasno, zato se v večji meri uporablja manj zavezujoč splošen termin, sorpcija. Čeprav bi teoretično proces adsorpcije razdelili na fizikalno in kemijsko, sta ta dva procesa tako medsebojno prepletena, da jih je zelo težko ločiti. Posplošeno bi lahko rekli, da je fizikalna adsorpcija energetsko šibkejša in omejena na van der Waalsove sile, medtem ko je za kemijsko adsorpcijo značilno, da se tvorijo močnejše in tudi bolj obstojne kemijske vezi. Voda se lahko na trdno fazo tal veže kot posledica različnih sil kot so: elektrostatične sile (Coulombove sile), intermolekularne (van der Waalsove in disperzijske Londonove sile) in odbijajoče sile kratkega dometa (Hillel, 1998). Po večini ima adsorpcija vode na trdno fazo tal elektrostatičen način vezave, kjer se polarna molekula vode veže na nabit del trdne faze tal oziroma na že adsorbirane ione. Tovrstna adsorpcija je tudi vzrok, da glinasta tla vežejo večje količine vode.

Pomemben proces vezave vode v suhih tleh je tudi adsorpcija pare, kjer suha tla adsorbirajo vodno paro do točke ravnotežja med delnim parnim pritiskom v zraku in maso vode v tleh. Sposobnost tal za vezavo vodne pare iz zraka imenujemo higroskopičnost.

### 2.2.2.2 Kapilarnost in površinska napetost vode

Kot smo že omenili ima pojav kapilarnosti v tleh pomembno vlogo v zadrževanju in prevajanju vode v nenasičenih tleh. Pomemben člen v razlagi kapilarnosti ima površinska napetost vode ( $\gamma$ ). Površinska napetost vode nastane kot posledica razlik v silah, ki delujejo na molekule vode na mejnem stiku s plinsko ali trdno agregatno fazo. Molekule vode znotraj volumna tekočine povezujejo kohezivne sile (vodikove vezi) in so enake v vseh smereh, medtem ko na vodne molekule na površini delujejo privlačne sile v zraku oziroma

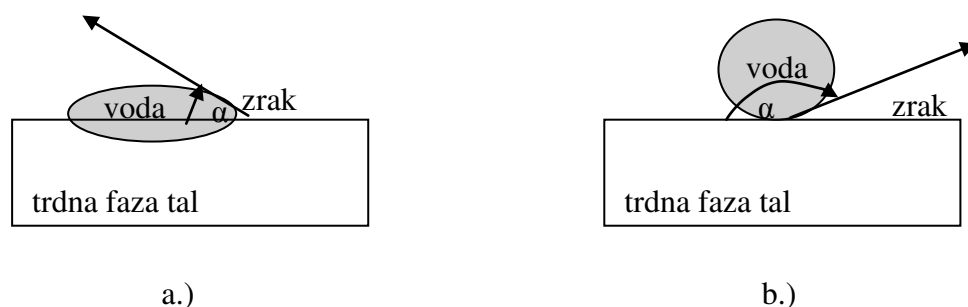
na površini trdnega telesa. Te privlačne sile so praviloma manjše od kohezivnih sil v volumnu vode, zato so vodne molekule na površini stika usmerjene v notranjost tekočine oziroma se površinska plast vode skrči, ker teži k čim manjši izpostavljeni površini glede na volumen. S tem pojavom je povezan tudi izraz prosta površinska energija, ki predstavlja tisto količino dela, ki je potrebna, da se površina vode zopet izravna. Enote površinske napetosti so izražene s silo na dolžinsko enoto – Nm<sup>-1</sup>.

V tleh, ki so trifazni sistem, je v nenasičenih tleh na trdni fazi tal prisotna meja med vodo in zrakom, ki tvorijo določen kot s trdno fazo tal, kontaktni kot  $\alpha$ . Kot je določen z Youngovo enačbo (11).

$$\cos \alpha = \frac{\gamma_{sa} - \gamma_{sw}}{\gamma_{wa}} \quad \dots (11)$$

kjer je  $\gamma_{sa}$  površinska napetost stika trdne faze in zraka;  $\gamma_{sw}$  površinska napetost stika trdne faze in vode ter  $\gamma_{wa}$  površinska napetost stika vode in zraka.

Ali bo kot oster ali top, je odvisno od velikosti površinske napetosti na meji med trdno fazo in zrakom ter velikostjo površinske napetosti na površini med trdno fazo tal in vodo. Običajno je v procesu navlaževanja mineralnih tal površinska napetost med trdno fazo tal in vodo manjša od površinske napetosti na meji med trdno fazo in zrakom, zato je kot oster oziroma izraz  $\cos \alpha$  pozitiven. V obratnem primeru pa je izraz  $\cos \alpha$  negativen ( $90^\circ < \alpha \leq 180^\circ$ ) (slika 2).



Slika 2: Kontaktni kot  $\alpha$  v primeru, ko voda navlažuje trdno fazo (a.), oziroma ko trdna faza tal odbija vodo (b.)

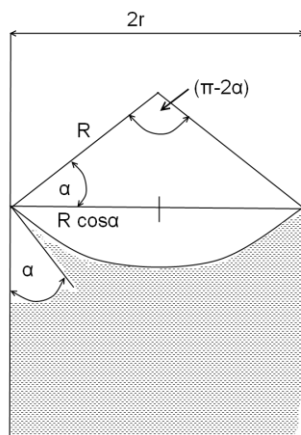
Figure 2: Contact angle  $\alpha$  when water wets the solids (a.) and where liquid “repels” the soil surface (b.)

Z razliko površinskih napetosti lahko tudi ustrezno pojasnimo razliko med hidrofili in hidrofobnimi tlemi. Za hidrofilna tla, to so tla, ki imajo sposobnost navlaževanja ob dodani vodi (padavine oziroma namakanje), je značilno razmerje med silami, kot je zapisano v spodnjem izrazu.

$$\text{adhezivne sile}_{(voda-tla)} > \text{kohezivne sile}_{(voda-voda)} > \text{adhezivne sile}_{(tla-zrak)} \quad \dots (12)$$

Za hidrofobna tla pa je značilno, da specifične organske snovi na površini sorptivnega dela tal zmanjšajo ali povsem nevtralizirajo adhezivne sile na stiku trdne faze tal in vode, zato so kohezivne sile znotraj kapljice močnejše kot adhezivne sile na stiku kapljice in trdne





Slika 4: Geometrijska zveza med polmerom meniskusa in polmerom kapilare ter kontaktnim kotom  $\alpha$  (Hillel, 1998)

Figure 4: Geometric relationship between the radius of the meniscus, the radius of capillary tube and contact angle  $\alpha$  (Hillel, 1998)

Iz tega sledi, da je

$$R = \frac{r}{\cos \alpha} \quad \dots (13)$$

kjer je  $R$  polmer meniskusa,  $r$  polmer kapilare in  $\alpha$  kontaktni kot med vodo in steno kapilare.

Enačbo za uravnoteženje pomika (slika 3) lahko zapišemo na način

$$F_{\downarrow g} = F_{\uparrow \sigma} \quad \dots (14)$$

Na ravnotežni točki pomika vode v kapilari je sila površinske napetosti ( $F_{\uparrow \sigma}$ ), ki je povzročila dvig vode v kapilari, uravnotežena s težo vodnega stolpca ( $F_{\downarrow g}$ ) oziroma s hidrostatičnem pritiskom. Na ravnotežni točki torej velja, da

$$\pi r^2 \rho_v g h = 2 \pi r \gamma \cos \alpha \quad \dots (15)$$

kjer je  $\rho_v$  gostota vode,  $g$  zemeljski pospešek in  $h$  višina pomika vode v kapilari. Torej je višina pomika vode v kapilari enaka

$$h = \frac{2 \gamma \cos \alpha}{r \rho_v g} \quad \dots (16)$$

oziroma

$$\frac{2 \gamma \cos \alpha}{r} = \rho_v g h = -VP \quad \dots (17)$$

V tleh je kontaktni kot  $\alpha$  velikokrat blizu  $0^\circ$ , zato je tovrstna poenostavitev pravilo pri računanju kapilarnega dviga vode v tleh in lahko enačbo (17) zapišemo kot

$$VP = \frac{2\gamma}{r} \quad \dots (18)$$

ali v primeru, ko izrazimo uravnoteženo silo

$$h = \frac{2\gamma}{r\rho_v g} \quad \dots (19)$$

oziroma polmer kapilare.

$$r = \frac{2\gamma}{h\rho_v g} \quad \dots (20)$$

Slednja enačba (20) hkrati določa največji polmer pore, ki ustreza sili s katero je voda vezana v njej (Bodhinayake in sod., 2004b) oziroma tisti polmer pore, ki prevaja vodo, kadar je le ta vezana s silo  $h$ . Tako je na primer največji ekvivalenten polmer por, kadar je voda vezana v tleh s silo 15 cm vodnega stolpca 0,1 mm in v primeru vezave s silo 3 cm vodnega stolpca 0,5 mm (Watson in Luxmoore, 1986; Logsdon in Jaynes, 1993).

### 2.2.2.3 Energijsko stanje vode v tleh

Zgolj poznavanje vsebnosti vode v tleh ne zadostuje, da bi lahko pojasnili tok vode v tleh. Za razumevanje gibanja vode v tleh je osnovnega pomena poznavanje energijskega stanja vode v tleh. Voda v tleh ima lahko različne oblike in količine energije. Klasični fiziki prepoznavajo predvsem kinetično in potencialno energijo. Ker je hitrost gibanja vode v tleh sorazmerno majhna, lahko vrednost kinetične energije talne vode smatramo kot zanemarljivo. Torej je potencialna energija vode v tleh tista količina, ki odreja gibanje vode v tleh, bodisi zaradi njene lege ali notranjih lastnosti. Tako kot pri splošnem pravilu o izenačevanju energije, se tudi v tem primeru voda giba iz mesta višje potencialne energije k mestu, kjer ima voda manjšo potencialno energijo (Hillel, 1998). Potencial je izražena energija, ki jo ima enota vode.

Dogovorno je kot referenčna točka potenciala oziroma potencialne energije določena voda na prosti površini, ki je kemijsko čista in na katero ne vplivajo druge privlačne sile. V tej točki ima voda vrednost potencialne energije 0. Ker so pomembne relativne razlike v potencialni energiji, je lahko pozicija vodne površine izbrana poljubno, običajno pa je njena pozicija definirana na površini tal, le redko pa kot površina nivoja podzemne vode (Hartmann in Cornelis, 2007). Teoretična definicija skupnega potenciala vode v tleh je definirana kot količina dela, ki je potrebna, da se določena količina (masa, volumen oziroma teža) čiste proste vode premakne reverzibilno in izotermalno iz pozicije čiste proste vodne površine pri atmosferskem pritisku (referenčna točka) k obravnavani točki talne vode v sistemu tla-rastlina-atmosfera. Čeprav je definicija dokaj komplicirana, pa je nujna v izogib vsem nejasnostim, ki so se pojavljale do sprejetja definicije pri terminološki sekciji mednarodnega združenja pedologov (ISSS) (Hartmann in Cornelis, 2007).

Na talno vodo vplivajo številne sile, ki povzročijo, da je njen potencial drugačen od referenčne točke. Izmed glavnih sil, ki delujejo na talno vodo, lahko omenimo sile, s katero talno vodo veže talna osnova (matriks), potem je gravitacijska sila oziroma lega točke v

sistemu, zatem sila, ki nastane zaradi raztopljenih soli kot tudi sila lokalnega zračnega pritiska v tleh. Skladno s tem lahko povedano zapišemo z naslednjo enačbo (Hartmann in Cornelis, 2007)

$$\Psi_t = \Psi_m + \Psi_g + \Psi_o + \Psi_h + \Psi_{e.p.} + \Psi_{\dots} \dots (21)$$

kjer je

$\Psi_a$  = skupni vodni potencial v tleh

$\Psi_m$  = matrični potencial oz. potencial, ki se ustvari zaradi privlačnih sil koloidne faze tal, kjer se voda veže zaradi kapilarnosti in adsorpcije

$\Psi_g$  = gravitacijski potencial oz. potencial lege (z) obravnavane točke

$\Psi_o$  = ozmotski potencial, ki ga ustvarijo raztopljene soli

$\Psi_h$  = hidrostatičen potencial, ki se ustvari pod nasičenimi (poplavnimi) pogoji in je odraz višine vode nad talno površino in ima za razliko od ostalih potencialov pozitivno vrednost

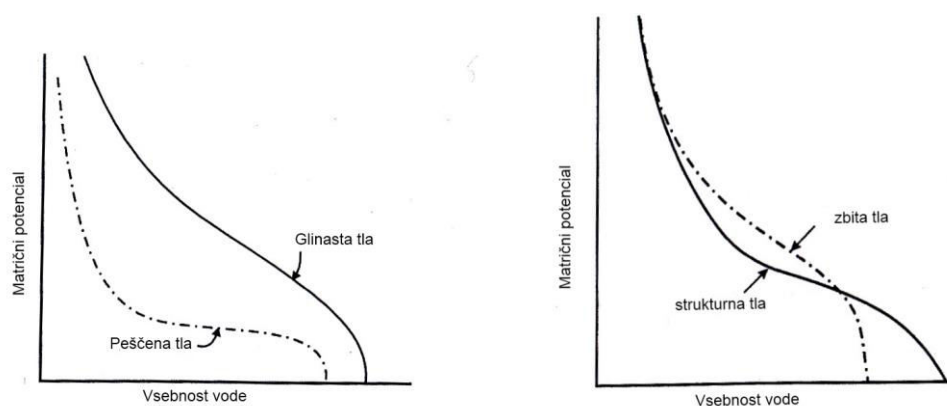
$\Psi_{e.p.}$  = potencial pritiska, ki nastane zaradi razlike v zračnem pritisku znotraj pore in zunanjega zračnega pritiska

Potencial je izražen z enoto energije na količino vode in je lahko zapisan v naslednjih oblikah:

- a.) Energija na maso vode –  $\text{Jkg}^{-1}$
- b.) Energija na volumen vode (pritisk) –  $\text{Jm}^{-3}$  ali  $\text{Nm}^{-2}$ - najpogosteje izražena oblika potenciala in je običajno podana v Pa ali v barih oziroma atmosferah
- c.) Energija na težo vode (head oz. sila) –  $\text{JN}^{-1}$  oz.  $\text{NmN}^{-1} = \text{m}$  – tudi izraz v obliki višine vodnega stolpca ni redka oblika zapisa potenciala

#### 2.2.2.4 Vodno zadrževalna krivulja v tleh

Med matričnim potencialom – v nadaljevanju zgolj potencialom – in vsebnostjo vode v tleh obstaja pomembna funkcijska zveza: vodno zadrževalna krivulja (VZK). Ker je potencial velikokrat podan z višino vodnega stolpca in ker se ta spreminja za več potenc ob spremembi vsebnosti vode v tleh znotraj enega velikostnega reda, se velikokrat uporablja logaritemska vrednost potenciala. Takšna vodno zadrževalna krivulja je znana kot pF krivulja. Pomembno je, da poznamo nekaj glavnih značilnosti VZK tal. VZK je lastna za vsaka tla posebej in se zaradi različnih razlogov lahko s časom spreminja. Krivuljo oblikujeta tako struktura kot tudi tekstura tal. Strukturne spremembe (obdelava, zbitost, slaba obstojnost strukture itd.) pa povzročijo občutne spremembe v poroznosti in posledično v spremenjeni odvisnosti med vsebnostjo vlage v tleh ter potencialom. Zaradi manjše poroznosti, se zmanjša tudi vsebnost vlage ob nasičenju kot tudi odvisnost potenciala in vsebnosti vlage v območju nižjih pF vrednosti (Slika 5). Poznavanje zveze med matričnim potencialom vode in vsebnostjo vode v tleh je nujna pri reševanju številnih strokovnih vprašanj kot so: pravilnost namakanja, vpliv obdelave tal na razpoložljivost vode v tleh, poznavanja toka vode v tleh, izpiranje onesnažil in podobno.

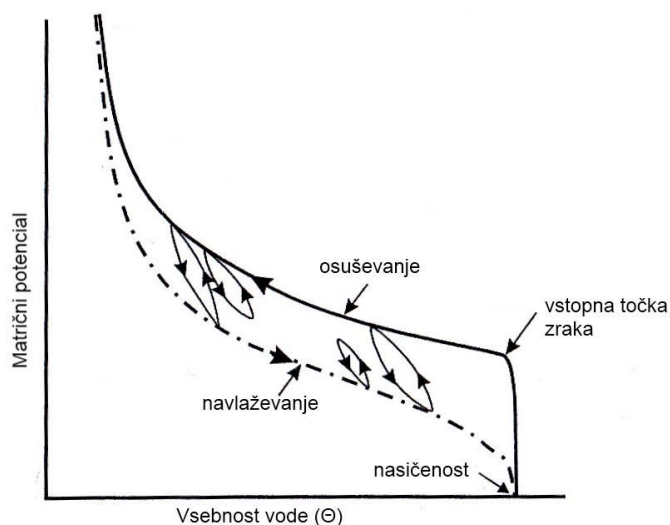


Slika 5: Vodnozadrževalna krivulja tal v odvisnosti od teksture (levo) in strukture tal (desno) (Hillel, 1998)  
Figure 5: Effect of soil texture (left) and soil structure (right) on water characteristic curve (Hillel, 1998)

V agronomski praksi sta izpostavljeni dve točki VZK in sicer točka poljske kapacitete tal (TPK) in točka venenja (TV). Točka poljske kapacitete je definirana kot mejna vsebnost vode v tleh, ki je rastlini dostopna v daljšem časovnem obdobju oziroma predstavlja preostalo količino vode v tleh, ko odteče voda iz makropor. Kot je razvidno iz ohlapne opredelitve te točke, bi bil potencial s katero je na tej točki vezana voda v tleh, različen od njive do njive. Zaradi nujnosti poenotenja so določili potencial oziroma silo s katero je običajno vezana voda v tleh pri TPK, in sicer sila 330 cm vodnega stolpca ( $pF=2,52$ ), kar naj bi predstavljalo povprečno vrednost za srednje težka in teksturno težja tla, medtem ko je za peščena tla TPK določena, ko je voda v tleh vezana s silo 100 cm vodnega stolpca ( $pF=2$ ). Rastline lahko izkoriščajo vodo v tleh, ko je le ta vezana s silo manjšo od 150 m vodnega stolpca. Torej je TV določena, ko je voda v tleh vezana s silo 150 m vodnega stolpca ( $pF=4,18$ ). Voda, ki je vezana močnejše od 150 m vodnega stolpca, je – razen redkim puščavskim vrstam – rastlinam nedostopna. Torej je količina rastlinam dostopne vode razlika med vsebnostjo pri TPK in TV. Seveda ni vsa voda znotraj območja rastlinam dostopne količine enako dostopna. Tako so recimo pri intenzivnejših tehnikah namakanja določene mejne vrednosti (te so prilagojene tudi razvojni fazi rastline), ki so pomembne za doseganje optimalnih pridelkov in/ali optimalne kakovosti pridelkov.

S pomočjo enačbe 19 lahko izračunamo, da so pri potencialu 330 cm vodnega stolpca (TPK za srednje težka in težka tla) odgovorne pore, ki imajo premer nekoliko manjši od 0,01 mm oziroma pri poljski kapaciteti za lahka tla,  $pF 2$ , pore v velikosti 0,03 mm. Ta podatek nam pojasni zakaj ni primerno določati potenciala tal na porušenem vzorcu tal v območju nižjih potencialov, saj takrat potencial določajo strukturne pore oziroma struktura, pri večjih  $pF$  vrednostih pa potencial pogojuje predvsem tekstura.

Eno od pomembnih dejstev VZK tal je pojav histereze. Histereza je pojav, ko opazimo različno odvisnost med potencialom in vsebnostjo vode, če se tla navlažujejo ali pa sušijo.



Slika 6: Vodnozadrževalna krivulja tal v odvisnosti ali se tla osušujejo ali navlažujejo. Zanke oziroma povezave med krivuljama predstavljajo delne ali popolne prehode med njima (Hillel, 1998)

Figure 6: Soil water characteristic curves in sorption and desorption. The intermediate loops represent partial or complete transitions between the main curves (Hillel, 1998)

Vzrokov za ta pojav je več (Lal in Shukla, 2004) :

- učinek stekleničnega vrata – ta nastane zaradi različno velikih in geometrijsko oblikovanih por, ki so med sabo povezane. Tako povezane pore kažejo različen čas navlaževanja kot tudi velikost kapilarnega dviga v odvisnosti, ali se pora navlažuje ali drenira;
- učinek kontaktnega kota – kontaktni kot med trdno fazo in vodo je lahko različen v odvisnosti, ali se tla navlažujejo ali sušijo. Kontaktni kot je lahko v fazi dreniranja 0, pri navlaževanju pa lahko nastane večji kontaktni kot, ki povzroči, da je pri isti vsebnosti vode zaradi hitrejšega osuševanja potencial bolj negativen v fazi dreniranja kot pa v fazi navlaževanja;
- učinek ujetega zraka – v fazi navlaževanja se lahko v mikroporah ujame zrak, ki znižuje celokupno vsebnost vode v tleh in na ta način poudari učinek histereze; kasneje se zrak sicer lahko raztopi, vendar časovno močno vpliva na odvisnost potenciala in vsebnosti vlage v tleh;
- učinek nabrekanja in krčenja tal – v glinastih tleh je ta vpliv lahko zelo izražen. Krčenje in kasnejše nabrekanje v fazi navlaževanja znatno spremenita strukturo in poroznost tal, za-to je histereza v glinastih tleh zelo očitna.

Vodno zadrževalno krivuljo določamo z različnimi napravami, odvisno kateri del krivulje konstruiramo. Kot smo že omenili, je potrebno pri manjših potencialih ( $h$ ) vsebnost vode določati v neporušenih vzorcih, kar je tudi splošno pravilo. Le pri večjih matričnih potencialih lahko nadaljnji del krivulje naredimo tudi s porušenimi vzorci tal. Za določitev krivulje v območju potenciala med 0-100 cm vodnega stolpca sta najpogosteje v uporabi peščen zaboj (sand box) in podtladne plošče. Za preostali del krivulje, do matričnega potenciala 1500 kPa oziroma 150 m vodnega stolpca, pa je (so) v uporabi polprepustna plošča(e) ali membrana, kjer ravnotežje ustvarimo s pritiskom zraka.



Analiza vodno zadrževalne krivulje izpostavi dve pomembni točki, ki imata velikokrat pomembno vlogo pri modeliranju hidravličnih lastnosti tal. Prva je vstopna vrednost zraka (air entry value= $h_a$ ). To je točka blizu nasičenja in je določena kot točka, kjer povečevanje potenciala ne povzroči spremembe v vsebnosti vode (Luckner in sod., 1989; Kutilek in Nielsen, 1998) oziroma točka, kjer v pori zrak nadomesti vodo. Vrednost vstopne točke zraka je lahko merljiva v lahkih teksturnih tleh. Še posebej jasno je izražena pri merjenju matričnega potenciala neporušenih vzorcev tal v peščenem zaboju, ko pesek do vstopne točke zraka deluje kot polpropustna membrana (prepušča vodo in ne prepušča zraka), medtem ko doseže oziroma preseže točko  $h_a$ , odteče voda iz peska. Zrak zapolni velike pore v pesku in prepreči povezanost vode, kar onemogoča nadaljnje hitro odtekanje vode. Ustrezna točka na nasprotnem koncu vodno zadrževalne krivulje je točka rezidualne vsebnosti vode v tleh. Ta točka je določena kot meja, kjer se prekine povezanost vode v tleh. Pod to točko povečan matričen pritisk ne povzroči spremembe vsebnosti vode v tleh. Velikokrat je točka rezidualne vsebnosti vode ( $\theta_r$ ) oziroma sila vode v tej točki, samo parameter prilagoditve eksperimentalnih podatkov enačbi vodno zadrževalne krivulje tal. Potrebno je še izpostaviti, da je sila vezave vode v tleh, ko so vse pore nasičene z vodo ( $\theta_s$ ), nič.

Kot smo že omenili, je poznavanje odnosa med vsebnostjo vlage v tleh in silo, s katero je le ta vezana v tleh, pomembna v reševanju mnogih praktičnih problemov. Še večjo težo ima analitična ponazoritev odnosa med silo vezave vode v tleh ter njeno vsebnostjo na številne modelne rešitve problemov.

Če bi zanemarili del VZK v območju nasičenja, bi lahko VZK opisali s hiperbolo (Kutilek in Nielsen, 1998),

$$|h| = a\Theta^{-b} \quad \dots (22)$$

kjer sta  $a$  in  $b$  empirični konstanti.

Odmeven parametričen model, ki se še danes pojavlja v povezavi z modeliranjem hidravličnih lastnosti tal, sta opisala Brooks and Corey (Brooks in Corey, 1964). Njuna zveza med vsebnostjo vode v tleh in potencialom je podana v spodnji enačbi (23),

$$S_e = \left(\frac{h_a}{h}\right)^\lambda ; S_e = \frac{(\Theta - \Theta_r)}{(\Theta_s - \Theta_r)} \quad \dots (23)$$

kjer je  $S_e$  delež učinkovitega nasičenja z vodo ter  $\lambda$  indeks velikosti por. Ta eksponent je pri majhni variabilnosti velikosti por v tleh velik, manjši pa je v tleh, kjer je razpon v velikosti por velik. Eksponent  $\lambda$  lahko eksperimentalno določimo tako, da narišemo  $\log(S_e)$  proti  $\log(-h)$ . Absolutna vrednost naklona premice predstavlja vrednost  $\lambda$ , lahko pa je določimo s prilagajanjem merjenih podatkov k VZK z metodo nelinearne optimizacije najmanjših kvadratov (Kosugi in sod., 2002). Pomanjkljivost tega modela je, da slabše ponazarja odnos pri vsebnostih vode v tleh, ki je blizu nasičene vrednosti (Kutilek in Nielsen, 1998).

Najbrž najbolj poznan model vodno zadrževalne krivulje je model, ki ga je predlagal Van Genuchten (Van Genuchten, 1980),

$$\Theta_E = \left[ 1 + (\alpha |h|)^n \right]^{-m}; \quad \dots (24)$$

kjer je  $\Theta_E$  enak  $S_e$  iz enačbe (23) ter  $a$ ,  $n$  in  $m$  prilagoditveni parametri za katere velja, da je:  $a > 0$  in so vrednosti običajno med  $10^{-3}$  in  $10^{-2}$ ;  $n > 1$  in so običajno vrednosti med 1,2 in 4 in  $m = 0 < m < 1$ . Zaradi računskih potreb so arbitrarno določili, da je  $m = 1 - (1/n)$  (Kutilek in Nielsen, 1998). Kasneje je bilo še več popravkov te enačbe. V zadnjem času se je uveljavil model VZK, ki temelji na logaritemski normalni porazdelitvi in vsebuje 3 člene velikosti por, in sicer: povprečno velikost, varianco velikosti por ter največji polmer pore (Kosugi, 1994).

#### 2.2.2.5 Prevodnost tal za vodo ob nasičenju

Poznavanje toka vode ob nasičenju je pomembno pri reševanju številnih agronomskih in okoljskih vprašanj, seveda pa tudi na drugih področjih, kot je na primer gradbeništvo.

Tok vode ob nasičenju vpliva na zračnost tal, na obseg izpiranja hranil ter temperaturo tal. Podatek o toku vode ob nasičenju tal ima osrednjo vlogo pri projektih osuševanja kmetijskih zemljišč, pomemben je tudi pri načrtovanju namakalnih sistemov.

Tok vode v tleh lahko opišemo na mikroskopski ali makroskopski način. Gledano mikroskopsko, lahko poro v tleh ponazorimo s cevčico (kapilaro) ustreznega premera in bi tok vode v njej lahko opisali s Poiseuille-ovim zakonom (25, 26).

$$Q = -\frac{\pi r^4}{8\mu} \nabla P \quad \dots (25)$$

$$\text{in je } \nabla P = \frac{\rho_v g \Delta H}{L} \quad \dots (26)$$

kjer je:

$Q$  = iztok iz cevke ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )

$r$  = polmer cevke (m)

$\mu$  = viskoznost tekočine-vode ( $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ )

$\nabla P$  = padec pritiska v vseh smereh - x,y,z ( $\text{Pa} - \text{kgm}^{-1} \text{s}^{-2}$ )

$\Delta H$  = padec pritiska na dolžino cevke (m)

$\rho_v$  = gostota vode ( $\text{kgm}^{-3}$ )

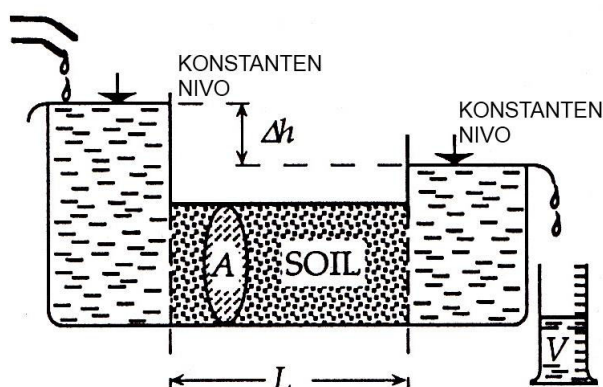
$g$  = zemeljski pospešek ( $\text{ms}^{-2}$ )

Omenjeni zakon velja za laminarni tok vode, ki je značilen za manjše hitrosti pretoka vode in kot tak prevladujoč v tleh. V tleh je lahko izjema le tok v nekaterih makroporah, ki ima prej značilnosti turbulentnega toka (Jarvis, 2007). Seštevek tokov vode po posameznih porah v tleh bi torej predstavljal skupen tok vode v tleh. Vendar so pore v tleh daleč od idealnega sistema cevčic, saj so pore zavite, povezane in nepovezane, neenakih premerov

vzdolž pore kot tudi neenakih dolžin, zato je tok vode v talnem poroznem sistemu izjemno zapleten. Zatorej je potrebno za realno oceno toka vode v tleh ob nasičenju uporabiti makroskopski pristop, kjer določamo tok vode na večjem preseku oziroma volumnu tal.

Meritev velja zgolj za uporabljeni reprezentativni presek oziroma REV. Zaradi običajne velike heterogenosti tal, se lahko na isti njihovi vrednosti toka vode ob nasičenju razlikujejo tudi za več velikostnih redov.

Darcy je v sredini 19. stoletja raziskoval zakonitosti toka vode skozi porozen sistem. Splošne zakonitosti so podane z enačbami o odtoku in gostoti toka. Odtok vode je podan z volumnom vode v časovni enoti (27), medtem ko je gostota toka vode merilo odtoka vode skozi določen presek tal ( $A$ ), ki je pravokoten na smer toka vode (28). Na podlagi preprostega eksperimenta (slika 7) je Darcy ugotovil, da je tok vode skozi porozen sistem premo sorazmeren s hidravličnim gradientom, to je razliki med višino vodnega stolpca na vstopu v porozni sistem (tla) in višino na iztoku iz poroznega sistema oziroma padcu energije, ki jo imela voda ob vstopu v tla in jo je ob pretoku skozi tla izgubila zaradi upora tal. Ta proces je analogen prehodu električnega toka skozi vodnik.



Slika 7: Enakomeren nasičen tok vode v horizontalni talni koloni (Kutilek in Nielsen, 1998)  
Figure 7: Steady state saturated water flow in horizontal soil column (Kutilek in Nielsen, 1998)

Gravitacijski potencial je pri horizontalnem toku vode enak 0 in je prevajanje vode v tleh odvisno le od gradienta pritiska vode. V slučaju vertikalnega prevajanja vode, kar je tudi bolj pogost primer v naravnih razmerah, je potrebno upoštevati še gravitacijski gradient, ki s pritiskom vode tvori skupen hidravlični gradient (slika 8).

$$Q = \frac{V}{t} \quad \dots (27)$$

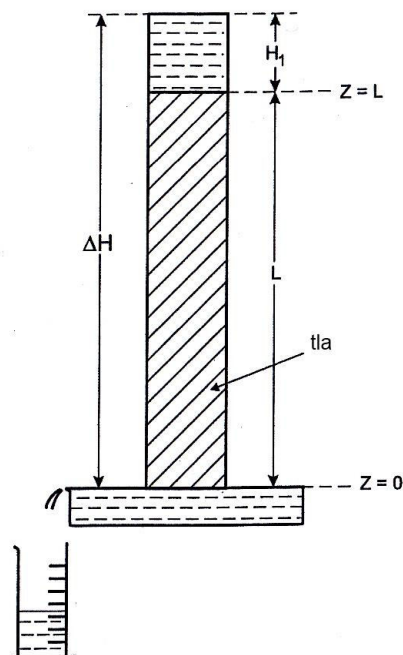
$$q = \frac{V}{At} \quad \dots (28)$$

$$q = K_s \frac{\Delta h}{L} = K_s I_h \quad \dots (29)$$

kjer je:

$K_s$  = konstanta hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju ( $\text{ms}^{-1}$ )

$\frac{\Delta h}{L}$  = hidravlični gradient  $I_h$ , ki predstavlja padec hidravličnega potenciala ob prehodu vode skozi tla in je brez dimenzij.



Slika 8: Nasičen tok vode v navpični koloni tal (Hillel, 1998)  
Figure 8: Saturated water flow in vertical soil column (Hillel, 1998)

Iz slike 8 lahko razberemo vrednosti posameznega potenciala skupnega hidravličnega potenciala, kjer sta na vrhu talne kolone vrednosti gravitacijskega pritiska in hidrostatičnega pritiska  $L$  oziroma  $H_1$ , medtem ko sta vrednosti obeh potencialov na dnu kolone 0. Tako lahko za ta primer napišemo Darcyjevo enačbo kot sledi (30) in kjer je  $K$  konstanta hidravlične prevodnosti ob nasičenju ( $\text{ms}^{-1}$ ):

$$q = K \frac{\Delta H}{L} = K \frac{(H_1 + L)}{L} = K \frac{H_1}{L} + K \quad \dots (30)$$

Če zgornji primer primerjamo s tokom vode ob nasičenju skozi horizontalno kolono lahko razberemo, da je navpični tok vode večji za vrednost hidravlične prevodnosti in če je višina proste vode na površini talne kolone zanemarljivo majhna, spoznamo, da je tok vode enak koeficientu hidravlične prevodnosti tal (Hillel, 1998).

Brutsaert (Brutsaert, 2000) je naredil kronološki pregled modelov, ki temeljijo na poenostavljeni ponazoritvi poroznosti s sistemom cevk v tleh (kapilarni model) in

simulirajo hidravlično prevodnost tal. Nenazadnje smo enak modelni pristop uporabili v tej analogi, ko smo izračunali število in velikost por pod diskom tenzijskega infiltrometra.

Podoben vpogled v razvoj kompleksnosti modelov pri ponazarjanju toka v tleh sta skozi fizikalni opis podala tudi Kutilek in Nielsen (Kutilek in Nielsen, 1998). Pri izpeljavi fizikalnih enačb za prevodnost vode skozi porozen sistem sta na primeru Kozenyvega modela predstavila odvisnost koeficienta prevodnosti vode skozi tla od poroznosti. Vpliv poroznosti na prevodnost vode je razviden iz Kozeny-Carmanove enačbe (31) ter enačbe prevodnosti tal za vodo ob nasičenju v odvisnosti od koeficienta prevodnosti (32).

$$K_p = \frac{P^3}{5A_m^2 (1-P)^2} \quad \dots (31)$$

kjer je:

$K_p$  = merilo prepustnosti tal ( $m^2$ ), neobičajna enota predstavlja prečni prerez ekvivalentne pore

$P$  = poroznost

$A_m$  = specifična površina osnovnega talnega delca ( $m^{-1}$ )

$$K_s = K_p \frac{\rho_w g}{\mu} \quad \dots (32)$$

kjer je:

$K_s$  = prevodnost tal ob nasičenju ( $ms^{-1}$ )

$K_p$  = koeficient prepustnosti tal ( $m^2$ )

$\rho_w$  = gostota vode ( $kgm^{-3}$ )

$\mu$  = dinamična viskoznost vode ( $kg m^{-1}s^{-1}$ )

Iz zgoraj povedanega lahko hitro zaključimo, da je  $K_s$  odvisna od vseh dejavnikov, ki vplivajo na poroznost. Kozenyev model predpostavlja, da so pore v tleh enakih velikosti, kar je seveda daleč od realnih razmer v tleh, kjer so prisotne mikro-, mezo- in makropore. Zatorej je za opis realnega toka vode ob nasičenju v tleh bolj pravilno, da skupen tok predstavlja seštevek tokov za posamezen velikostni razred por. Namreč, če se skupna poroznost le malenkostno zmanjša, občutno pa se zmanjša število makropor v tleh, se zmanjša prevodnost tal za vodo tudi za cel velikostni razred ali več. Čeprav tekstura tal pogojuje poroznost, je praviloma zelo težko dokazati povezavo med teksturo in  $K_s$ . Povezave lahko praviloma dokažemo le za tla, ki imajo isto genezo in rabo ter se nahajajo v enakih klimatskih razmerah (Kutilek in Nielsen, 1998). Kljub vsemu pa lahko zaključimo, da veljajo določene splošne vrednosti za posamezen tip tal. Tako je minimalna vrednost  $K_s$  v peščenih tleh  $100 \text{ cm dan}^{-1}$ , za tla meljasto ilovnate teksture  $10 \text{ cm dan}^{-1}$  in za glinasta tla  $0,1 \text{ cm dan}^{-1}$ .

Glede na vrednosti  $K_s$  delimo tla na (prirejeno po (Kutilek in Nielsen, 1998):

- zelo slabo propustna, kjer je prepustnost tal manjša od 1 cm na dan,
- malo propustna tla, kjer je prepustnost tal med 1 do 10 cm na dan,
- srednje prepustna tla, kjer je prepustnost tal med 10 do 100 cm na dan,
- zelo prepustna tla, kjer je prepustnost tal med 1 m do 10 m na dan,
- ekstremno prepustna tla, kjer je prepustnost večja od 10 m na dan.

Kot je bilo že omenjeno v poglavju 2.2.2.3, je osnovna sila gibanja vode v tleh razlika v skupnem vodnem potencialu med dvema točkama. Razlika v potencialu (energiji) je tudi sicer osnovno gibalno gibanja snovi oziroma energije v naravnih sistemih.

#### 2.2.2.6 Terenske metode merjenja hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju v poroznih, z vodo nenasičenih tleh

Merjene hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju ( $K_s$ ), ki je ena izmed glavnih lastnosti tal, ima na terenu neprimerno večjo vrednost kot modelne ocene. Posredne metode določitve iz podatkov teksture in včasih v kombinaciji s podatki strukture so premalo zanesljive za resno uporabo pri rešitvah praktičnih problemov (Kutilek in Nielsen, 1998). Hkrati je potrebno imeti v mislih veliko variabilnost talnih lastnosti in posledično hidravlične prevodnosti tal, zato je potrebno večje število meritev, da lahko določimo povprečno vrednost hidravlične prevodnosti za proučevano lokacijo. V nadaljevanju bomo terenske določitve hidravlične prevodnosti ob nasičenju označevali s  $K_{fs}$ , saj je potrebno razlikovati način (terenski ali laboratorijski) določanja hidravlične prevodnosti ob nasičenju. Namreč, pri terenskem določanju hidravlične prevodnosti se pogosto dogodi, da se v določenih porah ujame zrak, kar posledično zmanjša vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju. To še posebno velja ob metodah merjenja, kjer določamo prevodnost ob nekaj centimetrski višini vode na površini tal (Hartmann in Cornelis, 2007). Pri laboratorijskem določanju pa se ob postopnem navlaževanju in relativno majhnem volumnu tal, kjer poteka meritve, s tovrstnim fenomenom le izjemoma srečamo. Kakorkoli, ker določanje hidravlične prevodnosti na terenu ponazarja tudi dejanske razmere v naravi, kjer obilnejše padavine ali namakanje prav tako povzročijo obilnejšo infiltracijo vode v tla in nastanek zračnih mehurčkov, je terenska določitev realnejša od laboratorijske.

V grobem bi lahko metode določitve hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju delili na laboratorijske in terenske. Ker smo se v nalogi posvetili hidravličnim lastnostim skeletnih tal, kjer je praktično nemogoče odvzeti neporušen vzorec tal, bomo izpustili opis laboratorijskih metod, saj vse temeljijo na uporabi neporušenega vzorca tal. Prav tako se ne bomo podrobneje ukvarjali s terenskimi metodami, ki so primerna za določevanje  $K_{fs}$  v tleh, kjer je nivo podtalnice blizu površine tal (z vodo nasičenih tleh) kot sta denimo metodi vrtine in metoda določitve  $K_{fs}$  s piezometrom. Podrobno se bomo posvetili metodam merjenja, ki smo jih uporabili v nalogi, medtem ko bomo pri ostalih metodah izpostavili le glavne lastnosti.

Terenske metode za določevanje  $K_{fs}$  v poroznih, z vodo nenasičenih tleh, lahko glede na princip merjenja razdelimo na metode merjenja prevajanja vode s površine (infiltracije) s cilindri in prevodnostne v vrtini ter ostale, kjer velja izpostaviti metodo trenutnega profila

(Reynolds in Elrick, 2004). V prvi skupini različne izvedbe infiltrometrov praviloma merijo prevodnost tal za vodo na površini, medtem ko s permeometri merimo prevodnost tal za vodo v vrtnah (D18 Committee, 1998)(Verbist in sod., 2010). V skupino merjenja prevodnosti vode iz površine tal lahko uvrstimo različne izvedbe merjenja s cilindri kot so: metode infiltracije z enojnim in dvojnim cilindrom, ali uporaba večjega števila cilindrov ter merjenja infiltracije s cilindrom ob pritisku (npr. Guelph pressure infiltrometer). Z vsemi navedenimi terenskimi metodami lahko določamo skupno infiltracijo (I), trenuten obseg infiltracije (DI/Dt) in določanje hidravlične prevodnosti tal. Poleg teh parametrov pa lahko z uporabo ene izmed metod, kot je metoda merjenja s cilindri ob konstantnem hidravličnem pritisku oziroma dveh ali več hidrostatičnih pritiskih ali pa metode z uporabo večjega števila cilindrov, določimo: potencialni tok vode zaradi tal oziroma talne osnove (matrix flux potential,  $\Phi_m$ ), sorptivnost tal za vodo (S), sorptivno število  $a^*$  (Gardnerjev faktor) ali faktor makroskopske dolžine -  $\lambda_c$  (macroscopic capillary length parameter) in Green-Ampt parameter hidravličnega potenciala na meji omočenosti (wetting front pressure head parameter,  $C_f$ ) (Reynolds in sod., 2002).

V nadaljevanju povzemamo opis posameznih talnih lastnosti in njihovih medsebojnih povezav, ki sta jih podala Reynolds in Elrick (Reynolds and Elrick, 1990) in so bili tudi osnova za njuno teoretsko rešitev hidravličnega prevajanja vode v tleh iz cilindra s konstantnim hidrostatičnim pritiskom, ki je podana v poglavju 2.2.2.6.1.2.

Enačbo o sorptivnosti tal sta povzela po Philipu (Philip, 1969) in po White in Sully (White in Sully, 1987)

$$S = \left[ (\Theta_s - \Theta_i) \frac{\Phi_m}{b} \right]^{-1/2} \quad \dots (33)$$

kjer je:

$Q_s$  - volumska vsebnost vode ob nasičenju ( $m^3 m^{-3}$ )

$Q_i$  - začetna volumska vsebnost vode v tleh ( $m^3 m^{-3}$ )

$E_m$  – potencialni matrični tok vode ( $m^2 s^{-1}$ )

$b$  – empirična konstanta brez dimenzij – (0,5 oziroma 0,55 za običajna kmetijska zemljišča).

Nadalje povzemata Gardnerjevo enačbo za potencialni matrični tok vode (34):

$$\Phi_m = \int_{\psi_i}^0 K(\psi) d\psi \quad \text{kjer velja da je } -\infty \leq C_i \leq 0 \quad \dots (34)$$

in je:

$C_i$  - sila s katero je vezana voda v tleh ob začetku meritve oziroma stanje trenutnega matričnega potenciala

$K(c)$  – koeficient hidravlične prevodnosti tal v odvisnosti od matričnega potenciala.

Naslednja pomembna hidravlična talna lastnost je faktor sorptivnosti ali Gardnerjevo število, ki ga je Gardner, kot navajata Reynolds in Elrick (Reynolds in Elrick, 1990), podal z naslednjo empirično enačbo za izračun hidravlične prevodnosti:

$$K_{(\psi)} = K_{fs} e^{(\alpha\psi)} \quad \text{kjer je } 0 < \alpha < \infty \text{ in } c \leq 0 \quad \dots (35)$$

$K_{fs}$  - hidravlična prevodnost tal ob nasičenju.

Ob vstavljanju enačbe 35 v enačbo 34 dobimo, da je

$$\alpha = \frac{(K_{fs} - K_i)}{\Phi_m} \quad \dots (36)$$

kjer je  $K_i = K(c_i)$ .

Sorptivnost tal za vodo ( $S$ ,  $\text{ms}^{-1/2}$ ) je ena izmed glavnih hidravličnih lastnosti tal in predstavlja sposobnost nenasičenih tal za vezavo vode. Z drugimi besedami lahko povemo, da je sorptivnost merilo o obsegu kapilarnosti oziroma obsegu kapilarnih sil v tleh, ki so odločilne za obseg vezave vode ob določeni vsebnosti vlage v tleh.

Kot lahko razberemo iz enačbe 35, predstavlja faktor  $a$  naklon med razmerjem  $\ln K$  in  $c$ , medtem ko lahko iz enačbe 36 zaključimo, da faktor  $a$  predstavlja indeks teksture in strukture znotraj kapilarnosti tal. Tako lahko zaključimo, da večja vrednost  $a$  (ob infiltraciji s hidrostatičnim pritiskom vode) predstavlja manjšo kapilarnost zaradi lahke teksture in dobre strukture tal in obratno: majhna vrednost  $a$  je posledica težje teksture in slabše strukture tal.

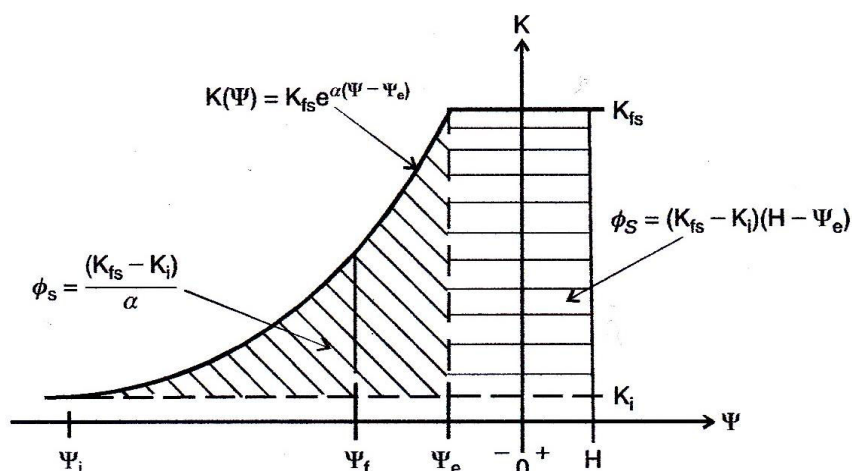
Kot je razvidno iz slike 9 je vrednost  $K_i$  ob matričnem potencialu, manjšim od poljske kapacitete, v primerjavi s  $K_{fs}$  tako majhna, da lahko poenostavimo in je

$$\alpha \approx \frac{K_{fs}}{\Phi_m} \quad \dots (37)$$

Naslednja talna lastnost, ki je povezana s prevajanjem vode v tleh je makroskopska kapilarna dolžina,  $\lambda_c$ , kjer omenjena avtorja povzemata enačbo (White in Sully, 1987), ki definira  $\lambda_c$  kot obratno sorazmerno vrednost Gardnerjevega števila  $a$  (37), in sicer:

$$\lambda_c = a^{-1} \text{ oziroma } \lambda_c = \frac{\Phi_m}{(K_{fs} - K_i)} \text{ ali } \lambda_c \approx \frac{\Phi_m}{K_{fs}} \quad \dots (38)$$





Slika 9: Ponazoritev medsebojnih vplivov med izbranimi parametri prevajanja vode v tleh (Reynolds and Elrick, 2004); oznaka  $\phi_s = \phi_m$  v tekstu

Figure 9: Schematic of the relationships among selected water transmission parameters (Reynolds and Elrick, 2004; sign  $\phi_s = \phi_m$  in text)

Enačbo hidravličnega potenciala na meji omočenosti –  $C_f$ , sta povzela po Philipu (Philip, 1969)

$$\psi_f = \frac{-bS^2}{[(\Theta_{fs} - \Theta_i)(K_{fs} - K_i)]} \quad \dots (39)$$

kjer so členi enačbe opisani v komentarju enačb 33 in 36.

Ob zamenjavi členov enačbe z enačbama 33 in 35 dobimo sledeč izraz:

$$\psi_f = -\lambda_c = -\alpha^{-1} = \frac{-\Phi_m}{(K_{fs} - K_i)} \approx \frac{-\Phi_m}{K_{fs}} \quad \dots (40)$$

Obstajata dve različni analitski rešitvi za izračun  $K_{fs}$  bodisi iz konstantnega iztoka vode iz cilindra ali ob spreminjajoči infiltraciji. Slednja analitska rešitev temelji na Green – Ampt modelu in je še posebno primerna za merjenja  $K_{fs}$  v slabo propustnih glinastih ali meljastih tleh, kjer je lahko čas, ko dosežemo konstantni iztok vode, zelo oddaljen.

V drugo skupino lahko razvrstimo meritve prevodnosti tal za vodo v vrtini tal, kjer merimo iztok dodane vode v vrtini tal. Večina različic merjenj hidravlične prevodnosti tal vzdržuje konstantno višino vode v vrtini na eni ali dveh višinah, praviloma s pripravo na osnovi Mariottovega aparata. V to skupino merjenj lahko uvrstimo tudi metodo inverzne vrtine (Inverse auger hole method), kjer merimo odtekanje dodane vode iz vrtine brez vzdrževanja konstantne višine nivoja vode v vrtini. Čeprav lahko z različnimi izvedbami diskastega infiltrimetra določimo tudi obseg hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju, bomo metodo podrobneje opisali pri opisu metod določevanja hidravlične prevodnosti tal ob nenasičenih razmerah, saj je takšen tudi osnovni namen metode.

Obstajajo tudi druge metode, ki so redkeje v uporabi bodisi zaradi kompleksnosti in cene izvedbe, dolgotrajnosti izvedbe ali drugih omejitev, kot so simulatorji dežja ali hkratno

beleženje matričnega potenciala tal in volumske vsebnosti vode na različnih globinah profila tal (Instantaneous profile method) (Reynolds in Elrick, 2004).

#### 2.2.2.6.1 Cilindrični infiltrometri

Cilindrični infiltrometri so v bistvu tankostenski kovinski valji različni polmerov, praviloma med 10 do 50 cm ter različnih višin, običajno od 5 do 20 cm. Izbira dimenzije cilindra je pogojena z REV posameznih tal. Ločimo različne izvedbe meritev, kot so: merjenje infiltracije z enojnim cilindrom, z dvojnimi cilindrom ali uporabo več posameznih cilindrov različnih polmerov. Poleg različnih izvedb cilindrov je primerna delitev na osnovi principa merjenja, kjer lahko vzdržujemo konstanten hidrostatičen pritisk vode v cilindru ali le beležimo iztok vode iz cilindra.

Tako teoretski izračuni kot tudi eksperimentalno delo potrjujejo dejstvo, da je stopnja infiltracije skozi cileinder na začetku merjenja zelo velika in se skozi čas zmanjšuje, dokler ne doseže približno enakomerne vrednosti, ki je povezana z infiltracijsko kapaciteto tal (vrednost enakomerne infiltracije za popoln vertikalni tok vode). Izraz približno enakomerne vrednosti infiltracije se uporablja zaradi dejstva, ker se v nekaterih primerih terenskega merjenja doseže stanje enakomerne infiltracije zelo počasi ali pa si ji približuje na skoraj asimptotičen način (Reynolds in sod., 2002). Velika stopnja infiltracije na začetku merjenja je povezana s sorptivnostjo tal oziroma z matričnim potencialom v tleh, saj lahko tla ob začetni relativno majhni vsebnosti vlage v tleh vežejo dodano količino vode. Ko vsebnost vode v tleh naraste do točke poljske kapacitete, se vsa dodana voda prevaja po makroporah, zato stopnja infiltracije oziroma hidravlične prevodnosti močno upade. Z drugimi besedami lahko povemo, da v prvi fazi prevajanja vode v tleh igrata pomembno vlogo tekstura in struktura tal ali drugače povedano: mikro in mezoporoznost tal, v fazi enakomernega prevajanja pa ima odločilno vlogo gravitacijski tok vode v tleh oziroma makroporoznost tal. Prevodnost tal za vodo in posredno infiltracija vode v tla ni odvisna zgolj od števila in velikosti por v tleh, ampak tudi od njihove povezanosti in zavitosti.

Kot je bilo omenjeno, poznamo različne metode merjenja infiltracije vode, bodisi ob konstantnem ali ob pojemajočem hidravličnem pritisku vode v cilindru. Prav tako razlikujemo različne pristope računanja  $K_{fs}$  iz podatkov infiltracije. En del analitskih metod temelji na analizi začetnega obsega infiltracije. Kot navajajo Bagarello in sodelavci (2006), so to metode, ki analizirajo začetni obseg infiltracije ob konstantnem hidravličnem pritisku, ob padajočem hidravličnem pritisku ali kombinaciji obeh pogojev. Prav tako navajajo, da je največja prednost metod, ki ne temeljijo na vzdrževanju konstantnega hidravličnega pritiska, predvsem krajši čas posamezne meritve, kar je še posebej uporabno na slabo propustnih tleh. Ena večjih odlik enostavne metode padajočega hidravličnega pritiska (Simple falling head method - SFH, (Bagarello in sod., 2004)) je tudi v majhni porabi vode ter enostavnosti uporabljene opreme, saj je za izvajanje metod, ki temeljijo na zagotavljanju konstantnih pogojev hidravličnega pritiska oziroma višine vodnega stolpca v cilindru, potrebna dodatna oprema, ki ima Mariottov princip zgradbe. Najpogosteje se uporablja Guelph infiltrometer.

V nadaljevanju bomo podrobneje opisali nekaj različnih izvedb najbolj uporabljanih metod cilindričnih infiltrometrov, in sicer metode z enojnim ali dvojnimi cilindrom.

#### 2.2.2.6.1.1 Določevanje infiltracije z enojnim cilindrom ali dvojnim cilindrom brez konstantnega hidrostatičnega pritiska

Najpreprostejša izvedba metode, predvsem z analitskega stališča podatkov, je ta, ki predvideva, da poteka iztok vode iz cilindra le v vertikalni smeri ter je končna konstanta vrednost infiltracije enaka hidravlični prevodnosti ob nasičenju ( $q_s=K_{fs}$ ).

Za izvedbo meritve se običajno uporablja cilindri s polmerom 10 cm ali več, medtem ko je višina cilindra večja od 20 cm. Pred začetkom merjenja cilindri vtisnemo v tla do globine vsaj 3 cm. Če so tla suha ali skeletna, cilindri previdno zabijemo v tla. Kadar izvajamo meritve v načinu, ko ne vzdržujemo določene konstantne višine vode v cilindru, previdno dodamo vodo v cilindri do želene višine 15 ali več cm ter pričnemo z beleženjem pomika vode iz cilindra v določeni časovni enoti (praviloma minutni interval, v zelo propustnih tleh pa je ta interval lahko 30-sekundni). V cilindri previdno dodamo vodo, da ne uničimo strukture na površini, kar lahko zmanjša vrednost infiltracije. To storimo bodisi tako, da dodajamo vodo v neposredni bližini površine tal in v manjših količinah ali pa skušamo ohraniti strukturo na površini tal tako, da se na dno cilindra najprej položi polivinilasta folija, na katero sprva dodamo manjše količine vode, nato folijo počasi odstranimo in dodamo preostalo količino vode do želene višine.

Višino pomika oziroma iztoka vode iz cilindra lahko merimo z ravnilom ali pa s plovcem, ki ima merilno skalo. Meritev končamo, ko beležimo v treh zaporednih merjenjih enak iztok vode. V propustnih tleh dosežemo konstantni iztok šele po 2 ali 3 ponovnih polnjenjih cilindrov.

Zgoraj omenjeni analitski pristop torej upošteva le gravitacijski tok vode, medtem ko zanemarija vpliv višine hidrostatičnega pritiska, sorptivnosti oziroma kapilarnosti tal ter nenazadnje razlike v toku vode v različnih smereh (Reynolds in Elrick, 2004). Tovrsten analitski pristop vodi k sistematični napaki ocene  $K_{fs}$ , saj je v odvisnosti od talnih in eksperimentalnih razmer lahko tako izračunana vrednost  $K_{fs}$  prevelika tudi za nekajkrat.



Slika 10: Enojni cilindri

Figure 10: Single ring

Veliko bolj natančna in primerna tako za težja kot za bolj propustna tla, je že omenjena SFH metoda (Bagarello in sod., 2004), ki prav tako oceni  $K_{fs}$  v pogojih neenakomernega hidravličnega pritiska. Za pravilno izvedbo metode je potrebno poznati volumsko gostoto tal, poroznost tal ter vsebnost vlage v tleh pred meritvijo. Princip metode temelji na

predpostavki, da je poroznost v tleh enaka volumski vsebnosti vode v tleh ob nasičenju ( $Q_s$ ). Tako je potrebno dodati takšno količino vode, kot je razlika med  $Q_s$  in trenutno vsebnostjo vlage pod površino cilindra in do globine cilindra v tleh. Tok vode v tleh ob nasičenju se izračuna po sledeči enačbi:

$$K_{fs} = \frac{\Delta\Theta}{(1-\Delta\Theta)t_a} \left[ \frac{D}{\Delta\Theta} - \frac{\left(D + \frac{1}{\alpha^*}\right)}{1-\Delta\Theta} \ln \left( 1 + \frac{(1-\Delta\Theta)D}{\Delta\Theta \left(D + \frac{1}{\alpha^*}\right)} \right) \right] \quad \dots (41)$$

kjer je:

$\Delta\Theta$  - razlika med vsebnostjo vlage ob nasičenju ter vlage v tleh neposredno pred meritvijo ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )

$t_a$  - čas od vliivanja vode v cilindru in do točke, kjer s površine tal v cilindru izgine vsa voda

$D$  – višina vode v cilindru (volumen dodane vode / površino tal v cilindru)

$\alpha^*$  - eksponentni faktor Gardner-jeve enačbe.

Naslednja, tudi pogosto uporabljena metoda, je metoda dvojnega cilindra (Double ring infiltrometer). Pri tej metodi uporabimo dva cilindra različnih premerov: notranji cilindru s premerom med 20 in 30 cm ter zunanji cilindru s premerom okoli 50 cm. Osnovni namen te metode je, da s tokom vode v zunanjem območju notranjega cilindra zagotovimo tok vode znotraj manjšega cilindra zgolj v vertikalni smeri. Verbist s sodelavci povzema dvome nekaterih avtorjev, da lahko na ta način dosežemo popolnoma vertikalni tok vode v notranjem cilindru (Verbist in sod., 2009a). Kakorkoli, ta metoda je veliko bolj zanesljiva, kot je merjenje infiltracije oziroma hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju z enojnim cilindrom ter padajočim hidrostatičnim pritiskom vode. Princip merjenja je podoben metodi z enojnim cilindrom, le da se doda voda tudi v zunanji obroč in sicer v enaki ali malenkost večji višini kot je višina vode v notranjem cilindru (npr. 15 ali 20 cm). Nato pričnemo z merjenjem in odčitamo pomik vode v notranjem cilindru v časovni enoti. Ko dosežemo trikrat zapored enak odčitek pomika vode, smo dosegli konstantni obseg infiltracije ( $q_s$ ) in po že opisani poenostavitvi, kjer je  $q_s = K_{fs}$ , tudi hidravlično prevodnost tal ob nasičenju.

Bolj pogosto se uporabljajo merjenja z enojnim ali dvojnimi cilindrom ob vzdrževanju konstantnega hidrostatičnega pritiska v cilindru kot je opisano v naslednjem poglavju.

#### 2.2.2.6.1.2 Določanje infiltracije z enojnim cilindrom ali dvojnimi cilindrom ob konstantnem hidrostatičnem pritisku

Naslednja različica merjenja infiltracije z enojnim cilindrom namesto spreminjajočega hidrostatičnega pritiska vode v cilindru, kot je bil primer v prej opisani različici merjenja infiltracije, temelji na vzdrževanju konstante višine vode v cilindru. Sicer je postopek priprave meritve enak opisu, kjer dodamo vodo do želene višine, le da v tem primeru dodamo vodo do en cm ali dva nad višino izbranega hidrostatičnega pritiska, ki je običajno pri 5 cm in/ali 10 cm vodnega stolpca. Višino hidrostatičnega pritiska običajno uravnavamo z Mariottovim aparatom. Tudi za to terensko metodo obstaja več analitičnih načinov izračuna  $K_{fs}$ . Kot sta zapisala Reynolds in Elrick (Reynolds in Elrick, 1990) sta v poroznih tleh hidravlična prevodnost ob nasičenju ter potencialni matrični tok glavna dejavnika, ki določata tok vode v tleh ter z njim povezane konstantne infiltracije iz razmer stojne vode. Omenjena avtorja sta tudi razvila analitično numerično rešitev določitve  $K_{fs}$  z merjenjem infiltracije vode ob konstantnem hidrostatičnem pritisku vode v cilindru.

Teoretsko osnovo za rešitev sta razvila na temelju, da infiltracijo vode iz cilindra v nenasičena tla določata tok vode zaradi hidrostatičnega pritiska in kapilarnih sil v tleh ter gravitacijski tok. Tako sta konstanten odtok vode ob nasičenju ponazorila z enačbo (42).

$$Q_s = Q_p + Q_g \quad \dots (42)$$

kjer je:

$Q_s$ -stanje enakomernega odtoka vode v tla ( $m^3 s^{-1}$ )

$Q_p$ -odtok vode zaradi hidrostatičnega pritiska vode v cilindru in kapilarnih sil v tleh ( $m^3 s^{-1}$ )

$Q_g$ -odtok vode zaradi gravitacije ( $m^3 s^{-1}$ ).

Oba člena enačbe predstavljata približno oceno odtoka vode in sta podana z enačbama (43) in (44). Odtok vode s površine tal v cilindru sta opisala z

$$Q_g = \pi a^2 K_{fs} - \text{kjer je } a \text{ polmer cilindra} \quad \dots (43)$$

Medtem ko sta odtok zaradi hidrostatičnega pritiska vode v cilindru ter kapilarnih sil tal podala z naslednjo enačbo

$$Q_p = 2\pi \int_0^a \frac{\delta\Phi}{\delta z} \Big|_{z=0} r dr = 2\pi W \quad \dots (44)$$

kjer je  $r$  radialna prostorska koordinata.

$W$ -je neznana konstanta, ki je očitno odvisna od polmera cilindra in matričnega toka na površini tal ( $z=0$ ). Ko sta kasneje skozi sistem enačb izrazila  $W$ , je končna oblika enačbe za enakomeren iztok vode iz cilindra dobila naslednjo obliko:

$$Q_s = \frac{a}{G} (K_{fs} H + \Phi_m) + \pi a^2 K_{fs} \quad \dots (45)$$

kjer je G faktor brez enot in je določen na podlagi numeričnih analiz realnih meritev enakomernega odtoka vode in Richardove enačbe za tridimenzionalni tok vode.

Numerično preizkušanje relacij enakomernega odtoka vode sta izvedla za štiri teksturno in strukturno različna tla, v odvisnosti od globine cilindra v tleh ob merjenju ter polmera cilindra. Ugotovila sta, da je G faktor relativno neobčutljiv na hidravlične lastnosti posameznih tal ( $K_{fs}$  ali  $a$ ) in ga lahko izrazimo kot

$$G = 0,316 \left( \frac{d}{a} \right) + 0,184 \quad ; \text{ kjer sta } d \text{ in } a \text{ globina cilindra v tleh in polmer cilindra.} \quad \dots (46)$$

Kot je razvidno iz enačbe (46), je faktor G odvisen od polmera cilindra ter globine cilindra v tleh.

Končna oblika enačbe za izračun hidravlične prevodnosti tal za vodo ob nasičenju tako dobi sledečo obliko:

$$K_{fs} = \frac{Q_s}{\pi a^2 \left\{ \left[ \left( \frac{H}{C_1 d + C_2 a} \right) \right] + \left[ \frac{1}{\alpha^*} (C_1 d + C_2 a) \right] + 1 \right\}} \quad \dots (47)$$

velja ob naslednjih pogojih -  $H \geq 0,05 \text{ m}$  in  $d \geq 0,03 \text{ m}$

kjer sta  $C_1$  in  $C_2$  semiempirični konstanti:

$C_1$ -  $0,316\pi$  in  $C_2$ -  $0,184\pi$

$\alpha^*$ -sorptivno število

Enačbo (47) lahko zapišemo tudi na sledeč način, saj meritev izvajamo do enakomernega obsega infiltracije:

$$q_s = \frac{Q_s}{\pi a^2} = \frac{HK_{fs}}{(C_1 d + C_2 a)} + \frac{K_{fs}}{\alpha^* (C_1 d + C_2 a)} + K_{fs} \quad \dots (48)$$

kjer  $q_s$  enakomerni obseg infiltracije ( $\text{ms}^{-1}$ ).

Kot je razvidno iz enačbe (47) natančna določitev  $\alpha^*$  nima zelo velikega vpliva na pravilen izračun  $K_{fs}$ . Elrick in sodelavci (Elrick in sod., 1989) so na osnovi svojih terenskih meritev ter objavljenih podatkov terenskih meritev drugih avtorjev predlagali povprečno sorptivno število ( $\alpha^*$ ) za posamezen teksturno strukturni razred tal.

Tako so predlagali naslednja števila za teksturno strukturne razrede tal:

$a^* = 1\text{m}^{-1}$  - za zbita glinasta tla, deponije, fine morske sedimente;

$a^* = 4\text{m}^{-1}$  - za slabo strukturna težje teksturna tla;

$a^* = 12\text{m}^{-1}$  - za strukturna tla težje in srednje težke teksture ali za slabo strukturna tla lažjih tekstur;

$a^* = 36\text{m}^{-1}$  - za strukturna in teksturno lahka tla, skeletna tla ali zelo strukturna tla teksturno težjih tal, ki imajo številne makropore ali razpoke.

Takšne poenostavitve so primerne za večino praktičnih problemov, saj omogočajo hitrejše določanje hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju z vzdrževanjem le enega konstantnega hidrostatičnega pritiska. Zaradi velike heterogenosti fizikalnih lastnosti tal na majhnem prostoru lahko izvedemo večje število meritev, kar običajno zagotavlja boljšo povprečno določitev  $K_{fs}$  za posamezno lokacijo. V kolikor želimo večjo natančnost določanja  $K_{fs}$ , meritev izvedemo ob dveh ali več konstantnih hidrostatičnih pritiskih (Reynolds in Elrick, 2004), kjer lahko enačbo (48) rešimo skladno z enačbami (49) do (51). Namreč, z uporabo dveh hidrostatičnih pritiskov (običajno sta to višini vodnega stolpca pri 5 in 10 cm) dobimo sistem dveh enačb z dvema neznankama, ki ju lahko rešimo na naslednji način:

$$q_i = \frac{K_{fs}H_i}{(C_1d + C_2a)} + \frac{K_{fs}}{\alpha^*(C_1d + C_2a)} + K_{fs}; i=1,2,3 \dots n \geq 2 \quad \dots (49)$$

kjer je  $K_{fs}$

$$K_{fs} = \frac{T(q_2 - q_1)}{(H_2 - H_1)} \quad ; \text{ kjer je } T=C_1d+C_2a \quad \dots (50)$$

in  $a^*$

$$\alpha^* = \frac{(q_2 - q_1)}{[q_1(H_2 + T) - q_2(H_1 + T)]} \quad \dots (51)$$

in velja da je  $q_1 < q_2$  ter  $H_1 < H_2$ .

Wu in Pan (Wu in Pan, 1997) sta uporabila teorijo velikosti merila (scaling theory) pri razvoju svoje metode izračuna  $K_{fs}$ . Teorija velikosti merila temelji na predpostavki, da je kontinuiran heterogen prostor tal v bistvu skupek medsebojno podobnih homogenih lastnosti tal (Kutilek in Nielsen, 1998). Tovrstni pristop se je velikokrat uporabil v fiziki tal, bodisi za opis variabilnosti hidravličnih lastnosti tal ali pa za definiranje splošnih rešitev za številne hidravlične lastnosti tal. Z definiranjem posebnega faktorja merila se z linearno transformacijo posameznih spremenljivk lahko doseže splošna rešitev za širši nabor tal oziroma pogojev (Sadeghi in sod., 2012). Tako sta omenjena avtorja (Wu in Pan, 1997) razvila splošno rešitev za infiltracijo iz enojnega cilindra, kjer sta izpostavila, da je tridimenzionalna rešitev infiltracije iz enojnega cilindra za faktor  $f$  večja od rešitve eno

dimenzionalne infiltracije vode v ista tla. Faktor  $f$  je korekcijski faktor, ki je odvisen od začetnih talnih pogojev, mejnih pogojev enačbe in geometrije cilindra.

Njuna splošna rešitev enačbe (52) je:

$$\frac{i}{i_c} = a + b\left(\frac{t}{T_c}\right)^{-0,5} \quad \dots (52)$$

kjer je:

$i$ =obseg infiltracije ( $\text{ms}^{-1}$ )

$i_c$ = karakteristična infiltracija ( $\text{ms}^{-1}$ )

$a$  in  $b$  – konstanti brez dimenzij in sicer  $a=0,9084$  in  $b=0,1682$ .

Posamezni elementi enačbe (52) oziroma splošne rešitve so definirani z naslednjimi enačbami:

$$i_c = fK_{fs} \quad \dots (53)$$

$$f = \frac{H + \frac{\Phi'_m}{K_{fs}}}{G^*} + 1 \quad \dots (54)$$

$$G^* = d + \frac{r}{2} \quad \dots (55)$$

$$\Phi'_m = \int_{h_i}^0 K'(h)\Delta h \quad \dots (56)$$

$$T_c = \frac{\Delta\Theta\lambda_{fs}}{K_{fs} - K_i} \approx \frac{\Delta\Theta}{K_{fs}^2} \Phi'_m \quad \dots (57)$$

kjer je  $DQ=Q_s-Q_i$ ,  $r$  polmer cilindra,  $d$  globina cilindra v tleh,  $K_{fs}$  in  $K_i$  hidravlična prevodnost ob nasičenju ( $Q_s$ ) in začetni vsebnosti vlage v tleh ( $Q_i$ ) in  $h_i$  začetna vrednost matričnega potenciala.

Obstajata dve metodi za izračun  $K_{fs}$  s prilaganjem rešitev splošne enačbe k empiričnim rezultatom krivulje infiltracije in sicer glede na kumulativno infiltracijo ali pa zgolj na zgornji del krivulje, ko je dosežen enakomeren obseg infiltracije.

Metoda prilagajanja kumulativni krivulji infiltracije temelji na integriranju enačbe (52) za območje  $t=0$  do  $t=t$ , tako da dobi zapis:

$$I = afK_{fs}t + 2bfK_{fs}(tT_c)^{0,5} \quad \dots (58)$$



Po vstavljanju enačb (54) in (57) v enačbo (58) dobimo končni zapis za  $K_{fs}$ :

$$K_{fs} = \frac{\Delta\Theta\lambda_s}{T_c} \quad \dots (59)$$

Kot je razvidno iz enačbe, potrebujemo za izračun podatek vsebnosti vode v tleh ob začetku meritve ( $Q_i$ ) kot tudi podatke vsebnosti vode ob nasičenju. Slednji podatek lahko ocenimo iz podatka poroznosti oziroma volumske gostote tal.

Druga metoda temelji na predpostavki, da je v zadnjem delu krivulje doseženo stanje enakomerne infiltracije, tako da lahko ta del krivulje ponazorimo z linearno enačbo (60)

$$I = At + c = afK_{fs}t + c \quad \dots (60)$$

in če iz zgornje enačbe izrazimo  $K_{fs}$  sledi enačba (61),

$$K_{fs} = \frac{A}{af} + c \quad \dots (61)$$

kjer je  $A$  naklon oziroma smerni koeficient premice in  $c$  konstanta oziroma presečišče.

$f$  lahko izračunamo iz enačbe (54) oziroma le to z malo poenostavitve zapišemo (62).

$$f = \frac{H\left(\frac{1}{\alpha}\right)}{G^*} + 1 \quad \dots (62)$$

Rezultati obeh metod so bili v območju med 87 do 130 % vrednosti realno merjenih podatkov.

Verbist in sodelavci (Verbist in sod., 2010) so v svojem članku navedli še številne druge metode za izračun infiltracije oziroma  $K_{fs}$  iz enojnega cilindra, vendar jih ne opisujemo podrobneje bodisi zaradi manjše natančnosti oziroma zgodovinskega razvoja metod ali pa njihove manj pogoste uporabe zaradi kompleksnosti metode.

#### 2.2.2.7 Prevodnost tal za vodo ob nenasičenih razmerah

V tleh praviloma prevladujejo nenasičene razmere, saj večina tal v daljšem časovnem obdobju ni nasičenih z vodo, razen seveda nekaterih tipov oglejenih tal ali zelo pogosto poplavljenih tal. Z nenasičenimi razmerami označujemo pogoje v tleh, ko je vsaj v nekaterih porah navzoč zrak. Pogoji, ki vplivajo na tok vode v nenasičenih razmerah so veliko bolj kompleksni kot v nasičenih razmerah in pogosto ni direktnih rešitev, s katerimi lahko opredelimo obseg in hitrost gibanja vode. V tem poglavju se ne bomo ukvarjali s tokom vode v suhih tleh ( $h < -10^5$  cm), kjer pomembno vlogo pri prevajanju vode igra vodna para. Prav tako ne bomo posebne pozornosti namenili terminu difuzivnosti talne

vode, ki temelji na toku vode zaradi gradienta vode v tleh, ne pa na gradientu potencialne energije vode v tleh, in ima predvsem matematičen pomen (Hillel, 1998).

Hidravlična prevodnost tal in razlika v potencialu vode v tleh sta osnovni gibalni sili vode v tleh tako ob nasičenju kot tudi v nenasičenih razmerah. Vendar kot je tudi razvidno iz preglednice 6, se razlike med tokom vode v nenasičenih in nasičenih razmerah razlikujejo v številnih podrobnostih.

Preglednica 6: Povzetek razlik med tokom vode v nasičenih in nenasičenih razmerah (Lal in Shukla, 2004)  
Table 6: Summary of differences between saturated and unsaturated water flow (Lal in Shukla, 2004)

Dejavnik	Tok vode ob nasičenju	Tok vode v nenasičenih razmerah
Vsebnost vode	konstantna	spreminjajoča se v času in prostoru
Vsebnost zraka	nič (skoraj nič)	spreminjajoča se v času in prostoru
Gradient potenciala vode	pozitiven in konstanten	negativen in spreminjajoč
Hidravlična prevodnost	največja možna in konstantna	majhna in različna
Tok vodne pare	ničeln	možen in hkraten z obstojem temperaturnega gradienta
Tok vode	enakomeren	enakomeren in neenakomeren
Pot toka vode	povezana	zapleten in zavrt
Enačba kontinuitete	Vtok=Iztok	Vtok=iztok+obseg vode, ki se je zadržal v tleh
Opis toka vode	Darcy-ev zakon	Darcy Buckingham enačba in Richardova enačba
Oznaka toka vode	$K_s$	$K(\varrho)$

Nasičene razmere v tleh se pojavijo, ko so vse pore v tleh napolnjene z vodo. Takrat je vsebnost vode v tleh največja možna za posamezna tla ter hkrati konstantna, ni pa zraka v porah. V takšnih pogojih se voda v tleh ne zadržuje s kapilarnimi silami in je osnovna gibalna sila pozitiven hidravlični gradient. V nenasičenih razmerah je slika seveda drugačna. Slika vsebnosti vode v tleh ni enoznačna kot v primeru nasičenja. V takšnih pogojih se v določenem deležu por nahaja voda, v preostalih porah pa je zrak. Zaradi vzpostavitve privlačnih sil talne osnove (matriksa) in vode, se vzpostavi matrični potencial. Razlika v matričnem potencialu, matrični gradient, je v takšnih razmerah osrednji dejavnik gibanja vode v tleh in ima negativen predznak.

Zelo pomembne so razlike v hidravlični prevodnosti med obema stanjema tal. V nasičenih razmerah vse pore prispevajo k prevajanju vode v tleh. Ko pa so tla nenasičena, vodo prevaja le del por. Skladno z enačbama (19) in (20) voda najprej zapusti pore večjega premera, ki so po drugi strani sposobne največjega prevajanja vode. Zato že zelo majhna sprememba v matričnem potencialu močno spremeni obseg prevajanja vode. Obseg hidravlične prevodnosti v nasičenih razmerah in prevodnost npr. ob matričnem potencialu  $MPa$ , se lahko v nekaterih primerih zmanjša tudi za faktor  $10^6$  (Hillel, 1998). Manjša hidravlična prevodnost tal je na drugi strani povezana z daljšim zadrževalnim časom vode v tleh (počasnejšim premikom). Tako je na primer za kolikor toliko strukturna peščena tla značilno hitro prevajanje vode zaradi številnih makropor ter tudi slabša sposobnost zadrževanja vode zaradi manjšega števila mikro- in mezopor. Obratno pa težje teksturna tla zaradi prevladujoče mikro- in mezoporoznosti v manjšem obsegu prevajajo vodo ob nasičenju, hkrati pa imajo večjo vodno zadrževalno sposobnost.

Izpeljavo zapisa za hidravlično prevodnost v nenasičenih razmerah lahko ponazorimo na enakem eksperimentu kot pri izpeljavi hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju. Po

začetnem stanju, ko je bil cilinder s tlemi saturiran in na obeh straneh ločen od proste vode s polprepustno membrano, ki prepušča vodo, za zrak pa je neprepustna, vzpostavimo tlačno razliko tako, da spustimo rezervoarja z vodo na različni višini kot je razvidno iz slike 11.

Zaradi razlike v potencialu med levim in desnim rezervoarjem vode se vzpostavi tok vode, ki je sicer veliko manjši kot je tok vode ob nasičenju. Če se vzdržuje konstanten nivo vode v levem rezervoarju vode, se s časom vzpostavi enakomeren tok vode, ki je sorazmeren s hidravličnim gradientom.

Enačbo za gostoto toka vode lahko zapišemo:

$$q = -K \frac{\Delta h}{L} \quad \dots (63)$$

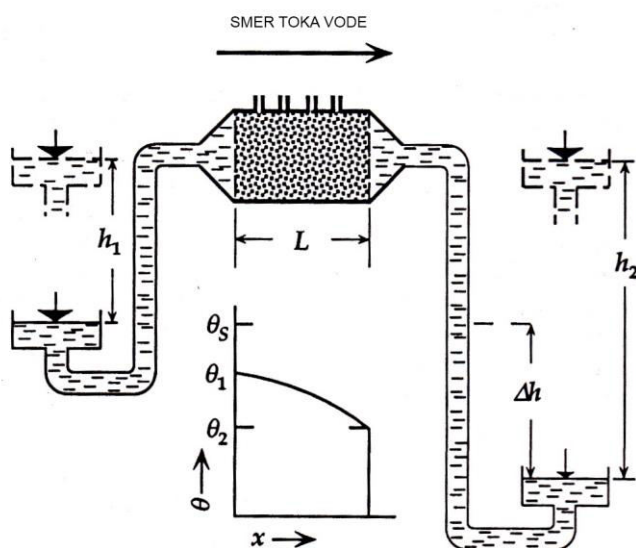
kjer je  $K$  nenasičena hidravlična prevodnost tal;  $\frac{\Delta h}{L}$  = hidravlični gradient.

Ker tudi v tem primeru potencial vode v tleh izrazimo kot energijo na težo vode (silo), lahko enačbo (63) za enodimenzionalni tok zapišemo

$$q = -K_{(h)} \frac{dH}{dz} \quad \dots (64)$$

oziroma za tridimenzionalen tok

$$q = -K_{(h)} \nabla H \quad \dots (65)$$



Slika 11: Preprost poskus enakomernega toka vode v nenasičenih razmerah (Kutilek in Nielsen, 1998)

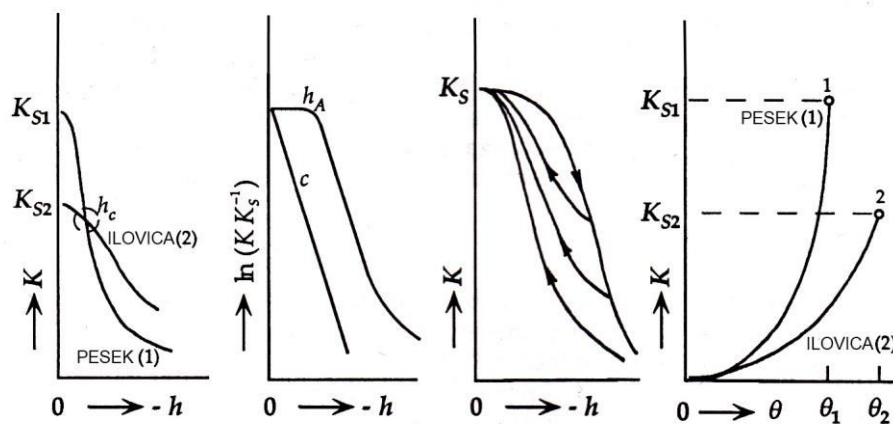
Figure 11: Simple experiment for steady state of unsaturated water flow (Kutilek and Nielsen, 1998)

Enačbi (64) ali (65) poznamo kot Darcy-Buckingham enačbi, saj je bil Buckingham prvi, ki je zapisal Darcyovo enačbo (62) za tok vode v nenasičenih razmerah v odvisnosti od gradienta vodnega potenciala vode v tleh (Kutilek in Nielsen, 1998).

Tok vode v nenasičenih razmerah je fizikalno gledano odvisen od vsebnosti vode v tleh, saj se prevajanje vode prvenstveno odvija v porah napolnjenih z vodo. Ker na razmerje med vsebnostjo vode v tleh in potencialom vode v tleh močno vpliva histereza, je tudi prevodnost  $K_{(h)}$  odvisna od histereze (slika 12), manjši pa je vpliv histereze na hidravlično prevodnost v odvisnosti od vsebnosti vode v tleh  $K_{(\theta)}$ . Enačbi (64) in (65) veljata v enaki meri tudi za to razmerje, le da se simbol  $h$  zamenja s  $\theta$ . Razmerje med hidravlično prevodnostjo tal in vsebnostjo vode v tleh ni linearna. Je pa res, da je  $\log K$  bolj ali manj proporcionalen z vsebnostjo vode v tleh za območje matričnega potenciala med 0 in  $-10^5$  cm (Hartmann in Cornelis, 2007).

Darcy-Buckinghamova enačba velja le za razmere, ko se vsebnost vlage v tleh ne spreminja, kar je v naravnih razmerah sila redek pojav. Kadar se vsebnost vlage v tleh spreminja, moramo pri opisu hidravlične prevodnosti v tleh poleg enačbe (64) vključiti tudi člen o ohranjanju oziroma povezanosti količin pri transportu (equation of continuity). Kot je razvidno tudi iz slike 12, je razmerje hidravlične prevodnosti v nenasičenih razmerah v odvisnosti od vodnega potenciala v tleh daleč od linearnega odnosa in ima prej obliko eksponentne krivulje.

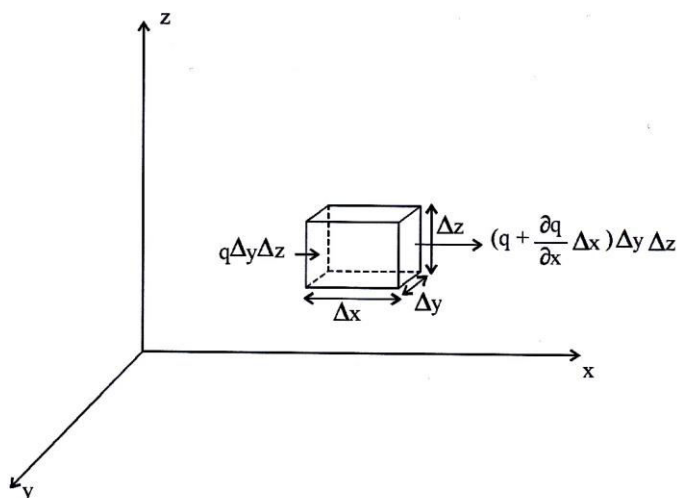
Prav tako lahko iz slike razberemo, da je prevodnost močno odvisna od teksture tal ter od histereze. V peščenih tleh prevladujejo makropore, zato je obseg prevajanja vode ob nasičenju ali blizu teh razmer velik, kasneje pa zaradi manjšega števila mezo- in mikropor obseg prevajanja vode ustrezno zmanjša. V srednje in težje strukturnih tleh je proces prevajanja vode obraten, saj imajo takšna tla praviloma manj makropor ter večje število mezo- in mikropor.



Slika 12: Odvisnost nenasičene hidravlične prevodnosti ( $K$ ) od negativnega potenciala vode v tleh ter v odvisnosti od volumske vsebnosti vode v tleh (Kutilek in Nielsen, 1998)

Figure 12: Relation of unsaturated conductivity ( $K$ ) to negative water potential and to volumetric water content in soils (Kutilek and Nielsen, 1998)

Enačba o ohranjanju količin poveže spremembo vsebnosti vlage v časovni enoti s spremembo gostote toka vode v prostoru v osnovno majhnem volumnu tal, kar ponazarja slika 13.



Slika 13: Shematični prikaz principa povezanosti oziroma ohranjanja količin - Volumen tal dobi ali izgublja vodo skladno s spremembo vodnega toka (Hartmann in Cornelis, 2007)

Figure 13: Schematic illustration of continuity principle or conservation of mass - Soil volume receive or lose the water according to water flow change (Hartmann and Cornelis, 2007)

Enačbo povezanosti v tridimenzionalnem prostoru (slika 13) oziroma odvisnost spremembe vsebnosti vlage v časovni enoti od spremembe toka vode v prostoru lahko zapišemo (66):

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = - \left( \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) = -\nabla \bar{q} \quad \dots (66)$$

kjer so  $q_x$ ,  $q_y$  in  $q_z$  tok vode v posamezni smeri

$\Theta$  - volumska vsebnost vode v tleh

$t$  - čas

in  $\nabla$  - vektorska sprememba (prostorski gradient toka vode).

Richard je bil prvi (Kutilek in Nielsen, 1998), ki je za opis neenakomernega toka vode povezal Darcy-Buckinghamovo enačbo (65) z enačbo povezanosti oziroma ohranjanja količin (66). Po njem imenovana enačba ima za tridimenzionalni prostor naslednje obliko (67):

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ K(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ K(h) \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right] \quad \dots (67)$$

oziroma ima zgolj za vertikalni pomik vode ( $H=h+z$ ) v tleh obliko (68):

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right] + \frac{\partial K}{\partial z} \quad \dots (68)$$

V osnovi ločimo tri različne pristope k fizikalnim rešitvam meritev hidravlične prevodnosti tal. Prvi pristop temelji na neposredni uporabi Kozeny-eve enačbe, ki temelji na uniformni poroznosti. Drugi pristop uporablja kombinacijo rešitev vodno zadrževalne krivulje ter kapilarnega modela. Hidravlično prevodnost lahko opišemo kot seštevek prevodnosti za posamezni velikostni razred por. Ta je odvisna od porazdelitve z vodo napolnjenih por v tleh (števila por določenega premera), zavivosti ter povezljivosti por.

Porazdelitev por lahko izračunamo na osnovi VZK oziroma modela VZK (Brutsaert, 2000; Hurtado in de Jong van Lier, 2005; Touma, 2009).

Tretji način pa je izračun nenasičene hidravlične prevodnosti na osnovi različnih empiričnih enačb (Kutilek in Nielsen, 1998);(Hillel, 1998), od katerih je najbolj poznana Gardnerjeva (35) oziroma z njo povezane enačbe istega avtorja.

Kot je bilo že omenjeno v poglavju 2.2.2.5 so se razvili številni kapilarni modeli, ki so ocenili hidravlično prevodnost na podlagi vodno zadrževalne krivulje tal. Med bolj poznana modela kapilarnosti uvrščamo modela, ki sta jih razvila Burdine (Burdine, 1953) in Mualem (Mualem, 1976). Ta modela so kasneje povezali z različnimi modeli VZK, ki smo jih predstavili v poglavju 2.2.2.4. V nadaljevanju podajamo enačbi modelov hidravlične prevodnosti tal, ki sta v strokovni javnosti deležna največje pozornosti. Prvi temelj je postavil s svojim zapisom Mualem (Mualem, 1976), ki je razvil model za napoved hidravlične prevodnosti nenasičenih tal na osnovi VZK ter hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju. Njegova integralna enačba (69) dobi z uvedbo modela VZK in kasnejšim integriranjem te enačbe enostavno obliko kot je to v primeru Van Genuthenove enačbe (70).

$$K_r = S_e^n \left[ \frac{\int_0^{\Theta} \frac{d\Theta}{\Psi}}{\int_0^{\Theta_{sat}} \frac{d\Theta}{\Psi}} \right]^2, \text{ kjer je } K_r = \frac{K(\Theta)}{K_s} \quad \dots (69)$$

kjer je  $K_r$  relativna prevodnost in  $S_e$  delež učinkovitega nasičenja (23) ter  $n$  konstanta, ki odraža povezanost por in njihove zavivosti in ima lahko negativen ali pozitiven predznak.

Medtem ko je Van Genuchten (Van Genuchten, 1980) v analitske rešitve, ki jih je podal Mualem (Mualem, 1976), vključil model VZK (24) in je njegov zapis modelne rešitve hidravlične prevodnosti nenasičenih tal podan v naslednji enačbi (70). Ker model Van Genuchten temelji na modelu, ki ga je podal Mualem, se v literaturi velikokrat navajata pri slednji rešitvi nenasičene hidravlične prevodnosti tal obe imeni.

$$K(\Theta) = K_s \Theta_E^{\frac{1}{2}} \left[ 1 - \left( 1 - \Theta_E^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad \dots (70)$$

Enačbe hidravlične prevodnosti imajo lahko zapis v odvisnosti od vsebnosti vlage ( $Q$ ) ali pa sile, s katero je voda vezana v tleh ( $h$ ).

#### 2.2.2.8 Terenske metode merjenja prevajanja vode ob nenasičenih razmerah

Tako kot pri predstavitvi metod za merjenje prevajanja vode v nasičenih razmerah, bomo tudi v tem poglavju izpustili laboratorijske metode, ki praviloma temeljijo na meritvah neporušenih vzorcev tal, ki jih v skeletnih tleh ne moremo vzorčiti. Za ostale metode, ki jih v nalogi nismo uporabili, bomo opisali le glavne značilnosti, medtem ko smo uporabljeni metodi za določitev hidravlične prevodnosti tal blizu nasičenih razmer namenili posebno poglavje.

Če primerjamo nabor terenskih metod za določanje hidravlične prevodnosti tal v nenasičenih razmerah, z naborom metod za določanje hidravlične prevodnosti ob nasičenju, lahko zaključimo, da je izbira manj številčna.

Tehnološko najbolj zahtevna je metoda istočasnega merjenja v profilu tal (Instantaneous Profile) ali metoda osuševanja profila, kjer zagotovimo hkratno in pogosto merjenje volumske vsebnosti vlage v tleh ter matričnega potenciala vode v več globinah profila tal. Volumsko vsebnost vlage merimo navadno z nevtronsko sondo ali z napravami na podlagi elektromagnetnega valovanja (TDR ali FDR), medtem ko beležimo matrični potencial s tenziometri. Metoda temelji na vzpostavitvi nasičenih razmer oziroma blizu nasičenja v pretežnem delu profila tal. Po dodatku večje količine vode površino tal zaščitimo, da preprečimo evaporacijo iz tal ter na ta način dosežemo le tok vode navzdol. Območje izvajanja meritve izvajamo v sredini poizkusne ploskve. Ploskev mora biti tako velika, da se izloči robne vplive tal, ki jih ne namočimo. Izračun temelji na razliki v količini vode v poljubni točki v časovnem intervalu med merjenji. Na ta način lahko izračunamo gostoto vodnega toka ( $\text{mmh}^{-1}$ ) ter posledično iz nje, na osnovi Darcyvevega zakona, tudi  $K(Q)$  (Reynolds in sod., 2002).

Simulator dežja ali infiltracija vode iz razpršilcev je metoda, ki jo na terenu z naklonom lahko uporabljamo tudi v kombinaciji za oceno erozije. Osnovni princip te metode je, da v nenasičena tla dovajamo vodo v krajših in pogostih intervalih v obsegu, ki je manjši kot je realna hidravlična prevodnost tal ob nasičenju. Sčasom se ustvari enakomeren gradient vsebnosti vode, ki se kaže v enakomernem toku vode, ta pa je posledica zgolj gravitacijskega gradienta. Ob teh razmerah lahko predpostavimo, da je gostota toka vode enaka hidravlični prevodnosti tal. Če so tla ob začetku izvajanja zadosti osušena, lahko z različno intenziteto dodajanja vode ustvarimo različne vlažnostne profile, ki botrujejo tudi različnim vrednostim hidravlične prevodnosti tal (Hillel, 1998). Izračun hidravlične prevodnosti na podlagi podatkov infiltracije lahko naredimo z različnimi modeli (Verbist in sod., 2013).

Naslednja metoda določanja nenasičene hidravlične prevodnosti tal je metoda infiltracije skozi manj prepustno plast (angleška sinonima za metodo sta crust infiltration ali infiltration through impeding layer). Pogoj za izvedbo meritve je, da je hidravlična prevodnost ob nasičenju manj propustne plasti (skorje) manjša od hidravlične prevodnosti ob nasičenju merjenih tal. Čeprav obstajajo rešitve za določanje nenasičene hidravlične prevodnosti ob spreminjajoči se vrednosti infiltracije, je zanesljivost metode boljša, ko dosežemo enakomeren obseg infiltracije vode v tla skozi skorjasto plast (Hillel, 1998).

Princip metode temelji na dejstvu, da je hidravlični gradient v tleh enoten, ko dosežemo enakomeren obseg infiltracije. Tedaj je tok vode posledica gravitacije in je tok vode enak hidravlični prevodnosti tal. Ker je nasičena hidravlična prevodnost skorje manjša od le-te v tleh, je v odvisnosti od propustnosti te plasti hidravlična prevodnost tal manjša od hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju. Zato lahko z različno propustnostjo »skorje« oziroma plošče ustvarimo različne krivulje prevodnosti in jih lahko prikažemo v odvisnosti od matričnega potenciala ali pa volumske vsebnosti vode. Čeprav je lahko teoretično ta metoda primerna tudi za določanje majhnih vrednosti hidravlične prevodnosti tal, bi za vzpostavitev ravnotežja potrebovali preveč časa. Namesto manj propustne plasti, lahko uporabljamo tudi plošče, ki imajo že vnaprej znano propustnost za vodo, podobno kot je to v primeru določanja VZK. Na takšen način lahko na dokaj enostaven način določimo prevodnost tal ob različni vsebnosti vode v tleh. Tudi za to metodo obstaja več analitskih rešitev (Roberts in Clanton, 2000).

#### 2.2.2.9 Tenzijski infiltrometer

Tenzijski infiltrometer (TI), poimenovan tudi diskast prevodnik (disc permeameter) je naprava, ki se je močno uveljavila pri določevanju nenasičene hidravlične prevodnosti tal blizu nasičenja tal, to je pri potencialu večjem od -35 cm vodnega stolpca. TI je še posebno primeren za določevanje toka vode po makroporah oziroma določanja obsega prednostnega toka (preferential flow) v profilu tal (Ankeny in sod., 1991; Cameira in sod., 2003; Ramos in sod., 2006). Ena od večjih odlik metode je, da so posegi v strukturo tal na površini tal minimalni in zato meritev odseva realne razmere v tleh. Podrobnejša zgradba in delovanje TI je predstavljena v poglavju 3.2.1. Na tem mestu izpostavljamo le glavni princip delovanja TI, ki temelji na ustvarjanju negativnega pritiska, ki ga vzpostavimo s prilagajanjem višine zračne cevke v napravi. Na ta način se na površini diska ustvari negativen pritisk (tenzija), ki je v ravnotežju s potencialom vode v tleh pod površino diska. Za vzpostavitev ravnotežja med potencialom v tleh ter potencialom (tenzijo) na dnu diska oziroma na membrani mora biti vzpostavljen popoln hidravlični kontakt. Za zagotavljanje tega kontakta se uporablja pesek, ki mora ustrezati določenim zahtevam. Vstopna točka vode v pesku – to je točka, kjer je potencial vode v pesku takšen, da se pesek spontano saturira, mora biti večja od največje tenzije, ki jo ustvarimo s TI. Prav tako mora biti  $K_s$  oziroma  $K_h$  peska večja kot je hidravlična prevodnost proučevanih tal. Ker voda prehaja v tla ob negativnih pritiskih in ne ob pozitivnih kot je to v primeru določanja nasičene hidravlične prevodnosti tal, voda v tleh ne napolni vseh por. Skladno s teorijo kapilarnosti in enačbama (20) oziroma (19) prevajajo vodo v tleh le tiste pore, ki imajo polmer manjši od ekvivalentnega polmera pore za določen  $h$ . Tako naprimer pri tenziji 15 cm vodnega stolpca prevajajo vodo le pore, ki imajo polmer manjši od 0,1 mm. Watson in Luxmoore (Watson in Luxmoore, 1986) sta prva povezala meritve TI s Poiseuille-ovim zakonom oziroma enačbo ter opredelila število delujočih makropor ( $r > 0,05$  cm oziroma  $h = 3$  cm), ki prevajajo vodo ob določeni tenziji oziroma potencialu vode v tleh z naslednjo enačbo (71):



$$N = \frac{8\mu K_m}{\rho g (0,05)^4} \text{ oziroma splošni zapis enačbe} \quad \dots (71)$$

$$N = \frac{8\mu K_d}{\rho g r^4}$$

kjer je  $\mu$  viskoznost vode ( $\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ ) in  $K_m$  razlika v hidravlični prevodnosti med saturirano hidravlično prevodnostjo ter hidravlično prevodnostjo ob tenziji 3 cm), medtem ko v splošnem zapisu enačbe pomeni  $K_d$  razlika v hidravlični prevodnosti med dvema zaporednima merjenjema, tenzijama, in  $r$  ustrezen polmer por, ki ustreza manjši tenziji.

Bodhinayake s sodelavci (Bodhinayake in sod., 2004b) opozarja, da takšna analitična rešitev preceni število por, saj temelji na predpostavki, da so vse pore v določenem razredu enake, hkrati pa jim je določen minimalen polmer pore za določen razred. Tudi rešitev, ki sta jo predstavila Dunn in Philips (Dunn in Phillips, 1991), kjer sta vpeljala povprečni polmer pore za posamezen razred (razlika v  $h$  oziroma tenziji med dvema zaporednima meritvama) ne razreši problema precenjenega števila por. Po drugi strani pa je rešitev, ki jo ponuja Bodhinayake (2004) računsko bolj kompleksna in zato manj pogosto uporabljena. Kadar s številom por želimo predvsem ilustrirati razmerje med številom por in velikostjo por na eni strani ter obsegom prevodnosti vode na drugi strani, so zahteve po absolutni natančnosti manj izražene in zato velikokrat uporabimo enostavnejšo metodo. V primeru da je podatek števila por vključen v hidrološke modele ali sicer v določanje talnih lastnosti, pa je kompleksnejši izračun veliko bolj primeren.

Infiltracija vode iz diska v tla poteka v vseh treh smereh. Večina rešitev temelji na rešitvi, ki jo je podal Wooding (Wooding, 1968), redkeje pa se uporablja metoda, ki temelji na Philipovi enačbi za enodimenzionalno infiltracijo vode v tla (Philip, 1957). Enačba za neomejen iztok vode v tla iz nizkega vira krožne oblike, ki jo je zapisal Wooding, je podana v zapisu (72).

$$Q = \pi R^2 K_{(h)} + \frac{4\Phi_h}{\pi R} \quad \dots (72)$$

kjer je  $F_h$  matrični tok vode ter  $R$  polmer krožnega telesa oziroma diska

Če nadalje za rešitev matričnega toka, hidravlične prevodnosti in parametra sorptivnosti povzamemo rešitve zapisane v enačbah 34 do 37, lahko prvotni zapis (72) za iztok vode iz diska zapišemo tudi kot (73).

$$Q_\infty = K_{(h)} \left[ \pi R^2 + \frac{4}{\pi R \alpha} \right] \quad \dots (73)$$

Tako imamo v prvem ali drugem primeru zapisa dvojne neznank v enačbi. V prvem primeru  $K_h$  ter  $F_h$  oziroma  $K_h$  in  $a$  v enačbi (73). Rešitev lahko dobimo z meritvami s tenzijskim infiltrometrom bodisi da izvedemo meritev z dvema različnima radijema diska ali ob dveh različnih pritiskih in na ta način dobimo dve enačbi z dvema neznankama. Obstaja več

pristopov k rešitvam in večina metod temelji na analizi enakomernega toka vode iz diska, manj pa so v uporabi analize spremenljivega toka iz diska TI.

#### 2.2.2.9.1 Analiza merjenj tenzijskega infiltrometra ob enakomernem toku vode

Kot rečeno lahko enačbi (72) in (73) rešimo z merjenji dveh ali več različno velikih diskov TI ali, kar je pogosteje, z merjenjem iztoka vode ob dveh ali več različnih pritiskih. V nadaljevanju bomo podrobneje predstavili le različne rešitve za merjenja ob več različnih pritiskih, medtem ko sta rešitev za uporabo več različno velikih diskov predstavila Smettem in Clothier (Smettem in Clothier, 1989), podrobnejše rešitve pa lahko najdemo tudi v članku Angulo-Jaramilo in sodelavci (Angulo-Jaramillo in sod., 2000).

Metoda, ki so jo uporabili Ankeny in sodelavci (Ankeny in sod., 1991) temelji na zapisu toka vode v tla (73) in domnevi, da je vrednost sorptivnega števila ( $\alpha$ ) med dvema potencialoma konstantna. Glede na eksponencialnost funkcije hidravlične prevodnosti (Gardnerjeva enačba (35)) in pri ustreznih majhnih razlikah med pritiski merjenj oziroma potencialu, je takšna poenostavitev ustrezna. Metoda ponuja rešitve za dvojne zaporednih meritev v sistemu treh enačb s tremi neznankami. Zapisi v spodnjih treh enačbah so prilagojeni zapisu v enačbi (73) oziroma so zapisani tako, da izpostavijo posamezno neznanko in niso enaki originalnemu zapisu v članku, čeprav so pomensko enaki. Enačbi za iztok vode iz diska ob zaporednih pritiskih  $h_1$  in  $h_2$  ustrezata zapisu (73), le da je enačba zapisana z ustreznimi indeksi,  $h_1$  oziroma  $h_2$ . Enačba za vrednost  $\alpha$  je v omenjenem članku izpeljana iz računanja površine pod krivuljo grafikona odvisnosti hidravlične prevodnosti od potenciala vode v tleh –  $h_1$  oziroma  $h_2$ . Enačba (74) ima tako zapis:

$$\alpha = \frac{2(K_{h_1} - K_{h_2})}{h_1 - h_2(K_{h_1} + K_{h_2})} \quad \text{oziroma za natančen izračun površine je zapis} \quad \dots (74)$$

sledeč

$$\alpha = \frac{(K_{h_1} - K_{h_2}) \ln\left(\frac{K_{h_1}}{K_{h_2}}\right)}{h_1 - h_2(K_{h_1} - K_{h_2})}$$

Bagarello s sodelavci (Bagarello in sod., 2000) navaja zapisa tudi preostalih dveh enačb, ki smo ju zapisali v obliki primerni zgornjim zapisom enačb (75).

$$K_{h_2} = \frac{Q_{h_2} K_{h_1}}{Q_{h_1}} \quad \dots (75)$$

in (76)

$$K_{h_1} = \frac{Q_{h_1}}{(\pi R^2 + 2\Delta h R) \left( \frac{Q_{h_1} + Q_{h_2}}{Q_{h_1} - Q_{h_2}} \right)} \quad \dots (76)$$

Za vmesne pritiske ( $0 > h >$  od najnižjega  $h$ ) se hidravlično prevodnost za posamezen pritisk lahko izračuna ob upoštevanju prevodnosti višjega ali nižjega pritiska. V takšnem primeru Ankeny in sodelavci priporočajo, da je pravilnejša izbira aritmetična sredina obeh izračunov hidravlične prevodnosti.

Naslednjo analitsko rešitev za tok vode iz diska sta podala Reynolds in Elrick (Reynolds in Elrick, 1991). Rešitev prav tako temelji na oceni, da je  $a$  med dvema pritiskoma  $TI$  konstantna. Rešitev pa sta podala z logaritmiranjem Woodingove enačbe (72) ter izračunom vrednosti  $a$  za posamezen segment med dvema pritiskoma. Zapis enačbe povzema njuno rešitev, vendar je prilagojen zapisu Woodingove enačbe (72) oziroma zgoraj opisanih izpeljank. Ob logaritmiranju enačbe (73) ter vstavljanja Gardnerjeve enačbe (35) za  $K_h$  ima enačba sledeč zapis:

$$\ln Q = h\alpha + \ln \left[ K_s \left( \frac{R}{G_d \alpha} + \pi R^2 \right) \right] \quad \dots (77)$$

kjer je  $G_d$  faktor s predlagano vrednostjo 0,25.

Vrednost  $a$  je izračunana iz razmerja  $\ln Q/h$  za posamezen odsek eksponentne krivulje hidravlične prevodnosti med dvema zaporednima pritiskoma merjenj  $TI$ , ki je, kot smo že omenili, raven. Enačba ima tako zapis (78):

$$\alpha = \frac{\ln \frac{Q_{h_1}}{Q_{h_2}}}{(h_1 - h_2)} \quad \dots (78)$$

Nasičeno hidravlično prevodnost lahko izračunamo iz presečišča v točki  $Q_s$  na osi  $\ln Q$  (79).

$$K_{fs} = \frac{G_d \alpha Q_1}{R(1 + \pi R \alpha) \left( \frac{Q_1}{Q_2} \right)^P} \quad \dots (79)$$

kjer je  $P$  ( $h_1/(h_1-h_2)$ ).

Tretji pristop k rešitvi podatkov merjenja hidravlične prevodnosti v območju blizu nasičenja sta razvila Logsdon in Jaynes (Logsdon in Jaynes, 1993). Njuna rešitev temelji na prilagajanju podatkov merjenj s  $TI$  s pomočjo nelinearne regresije. Z nelinearno regresijo sta podatke meritve prilagajala enačbi (73) ob zapisu člena nenasičene hidravlične prevodnosti z Gardnerjevo enačbo (35). Za pravilnost regresijskega računanja je potrebno, da opravimo več kot dve meritvi (Angulo-Jaramillo in sod., 2000).

Naslednji način analize podatkov merjenja temelji na kombinaciji že omenjene Philipove enačbe za infiltracijo vode v tla (80) in Woodingovo enačbe (72), ki so ga opisali White in sodelavci (White in sod., 1992). Sorptivnost tal lahko izračunamo iz začetnega obsega infiltracije skladno z enačbo (80).

$$I = S\sqrt{t} \quad \dots (80)$$

kjer je I skupna količina vode ob infiltraciji ter S sorptivnost tal in t čas infiltracije.

Rešitev matričnega toka je podana z enačbo (33) (White in Sully, 1987), kjer za izračun potrebujemo podatek o začetni in končni volumski vsebnosti vode v tleh ter podatek o sorptivnosti, ki ga dobimo iz zgornje enačbe. Ko izračunamo obseg matričnega toka, je rešitev Woodingove enačbe (72) preprosta.

Prednost tega pristopa je, da se sorptivnost tal (S) določi iz zgodnjega intervala merjenja infiltracije vode v tla, kar lahko v slabo propustnih tleh občutno zmanjša napako izračuna, kadar nepravilno določimo konstanten odtok vode v tla, t.j. ko zaradi daljšega časa merjenja meritev prehitro zaključimo.

Še večja prednost metode je v tem, da lahko meritev izvedemo le ob enem pritisku ter enem radiju, res pa je, da na ta način izgubimo nekatere druge informacije kot je denimo obseg prevodnosti vode po različno velikih mezo- in makroporah.

#### 2.2.2.9.2 Analiza merjenj tenzijskega infiltrometra ob nekonstantnem toku vode

Čeprav se je določanje hidravlične prevodnosti ob zgoraj opisanih metodah analize enakomernega toka vode v tleh zelo uveljavilo, se v določenih primerih kaže potreba po določanju hidravlične prevodnosti tal ob neenakomernem toku vode iz diska TI. To še posebno velja v primerih, ko je čas za doseg enakomernega toka vode v tleh dolg ali v primerih, ko homogenost tal ni velika in je boljše, če opravimo več meritev z manjšim premerom diska. Ob takšnem pristopu lahko opravimo večje število meritev, saj skrajšamo čas merjenj.

Večina analiz nekonstantnega toka vode iz diska (Warrick, 1992; Haverkamp in sod., 1994; Zhang, 1997), kot ugotavlja Angulo-Jaramillo s sodelavci (Angulo-Jaramillo in sod., 2000), temelji na dvočlenski enačbi kumulativne infiltracije vode (81).

$$I = C_1\sqrt{t} + C_2t \quad \dots (81)$$

Osnovna razlika med njimi je v pristopu oziroma metodi določanja obeh koeficientov. Zhang (Zhang, 1997) je denimo definirala konstanti na podlagi serije poskusov z različnimi tlemi, ob različnih premerih diskov ter merjenj z različnimi pritiski. Drug pristop je uporabil Haverkamp s sodelavci (Haverkamp in sod., 1994), ki je za rešitev obeh konstant podal fizikalni enačbi, katerih izhodišča je ista skupina sodelavcev objavila v istem letu (Smettem in sod., 1994).

Konstanti sta določeni z naslednjima enačbama (82) in (83):

$$C_1 = S \quad \dots (82)$$

$$C_2 = \frac{2-\beta}{3} K_0 + \frac{\gamma S^2}{R(\Theta_0 - \Theta_n)} \quad \dots (83)$$

kjer sta **b** in **g** konstanti - **b** leži med 0 in 1 in se v približkih lahko upošteva povprečna vrednost 0,6 ter **g** s povprečno vrednostjo 0,75

S – sorptivnost, R – radij diska, K – hidravlična prevodnost ob koncu merjenja, Q – volumska vsebnost vlage v tleh ob koncu in začetku merjenja.

Vandervaere (Vandervaere in sod., 2000) je opozoril na pravilnost uporabljene regresijske metode za rešitev obeh koeficientov enačbe (80), saj je dokazal da metoda najmanjših kvadratov v tem primeru ni dobra izbira.

### 2.2.2.9.3 Inverzno modeliranje

Inverzno modeliranje uporabljamo v primerih, ko želimo z merjenimi podatki oceniti druge parametre, ki so z merjenimi podatki v posredni povezavi. V preteklosti, ko so bile računalniške procesorske in pomnilniške kapacitete omejene, so bili le redki primeri tovrstnega modeliranja, saj modeliranje temelji na obsežnih računskih obdelavah. Sedaj pa že osebni računalniki omogočajo obsežne računske obdelave, ki jih med ostalim uporabljamo za simulacije toka vode v eno, dvo ali tri dimenzionalnem prostoru. Te simulacije temeljijo na poznavanju hidravličnih lastnosti nenasičenih tal. Te lastnosti so zajete v VZK, ki povezuje vsebnost vode in silo, s katero je voda vezana v tleh, ter krivuljo hidravlične prevodnosti, ki povezuje prevodnost tal za vodo s silo, s katero je voda vezana v tleh (Ramos in sod., 2006). Obstaja seveda pester nabor laboratorijskih in terenskih metod za direktno določevanje hidravličnih lastnosti. Nekatere od njih so bodisi drage in/ali zamudne, spet druge imajo lahko druge omejitve. V takšnih primerih nam inverzno modeliranje omogoča, da na osnovi posredno povezanih podatkov določimo želeno lastnost.

Šimunek in van Genuchten (Šimunek in van Genuchten, 1996) sta s povezavo kumulativnih podatkov infiltracije TI ter podatkov o začetni in končni vsebnosti vode v tleh, s pomočjo inverznega modeliranja, ki temelji na Richardsovi enačbi (67), ocenila nekatere hidravlične lastnosti nenasičenih tal.

Metoda inverznega modeliranja v tem primeru temelji na iskanju najprimernejše funkcije, ki na osnovi znanih podatkov oceni iskane hidravlične lastnosti tal ter se njen potek najbolj ujema z dobljenimi podatki kumulativne infiltracije. Iskanje najbolj prilegajoče se funkcije poteka od začetne ocene v več korakih vse do stopnje, ko se doseže želena natančnost. Nelinearna optimizacija poteka na osnovi Marquardt-Levenberg algoritma. Iskanje funkcije temelji na povezavi modela nenasičene prevodnosti tal (70), ki je izpeljan iz van Genuchten-Mualem modela VZK (24). S prilagajanjem parametrov kot so  $K_s$ , **a**, **n** program išče najustreznejšo funkcijo, ki se prilega eksperimentalnim podatkom kumulativne infiltracije TI.

Avtorja navajata odlično ujemanje eksperimentalno določene krivulje kumulativne infiltracije s krivuljo inverznega modeliranja (Šimůnek in van Genuchten, 2000; Šimůnek in sod., 1998b). Dobro je ujemanje modelirane vrednosti hidravlične prevodnosti ob nasičenju ter izračunane vrednosti na osnovi Woodingove enačbe (72). Manj pa je zadovoljivo ujemanje parametrov VZK med numeričnim modeliranjem ter določitvijo parametrov VZK v laboratoriju. Za določitev ustreznih parametrov hidravličnih lastnosti tal za modeliranje toka vode in transporta onesnažil na terenu priporočajo uporabo rezultatov modeliranja s podatki kumulativne infiltracije ter začetne in končne vsebnosti vode v tleh (Šimůnek in sod., 1998b). Dodatne podrobnosti o uporabljenem inverznem modeliranju so opisane v poglavju 3.4.2.

#### 2.2.2.9.4 Prednosti in slabosti uporabe tenzijskega infiltrometra

Če povzamemo slabosti in prednosti, ki sta jih izpostavila Reynolds in Elrick (Reynolds in Elrick, 2004), lahko najprej izpostavimo vsestranskost aparata in metod oziroma teorije, ki je vezana na uporabo aparata in s katero določamo večje število hidravličnih lastnosti tal. Odlika TI je njegova relativna preprostost, relativna nizka cena ter uporabnost na terenu in v laboratoriju. Prav tako ni zanemarljivo dejstvo, da je za določanje hidravlične prevodnosti potrebna veliko manjša količina vode kot je to v primeru nekaterih ostalih metod, na primer z Guelphovim permeameterom. Meritev je hitra, ob vzpostavitvi treh različnih pritiskov praviloma traja okoli ene ure. Tudi v primeru slabo propustnih tal lahko z uporabo metode neenakomernega iztoka hitro določimo osnovne hidravlične lastnosti tal. Večja odlika metode je, da za meritev ne rušimo zloga tal, saj se po potrebi izravnajo tla le v manjšem obsegu in še to na način, da ohranjajo naravni zlog. Morda je še največja pomanjkljivost TI relativno velika občutljivost tkanine (membrane) s katero je prevlečen disk, ki se sorazmerno hitro poškoduje. Po drugi strani pa je res, da je njena zamenjava enostavna.

Kot smo že omenili lahko s TI določamo večje število hidravličnih lastnosti tal. Prva odlika je, da merimo hidravlično prevodnost v območju blizu nasičenja, kjer so spremembe krivulje hidravlične prevodnosti najbolj dinamične. Z njim lahko določimo tudi hidravlično prevodnost ob nasičenju. Poleg tega lahko določimo še sorptivnost tal, faktor sorptivnosti ( $\alpha$ ) ter določimo velikost in obseg makropor. S TI lahko določimo hidravlične lastnosti makropor kot tudi talne osnove – matriksa, kar je še posebno pomembno v primerih, kjer je obseg prevodnosti tal po makroporah pomemben. V številnih študijah so TI uporabili za spremljanje sprememb poroznosti pri različnih tehnikah obdelave tal ali sprememb zaradi vožnje kmetijske mehanizacije (Dunn in Phillips, 1991; Reynolds in sod., 1995; Mohanty in sod., 1996; Cameira in sod., 2003; Wahl in sod., 2004; Buczko in sod., 2006).

Zgoraj omenjena avtorja sta opredelila kot največjo pomanjkljivost merjenja s TI potrebo po uporabi peska, ki je nujen za dober hidravlični stik diska in tal. Uporaba peska lahko vodi v napačno oceno hidravličnih lastnosti tal zaradi več različnih razlogov.

Zelo natančno sta pomen in možnost napak opredelila Reynolds in Zebchuk (Reynolds in Zebchuk, 1996). Prve zahteve o potrebnih lastnostih peska sta podala konstruktorja TI (Perroux in White, 1988), ki sta navedla, da mora pesek ustrezati naslednjim zahtevam:

- prevodnost peska mora biti za pritiske vseh meritev večja ali enaka prevodnosti tal,
- vstopna točka vode t.j. sila s katero je voda vezana v porah ob kateri se pesek spontano saturira, mora biti manjša od najmanjšega merjenega pritiska,
- debelina sloja peska pri izravnavi terena in zagotavljanju kontakta mora biti karseda tanka.

Ob tem sta zaključila, da bi za večino kmetijskih tal tem pogojem ustrezal enakomerno zrnat pesek s prevodnostjo večjo od  $10^{-5} \text{ ms}^{-1}$  v debelini od 3 do 5 mm.

Reynolds in Zebchuk (1996) ugotavljata, da je veliko raziskovalcev spregledalo pomen peska kot kontaktnega sredstva, zato so bili njihovih rezultati raziskav velikokrat vprašljivi. V izčrpnem praktičnem in teoretskem delu sta ovrednotila pomen pravilno izbranega kontaktnega materiala, vključno z debelino sloja kontaktnega materiala. Pomen izbranega kontaktnega materiala je še posebno velik, kadar so tla peščena, manj pa pri teksturno težjih tleh (ilovnatih in glinastih tleh). Pritisk na površini teksturno težjih tal je enak seštevku debeline kontaktnega sloja pod diskom ter pritisku na TI, medtem ko ta odnos ni enostaven pri merjenju na propustnih peščenih tleh, kjer je pritisk na površini tal odvisen od obsega toka vode v tla in lahko razlika znaša tudi več kot je 2x debelina kontaktnega sloja. Tako je lahko razlika v pritisku med TI in pritiskom v porah peščenih tal različna pri debelini 1 cm kontaktnega sloja tudi za 2 cm, kar ni zanemarljivo.

Vpliv kontaktnega sloja pod diskom je lahko še potenciran pri določevanju hidravličnih lastnosti tal ob neenakomernem toku vode v tla.

### 3 MATERIAL IN METODE

#### 3.1 SPLOŠNE ZNAČILNOSTI OBMOČJA TERENSKIH MERITEV

Hidravlične lastnosti tal smo ugotavljali v neposredni bližini Šempetra v Savinjski dolini. Tla vseh lokacij uvrščamo med evtrična rjava tla, ki so se razvila na peščeno prodnati naplavini reke Savinje (Slika 14). Osnovni kriteriji pri izbiri lokacije so bili: enotna raba, podobna globina in izrazita skeletnost. Izbrali smo 4 koruzna strnišča, kjer smo predvidevali, da bo globina tal med 50 in 70 cm. Kasneje, ob izkopu profilov, se je izkazalo, da je bila globina tal v nekoliko večjem razponu kot smo pričakovali na podlagi sondiranja. Na vsaki njivi smo izbrali dvojce območij dela (talna profila), ki sta se v površinski skeletnosti navidezno nekoliko razlikovala. Le na njivi št. 2 smo uspeli opraviti vse meritve na območju enega talnega profila (profil 3), ker je lastnik njivo med meritvami preoral.

Vse štiri njive ležijo v območju s premerom okoli 1250 m. Meritve so bile opravljene v jesensko zimskem času 2008/2009.



Slika 14: Lokacije terenskih meritev  
Figure 14: Location of *in situ* measurements



Posamezni vzorci v nalogi so označeni tako, da je na prvem mestu zapisana lokacija (rimska številka), nato številka profila, nato vrstni red horizonta oziroma globine ter s črko tudi ponovitev meritve znotraj horizonta. Tako je oznaka za prvo meritev na prvi lokaciji I/1/1/a ter zadnja meritev IV/2/2/d.

### 3.2 TERENSKO DELO

Terenske meritve smo izvedli na obravnavani globini profila v 4 ponovitvah. V vseh profilih smo opravili meritve hidravlične prevodnosti na površini (g0) ter na globini približno 30 cm (g1). Le v četrtem in šestem profilu smo meritve lahko opravili tudi na naslednji globini, približno 50 cm (g2). Vzrok za omejeno izvajanje meritev v večjih globinah je posledica večjih dimenzij proda, ki preprečeval, da bi lahko tla na globini ustrezno izravnali za meritev s tenzijskim infiltrmetrom. Neravnine so bile zaradi tega večje od 3 cm, kar že bistveno vpliva na rezultat merjenja.

Terensko delo smo zasnovali tako, da smo najprej izvedli meritev s tenzijskim infiltrmetrom, nato pa neposredno pod območjem meritve določili volumsko gostoto tal. Na ta način smo lahko povezali osnovne fizikalne lastnosti s hidravlično prevodnostjo tal. Na prvi lokaciji (njiva 1) smo hkrati izvedli meritve hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju. Sprva smo želeli tudi te meritve opraviti na isti mikro lokaciji kot vse ostale terenske meritve, vendar smo pri izvedbi prvih meritev opazili, da je umeščanje obroča v tla predstavljalo preveliko nevarnost za porušitev strukture tal. Meritve prevodnosti tal ob nasičenju smo zato izvedli v neposredni bližini profila. V odvzetem vzorcu za merjenje volumske gostote smo kasneje določili delež in velikost skeleta. Za potrebe modeliranja vodnozadrževalne lastnosti tal s podatki kumulativne infiltracije smo v neposredni bližini meritve vzeli vzorec tal za določitev vsebnosti vode pred začetkom merjenja, takoj po končani meritvi pa v območju merjenja prevodnosti tal za vodo.

V posameznem horizontu profila tal smo v povprečno odvzetem vzorcu določili karakteristično vodno zadrževalno krivuljo tal ter določili reakcijo tal, vsebnost organske snovi in teksturo tal.

#### 3.2.1 Merjenje hidravlične prevodnosti tal blizu nasičenja s tenzijskim infiltrmetrom

Terenske meritve smo opravili s tenzijskim infiltrmetrom proizvajalca Soil Measurement Systems (Tuscon, ZDA). Uporabili smo model infiltrmetra s premerom diska 20 cm.

Tenzijski infiltrmeter je skonstruiran tako, da omogoča infiltracijo vode v tla ob pritiskih, ki so manjši od stojne vode – 0 oziroma nekaj cm vodnega stolpca kot je to v primeru določanja prevodnosti tal za vodo ob nasičenju z obročem. Ta pogoj se doseže z vzdrževanjem majhnih negativnih pritiskov ob iztoku vode v tla iz diska s cevko za uravnavanje višine vodnega stolpca, ki se nahaja v mehurčkastem valju. Kot je razvidno iz slike 15 je infiltrmeter sestavljen iz dveh valjev, ki sta med seboj povezana. Valj večjega premera (5,1 cm) služi kot rezervoar vode in ima merilno skalo, iz katere odčitamo odtok vode v tla v časovni enoti. Manjši valj oziroma stolp (2,54 cm) služi za uravnavanje tlaka oziroma tenzije, s katero odteka voda v disku v tla. Poimenovan je »bubble« ali mehurčkast zaradi tega, ker pri uravnavanju tlaka ob iztoku vode iz diska iz cevke, s katero se uravnava višina tlaka, izhajajo mehurčki. Pri intenzivnem odtoku vode v tla, pri majhnih

silah t.j. blizu 0 cm vodnega stolpca, je to izhajanje lahko zelo intenzivno. Porozno dno diska je prevlečeno z nylonsko tkanino, ki ima vstopno točko zraka – 35 cm, kar zadostuje za merjenja hidravlične prevodnosti tal blizu nasičenja, saj običajno meritve ne izvajamo pri več kot 20 cm vodnega stolpca.

Čeprav se lahko meritev izvaja brez peska, ki služi za popoln kontakt dna diska in tal, so le redki primeri, ko lahko meritev izvedemo brez peska. Pesek namreč omogoča popoln kontakt diska s tlemi. Seveda mora biti višina peska omejena na nekaj mm do cm, hkrati pa morajo biti hidravlične lastnosti peska ustrezne (Reynolds, 2006). Pesek mora imeti večjo ali vsaj enako prevodnost od proučevanih tal. V našem primeru smo uporabili kremenov pesek za otroška igrišča proizvajalca Kema Puconci. Iz tehnološkega lista omenjenega peska lahko razberemo, da je 86,18% osnovnih delcev peska velikega med 0,1 do 1 mm. Nekaj več kot 40 % peska je velikega med 0,315 do 0,5 mm. Nasipna volumska gostota peska je  $1,1 \text{ gcm}^{-3}$ , medtem ko je volumska gostota zbitega peska  $1,530 \text{ gcm}^{-3}$ . Prevodnost peska za vodo lahko izmerimo laboratorijsko, z Darcyjevim aparatom, če napolnimo Kopeckyjev cilindar s peskom. Mi smo hidravlične lastnosti peska izmerili *in situ*, tako da smo naredili 30 cm visok kup peska in izmerili prevodnost peska s tenzijskim infiltrmetrom. Tako izmerjena hidravlična prevodnost peska je bila  $2,53 \times 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$ .



Slika 15: Tenzijski infiltrmeter  
Figure 15: Tension infiltrometer

Meritve smo izvedli skladno z navodili priročnika za izvajanje meritev s tenzijskim infiltrmetrom (SMS, 2007).

Izvajanje meritve se prične z izravnavo terena. Izravnavo moramo izvesti na način, da se čimmanj poškoduje struktura tal oziroma, da se ohrani število in velikost por. V tleh, kjer je prisoten manjši skelet, običajno nimamo prevelikih težav z izravnavo tudi v primeru, ko volumski delež skeleta presega 25%. Pri skeletu večjih dimenzij pa je izravnavo tal v toleranci enega cm praktično nemogoča, saj so razlike v nivoju tal na območju merjenja ob takšnih razmerah hitro večje od 3 cm. Zaradi tega dejstva smo poleg merjenja hidravlične prevodnosti na površini tal praviloma uspeli izvesti meritve le še na eni globini.

Po izravnavi terena v tla pritismo plastičen obroč premera 20 cm. Plastičen obroč služi za boljše in enostavnejšo razporeditev peska na površino merjenja. Pri tem je potrebno paziti, da je pesek dobro izravnane ter da je premer natančno 20 cm, saj se sicer voda prevaja na večjem premeru.

Pred merjenjem je potrebno tenzijski infiltrmetr pripraviti skladno z navodili proizvajalca. To pomeni, da smo ga na terenu ustrezno napolnili z vodo in poskrbeli, da smo sistem ustrezno odzračili. Tako pripravljen infiltrmetr smo prenesli na mesto merjenja ter disk pazljivo postavili na pripravljeno peščeno podlago. Pred merjenjem je potrebno preveriti, da ima disk infiltrmetra res dober kontakt s peščeno podlago, saj neustrezen kontakt botruje napačno določeni prevodnosti. Kot je bilo že omenjeno v poglavju 2.2.3, lahko meritve izvedemo bodisi od najmanjšega do največjega tlaka ali pa tako kot priporočajo navodila za uporabo, od največjega do najmanjšega tlaka. V našem primeru smo meritve opravili skladno s priporočilom navodil za uporabo in sicer smo večino meritev opravili z naslednjimi tlaki: -12, -9, -6, -3 in -1 cm vodnega stolpca. Le na njivi 1 smo merjenja izvedli pri -15, -9, -6 ter -3 cm vodnega stolpca, ker smo na tej lokaciji določili tudi hidravlično prevodnost ob nasičenju z metodo stojne vode in enotnega pritiska.

### **3.2.2 Merjenje nasičene hidravlične prevodnosti tal z metodo enojnega obroča ter enotnega hidravličnega pritiska**

Kot je bilo že opisano v poglavju 2.2.2.6, obstajajo številne metode določanja nasičene hidravlične prevodnosti tal. V nalogi smo želeli uporabiti preprosto metodo, ki omogoča sorazmerno hitro določitev ob sorazmerno zanesljivih rezultatih. Prvoten koncept naloge je bil, da na istem mestu najprej določimo nasičeno hidravlično prevodnost ter nato nadaljujemo z merjenjem nenasičene hidravlične prevodnosti. Kot se je kasneje pokazalo na terenu, je metoda prinesla preveliko tveganje za poškodbe strukture tal na robnem delu območja meritve, zato smo opravili vse predvidene meritve v neposredni okolici obeh profilov na njivi 1 na obeh globinah, v profilih pa merili le nenasičeno hidravlično prevodnost. Predvsem zaradi tveganja, da umeščanje kovinskega obroča v močno skeletna tla preveč poruši strukturnost tal in zaradi tega za napačne podatke o nasičeni hidravlični prevodnosti, smo na ostalih lokacijah merjenje nasičene prevodnosti opustili.

Za merjenje nasičene hidravlične prevodnosti smo izbrali metodo enojnega obroča in konstantnega tlaka (Reynolds in Elrick, 1990).

Za izvedbo meritve smo uporabili kovinski obroč ter Guelph permeameter (model 2800, Soil moisture equipment, Santa Barbara, CA, ZDA). Guelph permeameter je samostojna

naprava, ki se v večji meri uporablja pri meritvah prevodnosti tal za vodo ob konstantnem tlaku v vrtinah, običajne globine od 15 do 75 cm. Vzdrževanje konstantnega hidrostatičnega tlaka (višine vode v vrtini ali obroču) omogoča zasnova Mariottove naprave v Guelph permeamtru. Zasnova omogoča, da se v vrtini ali obroču vseskozi vzdržuje višina gladine vode kot jo izberemo pri meritvi. Ko v treh zaporednih časovnih intervalih dosežemo enak odtok vode v tla, smo dosegli enakomeren odtok vode ob izbrani višini vode v vrtini ali obroču. Običajno je izbrana višina vodnega stolpca 5 ali 10 cm. Kot je bilo omenjeno v poglavju 2.2.2.6 obstajajo metode, ko določamo enakomerno nasičeno hidravlično prevodnost ob dveh višinah vodnega stolpca oz. dveh različnih tlakih. To seveda pomeni daljšo meritev, kar pa nujno ne prinaša večje zanesljivosti določitve (Reynolds in Elrick, 1990).

V našem primeru smo prav tako določali nasičeno hidravlično prevodnost ob enkratni višini vodnega stolpca, ki je bila 5 cm.

Meritev smo izvedli tako, da smo v tla potisnili, v primeru premajhne vlažnosti tal tudi zabili, kovinski obroč do globine približno 5 cm. Pravilnost lege obroča s polmerom 11 cm smo preverili z vodno tehtnico ter lego obroča po potrebi izravnali ter natančno izmerili globino obroča v tleh. Nato smo v sredo obroča postavili Guelphov permeameter, ki je bil pripravljen skladno z navodili proizvajalca ter s trinožnim podstavkom zagotovili, da je bila lega permeametra pravokotno na površino tal (slika 16).



Slika 16: Določanje nasičene hidravlične prevodnosti z Guelphovim permeametrom na 2. globini tal  
Figure 16: Saturated conductivity determination with single ring and Guelph permeameter on second depth

Tik pred začetkom meritve smo v obroč pazljivo dolili vodo nad višino vodnega stolpca planirane meritve (5 cm). V kolikor ne bi dodali vode, bi se lahko zgodilo, da bi bilo



potrebno večkratno polnjenje permeamtra, preden bi se vzpostavil enakomeren iztok vode v tla ob izbrani višini vodnega stolpca. Na nekaterih lokacijah smo morali zaradi velike prevodnosti tal ter relativno majhne začetne vsebnosti vlage v tleh permeameter dodatno napolniti z vodo tudi večkrat zapored, preden smo dosegli enakomeren iztok vode. Kot rečeno, smo beležili iztok vode iz permeamtra v ustrezni časovni enoti, običajno v minutnih ali 30 sekundnih intervalih, ter končali meritev, ko smo trikrat zaporedoma ugotovili enak iztok vode.

Rezultate smo analizirali skladno z Reynolds Elrickovo metodo (48) (Reynolds in Elrick, 1990).

### 3.2.3 Volumska gostota tal

Volumsko gostoto tal smo določali tako, da smo priredili metodo izkopa (ISO 11272. Soil quality - Determination of dry bulk density. 1998. 10 str.) Volumsko gostoto tal smo določali neposredno na mestu meritve nenasičene hidravlične prevodnosti s tenzijskim infiltrmetrom. Na ta način smo želeli pridobiti informacije o nekaterih fizikalnih lastnostih tal in jih povezati z meritvami hidravlične prevodnosti. V vzorcu, ki smo ga odvzeli za določitev volumske gostote smo kasneje v laboratoriju določili tudi volumski in masni delež skeleta.

Princip metode določanja volumske gostote z izkopom temelji na izkopu tal ter določanju izkopenega volumna na način, da izkopano luknjo v tleh napolnimo s peskom, katerega volumen ob dodajanju merimo. V našem primeru smo metodo nekoliko prilagodili zaradi preteklih terenskih izkušenj, kjer smo preverjali primernost odrejanja volumske gostote skladno z ISO standardom. Ob takratnem preverjanju smo ugotovili, da polaganje tanke folije v izkopano luknjo lahko zelo hitro vodi do napak pri določanju volumna, saj se folija rada naguba in zaradi tega nastanejo majhni zračni žepki, ki kasneje pripomorejo k določitvi premajhnega volumna. Vloga folije je, da zadrži pesek, da ta ne odteče po večji makropori. Po naših izkušnjah se s čiščenjem vlažne zemljine iz luknje vse večje makropore zaprejo, zato smo določili volumen luknje brez podložene folije. Ob dodajanju peska v 64 lukenj nismo nikoli opazili odtok peska iz nasipanega volumna peska v morebitno odprto poro. Do večjih napak v merjenju volumna bi lahko prišlo le, če bi bil na dnu luknje izrazit vertikalni kanal (pora) zaradi gibanja deževnika, vendar je takšno poro enostavno opaziti in jo lahko zapremo s tlemi. Tudi v primeru, da je morebitno manjšo makroporo, ki je bila nevidna očem, zaprl pesek, je to bila le majhna količina peska, ki ni primerljiva z morebitno napako zaradi gibanja folije, ki je pri odrejanju manjših volumnov lahko tudi 5%.

Pri določanju volumske gostote smo si pomagali tako, da smo v tla zabili kovinski obroč visok 7 cm, ki je imel enak premer kot disk tenzijskega infiltrmetra. Kovinski obroč je bil narejen tako, da je bil spodnji kovinski rob obdelan na način, da je pri gibanju v tla odrival zemljo od roba obroča in jo na meji obroča in zemlje ni stiskal v notranjost obroča. Na ta način smo zagotovili, da zaradi uporabe obroča nismo povečali napake določitve. S kovinskim obročem smo želeli zagotoviti, da bo volumska gostota tal in vse nadaljnje analize na vzorcu, določena na istem mestu kot je bila opravljena meritev nenasičene hidravlične prevodnosti tal, hkrati pa je zgornji rob obroča predstavljal prvotni nivo tal.

Kot rečeno, smo meritev opravili na lokaciji merjenja hidravlične prevodnosti tal. Najprej smo v tla zabili obroč s premerom 20 cm, ki je omejil obseg izkopa. Najprej smo pazljivo odstranili pesek, ki je skrbel za kontakt diska in tal. Vlažnega oziroma mokrega peska nismo uspeli popolnoma odstraniti, kar je delno pripomoglo k napaki meritve. Na drugi strani pa je res, da je pesek, ki smo ga zajeli v izkopu tal, do neke mere izravnal neravnine nivoja tal in je kot tak nekoliko zmanjšal napako, ki jo ima metoda že sama po sebi. S kovinsko lopatko in terenskim nožem smo v območju obroča pazljivo izkopalni luknjo do približne globine 10 cm, kar predstavlja volumen okoli 3 dm<sup>3</sup>. Celoten izkopani vzorec, ki združuje talno frakcijo in prod, prenesemo v papirnato vrečko. Vzorec kasneje sušimo 24 ur pri 105 °C. Volumen izkopanega vzorca nadomestimo s silikatnim peskom s povprečno velikostjo delcev 0,5 mm. Volumen odredimo tako, da pesek najprej dodamo v merilni valj ter ga nato pazljivo, skozi lij, dodajamo v izkopano luknjo. Na koncu pesek na rahlo izravnamo, po potrebi višek pazljivo odstranimo v merilni valj in odčitamo porabljen volumen peska, ki hkrati predstavlja volumen izkopanega vzorca. Volumsko gostoto določimo tako, da maso posušenega vzorca delimo z volumnom peska.

### 3.3 LABORATORIJSKO DELO

#### 3.3.1 Določanje vsebnosti in velikosti skeleta

V vzorcu volumske gostote tal smo določili masni, volumski delež ter delež posamezne frakcije skeleta. Po sušenju vzorca za določitev mase vzorca in s tem povezane volumske gostote tal, smo vzorec mokro presejali na 2 mm situ.

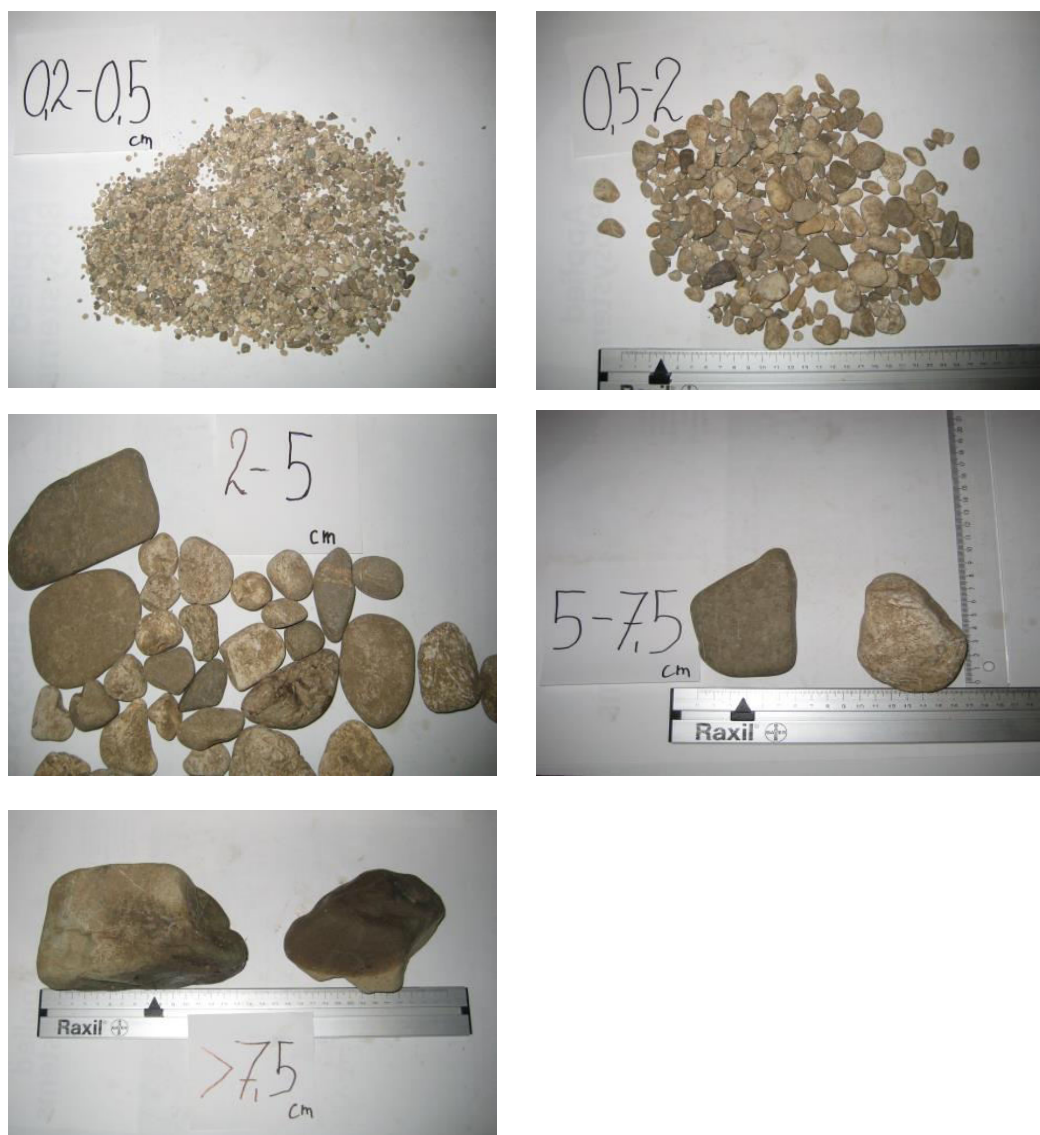


Slika 17: Sita za suho sejanje proda – v sliki je vključeno tudi sito velikosti 1 cm, ki ga v ločevanju nismo uporabili

Figure 18: Sieves for dry gravel separation – 1 cm sieve in the picture was not used in the study

Na ta način smo iz vzorca izločili vse delce večje od 2 mm. Skelet oziroma prod smo nato posušili ter ga suho presejali (slika 17) na sitih velikosti 0,5 cm, 2 cm, in 5 cm, medtem ko smo frakcijo večjo od 7,5 cm določali z merjenjem vzdolžne in prečne osi skeleta (slika 18). Ker so bili prodniki večji od 5 cm manj številni, je bila takšna identifikacija velikosti

skeleta izvedljiva. Mejne velikosti frakcij smo povzeli po razvrstitvi velikosti skeleta v preglednici 2 (USDA Soil Conservation Service, USDA, 1993) ter dodali še eno vmesno frakcijo. Po ločitvi frakcij, smo posamezni frakciji določili maso ter volumen, oziroma utežni in volumski delež frakcije.



Slika 18: Razvrščanje skeleta v posamezne velikostne razrede  
Figure 18: Classification of gravel size fractions

Volumen skeleta smo določili po Arhimedovem principu, kjer smo v merilni valj oziroma pri skeletu večjih dimenzij, v merilno čašo, najprej dodali ustrezno količino vode. V vodo smo nato dodali skelet in dvig nivoja vode v valju oziroma čaši je predstavljal volumen skeleta, saj velja, da volumen dodanega skeleta izpodrine ekvivalenten volumen vode. To lahko zapišemo z enačbo:

$$V_r = V_{vr} - V_v \quad \dots (84)$$

kjer je  $V_r$  volumen skeleta ( $\text{cm}^3$ ),  $V_{vr}$  skupni volumen vode in skeleta ( $\text{cm}^3$ ),  $V_v$  volumen vode pred dodatkom skeleta ( $\text{cm}^3$ ).

### 3.3.2 Vodno zadrževalna krivulja tal

Vodno zadrževalno krivuljo tal smo določili v laboratoriju Centra za pedologijo in varstvo okolja z visokotlačnim aparatom proizvajalca Eijkelkamp. Metoda temelji na principu vzpostavitve ravnotežja med silo, s katero vodo iztiskamo iz talnega vzorca in silo, s katero je vezana voda v vzorcu. Aparat sestoji iz posebne keramične plošče, ki ima tako majhne pore, da je vstopna točka zraka nižja od največjega pritiska, s katerim iztiskamo vodo iz vzorca tal. Največji pritisk je ob določitvi točke venenja, t.j. sili, ki določa spodnjo mejo dostopnosti vode veliki večini rastlin (1,5 MPa). Ko v aparatu ustvarimo želen nadpritisk, le ta izpodrine skozi keramično ploščo vodo, ki je v vzorcu vezana z manjšo silo kot je sila pritiska zraka. Keramična plošča je ob takšnem pritisku prepustna za vodo in neprepustna za zrak.

Sam postopek merjenja se prične z nasutjem približno 20 g suhega, porušenega vzorca v gumijast obroč. Vzorce zasitimo z vodo tako, da najprej dodamo vodo na keramično ploščo in ta s kapilarnim dvigom preide s plošče na površino vzorca. To stanje se običajno doseže v 24 do 48 urah. Nato zapremo aparat in vzpostavimo želeni pritisk zraka za najmanj 24 ur oziroma do prenehanja iztoka vode. V našem primeru smo določili vodno zadrževalne lastnosti tal pri 5 tlakih in sicer pri 33 kPa, 70 kPa, 100 kPa, 500 kPa in 1,5 MPa. Po vzpostavitvi ravnotežja med silo pritiska zraka in silo, s katero je voda vezana v vzorcu tal, vzorec vzamemo iz aparata ter ga stehamo. Nato vzorec damo v peč za 24 ur pri  $105^\circ \text{C}$ . Suh vzorec zopet stehamo. Razlika v masi vzorca pred sušenjem in po njem predstavlja vsebnost vode, ki je v tleh vezana z določeno silo.

### 3.3.3 Analize tal

V vsakem horizontu izkopanih profilov smo določili reakcijo tal, vsebnost organske snovi ter teksturo. Analize so bile narejene v Centralnem laboratoriju Kmetijskega inštituta Slovenije skladno s standardnimi postopki. Reakcija tal je bila določena skladno z ISO standardom 10390, organska snov po modificiranem ISO standardu 14235 ter tekstura po sedimentacijski pipetni metodi prilagojene metode ISO standarda 11270.

## 3.4 ANALIZA PODATKOV

### 3.4.1 Statistične analize podatkov

Statistično analizo podatkov smo opravili s programsko opremo Statgraphics Centurion XVI. Vse statistične teste smo naredili pri 95% zaupanju. Posamezne vplive na merjene lastnosti smo analizirali z (ANOVA). Statistične značilne razlike med obravnavanji smo v drugem koraku preverjali z analizo mnogoterih primerjav z Duncan-ovim testom.

Vse statistične analize, ki niso predstavljene v tekstu se nahajajo v prilogi B. Pri preverjanju ujemanja vrednosti inverznega modeliranja smo skladnost modelnih rezultatov



preverjali z modificiranim indeksom skladnosti (Willmott in sod., 1985), ki je zapisan v enačbi (85).

$$d_1 = 1,0 - \frac{\sum_{i=1}^N |O_i - P_i|}{\sum_{i=1}^N (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)} \quad \dots (85)$$

in kjer je

$$\bar{O} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N O_i \quad \dots (86)$$

ter s povprečno absolutno napako (MAE) (87) ter celotno napako (RMSE) (88) (Ramos in sod., 2006). V enačbah od 85 do 88 pomenijo oznake:

O – merjen podatek (v našem primeru podatek o VZK, ki temelji na merjenih podatkih in interpolaciji vrednosti med merjenimi podatki s programom RETC)

P – modeliran podatek VZK na osnovi inverznega modeliranja

N – skupno število podatkov

i – posamezne podatek

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^N |O_i - P_i|}{N} \quad \dots (87)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2}{N - 1}} \quad \dots (88)$$

### 3.4.2 Inverzno modeliranje in DISC računalniški program

Programski paket DISC (Šimunek in van Genuchten, 2000) temelji na metodi uporabe skupne infiltracijske krivulje in vsebnosti vlage v tleh pred začetkom merjenja in takoj po opravljeni meritvi za optimiziranje hidravličnih parametrov s prilagajanjem merjenim podatkom.

Inverzno metodo uporabimo, kadar ne poznamo vseh podatkov, ki so potrebni za rešitev direktnega problema. V takšnem primeru z izbiro ustrezne funkcije opazujemo odziv resničnega sistema in iz tega poskusimo izluščiti manjkajoče podatke. Temu pravimo reševanje inverznega problema (Grešovnik, 1994). Inverzna metoda temelji na izbiri funkcije, ki kaže najmanjša odstopanja med napovedanimi in merjenimi vrednostmi.

Hidravlične lastnosti tal lahko opišemo z analitični modeli (24 in 70), ki imajo neznane vrednosti parametrov. Obnašanje sistema je določeno z numerično rešitvijo enačbe toka vode (89), ki je razširjena z omenjenimi parametričnimi hidravličnimi funkcijami in ustreznimi začetnimi in robnimi pogoji, ki so opisani v nadaljevanju (Šimůnek in sod., 1998a). Optimizacija začetnih vrednostih se izboljšuje v postopnih korakih vse do dosega želene natančnosti.

Za inverzno rešitev podatkov meritve tenzijskega infiltrometra se uporablja numerična rešitev prilagojene Richard-ove enačbe (89) za radialno simetričen Darcy-ev tok vode v izotropnih tleh,

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left( rK \frac{\partial h}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial h}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad \dots (89)$$

kjer je  $\Theta$  volumska vsebnost vode v tleh ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  $h$  sila s katero je vezana voda v tleh (v cm vodnega stolpca),  $K$  je hidravlična prevodnost ( $\text{cms}^{-1}$ ),  $r$  radialna koordinata (cm),  $z$  je navpična koordinata s pozitivnim predznakom za globino in  $t$  čas (s).

Enačba (89) je numerično izračunana za sledeče začetne in robne pogoje merjenja tenzijskega infiltrometra:

$$\Theta(r, z, t) = \Theta_i(z) \quad t = 0 \quad \dots (90)$$

$$h(r, z, t) = h_i(z) \quad t = 0$$

$$H(r, z, t) = h_0(t) \quad 0 < r < r_0, z = 0 \quad \dots (91)$$

$$\frac{\partial h(r, z, t)}{\partial z} = 1 \quad r > r_0, z = 0 \quad \dots (92)$$

$$h(r, z, t) = h_i \quad r^2 + z^2 \rightarrow \infty \quad \dots (93)$$

kjer je  $\Theta_i$  začetna vsebnost vode v tleh,  $h_i$  začetni pritisk vode v tleh,  $h_0$  je časovno pogojen in različen pritisk, ki ga uravnava tenzijski infiltrometer in  $r_0$  je polmer diska tenzijskega infiltrometra. Enačba (90) ponazarja začetne pogoje bodisi vsebnosti vode ali pritiska. Enačba (91) ponazarja robne pogoje za spreminjajoče pogoje pritiska vode pod diskom tenzijskega infiltrometra, medtem ko enačba (92) predvideva ob zanemarjeni evaporaciji (zaradi kratkotrajne meritve) ničelni tok vode na površini tal v okolici diska. Enačba (93) pa opisuje stanje, ko so ostale robne količine toliko oddaljene od mesta meritve, da nimajo vpliva na tok vode. Robni pogoji v prečni smeri ( $r=0$ ) predvidevajo, da tok vode ne obstaja.

Enačba (89) je ob upoštevanju zgoraj navedenih začetnih in robnih pogojev izračunana s pomočjo numerične metode končnega elementa, ki je vgrajena v modul Hydrus-2D in je sestavni del DISK programa.

### 3.4.3 RETC računalniški program ter hidravlične lastnosti tal

Osnovni namen RETC računalniškega programa je analiza in določitev vodnozadrževalnih lastnosti tal ter hidravličnih lastnosti nenasičenih tal. Programska koda RETC (van Genuchten in sod., 1991) tako analizira in določa vodnozadrževalno krivuljo in/ali nenasičeno hidravlično prevodnost tal kot tudi difuzijo vode v tleh na podlagi izmerjenih točk VZK. Analiza in določitev vodnozadrževalne funkcije temelji na parametričnih modelih Brooks in Corey (23) ter van Genuchten (24), medtem ko je napoved hidravlične prevodnosti določena na osnovi kapilarnih modelov, ki so predstavljeni v poglavju 2.2.2.7 - Burdine in Mualem (Burdine, 1953; Mualem, 1976). Posamezne funkcijske parametre optimizira z nelinearno metodo najmanjših kvadratov. Prav ocena teh parametrov je poleg izbire različnih modelov pri določevanju omenjenih hidravličnih lastnosti tal, ena večjih uporabnih vrednosti modela. Programa optimizira vrsto hidravličnih parametrov kot sta konstanti van Genuchten (24) modela  $a$  in  $n$ , točka rezidualne vlage ( $\theta_r$ ) in točka nasičenja ( $\theta_s$ ) ter prevodnost tal ob nasičenju,  $K_s$ . Ob le eni znani vrednosti nenasičene hidravlične prevodnosti tal program s povezavo podatkov VZK, določi funkcijo nenasičene hidravlične prevodnosti tal. RETC program je enostaven za uporabo ter skupaj s priročnikom predstavlja zelo uporabno orodje za modeliranje hidravličnih lastnosti nenasičenih tal.

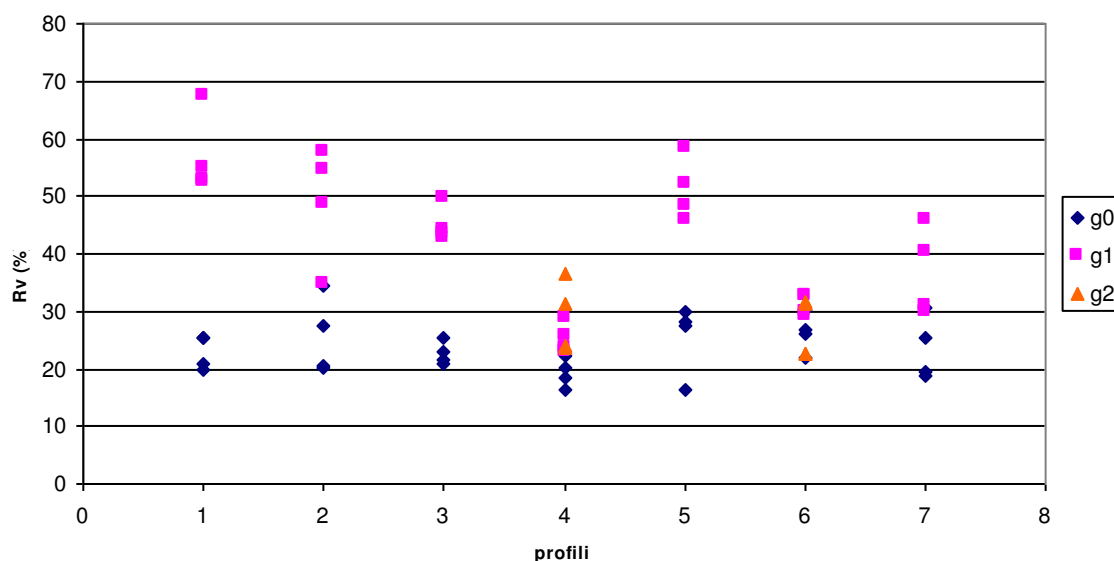
## 4 REZULTATI

### 4.1 OSNOVNE FIZIKALNE LASTNOSTI TAL

#### 4.1.1 Določitev velikosti ter deleža skeleta v tleh

Kot je bilo že omenjeno v poglavju o metodah dela smo v tleh, neposredno pod diskom TI vsake meritve, določili volumsko gostoto tal. Kasneje smo v istem vzorcu določili posamezen volumski in masni delež velikostne frakcije skeleta ter skupni volumski in masni delež skeleta v vzorcu tal. Zaradi pomena volumskega deleža skeleta, bodo v nadaljevanju predstavljeni le rezultati volumskega deleža skeleta (Rv).

Na sliki 19 so prikazani skupni volumski deleži skeleta v vseh vzorcih tal. Volumski deleži skeleta v vzorcih so v razponu od 16 % do 67,5 %. Povprečni volumski delež skeleta v tleh vseh vzorcev znaša 32,3 %, medtem ko je koeficient variacije skupnega volumskega deleža skeleta 38,4%.

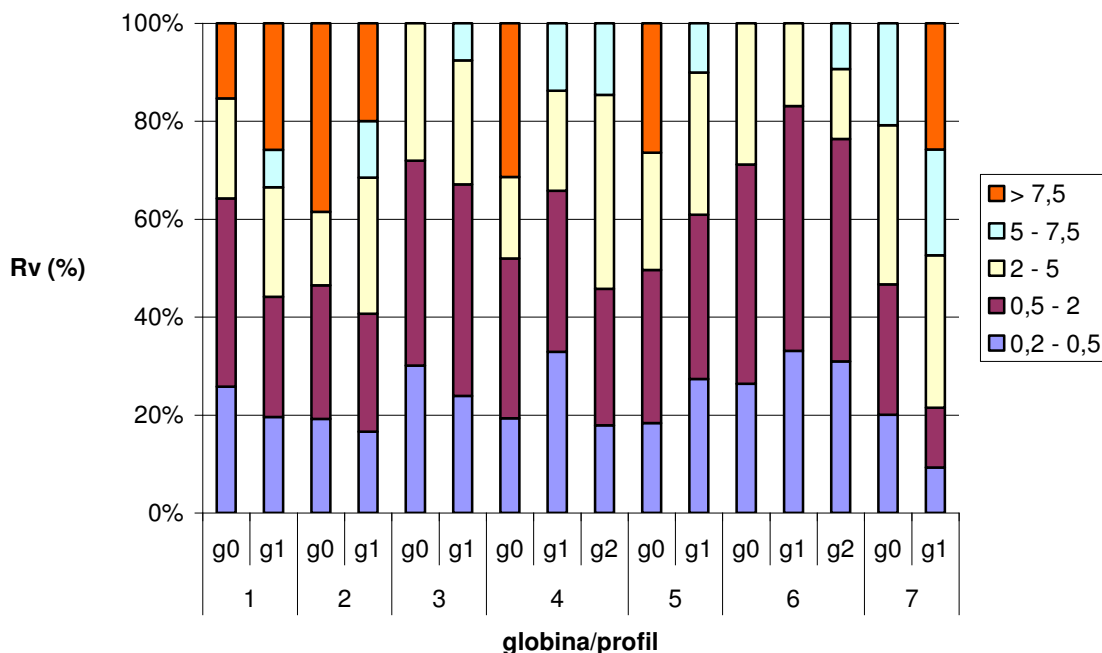


Slika 19: Volumski deleži proda v tleh po globinah in profilih  
Figure 19: Volume content of gravel by depths and soil profiles

Med globinami merjenja oziroma vzorčenja obstajajo statistično značilne razlike ( $p < 0,01$ ) med vsebnostjo skeleta (v./v.) na površini tal in med vsebnostjo skeleta naslednje globine (g1). Med deleži na površini in v drugi globini tal (g2) razlike v deležu niso statistično značilne. Kot je razvidno iz slike 19, delež skeleta z globino narašča. Prav tako lahko iz slike 19 razberemo, da je v 4 profilih povprečna volumska vsebnost skeleta v drugi globini tal (g1) večja od 40%, kar potrjuje, da smo analizirali močno skeletna tla.

Med deležem skeleta na površini profilov ni statistično značilnih razlik. Povprečna geometrična sredina volumskega deleža skeleta na površini tal – do globine 10 cm, je 23,7 %, medtem ko je v naslednji globini 42,2 %.

Povprečen utežni premer skeleta vseh vzorcev znaša 3,6 cm. Utežni premer skeleta smo izračunali na podlagi največjega premera v posamezni velikostni frakciji skeleta.



Slika 20: Povprečna struktura skeleta po velikosti frakcije (volumski odstotki) v posameznih globinah profilov tal

Figure 20: The average structure of gravel size ( $m^3 m^{-3}$ ) in different depths of soil profiles

Iz slike 20 ter preglednice 7 lahko razberemo strukturo volumskih deležev skeleta po velikosti posamezne frakcije skeleta. Kot je razvidno, v vzorcih tal prevladuje frakcija skeleta v velikosti med 0,5 do 2 cm, tej pa sledita frakciji 2-5 cm ter 0,2-0,5 cm. Največji frakciji skeleta se ne pojavljata v vseh vzorcih.

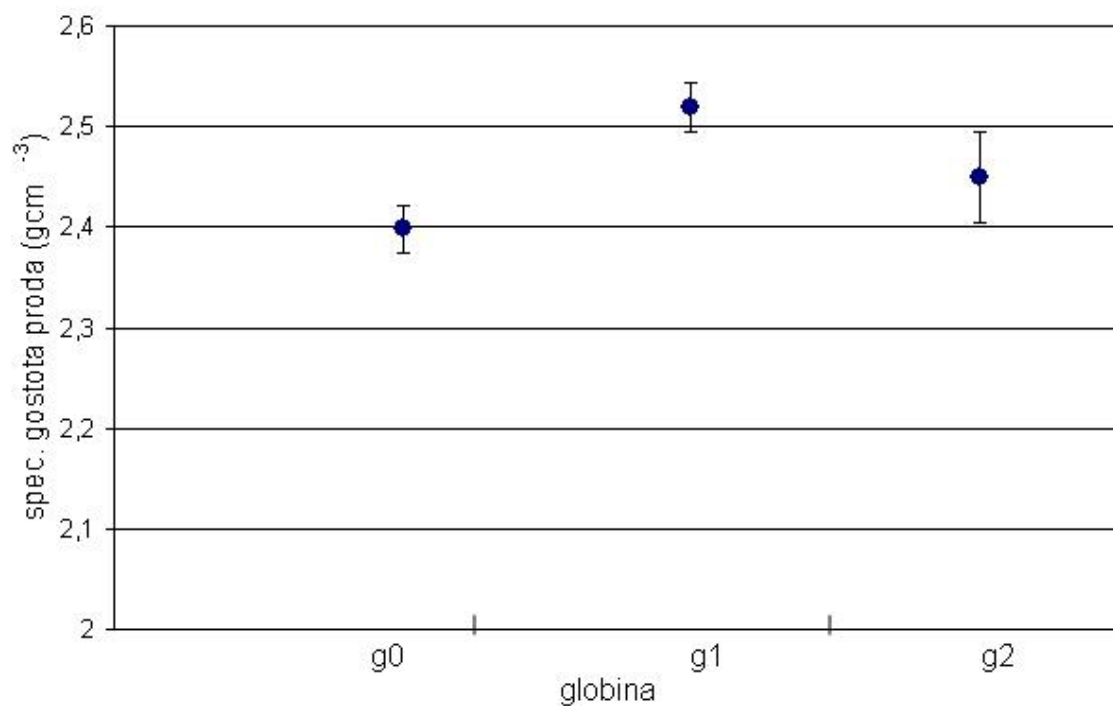
Čeprav ni neposredno vezan na namen naloge, je s pedološkega stališča zanimiv podatek, da se specifična gostota skeleta ( $gcm^{-3}$ ) statistično značilno razlikuje med profili kot tudi med pozicijo vzorca. Iz slike 21 lahko razberemo, da je specifična gostota kamnin, ki tvorijo skelet na površini praviloma manjša od specifične gostote kamnin, ki smo jih vzorčili v naslednji oziroma naslednjih globinah tal.

Preglednica 7: Opisne statistike volumskih deležev posamezne frakcije skeleta v skupnem volumnu skeleta  
Table 7: Description statistics of volume share of gravel size fraction

Globina vzorca	Opisne statistike**	Frakcija skeleta				
		0,2-0,5 cm	0,5-2 cm	2-5 cm	5-7,5 cm	> 7,5 cm
g0	G	17,4	26,5	17,7	16,3*	22,1
	s	4,8	7,6	10,1	-	14,6
	KV %	18,4	19,1	35,9	-	41,5
g1	G	19,5	26,3	22,0	10,8	21,3
	s	9,0	11,9	11,1	8,8	11,5
	KV %	35,8	35,2	39,1	58,4	40,9
g2	G	24,9	37,6	25,2	12,4	-
	s	7,3	11,1	17,6	4,4	-
	KV %	28,2	28,1	56,2	34,6	-

\* zgolj en vzorec

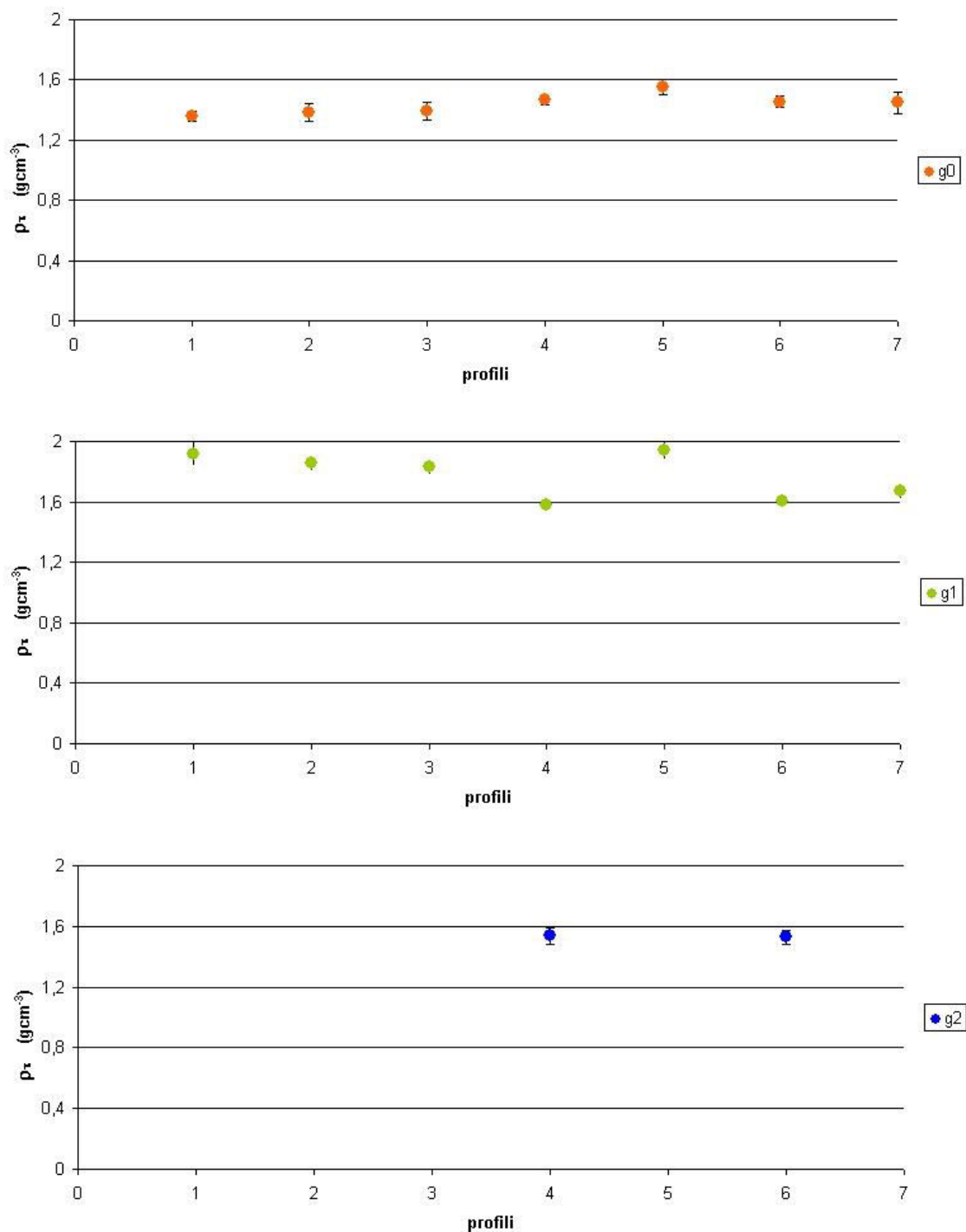
\*\*G - Geometrična sredina; s – standardni odklon; KV % - koeficient variacije



Slika 21: Povprečna specifična gostota skeleta s 95% intervalom zaupanja v posamezni globini vzorca  
Figure 21: Average specific density of gravel with 95% of confidence interval in different depths

#### **4.1.2 Volumska gostota tal**

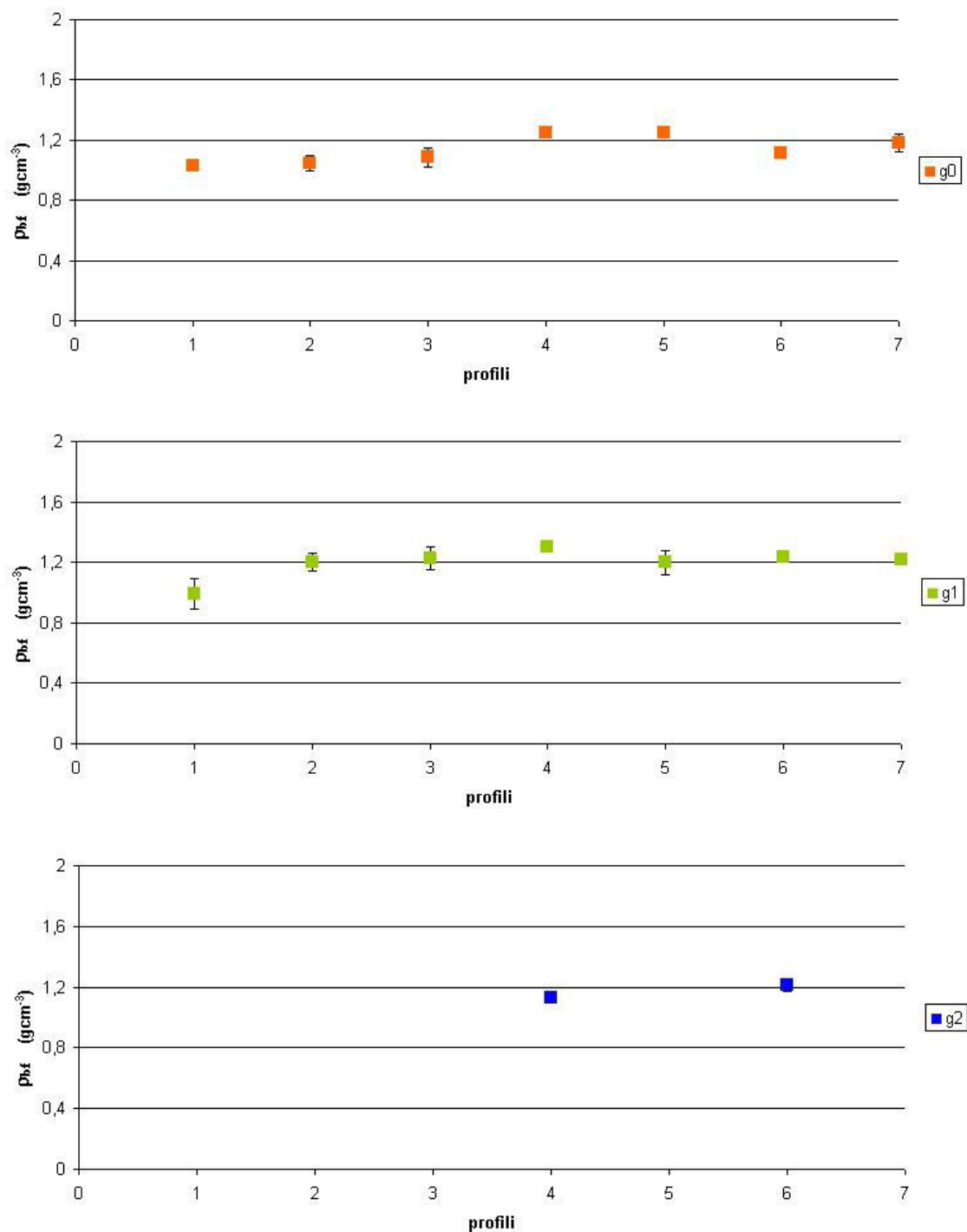
V skeletnih tleh se srečamo z dvojnimi pojmom volumske gostote. Osnovna oziroma prva je skupna volumska gostota tal, ki je odraz zloga talne osnove – fine frakcije tal (frakcije tal manjše od 2 mm) ter skeleta. Ker je skelet v večji meri inerten za vezavo vode in hranil ter nepropusten za vodo, je v tleh pomembna volumska gostota fine frakcije tal ali bolje rečeno volumska gostota aktivnega dela tal. Z volumsko gostoto fine frakcije tal označujemo zlog talne osnove brez skeleta. Ker ima delež skeleta pomemben vpliv na skupno volumsko gostoto, lahko utemeljeno pričakujemo, da se bodo razlike med vsebnostjo skeleta med globinami vzorčenja odrazile tudi pri analizi te talne lastnosti. Analiza variance je potrdila naša pričakovanja, saj so bile razlike skupne volumske gostote tal med globinami vzorčenja statistično značilne (priloga B).



Slika 22: Povprečna skupna volumska gostota tal s standardno napako na posamezni globini merjenja  
Figure 22: The average total soil bulk density with standard error in different depths

Statistična analiza rezultatov volumske gostote fine talne frakcije se razlikuje od rezultatov analize skupne volumske gostote tal. Rezultati enosmerne ANOVA so pokazali, da med volumsko gostoto fine frakcije tal ni statistično značilnih razlik med globinami vzorčenja (slika 23).





Slika 23: Povprečna volumska gostota fine frakcije tal s standardno napako na posamezni globini merjenja

Figure 23: The average bulk density of fine earth fraction with standard error in different depths

Vendar v kolikor v statistično analizo (kovarianca) vključimo tudi podatek o deležu peska, dobimo tudi statistično značilne razlike v volumski gostoti fine talne frakcije tal med posameznimi globinami merjenj ( $p=0,04$ ). Natančneje, statistično značilno se razlikuje

volumska gostota fine frakcije tal globine merjenj g1 od vrednosti na površini (g0) ter v drugi globini tal (g2).

Rezultati analize povezanosti skupne volumske gostote tal in volumskega deleža skeleta so pokazali, da je povezava spremenljivk močno statistično značilna ( $p < 0,00001$ ). Pearsonov koeficient korelacije je bil v tem primeru 0,95. Z ozirom na občutno večjo specifično gostoto skeleta od volumske gostote mineralnih tal smo takšen rezultat tudi utemeljeno pričakovati. Ko smo analizirali iste povezave po globinah, povezanost obeh spremenljivk na površini tal (g0) ni bila statistično značilna.

Zaradi pomanjkanja podatkov o volumskih gostotah skeletnih tal smo testirali, ali je mogoče na osnovi deleža skeleta ter nekaterih podatkov standardne pedološke analize, razviti model za napoved skupne volumske gostote tal. Če imamo v mislih, da je določitev utežnega deleža proda enostavnejša od določitve volumskega deleža proda, smo najboljšo napoved dobili, ko smo v model vključili podatek o utežnem deležu skeleta, % organske snovi ter % glin (  $r^2 = 0,88$  ). V kolikor zamenjamo utežni delež skeleta z volumskim deležem skeleta v tleh, se poveča determinacijski koeficient na 0,92, hkrati pa sta v model vključena le podatka o volumskem deležu skeleta ter vsebnosti organske snovi v tleh. Model je zapisan v enačbi (95).

... (94)

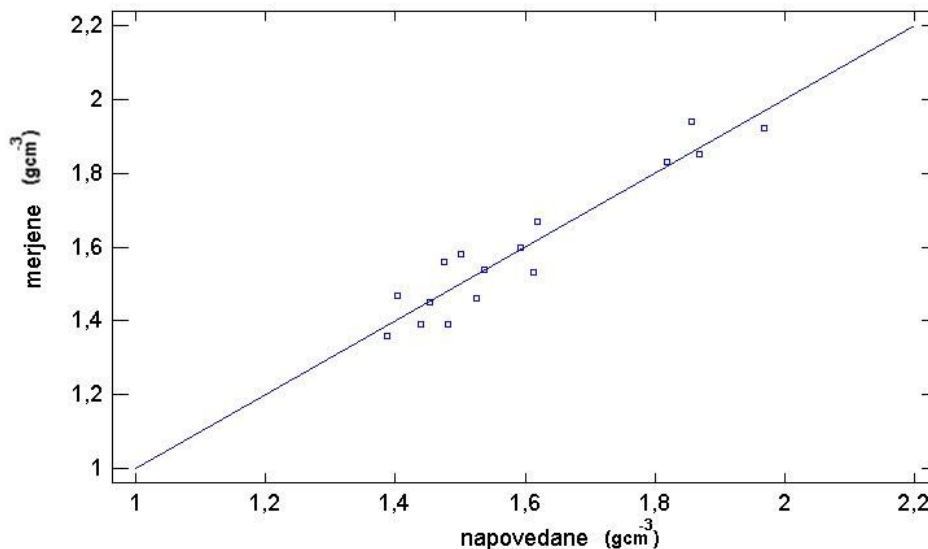
$$\rho_{b,t} = 1,6045 + (0,0093 * R_m \%) - (0,00729 * \text{glina } \%) - (0,0733 * \text{org\_snov } \%)$$

$$\rho_{b,t} = 1,228 + (0,0143 * R_v \%) - (0,02745 * \text{org\_snov } \%) \quad \dots (95)$$

Modelna napoved volumske gostote fine frakcije tal z istimi členi ni bila zadovoljiva, saj so bili determinacijski koeficienti zelo nizki. Vendar v kolikor smo v model namesto glin vključili delež melja, je bila povezanost členov modela (% glin, % organske snovi in volumski delež skeleta) statistično značilna. Model je v tem primeru pojasnil le 51 % variabilnosti volumske gostote fine frakcije tal. V kolikor smo iz omenjenih členov sestavili model le s podatki naslednje globine (g1), smo z modelom pojasnili 89 % variabilnosti volumske gostote fine frakcije tal te globine.

... (96)

$$\rho_{b,f} = 0,6729 - (0,1166 * \text{org\_snov } \%) + (0,0295 * \text{melj } \%) - (0,0037 * R_v \%)$$



Slika 24: Modelna napoved skupne volumnske gostote tal (94)

Figure 24: Model forecast of total soil bulk density

### 4.1.3 Poroznost tal

Poroznost tal je v neposredni povezavi z volumnsko gostoto tal, zato tudi pri tej talni lastnosti ločimo skupno poroznost tal ter poroznost fine talne frakcije. Poroznost smo izračunali skladno z enačbama (8) in (9). Ker je poroznost izračunana na osnovi volumnske gostote, veljajo enaki zaključki o statistično značilnih razlikah. Skupna poroznost se statistično značilno razlikuje med vzorci, ki so bili vzorčeni na površini v primerjavi z vzorci iz 2. ali 3. globine profila tal. Med poroznostjo fine talne frakcije med globinami vzorcev ni statistično značilnih razlik.

Bolj zanimiva je primerjava razlik v poroznosti vzorcev. V preglednici 8 so prikazane povprečne vrednosti skupne poroznosti vzorca ter poroznosti fine frakcije tal za vzorce na površini tal ter v globini posameznega profila. Skupna poroznost je vseskozi manjša od poroznosti fine frakcije tal. Ta razlike je še posebno očitna v 2 globini tal (g1), kar sovpada s povečano vsebnostjo skeleta.

Preglednica 8: Povprečne vrednosti poroznosti (%) v profilu tal za skupen vzorec ter fino frakcijo tal  
Table 8: The average porosity (%) in total soil volume and in fine earth fraction of each soil profile

Globina vzorca	Opisne stat.**	1		2		3		4		5		6		7	
		Pt	Pfe	Pt	Pfe	Pt	Pfe	Pt	Pfe	Pt	Pfe	Pt	Pfe	Pt	Pfe
g0	G	48,78	61,17	47,48	60,49	47,34	58,81	44,64	52,90	41,16	52,95	44,98	57,81	44,97	55,28
	s	2,80	1,86	4,69	3,72	4,60	4,74	2,14	1,70	3,85	2,42	2,85	1,87	5,64	4,25
	KV %	5,74	3,04	9,84	6,13	9,69	8,05	4,80	3,22	9,32	4,57	6,32	3,24	12,46	7,68
g1	G	27,07	62,19	29,92	54,51	30,74	53,58	40,38	50,78	26,54	54,63	39,42	53,32	36,92	53,98
	s	5,92	7,82	3,41	4,37	3,58	5,70	2,27	2,62	4,21	6,18	1,68	1,49	3,61	1,37
	KV %	21,51	12,50	11,33	8,00	11,60	10,59	5,60	5,16	15,73	11,26	4,25	2,80	9,75	2,55
g2	G							41,73	57,18			42,33	54,17		
	s							4,25	1,94			3,45	2,82		
	KV %							10,15	3,38			8,14	5,2		

\*\* Opisne statistike:

G - Geometrična sredina

s – standardni odklon

KV % - koeficient variacije

#### 4.1.4 Vodnozadrževalne lastnosti tal in uporaba RETC programa

Razmerje med vsebnostjo vode v tleh in ravnotežno silo, s katero je vezana voda v tleh, ponazarja VZK. Praviloma se VZK tal določa v neporušenih vzorcih tal. Pri matričnih potencialih, ki so manjši od 330 cm vodnega stolpca, je uporaba neporušenih vzorcev edino možna, saj igra struktura tal pomembno vlogo pri zadrževanju vode v tleh in neupoštevanje tega dejstva vodi k napačno določenemu delu VZK. Pri večjih matričnih potencialih ima tekstura odločilno vlogo pri vezavi vode, zato lahko VZK pri teh potencialih določamo na porušeni vzorcih tal. Kot rečeno je odvzem neporušenega vzorca tal v skeletnih tleh, ki imajo več kot 20 % ( $m^3 m^{-3}$ ) skeleta, praktično nemogoča. V takšnih tleh je določitev VZK možna le na porušeni vzorcih, kar pomeni, da lahko določamo le tisti del VZK, kjer je matrični potencial večji od 330 cm vodnega stolpca. VZK določamo z vsaj tremi točkami. Velja pa pravilo, da več kot je točk, bolj natančna je VZK. Na drugi strani je tudi res, da lahko VZK na podlagi merjenih točk določimo z ustreznim parametričnim modelom, kot sta denimo že omenjena Brooks and Corey (Brooks in Corey, 1964) ali van Genuchten (Van Genuchten, 1980). Prednost uporabe tovrstnih modelov ni samo rekonstruiranje celotne VZK, ampak tudi izračun parametrov modela, ki se uporabljajo tudi v modeliranju drugih lastnosti tal, kot je denimo hidravlična prevodnost.

V nalogi smo za vsak horizont, kjer smo opravili meritve s TI, določili VZK z računalniškim programom RETC, kjer smo uporabili van Genuchtenov model ter določitev m parametra z enačbo  $m=1-(1/n)$ . Celotno VZK smo določali na podlagi izmerjenih točk izbranih matričnih potencialov ter poroznosti fine frakcije tal, ki predstavlja volumsko vsebnost vode ob nasičenju. VZK smo določili na dva načina. V prvem načinu program pri iskanju najustrežnejše regresijske krivulje ni prilagajal le saturirane vsebnosti vode v tleh, ki je bila enaka poroznosti fine frakcije tal. Prav tako smo na osnovi povprečne meritve TI za posamezen horizont pustili nespremenjeno vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju.

V tem načinu je program prilagajal vrednosti rezidualne vsebnosti vode ter parametra van Genuchtenovega modela vodnozadrževalne krivulje,  $a$  in  $n$ . Z nelinearno metodo najmanjših kvadratov je program optimiziral celotno VZK, da se je kar najbolj prilagajala izmerjenim vrednostim. Pri drugem načinu smo spreminjali vrednosti rezidualne in saturirane vsebnosti vode v tleh z namenom, da je standardna napaka ter meja zaupanja za vrednosti  $a$  in  $n$  v sprejemljivih okvirih, kar pomeni, da je standardna napaka manjša od 0,1 ter meja zaupanja manjša od 0,15 pri določitvi  $n$  vrednosti. Pri parametru  $a$  pa so bile standardne napake večje in smo kot sprejemljivo vrednost standardne napake sprejeli tisto, ki je bila manjša od 50 % vrednosti izračunanega parametra. Primernost spreminjanja vrednosti rezidualne in saturirane vsebnosti vode v tleh temelji predvsem na dejstvu, da sta obe količini po svoji naravi relativni. To še posebno velja za vrednost rezidualne vlage, ki je praviloma ekstrapolirana vrednost, saj se le redko rutinsko določa in ima velikokrat le značaj prilagoditvenega parametra v definiranju VZK. Prav tako v določenih primerih ne drži teoretičen izračun, kjer je poroznost enaka saturirani vsebnosti vode, saj se lahko v nekaterih porah nahaja ujet zrak, ki lahko zmanjša vrednost saturirane vsebnosti vode za 5 do 10 % (van Genuchten in sod., 1991).

Rezultate smo predstavili grafično in tabelarično za posamezne meritve v horizontu tal. Manjka le tretja globina četrtega profila, kjer smo opazili napako določitve VZK za ta horizont, ko nismo imeli več na razpolago talnega vzorca za ponovitev meritve.

Preglednica 9: Rezultati RETC modeliranja za hidravlične parametre in standardna napaka, T vrednost ter meja zaupanja pri 95 % verjetnosti za posamezen parameter ter determinacijski koeficient modelnega izračuna za horizonta prvega profila tal

Table 9: RETC modelling results of hydraulic parameters with standard error, T value and 95 % of confidence interval for each parameter in first soil profile

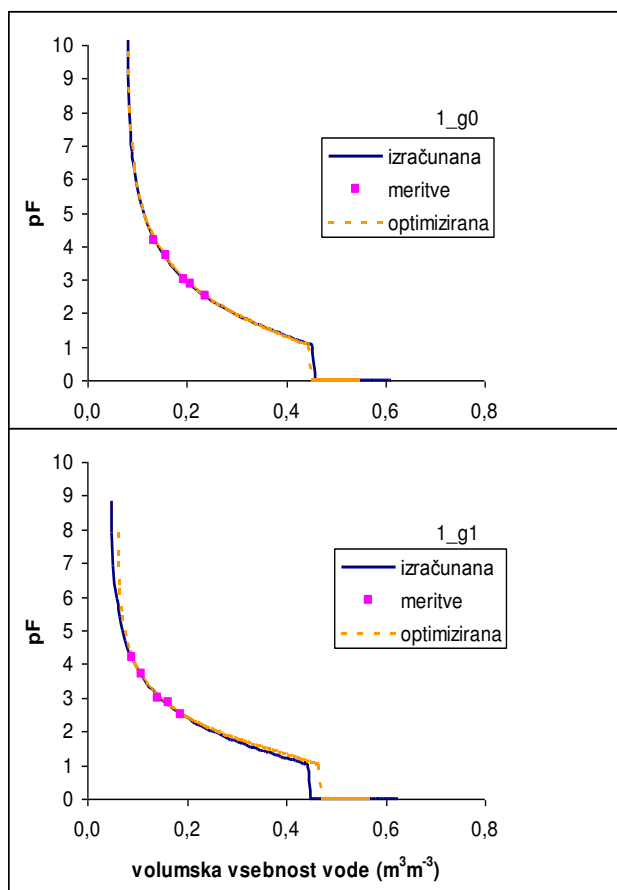
Profil/horizont	Parameter	Vrednost	SE	T vrednost	Sp. meja	Zg. meja	$r^{2**}$
1_g0	$\theta_r$	0,0798	0,3116	2,56	-0,0543	0,2139	0,9962
	$a$	0,2935	0,3132	0,94	-1,0542	1,6412	
	$n$	1,2683	0,0896	14,15	0,8825	1,654	
1_g0*	$a$	0,1835	0,0406	4,52	0,0544	0,3126	0,9962
	$n$	1,2689	0,0116	109,48	1,232	1,3058	
1_g1	$\theta_r$	0,047	0,0291	1,62	-0,0782	0,1723	0,9936
	$a$	0,2726	0,3415	0,80	-1,1968	-1,7421	
	$n$	1,3134	0,1163	11,29	0,8128	18,139	
1_g1*	$a$	0,1196	0,0348	3,43	0,0088	0,2304	0,9927
	$n$	1,3726	0,0241	56,91	1,2959	1,4940	

\* modeliranje za optimizacijo vrednosti  $a$  in  $n$

\*\* determinacijski koeficient za modelno določene vrednosti  $\theta_h$  glede na izmerjene

Pri optimiziranju koeficientov  $a$  in  $n$  površinske meritve prvega profila tal smo zmanjšali podatek vsebnosti vode ob nasičenju za 10%, hkrati smo s poskušanjem določili, da je najustreznejša določitev vsebnosti rezidualne vode enaka prvotno izračunani – 8 % ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ). Iz preglednice 9 lahko ugotovimo, da smo z optimizacijo parametrov ohranili dobro ujemanje VZK z izmerjenimi vrednostmi, hkrati pa se je zanesljivost določitve parametrov ustrezno povečala. V drugem horizontu prvega profila je optimizacija prav tako izboljšala zanesljivost določitve vrednosti  $a$  in  $n$ , medtem ko se je le neznatno

zmanjšala prilagoditev VZK izmerjenim vrednostim. Pri optimizaciji parametrov smo znižali vsebnost vode ob nasičenju na 57 % ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ) ter vrednost rezidualne vsebnosti vode na 6 % ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ).



Slika 25: Določanje VZK v horizontih 1. profila tal z RETC programom  
Figure 25: Determination of water retention curve with RETC code in first soil profile

Determinacijski koeficient ujemanja modeliranih vrednosti VZK v površinskem horizontu 2. profila tal z izmerjenimi, kaže zelo dobro skladnost podatkov (preglednica 10). Z optimizacijo parametrov smo zelo malo izgubili na skladnosti VZK, močno pa se je zožil interval zaupanja. Optimizacijo smo izvedli tako, da smo osnovno vrednost vsebnosti vode ob nasičenju zmanjšali za 5,9%, vrednost rezidualne vsebnosti vode pa postavili na 8% ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ). Določitev VZK v drugem horizontu drugega profila tal se je nekoliko slabše ujemala z izmerjenimi vrednostmi, kar se kaže v širokem intervalu zaupanja za parametra  $a$  in  $n$  ter veliki standardni napaki omenjenih parametrov. Optimizacija, kjer smo zmanjšali vsebnost vode ob nasičenju za 3% ter določili rezidualno vsebnost vode na 8% ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ) je celo izboljšala determinacijski koeficient VZK ter zmanjšala standardno napako in interval zaupanja za vrednosti  $a$  in  $n$ .

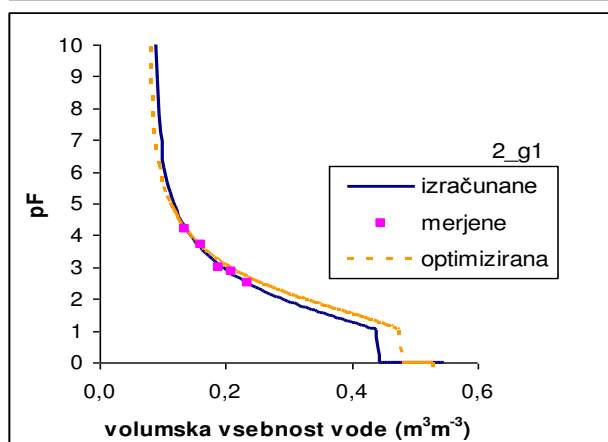
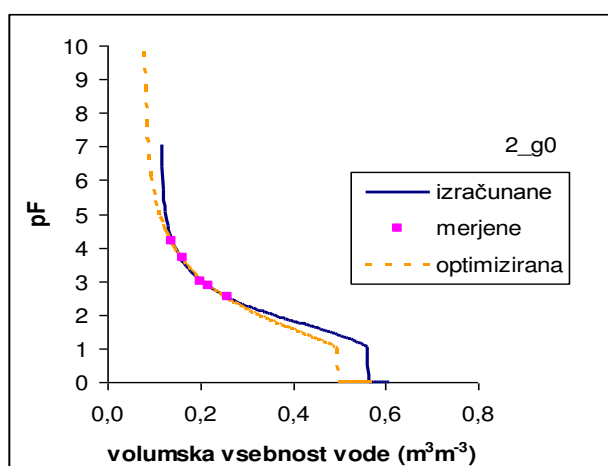
Preglednica 10: Rezultati RETC modeliranja za hidravlične parametre in standardna napaka, T vrednost ter meje zaupanja pri 95% verjetnosti za posamezen parameter ter determinacijski koeficient modelnega izračuna za horizonta drugega profila tal

Table 10: RETC modelling results of hydraulic parameters with standard error, T value and 95 % of confidence interval for each paramater in second soil profile

Profil/horizont	Parameter	Vrednost	SE	T vrednost	Sp. meja	Zg. meja	$r^{2**}$
2_g0	$\theta_r$	0,1197	0,1195	9,71	0,0646	0,1674	0,9968
	a	0,0451	0,0194	2,33	-0,0381	0,1284	
	n	1,4559	0,0852	17,09	1,0893	1,8226	
2_g0*	a	0,1025	0,0312	3,28	0,0032	0,2018	0,9910
	n	1,2937	0,0198	65,35	1,2307	1,3567	
2_g1	$\theta_r$	0,0889	0,0438	2,03	-0,0995	0,2774	0,9902
	a	0,1852	0,2774	0,67	-1,0086	1,3790	
	n	1,2805	0,14534	8,81	0,6551	2	
2_g1*	a	0,0763	0,022	3,46	0,0062	0,1465	0,9906
	n	1,2939	0,020	64,66	1,2303	1,3576	

\* modeliranje za optimizacijo vrednosti a in n

\*\* determinacijski koeficient za modelno določene vrednosti  $\theta_h$  glede na izmerjene



Slika 26: Določanje VZK v horizontih 2. profila tal z RETC programom

Figure 26: Determination of water retention curve with RETC code in second soil profile

VZK površinskega horizonta tretjega profila prav tako kaže zelo dobro ujemanje z izmerjenimi podatki ( $r^2=0,9971$ ). Optimizacija parametrov  $a$  in  $n$ , kjer smo zmanjšali vrednost vode ob nasičenju za 3,3% ter določili vrednost vsebnosti rezidualne vode v tleh na 7% ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ). Skladnost VZK drugega horizonta tretjega profila ni bila tako dobra kot v površinskem horizontu. Program je že ob osnovnem prilagajanju VZK določil, da je vrednost rezidualne vsebnosti vode v tleh 0. Optimizacija parametrov je sicer pripomogla k malenkostnem izboljšanju skladnosti VZK, vendar je v primerjavi z ostalimi poizkusi optimizacije, vrednost standardne napake ter širina intervala zaupanja še vedno velika.

Preglednica 11: Rezultati RETC modeliranja za hidravlične parametre in standardna napaka, T vrednost ter meje zaupanja pri 95% verjetnosti za posamezen parameter ter determinacijski koeficient modelnega izračuna za horizonta tretjega profila tal

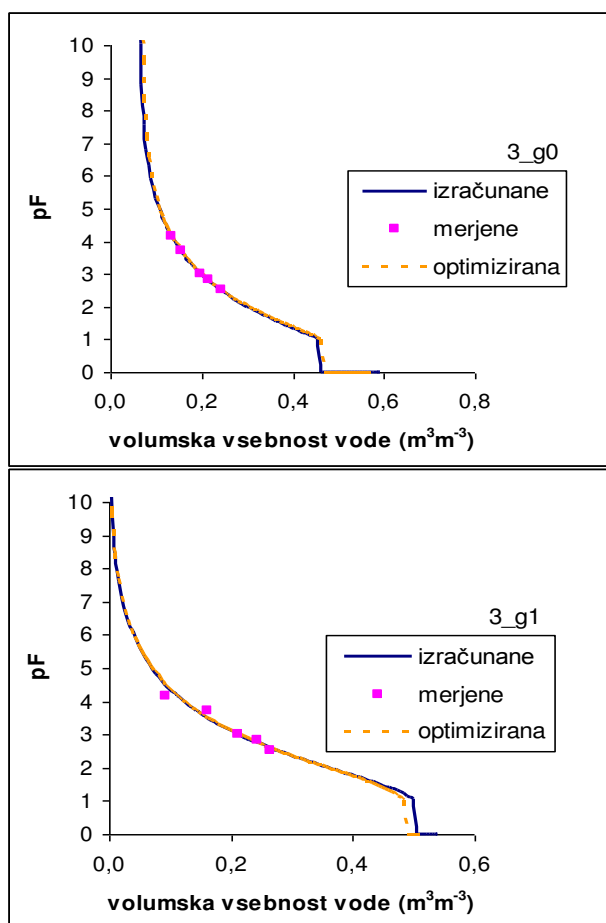
Table 11: RETC modelling results of hydraulic parameters with standard error, T value and 95 % of confidence interval for each parameter in third soil profile

Profil/horizont	Parameter	Vrednost	SE	T vrednost	Sp. meja	Zg. meja	$r^2$ **
3_g0	$\theta_r$	0,0628	0,0361	1,74	-0,0926	0,2182	0,9971
	$a$	0,2587	0,2458	1,05	-0,7990	1,3164	
	$n$	1,2429	0,0786	15,81	0,9046	1,5812	
3_g0*	$a$	0,1855	0,0362	5,12	0,0702	0,3008	0,997
	$n$	1,2593	0,0098	128,4	1,2281	1,2905	
3_g1	$\theta_r$	-	-	-	-	-	0,9538
	$a$	0,0471	0,0287	1,84	-0,0442	1,3790	
	$n$	1,2408	0,0372	33,39	1,1224	1,3588	
3_g1*	$a$	0,0371	0,0215	1,73	-0,0312	0,1055	0,9541
	$n$	1,2414	0,0374	33,19	1,1224	1,3604	

\* modeliranje za optimizacijo vrednosti  $a$  in  $n$

\*\* determinacijski koeficient za modelno določene vrednosti  $\theta_h$  glede na izmerjene





Slika 27: Določanje VZK v horizontih 3. profila tal z RETC programom  
Figure 27: Determination of water retention curve with RETC code in third soil profile

V četrtem profilu smo ob izdelavi analiz spregledali napako pri določitvi točk VZK tretjega horizonta, zato so v nadaljevanju podani rezultati modeliranja za prva dva horizonta.

Skladnost modeliranih VZK z izmerjenimi podatki ni bila najbolj idealna v obeh horizontih, kljub vsemu pa je optimizacija parametrov ustrezno izboljšala zanesljivost določitve  $a$  in  $n$  parametra. Pri prvem horizontu smo pri optimizaciji uporabili zmanjšano vrednost vsebnosti vlage ob nasičenju za 7,4% ter določili vrednost vsebnosti rezidualne vlage na 8% ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ). Pri drugem horizontu 4. profila tal smo optimizacijo parametrov izvedli tako, da smo vsebnost rezidualne vode zmanjšali na 7% ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ).

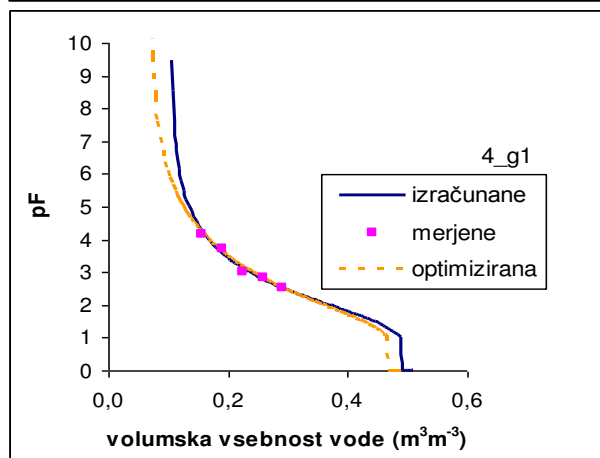
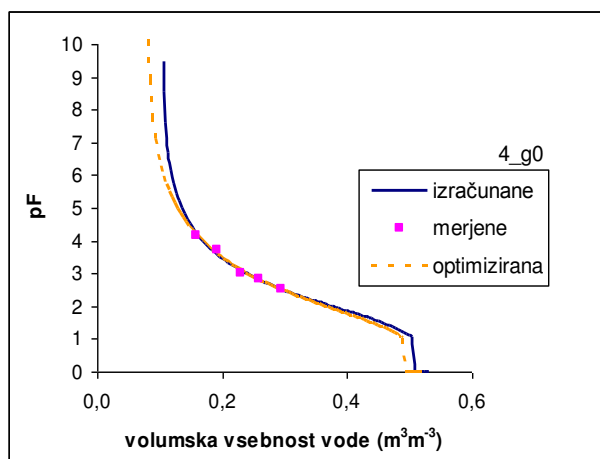
Preglednica 12: Rezultati RETC modeliranja za hidravlične parametre in standardna napaka, T vrednost ter meje zaupanja pri 95% verjetnosti za posamezen parameter ter determinacijski koeficient modelnega izračuna za horizonta četrtega profila tal

Table 12: RETC modelling results of hydraulic parameters with standard error, T value and 95 % of confidence interval for each parameter in fourth soil profile

Profil/horizont	Parameter	Vrednost	SE	T vrednost	Sp. meja	Zg. meja	$r^2$ **
4_g0	$\theta_r$	0,1053	0,0533	1,98	-0,124	0,3345	0,9883
	a	0,0359	0,0338	1,06	-0,1095	0,1813	
	n	1,3229	0,1670	7,92	0,6044	2,0414	
4_g0*	a	0,0484	0,0150	3,23	0,0007	0,0960	0,9874
	n	1,2606	0,0206	61,16	1,1950	1,3262	
4_g1	$\theta_r$	0,1059	0,0790	1,34	-0,2340	0,4459	0,9736
	a	0,0320	0,0437	0,73	-0,1562	0,2201	
	n	1,3245	0,2547	5,20	0,2287	2,4203	
4_g1*	a	0,0410	0,0126	3,25	0,0008	0,0810	0,9867
	n	1,2425	0,0196	63,53	1,1802	1,3047	

\* modeliranje za optimizacijo vrednosti a in n

\*\* determinacijski koeficient za modelno določene vrednosti  $\theta_h$  glede na izmerjene



Slika 28: Določanje VZK v horizontih 4. profila tal z RETC programom

Figure 28: Determination of water retention curve with RETC code in fourth soil profile

V horizontih 5. profila je bila skladnost VZK zelo dobra. Optimizacija parametrov je pripomogla k večji sprejemljivosti izračunanih parametrov  $a$  in  $n$ . Pri optimizaciji parametrov VZK prvega horizonta smo najboljše rezultate dobili, ko smo upoštevali, da v tleh ni rezidualne vode, medtem ko smo pri optimizaciji parametrov VZK drugega horizonta uporabili zmanjšano vrednost vode ob nasičenju za 5,3% ter določili vrednost rezidualne vsebnosti vode na 7% ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ).

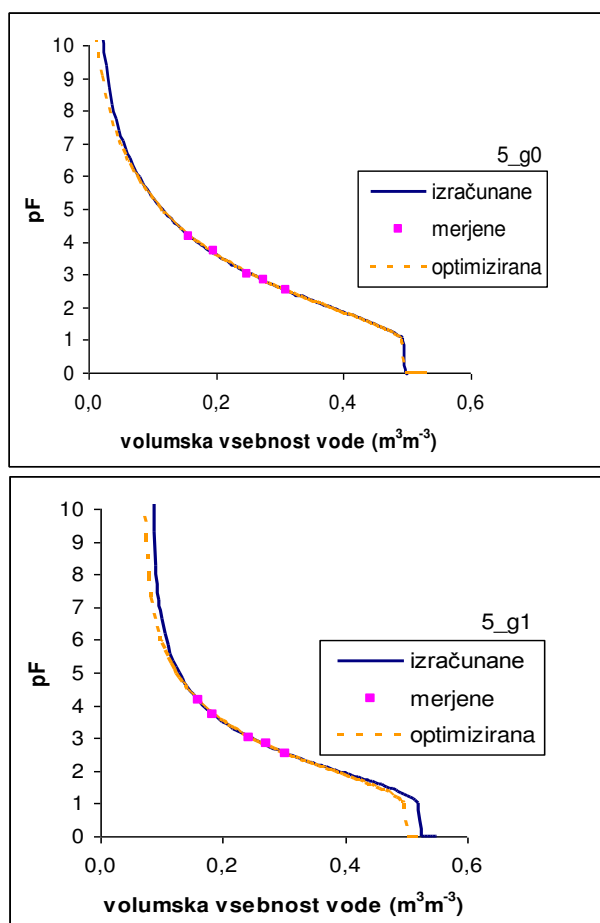
Preglednica 13: Rezultati RETC modeliranja za hidravlične parametre in standardna napaka, T vrednost ter meje zaupanja pri 95% verjetnosti za posamezen parameter ter determinacijski koeficient modelnega izračuna za horizonta petega profila tal

Table 13: RETC modelling results of hydraulic parameters with standard error, T value and 95 % of confidence interval for each parameter in fifth soil profile

Profil/horizont	Parameter	Vrednost	SE	T vrednost	Sp. meja	Zg. meja	$r^{2**}$
5_g0	$\theta_r$	0,0117	0,1008	0,12	-0,4221	0,4455	0,9964
	$a$	0,0579	0,0447	1,29	-0,1345	0,2502	
	$n$	1,1860	0,0912	13,01	0,7936	1,5784	
5_g0*	$a$	0,0628	0,0110	5,73	0,0279	0,0977	0,9964
	$n$	1,1762	0,0070	168,14	1,1539	1,1984	
5_g1	$\theta_r$	0,0864	0,0552	1,56	-0,1512	0,3240	0,993
	$a$	0,0387	0,0302	1,28	-0,0912	0,1687	
	$n$	1,2906	0,1278	10,10	0,7410	1,8403	
5_g1*	$a$	0,0368	0,0081	4,54	0,0110	0,0626	0,9928
	$n$	1,2585	0,0155	81,23	1,2092	1,3078	

\* modeliranje za optimizacijo vrednosti  $a$  in  $n$

\*\* determinacijski koeficient za modelno določene vrednosti  $\theta_h$  glede na izmerjene



Slika 28: Določanje VZK v horizontih 5. profila tal z RETC programom  
Figure 28: Determination of water retention curve with RETC code in fifth soil profile

V šestem profilu tal smo določili VZK v treh horizontih tal. Skladnost VZK je bila v vseh treh horizontih dobra, vendar je optimizacija močno izboljšala zanesljivost določitev parametrov  $a$  in  $n$ . Optimizacijo smo izvedli s spremembo naslednjih parametrov:

- v 1. horizontu smo zmanjšali vsebnost vode ob nasičenju za 10% ter določili, da v tleh ni rezidualne vsebnosti vode,
- v 2. horizontu smo zmanjšali vsebnost vode ob nasičenju za 2,5% ter določili vsebnost rezidualne vode v tleh na 2,5 % ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),
- v 3. horizontu smo zmanjšali vsebnost vode ob nasičenju za 8,7% ter določili, da v tleh ni rezidualne vsebnosti vode.

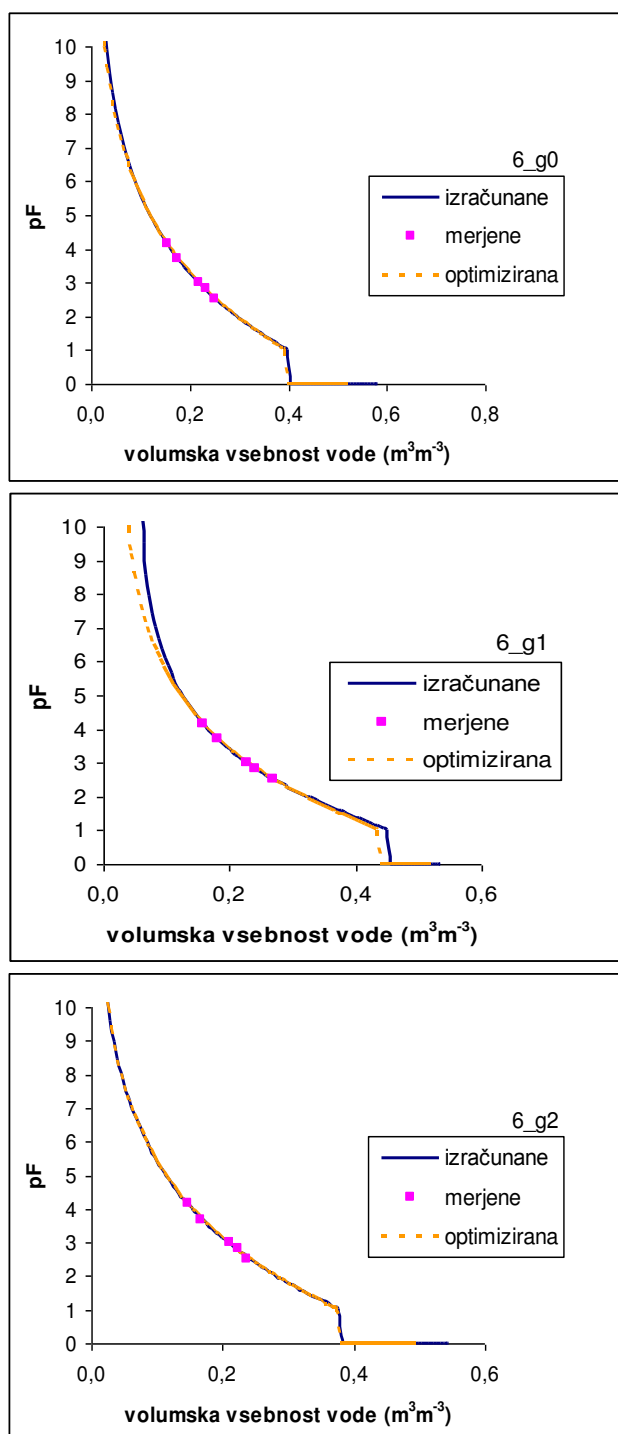
Preglednica 14: Rezultati RETC modeliranja za hidravlične parametre in standardna napaka, T vrednost ter meje zaupanja pri 95% verjetnosti za posamezen parameter ter determinacijski koeficient modelnega izračuna za horizonte šestega profila tal

Table 14: RETC modelling results of hydraulic parameters with standard error, T value and 95 % of confidence interval for each paramater in sixth soil profile

Profil/horizont	Parameter	Vrednost	SE	T vrednost	Sp. meja	Zg. meja	$r^{2**}$
6_g0	$\theta_r$	0,0960	0,1110	0,09	-0,4682	0,4873	0,9964
	a	1,4612	2,7275	0,54	-10,2749	13,1974	
	n	1,1377	0,0852	13,35	0,771	1,5043	
6_g0*	a	0,7662	0,1938	3,95	0,1496	1,3829	0,9965
	n	1,1309	0,0048	235,52	1,1156	1,1462	
6_g1	$\theta_r$	0,0536	0,0294	1,82	-0,0728	0,1801	0,9993
	a	0,1925	0,0906	2,13	-0,1973	0,5822	
	n	1,1921	0,0383	31,15	1,0274	1,3567	
6_g1*	a	0,2436	0,0271	8,99	0,1574	0,3298	0,9991
	n	1,1614	0,0032	368,67	1,1513	1,7140	
6_g2	$\theta_r$	0,0180	0,1748	0,01	-0,7505	0,7541	0,9918
	a	1,3815	3,9992	0,35	-15,8265	18,5895	
	n	1,1330	0,1280	8,85	0,5824	1,6835	
6_g2*	a	0,724	0,2764	2,62	-0,1557	1,6036	0,9919
	n	1,1314	0,0073	154,24	1,1080	1,1547	

\* modeliranje za optimizacijo vrednosti a in n

\*\* determinacijski koeficient za modelno določene vrednosti  $\theta_h$  glede na izmerjene



Slika 29: Določanje VZK v horizontih 6. profila tal z RETC programom

Figure 28: Determination of water retention curve with RETC code in sixth soil profile

Skladnost VZK obeh horizontov sedmega profila tal je bila zelo dobra. Program je že ob osnovnem prilagajanju VZK prvega horizonta določil, da je vrednost rezidualne vsebnosti vode v tleh 0, zato smo pri optimizaciji samo zmanjšali vsebnost vode ob nasičenju za 4,3%. Optimizacijo parametrov VZK drugega horizonta smo opravili z zmanjšano

vsebnostjo vode ob nasičenju za 3,7% ter vrednostjo vsebnosti rezidualne vode v tleh 2,33% ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ).

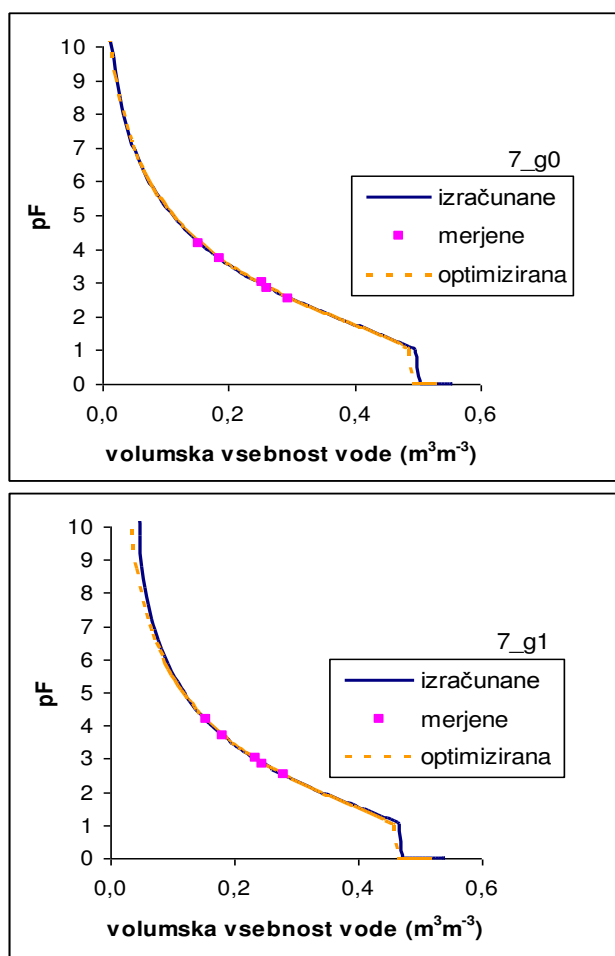
Preglednica 15: Rezultati RETC modeliranja za hidravlične parametre in standardna napaka, T vrednost ter meje zaupanja pri 95% verjetnosti za posamezen parameter ter determinacijski koeficient modelnega izračuna za horizonta sedmega profila tal

Table 15: RETC modelling results of hydraulic parameters with standard error, T value and 95 % of confidence interval for each paramater in seventh soil profile

Profil/horizont	Parameter	Vrednost	SE	T vrednost	Sp. meja	Zg. meja	$r^{2**}$
7_g0	$\theta_r$	0					0,9965
	a	0,1041	0,0196	5,31	0,0417	0,1665	
	n	1,1735	0,0067	174,65	1,1521	1,1949	
7_g0*	a	0,0799	0,0142	5,62	0,0347	0,1252	0,9965
	n	1,1737	0,0067	175,38	1,1524	1,1950	
7_g1	$\theta_r$	0,0366	0,0175	2,09	-0,0387	0,1119	0,9998
	a	0,1390	0,0313	4,44	0,0043	0,2737	
	n	1,1905	0,0201	59,27	1,1041	1,2769	
7_g1*	a	0,1296	0,0066	19,74	0,1087	0,1505	0,9998
	n	1,1767	0,0018	664,58	1,1711	1,1824	

\* modeliranje za optimizacijo vrednosti a in n

\*\* determinacijski koeficient za modelno določene vrednosti  $\theta_h$  glede na izmerjene



Slika 30: Določanje VZK v horizontih 7. profila tal z RETC programom  
Figure 30: Determination of water retention curve with RETC code in seventh soil profile

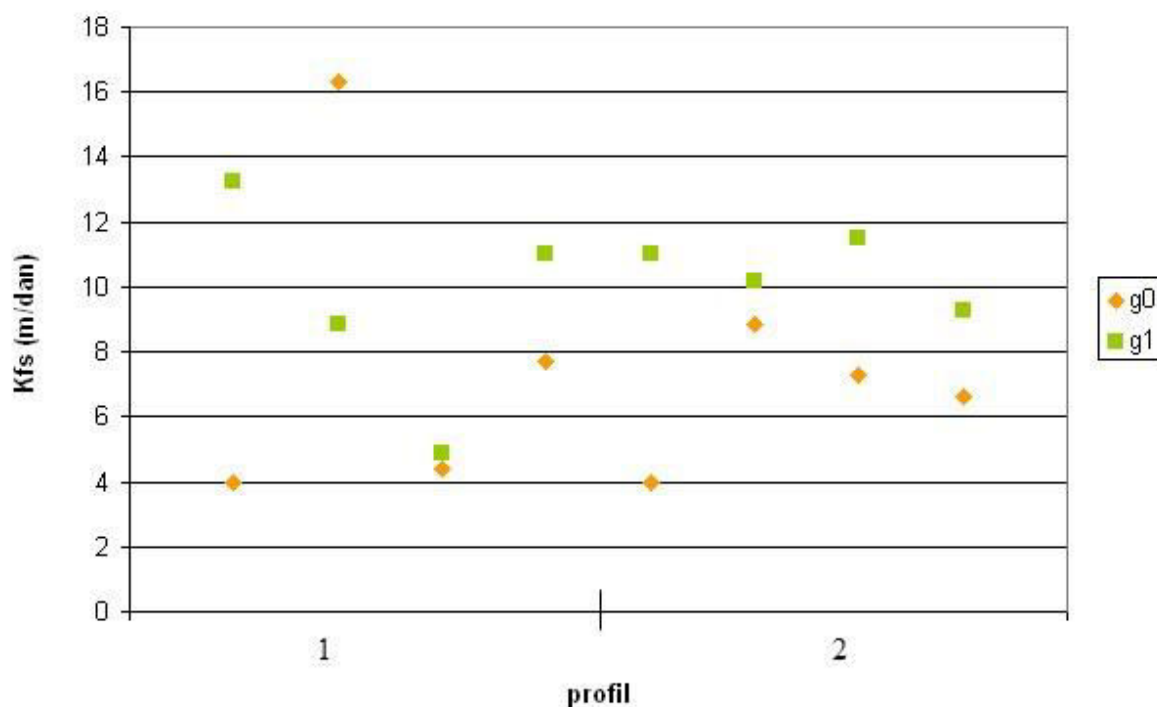


## 4.2 HIDRAVLIČNE LASTNOSTI TAL

### 4.2.1 Hidravlična prevodnost ob nasičenju določena z enojnim cilindrom in enotnim hidrostatičnem pritisku

Kot smo že omenili, smo v prvotnem konceptu naloge želeli na isti lokaciji opraviti merjenje nasičene prevodnosti z enojnim obročem ter kasneje na istem mestu nadaljevati z merjenjem hidravlične prevodnosti tal blizu nasičenja. Ker smo opazili, da se je pri nameščanju cilindra v globino načela struktura tal ob cilindru smo ta koncept merjenja opustili. Meritve smo zato izvajali v neposredni bližini merjen s TI. Zaradi izjemno suhih tal smo za posamezno meritev potrebovali velike količine vode, kar je botrovalo odločitvi, da izvedemo merjenje nasičene prevodnosti tal z enojnim cilindrom le na območju profilov 1 in 2. Meritev smo izvedli ob enem hidrostatičnem pritisku in sicer pri petih cm. Hidravlično prevodnost tal za vodo smo izračunali kot je opisano v poglavju 3.2.2.

Iz slike 31 lahko razberemo trend nekoliko manjše prevodnosti na površini tal kot pri naslednji globini merjenja kot tudi nekoliko manjšo variabilnost nasičene hidravlične prevodnosti v 2. profilu tal.



Slika 31: Hidravlična prevodnost ob nasičenju z metodo enojnega cilindra ter enojnega hidrostatičnega pritiska

Figure 31: Determination of saturated hydraulic conductivity with constant ponded head infiltration using single ring

## 4.2.2 Določanje hidravličnih lastnosti tal s tenzijskim infiltrmetrom

### 4.2.2.1 Hidravlična prevodnost tal

Merjenje hidravlične prevodnosti tal blizu nasičenja smo izvedli skladno z opisom v poglavju 3.2.1. Za izračun hidravlične prevodnosti tal blizu nasičenja ( $K_{(h)}$ ) smo uporabili metodo, ki so jo predstavili Ankeny in sodelavci (Ankeny in sod., 1991) in je zapisana v enačbah (74) do (76). Hidravlično prevodnost ob nasičenju smo na osnovi obdelave terenskih podatkov izračunali z Gardnerjovo enačbo (35). Za posamezen profil tal bodo v nadaljevanju predstavljene vrednosti hidravlične prevodnosti tal ob različnem matričnem pritisku vode v tleh kot tudi izračun sorptivnega števila. Sorptivno število smo izračunali skladno z enačbo (74). Za vsako globino v profilu tal so bile opravljene meritve v 4 ponovitvah. Naravna heterogenost talnih lastnosti je bila na obravnavanih koruznih strniščih večja zaradi dejstva, da je siliranje koruze potekalo v različnih obdobjih in ob različnih razmerah vlažnosti tal.

Preglednica 16: Hidravlična prevodnost tal meritev v 1. profilu tal ob vrednostih potenciala vode v tleh -0,03 m, -0,06 m in -0,12 m ter izračunana vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju ter izračunane vrednosti sorptivnega števila ( $m^{-1}$ )

Table 16: Hydraulic conductivity at tensions -0,03 m, -0,06 m and -0,12 m with corresponding sorption number ( $m^{-1}$ ) and calculated saturated hydraulic conductivity in first soil profile

Meritev/opisna statistika	Hidravlična prevodnost ( $m\ dan^{-1}$ ) in sorptivno število ( $m^{-1}$ )						
	$K_{(0)}^*$	$K_{(-0,03)}$	$a_{(-0,03)}$	$K_{(-0,06)}$	$a_{(-0,06)}$	$K_{(-0,12)}$	$a_{(-0,12)}$
I/1/1/a <sup>+</sup>	0,15	0,10	22,22	0,05	22,22	0,02	22,22
I/1/1/b	2,58	0,89	35,29	0,28	22,22	0,17	11,11
I/1/1/c	2,09	1,31	23,42	0,63	16,66	0,21	9,52
I/1/1/d	0,38	0,23	16,66	0,14	13,33	0,09	22,22
Geom. sredina g0	0,74	0,40	23,52	0,18	18,20	0,09	15,12
KV % g0	102,34	97,45	32,35	100,29	23,68	70,26	43,05
I/1/2/a	9,85	2,08	51,85	0,26	30,99	0,06	12,50
I/1/2/b	3,14	2,44	8,40	1,90	45,71	0,28	7,59
I/1/2/c	0,49	0,18	33,33	0,13	9,52	0,07	13,33
I/1/2/d	2,56	0,84	37,03	0,24	22,22	0,12	22,22
Geom. sredina g1	2,50	0,93	27,08	0,35	23,40	0,11	12,95
KV % g1	109,36	81,73	57,20	146,54	57,70	79,51	44,41

<sup>+</sup> meritve so potekala ob cm manjši tenziji

\* izračunana vrednost

Primerjava hidravlične prevodnosti ob nasičenju in pri potencialu vode v tleh v višini 3 cm vodnega stolpca v profilih 1 in 2, ki sta locirana na isti njivi, kaže, da je prevodnost tal različna. Kot kažejo vrednosti koeficienta variabilnosti, je variabilnost podatkov zelo velika v celotnem prvem profilu tal kot tudi na površini drugega profila tal. Variabilnost podatkov hidravlične prevodnosti se pri največjem potencialu vode v tleh, ki ustreza sili 12 cm vodnega stolpca, opazno zmanjša.

Preglednica 17: Hidravlična prevodnost tal meritev v 2. profilu tal ob vrednostih potenciala vode v tleh -0,03 m, -0,06 m in -0,12 m ter izračunana vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju ter izračunane vrednosti sorptivnega števila ( $m^{-1}$ )

Table 17: Hydraulic conductivity at tensions -0,03 m, -0,06 m and -0,12 m with corresponding sorption number ( $m^{-1}$ ) and calculated saturated hydraulic conductivity in second soil profile

Meritev/opisna statistika	Hidravlična prevodnost ( $m\ dan^{-1}$ ) in sorptivno število ( $m^{-1}$ )						
	$K_{(0)}^*$	$K_{(-0,03)}$	$a_{(-0,03)}$	$K_{(-0,06)}$	$a_{(-0,06)}$	$K_{(-0,12)}$	$a_{(-0,12)}$
I/2/1/a	15,33	3,48	49,46	0,51	22,22	0,19	9,52
I/2/1/b	5,12	1,69	37,04	0,48	22,22	0,24	9,52
I/2/1/c	0,77	0,44	19,05	0,24	14,29	0,10	0,00
I/2/1/d	3,26	0,98	40	0,25	15,38	0,12	7,41
Geom. sredina g0	3,75	1,26	34,37	0,35	18,15	0,15	0,09
KV % g0	113,17	84,39	35,33	40,21	23,23	40,69	85,14
I/2/2/a	7,39	1,56	51,85	0,19	13,33	0,06	22,22
I/2/2/b	2,56	0,84	37,04	0,24	22,22	0,12	0,00
I/2/2/c	7,96	2,13	43,9	0,44	26,67	0,19	6,67
I/2/2/d	1,75	0,60	35,9	0,18	13,33	0,12	11,11
Geom. sredina g1	4,03	1,14	41,71	0,25	18,01	0,12	0,11
KV % g1	67,75	55,67	17,48	46,11	35,64	41,47	116,41

\* izračunana vrednost

Od drugega profila dalje smo merjenjem hidravlične prevodnosti ob različnih potencialih, dodali meritev pri tenziji 1 cm, zato smo v preglednicah od 18 do 22 vključili tudi te podatke. Na drugi lokaciji smo meritve izvedli le na enem profilu, ker je lastnik zemljišča v obdobju meritev njivo preoral.

Preglednica 18: Hidravlična prevodnost tal meritev v 3. profilu tal ob vrednostih potenciala vode v tleh -0,01, -0,03 m, -0,06 m in -0,12 m ter izračunana vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju ter izračunane vrednosti sorptivnega števila ( $m^{-1}$ )

Table 18: Hydraulic conductivity at tensions -0,01 m, -0,03 m, -0,06 m and -0,12 m with corresponding sorption number ( $m^{-1}$ ) and calculated saturated hydraulic conductivity in third soil profile

Meritev/opisna statistika	Hidravlična prevodnost ( $m\ dan^{-1}$ ) in sorptivno število ( $m^{-1}$ )								
	$K_{(0)}$ *	$K_{(-0,01)}$	$a_{(-0,01)}$	$K_{(-0,03)}$	$a_{(-0,03)}$	$K_{(-0,06)}$	$a_{(-0,06)}$	$K_{(-0,12)}$	$a_{(-0,12)}$
II/3/1/a	7,85	4,18	63,16	0,94	26,67	0,40	13,33	0,27	0,00
II/3/1/b	25,39	11,20	81,82	1,12	26,09	0,49	11,11	0,28	7,4
II/3/c	0,72	0,59	20	0,40	13,33	0,26	13,84	0,15	5,13
II/3/1/d	0,82	0,59	33,33	0,29	16,67	0,18	6,06	0,12	7,4
Geom. sredina g0	3,30	2,01	43,08	0,59	19,83	0,31	10,56	0,19	0,13
KV % g0	152,57	134,76	58,13	60,67	32,72	42,79	32,36	41,33	86,99
II/3/2/a	0,64	0,43	40	0,18	13,33	0,12	0,00	0,06	22,22
II/3/2/b	16,03	7,25	79,31	0,84	47,62	0,14	22,22	0,03	22,22
II/3/2/c	0,64	0,43	40	0,18	33,33	0,06	0,00	**	
II/3/2/d	0,34	0,27	25	0,16	33,33	0,05	13,33	0,04	0,00
Geom. sredina g1	1,23	0,77	42,20	0,26	28,98	0,09	0,01	0,04	0,17
KV % g1	205,08	187,85	51,33	101,60	45,01	46,52	153,07	34,54	115,03

\* izračunana vrednost, \*\* nepravilna meritev

Za meritve hidravlične prevodnosti tal četrtega profila tal je značilna izrazito majhna prevodnost tal za vodo, ki je posledica zbitosti tal. Večkrat se je tudi zgodilo, da je prišlo pri merjenju ob najmanjšem negativnem pritisku (1 cm) do napake pri merjenju. Čeprav je tekstura tal v drugi globini (g2) glinasta, učinek zbitosti v tem delu tal ni več očiten in se navkljub težji teksturi hidravlična prevodnost tal poveča.

Preglednica 19: Hidravlična prevodnost tal meritev v 4. profilu tal ob vrednostih potenciala vode v tleh -0,01, -0,03 m, -0,06 m in -0,12 m ter izračunana vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju ter izračunane vrednosti sorptivnega števila ( $m^{-1}$ )

Table 19: Hydraulic conductivity at tensions -0,01 m, -0,03 m, -0,06 m and -0,12 m with corresponding sorption number ( $m^{-1}$ ) and calculated saturated hydraulic conductivity in fourth soil profile

Meritev/opisna statistika	Hidravlična prevodnost ( $m \text{ dan}^{-1}$ ) in sorptivno število ( $m^{-1}$ )								
	$K_{(0)}$ *	$K_{(-0,01)}$	$a_{(-0,01)}$	$K_{(-0,03)}$	$a_{(-0,03)}$	$K_{(-0,06)}$	$a_{(-0,06)}$	$K_{(-0,12)}$	$a_{(-0,12)}$
IV/4/1/a	0,16	0,12	33,33	0,06	0,00	0,06	22,22	0,03	0,00
IV/4/1/b	0,10	0,09	14,29	0,06	13,33	0,04	0,00	0,02	22,22
IV/4/1/c	0,10	0,10	0,00	0,10	22,22	0,05	0,00	0,05	0,00
IV/4/1/d	0,66	**	**	0,28	28,57	0,11	22,22	0,03	22,22
Geom. sredina g0	0,18	0,10	0,17	0,10	0,30	0,06	0,01	0,03	0,00
KV % g0	112,12	15,54	139,96	85,78	96,09	47,78	144,31	38,87	144,32
IV/4/2/a***	0,001	0,001	0,00	0,001	0,00	0,001	0,00	0,001	0,00
IV/4/2/b	0,08	0,06	33,33	0,03	13,33	0,02	9,52	0,01	0,00
IV/4/2/c	0,24	0,16	42,86	0,06	22,22	0,03	0,00	0,02	7,41
IV/4/2/d***	0,04	0,03	33,33	0,01	13,33	0,01	40,00	0,00	0,00
Geom. sredina g1	0,03	0,02	2,63	0,01	1,41	0,01	0,02	0,01	0,03
KV % g1	132,92	125,98	85,82	109,79	93,23	92,40	191,36	116,19	250,00
IV/4/3/a	0,16	0,12	33,33	0,06	22,22	0,03	0,00	0,01	42,42
IV/4/3/b	0,96	**	**	0,35	33,33	0,12	40	0,03	0,00
IV/4/3/c	0,49	0,27	60,00	0,07	22,22	0,03	28,57	0,01	19,05
IV/4/3/d	2,79	**	**	0,75	43,68	0,16	44,44	0,03	0,00
Geom. sredina g2	0,68	0,18	44,72	0,18	29,12	0,07	0,47	0,01	0,00
KV % g2	115,58	56,69	40,98	115,88	34,23	78,54	88,06	75,85	163,87

\* izračunana vrednost

\*\* nepravilna meritev

\*\*\* poudarjena zbitost tal

Hidravlična prevodnost tal je bila v profilu 5 največja, tako na površini kot tudi na naslednji globini. Še posebno ekstremna prevodnost tal je zabeležena na površini, kjer znaša geometrična sredina meritev  $15,78 m \text{ dan}^{-1}$ . Tudi v drugi globini je hidravlična prevodnost tal še vedno zelo velika in znaša  $5,04 m$  na dan.

Pri merjenju hidravlične prevodnosti tal šestega profila tal so bili na površini opazni sledovi zbitosti oziroma znaki kolesnic, ki so se le delno odrazili v izračunanih vrednostih. Vsekakor je bila hidravlična prevodnost tal v naslednji globini tal neprimerno večja in to za več kot šestkrat. V tem profilu smo imeli priložnost opraviti meritve tudi v drugi globini tal (g2), kjer pa je bila prevodnost podobna tisti na površini.

Preglednica 20: Hidravlična prevodnost tal meritev v 5. profilu tal ob vrednostih potenciala vode v tleh -0,01, -0,03 m, -0,06 m in -0,12 m ter izračunana vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju ter izračunane vrednosti sorptivnega števila ( $m^{-1}$ )

Table 20: Hydraulic conductivity at tensions -0,01 m, -0,03 m, -0,06 m and -0,12 m with corresponding sorption number ( $m^{-1}$ ) and calculated saturated hydraulic conductivity in fifth soil profile

Meritev/opisna statistika	Hidravlična prevodnost ( $m\ dan^{-1}$ ) in sorptivno število ( $m^{-1}$ )								
	$K_{(0)}^*$	$K_{(-0,01)}$	$a_{(-0,01)}$	$K_{(-0,03)}$	$a_{(-0,03)}$	$K_{(-0,06)}$	$a_{(-0,06)}$	$K_{(-0,12)}$	$a_{(-0,12)}$
IV/5/1/a	21,78	8,55	93,55	0,28	30,30	0,11	25,64	0,05	0,00
IV/5/1/b	33,84	13,13	94,71	0,36	28,57	0,14	22,22	0,07	0,00
IV/5/c	18,61	3,62	109,1	0,36	28,57	0,14	0,00	0,10	13,33
IV/5/1/d	4,52	1,27	84,85	0,28	40,00	0,07	0,00	0,02	33,33
Geom. sredina $g_0$	15,78	4,76	95,17	0,32	31,54	0,11	0,02	0,05	0,01
KV % $g_0$	63,75	84,29	10,52	13,76	17,26	30,52	145,03	53,89	168,76
IV/5/2/a	19,14	7,92	88,24	0,50	37,04	0,14	22,22	0,07	0,00
IV/5/2/b	29,60	11,93	90,91	0,57	40,00	0,14	22,22	0,07	0,00
IV/5/2/c	1,43	0,89	47,37	0,32	28,57	0,13	22,22	0,02	40
IV/5/2/d	0,80	0,51	45,45	0,19	33,33	0,06	0,00	0,06	0,00
Geom. sredina $g_1$	5,04	2,56	64,47	0,36	34,46	0,11	0,58	0,05	0,00
KV % $g_1$	125,78	117,07	37,09	44,27	14,23	31,93	82,62	49,25	250,00

\* izračunana vrednost

Preglednica 21: Hidravlična prevodnost tal meritev v 6. profilu tal ob vrednostih potenciala vode v tleh -0,01, -0,03 m, -0,06 m in -0,12 m ter izračunana vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju ter izračunane vrednosti sorptivnega števila ( $m^{-1}$ )

Table 21: Hydraulic conductivity at tensions -0,01 m, -0,03 m, -0,06 m and -0,12 m with corresponding sorption number ( $m^{-1}$ ) and calculated saturated hydraulic conductivity in sixth soil profile

Meritev/opisna statistika	Hidravlična prevodnost ( $m \text{ dan}^{-1}$ ) in sorptivno število ( $m^{-1}$ )								
	$K_{(0)}$ *	$K_{(-0,01)}$	$a_{(-0,01)}$	$K_{(-0,03)}$	$a_{(-0,03)}$	$K_{(-0,06)}$	$a_{(-0,06)}$	$K_{(-0,12)}$	$a_{(-0,12)}$
III/6/1/a	0,13	0,12	4,35	0,11	10,53	0,08	9,52	0,04	13,33
III/6/1/b	20,46	9,91	72,46	1,58	36,70	0,46	16,67	0,21	9,52
III/6/c	0,46	0,36	25,00	0,21	22,22	0,11	9,52	0,05	13,33
III/6/1/d	0,34	0,27	25,00	0,16	13,33	0,11	0,00	0,11	0,00
Geom. sredina g0	0,80	0,59	21,07	0,28	18,39	0,14	0,20	0,08	0,20
KV % g0	226,96	214,83	97,59	151,20	58,20	100,17	95,24	76,44	86,47
III/6/2/a	0,80	0,48	50,00	0,16	28,57	0,06	22,22	0,03	0,00
III/6/2/b	34,44	14,40	87,16	0,99	43,14	0,21	33,33	0,04	22,22
III/6/2/c	26,47	13,59	66,67	2,72	54,54	0,27	22,22	0,09	13,33
III/6/2/d	1,21	0,95	24,14	0,58	34,48	0,19	18,18	0,05	22,22
Geom. sredina g1	5,45	3,08	51,46	0,71	39,02	0,16	23,39	0,05	0,09
KV % g1	126,60	118,04	47,70	108,76	28,26	48,63	27,29	51,67	90,74
III/6/3/a	0,80	0,51	45,45	0,19	13,33	0,13	22,22	0,06	0,00
III/6/3/b	0,64	0,43	40,00	0,18	22,22	0,09	13,33	0,06	0,00
III/6/3/c	0,25	0,18	33,33	0,09	13,33	0,06	22,22	**	**
III/6/3/d	0,80	0,46	55,55	0,13	22,22	0,07	22,22	0,02	22,22
Geom. sredina g2	0,56	0,36	42,83	0,14	17,21	0,08	19,56	0,04	0,00
KV % g2	42,94	38,27	21,63	32,69	29,06	36,16	22,33	58,51	230,94

\* izračunana vrednost

\*\* nepravilna meritev

Tudi na območju profila 7 je bilo moč opaziti izrazite sledove kolesnic, ki pa so le delno zmanjšale vrednosti hidravlične prevodnosti ob nasičenju. Geometrična sredina hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju v naslednji globini je bila skoraj enkrat večja. Zanimivo pa je, da je bila hidravlična prevodnost ob potencialih vode manjših od 0, večja na površini.

Preglednica 22: Hidravlična prevodnost tal meritev v 7. profilu tal ob vrednostih potenciala vode v tleh -0,01, -0,03 m, -0,06 m in -0,12 m ter izračunana vrednost hidravlične prevodnosti ob nasičenju ter izračunane vrednosti sorptivnega števila ( $m^{-1}$ )

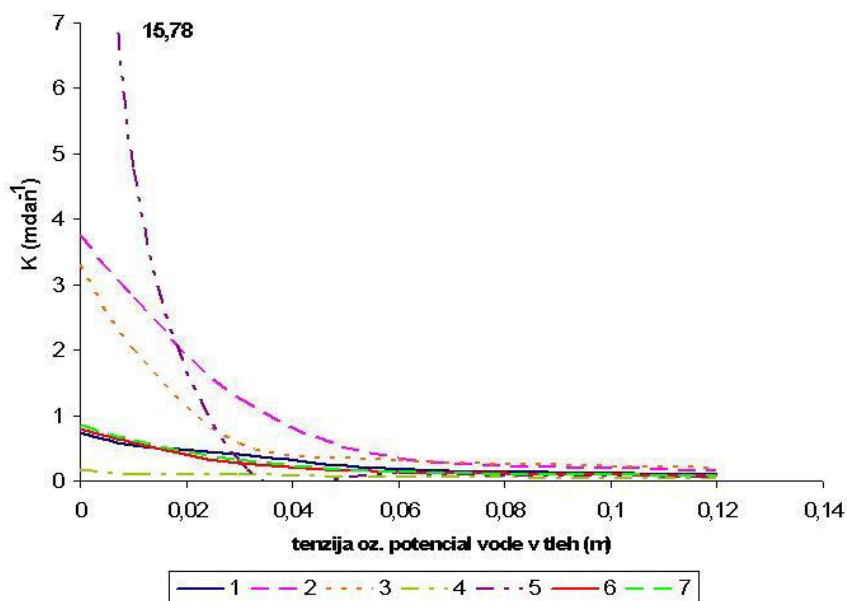
Table 22: Hydraulic conductivity at tensions -0,01 m, -0,03 m, -0,06 m and -0,12 m with corresponding sorption number ( $m^{-1}$ ) and calculated saturated hydraulic conductivity in seventh soil profile

Meritev/opisna statistika	Hidravlična prevodnost ( $m\ dan^{-1}$ ) in sorptivno število ( $m^{-1}$ )								
	$K_{(0)}$ *	$K_{(-0,01)}$	$a_{(-0,01)}$	$K_{(-0,03)}$	$a_{(-0,03)}$	$K_{(-0,06)}$	$a_{(-0,06)}$	$K_{(-0,12)}$	$a_{(-0,12)}$
III/7/1/a	0,39	0,29	30,43	0,15	9,52	0,11	22,22	0,06	0,00
III/7/1/b	4,38	3,32	27,66	1,88	55,86	0,17	25,64	0,06	9,52
III/7/c	0,33	0,23	33,33	0,12	0,00	0,12	0,00	0,12	0,00
III/7/1/d	0,98	0,70	33,33	0,35	22,22	0,18	13,33	0,09	9,52
Geom. sredina $g_0$	0,86	0,63	31,10	0,33	0,19	0,14	0,17	0,08	0,00
KV % $g_0$	139,28	142,37	8,73	149,06	138,98	22,56	93,24	37,23	144,32
III/7/2/a	2,42	1,11	77,78	0,14	22,22	0,07	22,22	0,03	0,00
III/7/2/b	6,70	**	**	1,54	48,99	0,24	31,11	0,04	22,22
III/7/2/c	0,32	0,19	50,00	0,06	22,22	0,03	0,00	0,02	22,22
III/7/2/d	1,15	0,61	63,64	0,13	40,00	0,03	0,00	0,02	13,33
Geom. sredina $g_1$	1,56	0,51	62,79	0,21	31,36	0,06	0,00	0,03	0,28
KV % $g_1$	116,80	76,08	21,86	171,28	40,58	110,93	148,29	41,90	90,44

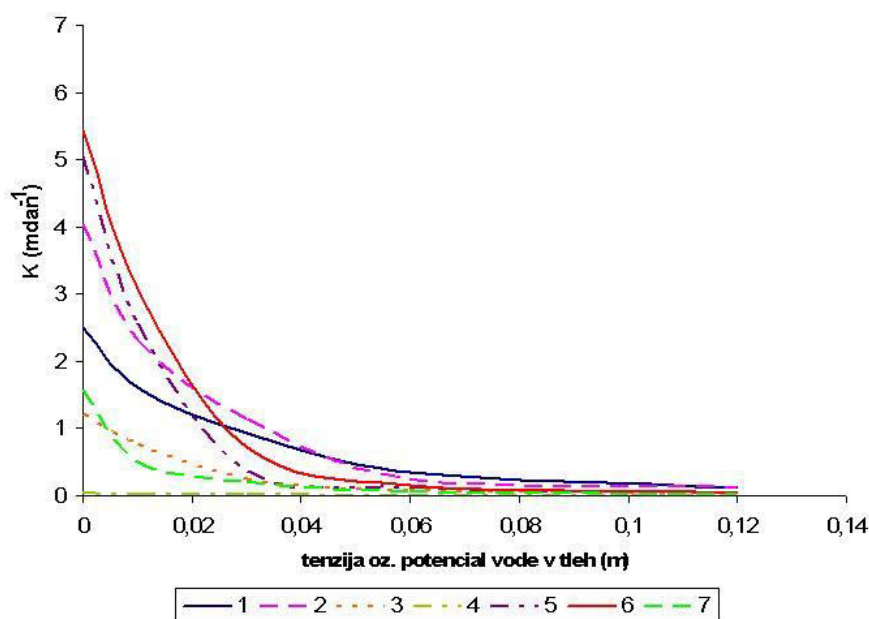
\* izračunana vrednost, \*\* nepravilna meritev

V slikah 32 do 34 so prikazane geometrične sredine vrednosti hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju oziroma nasičene prevodnosti po posamezni globini merjenja v profilih tal.

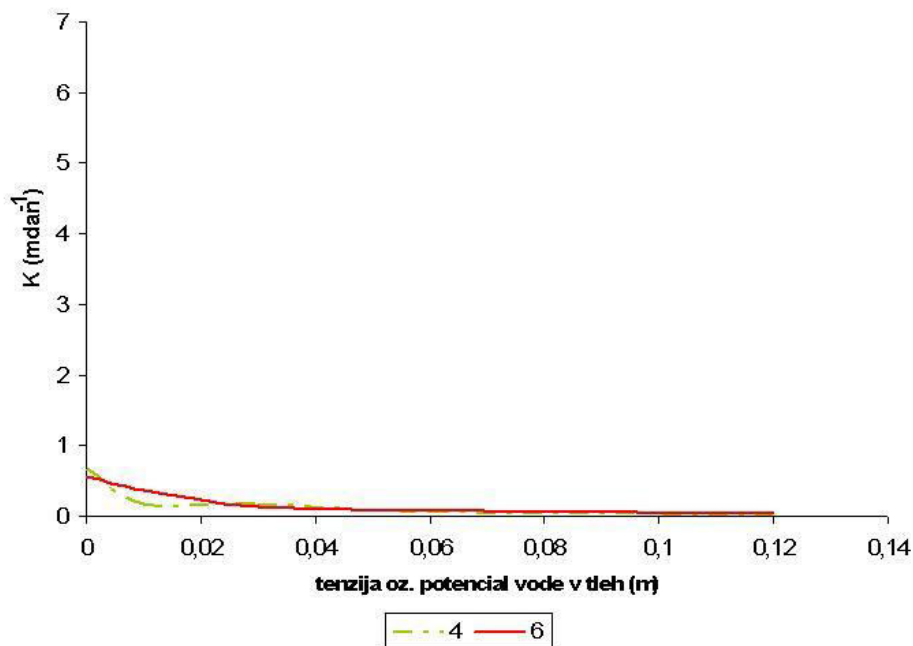




Slika 32: Hidravlična prevodnost tal na površini ( $g_0$ ) sedmih talnih profilov ob različnih potencialih vode v tleh blizu nasičenja in ob nasičenju (krivulja 5 profila je prekinjena zaradi nazornosti prikaza)  
Figure 32: Hydraulic conductivity on soil surface ( $g_0$ ) at measured tensions near saturation and calculated saturated hydraulic conductivity (the curve of fifth soil profile is limited due to more clear illustration)



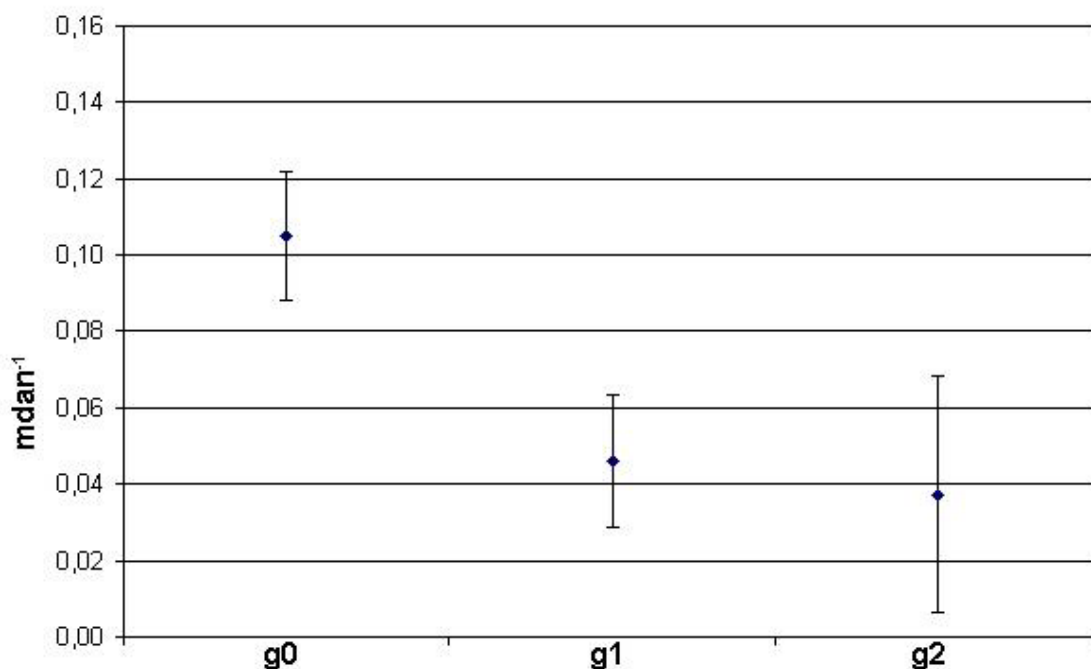
Slika 33: Hidravlična prevodnost tal v prvi globini tal ( $g_1$ ) sedmih talnih profilov ob različnih potencialih vode v tleh blizu nasičenja in ob nasičenju  
Figure 33: Hydraulic conductivity in first depth ( $g_1$ ) of all seven soil profiles at measured tensions near saturation and calculated saturated hydraulic conductivity



Slika 34: Hidravlična prevodnost tal v drugi globini tal (g2) četrtega in šestega profila tal ob različnih potencialih vode v tleh blizu nasičenja in ob nasičenju

Figure 33: Hydraulic conductivity in second depth (g1) of fourth and sixth soil profile at measured tensions near saturation and calculated saturated hydraulic conductivity

Med prevodnostjo tal za vodo ob nasičenju in do vključno tenzije 6-ih cm vodnega stolpca, ni statistično značilnih razik med globinami merjenja. Statistično značilne razlike med globinami merjenj, so se pokazale le v primeru analize kovariance pri tenziji 12-ih cm, ko smo v analizo vključili tudi delež peska ( $p < 0,05$ ). Na površini je bila povezanost utežnega deleža skeleta s hidravlično prevodnostjo pri tenziji 12 cm relativno šibka ( $r = 0,5$ ), medtem ko je bila v naslednji globini linearna povezava statistično značilna in relativno močna ( $r = 0,75$ ).



Slika 35: Povprečne vrednosti hidravlične prevodnosti ob tenziji -12 cm s standardno napako po posameznih globinah merjenja

Figure 35: The average hydraulic conductivity at tension -12 cm with standard error regarding the depth of measurements

#### 4.2.2.2 Velikost in število por ter obseg prevajanja vode

Kot smo že omenili je ena večjih prednosti TI, da lahko z analizo meritve dobimo vrsto dodatnih informacij o lastnostih tal, ki so povezana s prevajanjem vode. Velikost in število por smo določili s TI skladno s teorijo kapilarnosti. Ekvivalenten polmer pore smo izračunali skladno z enačbo (20), medtem ko smo število por določili z enačbo (71). Ekvivalenten polmer por, ki ustreza prevajanju vode ob določenem matričnem potencialu v tleh, je razviden iz preglednice 23.

Podatek o številu por služi predvsem kot ilustracija, saj predstavlja le približno oceno. V našem primeru, kjer začetni in končni pritisk na TI ni bil enak pri vseh meritvah, tudi povprečne vrednosti niso povsem smiselne. Kot ilustracijo lahko podamo, da je običajen velikosten red števila mezopor ( $r < 0,5$  mm) v območju pod diskom TI od 1000 do več kot 10000, medtem ko je makropor ( $r > 0,5$  mm) v povprečju manj kot 100.

Preglednica 23: Ekvivalenten polmer por, ki ustreza posameznemu pritisku na TI  
Table 23: Equivalent pore radius corresponding to different tension

Pritisk na TI (cm)	r (mm)
-15	0,1
-12	0,126
-10	0,15
-9	0,168
-8	0,1875
-6	0,25
-5	0,3
-3	0,5
-2	0,75
-1	1,516

Pomen makropor je bolj razviden iz obsega toka vode, ki ga prevajajo pore določenega premera in manj iz števila por. Namreč prevajanje vode skozi večje število majhnih por je neprimerno počasnejše kot prevajanje vode skozi manjše število večjih por. Delež toka vode, ki ga prevaja določen velikosten razred por smo določili z naslednjo enačbo:

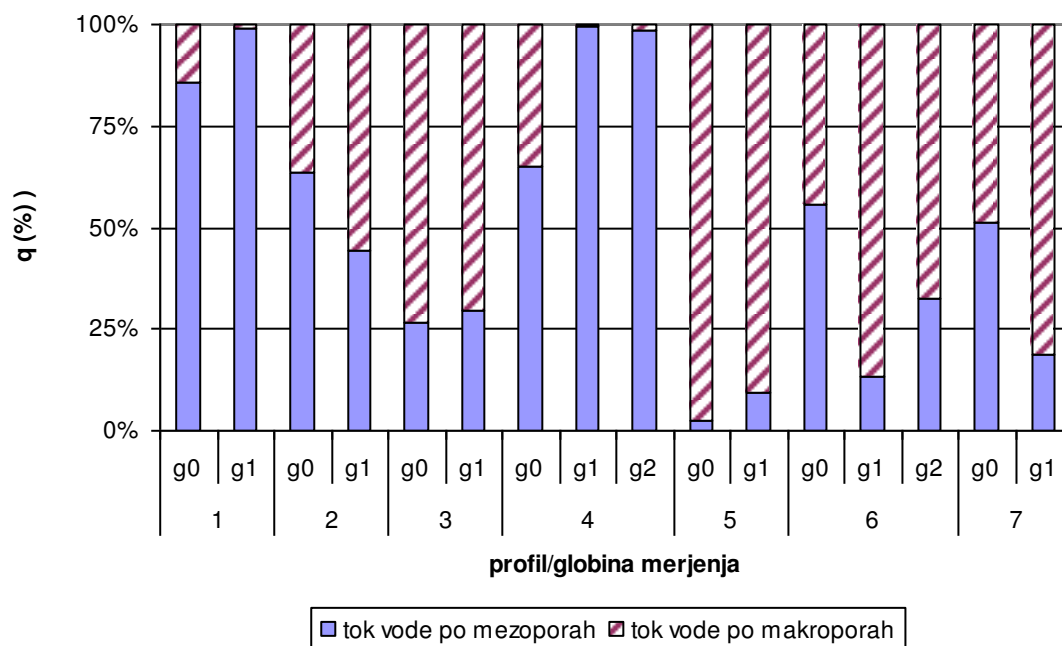
$$\Delta I\% = \frac{I_i - I_{i-1}}{I_0} * 100 \quad \dots (97)$$

kjer je  $I$  infiltracija vode ( $\text{ms}^{-1}$ ) iz diska ob določeni tenziji  $i$  (od - 1cm do -15 cm) ter  $I_0$  izračunana infiltracija vode ob nasičenju

Delež toka vode po makroporah smo določili z razliko toka vode med infiltracijo vode ob nasičenju ter infiltracijo vode ob tenziji 3 cm vodnega stolpca (Ankeny in sod., 1991). Kot je razvidno iz preglednice 23 je pri tenziji 3 cm vodnega stolpca največji ekvivalentni polmer por 0,5 mm oziroma ekvivalentni premer 1 mm. Delež toka po mezoporah pa predstavlja seštevek vseh delnih tokov vode ob infiltraciji vode iz diska ob pritiskih manjših od 3 cm vodnega stolpca.

Analiza variance med obsegom toka vode po makroporah oziroma mezoporah je pokazala statistično značilne razlike med posamezno globino merjenj. Pri tej analizi smo relativne deleže toka po makro in mezoporah prevedli tako, da smo tok vode po makroporah, kjer je bil delež toka večji od 50%, označili kot prevladujoč makroporni tok. Rezultati statistične analize so pokazali, da je na površini opazno manjši delež toka po makroporah oziroma, da v naslednjih globinah merjenja prevladuje tok vode po makroporah.

Kot je razvidno iz slike 36 in preglednice 24 je največji obseg prevajanja vode z makroporami v profilih 3 in 5. Variabilnost podatkov o obsegu prevajanja vode je velika zaradi dejstva, da je spravilo koruze na vseh 4 njivah potekalo ob različnih pogojih vsebnosti vode v tleh, prav tako je bila intenzivnost prehodov po določenem delu njive različna.



Slika 36: Povprečni delež toka vode po mezo- in makroporah v posamezni globini merjenja v profilih tal  
Figure 36: The average % of water flow through meso and macro pore domain at different depth of soil profile

Preglednica 24: Povprečen delež toka vode –  $q$  ( $\text{ms}^{-1}$ ) po makro- in mezoporah v profilu tal  
Table 24: The average % of water flow trough meso and macropore domain in soil profile

Globina vzorca	Opisne stat.**	1		2		3		4		5		6		7	
		q mezo pore %	q makro pore %	q mezo pore %	q makro pore %	q mezo pore %	q makro pore %	q mezo pore %	q makro pore %	q mezo pore %	q makro pore %	q mezo pore %	q makro pore %	q mezo pore %	q makro pore %
g0	G	85,54	14,46	63,57	36,43	26,39	73,61	65,20	34,80	2,32	97,68	55,52	44,48	51,36	48,64
	$s_G$	1,47	5,40	1,48	2,11	3,05	1,63	1,36	6,29	1,80	1,03	2,71	2,60	1,09	1,09
	KV %	2,20	47,75	2,61	6,47	13,99	2,67	1,98	2373	78,25	1,06	6,56	7,84	2,12	2,26
g1	G	99,20	0,80	44,48	55,52	29,75	70,25	99,30	0,70	9,24	90,76	13,53	86,47	18,62	81,38
	$s_G$	1,73	7,89	1,46	1,38	2,58	1,41	1,58	7,63	3,42	1,19	3,81	1,53	2,11	1,23
	KV %	3,62	2043	3,44	2,61	9,79	2,26	3,03	2073	40,26	1,43	33,61	2,11	12,02	1,61
g2	G							98,39	1,61			32,61	67,39		
	$s_G$							2,06	8,06			1,44	1,20		
	KV %							4,80	1144			4,51	1,82		

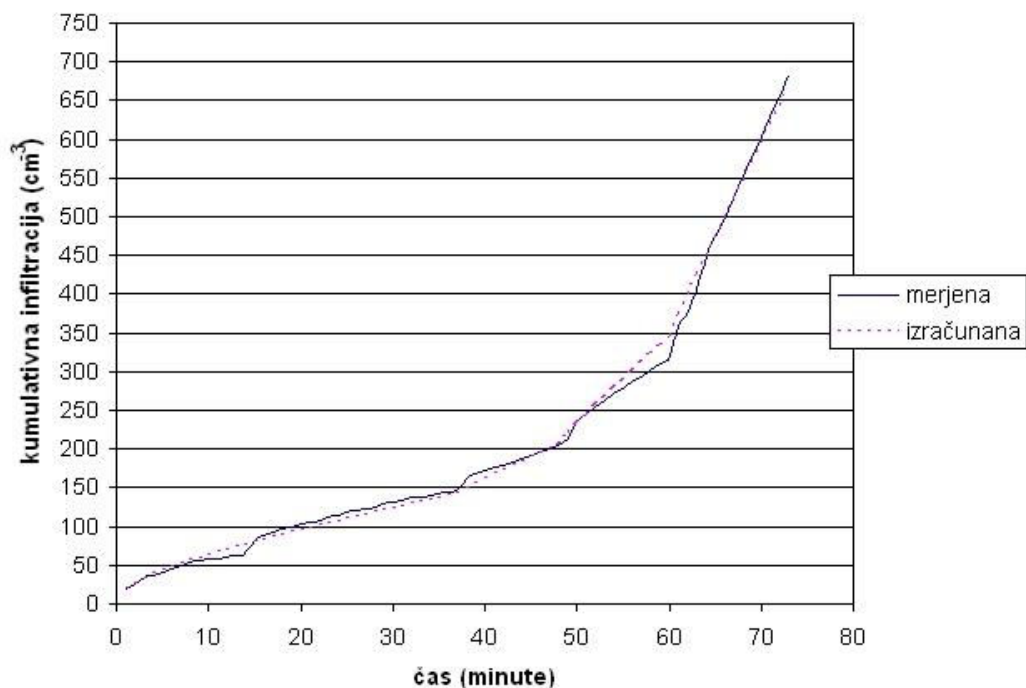
\*\* Opisne statistike: G - Geometrična sredina,  $s_G$  – standardna napaka, KV % - koeficient variabilnosti

#### 4.2.2.3 Inverzno modeliranje kumulativnih podatkov infiltracije z DISK programom

S programom DISK lahko z inverznim modeliranjem kumulativnih podatkov infiltracije izračunamo dva pomembna hidravlična parametra tal. Prva možnost, ki jo ponuja program, je izračun hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju, ki jo sicer lahko izračunamo tudi z drugimi rešitvami (Reynolds in Elrick, 1991; Ankeny in sod., 1991; Logsdon in Jaynes, 1993). Druga, bolj edinstvena rešitev, pa je izračun  $n$  in  $a$  parametra van Genuchtenovega modela VZK, saj je van Genuchtenov model temelj številnih drugih modelov, ki vključujejo modeliranje toka vode v tleh.

Kot rečeno sta vhodna parametra, ki sta nujno potrebna za modeliranje, začetna in končna volumska vsebnost vode v tleh. V našem primeru smo gravimetrični vsebnosti vode v tleh, pred in po meritvi, preračunali na volumsko vsebnost z volumsko gostoto fine frakcije tal.

Determinacijski koeficienti regresijskih premic izračunanih podatkov kumulativne infiltracije z merjenimi podatki skupne infiltracije vode posameznih meritev TI so bili praviloma zelo visoki in niso praktično nikoli manjši od 0,98, prav tako je bil majhen RMSE. Le v petih primerih so bili determinacijski koeficienti med 0,95 in 0,98. Razlika v masni bilanci med modelno in merjeno kumulativno infiltracijo je bila praviloma manjša od desetinke odstotka ozroma nikoli večja od 0,3 %. Zaradi takšnega ujemanja modeliranih podatkov z merjenimi v tem poglavju teh rezultatov ne predstavljamo podrobno. Ilustracija ujemanja merjenih in modeliranih podatkov je prikazana v sliki 37.



Slika 37: Primerjava kumulativne infiltracije drugega merjenja s TI (TI 2 meritev) med merjenimi in modeliranimi podatki

Figure 37: Illustration (TI 2 measurement) of comparison between measured and modeled data of cumulative infiltration of TI

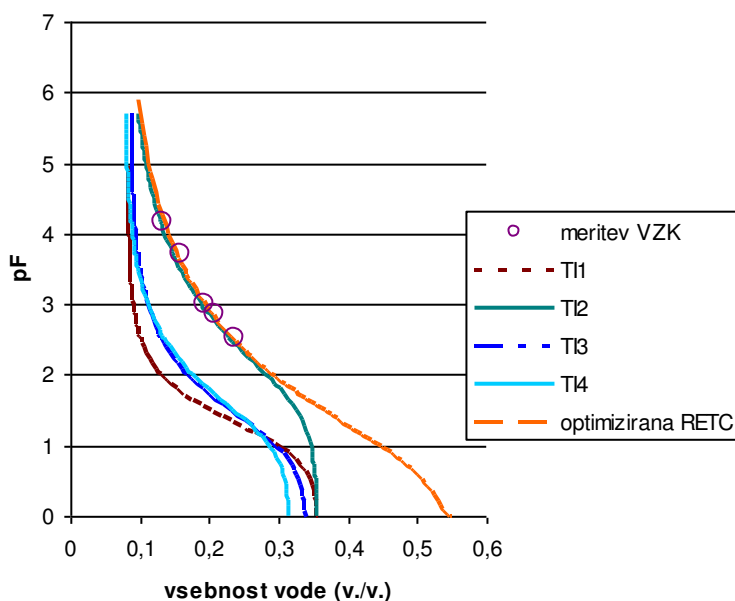
Stopničast potek krivulje merjenih podatkov odraža spremembo tenzije na TI.

Inverzno modeliranje smo izvedli tako, da smo izmed 6 hidravličnih parametrov, ki jih model skozi nelinearno optimizacijo optimira, dvema parametroma določili vrednost sami in jih nismo prepustili k nadaljnjem prilagajanju. Vrednosti smo določili parametroma hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju ( $K_s$ ) ter rezidualni vsebnosti vode v tleh ( $\theta_r$ ). Za ta korak smo se odločili, ker smo oba podatka že izmerili oziroma izračunali ter dejstva, da vseh hidravličnih parametrov hkrati program ne more optimizirati. Podatek hidravlične prevodnosti tal smo izračunali kot je opisano v poglavju 4.2.2.1, podatek o rezidualni vsebnosti vode pa smo povzeli iz določitev VZK kot je opisano v poglavju 4.1.4. Program je prilagajal naslednje hidravlične parametre:

- $\theta_s$  – vsebnost vode ob nasičenju, ki je navzdol omejena s podatkom o vsebnosti vode v tleh po opravljeni meritvi s TI
- $n$  – empirična konstanta modela VZK (brez enot)
- $a$  – empirična konstanta modela VZK ( $m^{-1}$ )
- $l$  – parameter makroskopske dolžine oziroma faktor povezljivosti por (brez enot).

Ujemanje optimizirane VZK posameznega horizonta, ki temelji na merjenih podatkih, smo primerjali z VZK posameznih merjenj TI v horizontu, ki jo je izračunal DISK program na osnovi njegovih prilagajanj  $n$  in  $a$  parametra podatkom kumulativne infiltracije. Kot je razvidno iz slik 38 do 52, se nobena modelirana VZK ne ujema z optimizirano VZK posameznega horizonta v delu, kjer je vsebnost vode večja od točke poljske kapacitete tal, kar smo tudi pričakovali. Ujemanje modeliranih podatkov VZK z optimizirano VZK smo ocenjevali le za območje med TV in TPK, saj smo meritve VZK izvedli le v tem območju in so podatki optimizirane VZK v območju  $pF < 2,52$  nezanesljivi in hipotetični. Ujemanje VZK smo ocenjevali s povprečno absolutno napako, korenem kvadrata standarne napake ter modificiranim indeksom skladnosti (Willmott in sod., 1985).

Rezultati prvih štirih meritev v površinskem horizontu prvega profila tal so prikazani na sliki 38.



Slika 38: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa na površini prvega profila tal

Figure 38: Comparison of water retention curves (WRC) between inverse modelling of TI measurements at surface of first soil profile by DISK software and optimized WRC based on measured data and RETC optimisation

Kot je razvidno iz slike 37 in preglednice 25 se z optimizirano VZK v večji meri sklada le druga meritev TI. Potek VZK, ki temelji na podatkih tretje in četrte meritve je zelo soroden, skoraj vzporeden, vendar lahko iz preglednice 25 razberemo, da sta MAE oziroma RMSE preveliki. Nekoliko slabše ujemanje modeliranih vrednosti hidravličnih parametrov oziroma VZK, lahko razberemo iz rezultatov modeliranja za drugi horizont prvega profila tal (slika 39 in preglednica 26), kjer je razvidno, da se optimizirani VZK približa le VZK 8 meritve, vendar je absolutna napaka prevelika, da bi lahko zaključili, da se VZK ujemata. Potek ostalih VZK je zelo različen.

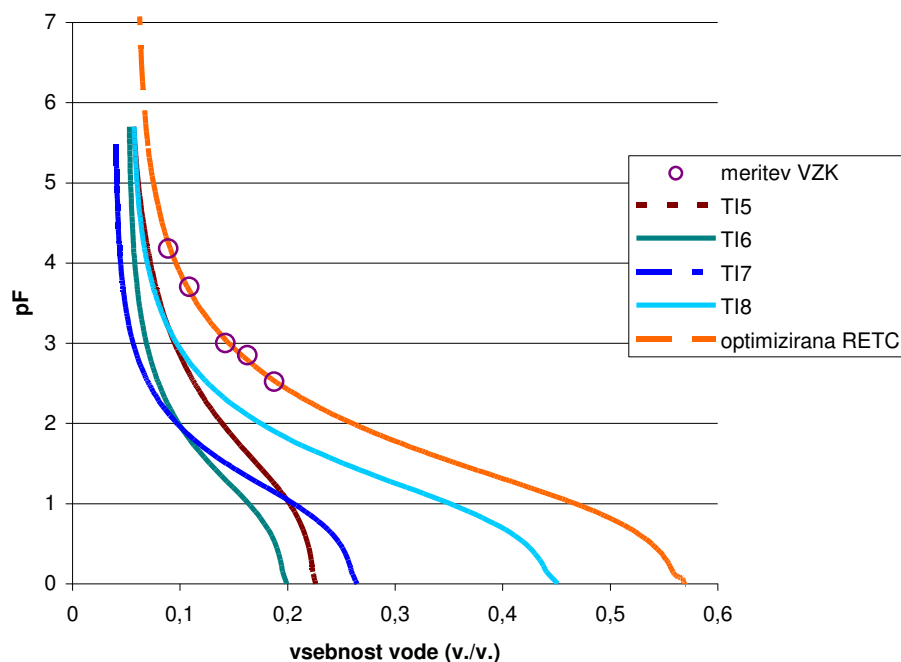
Preglednica 25: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI na površini prvega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient

Table 25: Comparison of hydraulic parameters calculated by fitting WRC data to data of cumulative infiltration of TI measurements at soil surface of first soil profile and statistics of error – MAE; RMSE,  $d_1$  and  $r^2$

Meritev/parameter	$\theta_s$	$a$	$n$	$l$	MAE	RMSE	$d_1$	$r^2$
TI 1	0,357	0,066	1,824	0,0003	0,091	0,093	0,226	99,55
TI 2	0,372	0,033	1,321	16,094	0,006	0,007	0,815	100
TI 3	0,340	0,079	1,524	0,0003	0,070	0,074	0,274	98,62
TI 4	0,316	0,062	1,469	0,144	0,072	0,076	0,314	99,04
optimizirana VZK	0,56*	0,1835	1,2689					

\* določena na osnovi poroznosti fine frakcije tal





Slika 39: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v prvi globini (g1) prvega profila tal

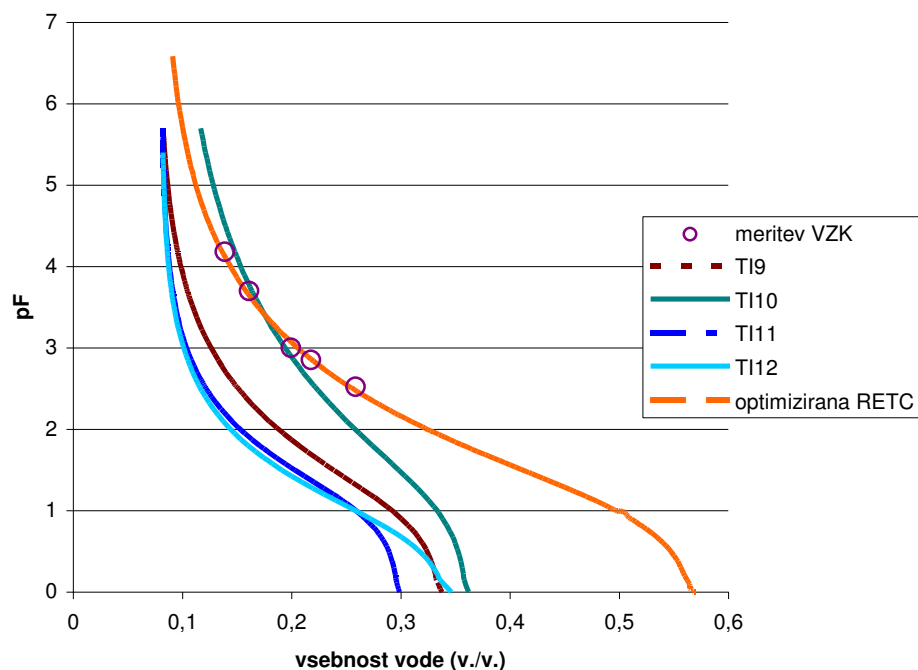
Figure 39: Comparison of water retention curves (WRC) between inverse modelling of TI measurements in first depth (g1) of first soil profile by DISK software and optimized WRC based on measured data and RETC optimisation

Preglednica 26: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v prvi globini prvega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient

Table 26: Comparison of hydraulic parameters calculated by fitting WRC data to data of cumulative infiltration of TI measurements in first depth (g1) of first soil profile and statistics of error – MAE; RMSE,  $d_1$  and  $r^2$

Meritev/parameter	$\theta_s$	a	n	l	MAE	RMSE	$d_1$	$r^2$
TI 5	0,226	0,093	1,300	10,393	0,042	0,046	0,382	99,87
TI 6	0,199	0,129	1,446	0,001	0,064	0,070	0,288	99,88
TI 7	0,265	0,124	1,540	0,0003	0,077	0,081	0,253	99,37
TI 8	0,451	0,134	1,458	1,020	0,041	0,044	0,386	99,83
optimizirana VZK	0,57*	0,1196	1,3726					

\* določena na osnovi poroznosti fine frakcije tal



Slika 40: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa na površini drugega profila tal

Figure 40: Comparison of water retention curves (WRC) between inverse modelling of TI measurements at surface of second soil profile by DISK software and optimized WRC based on measured data and RETC optimisation

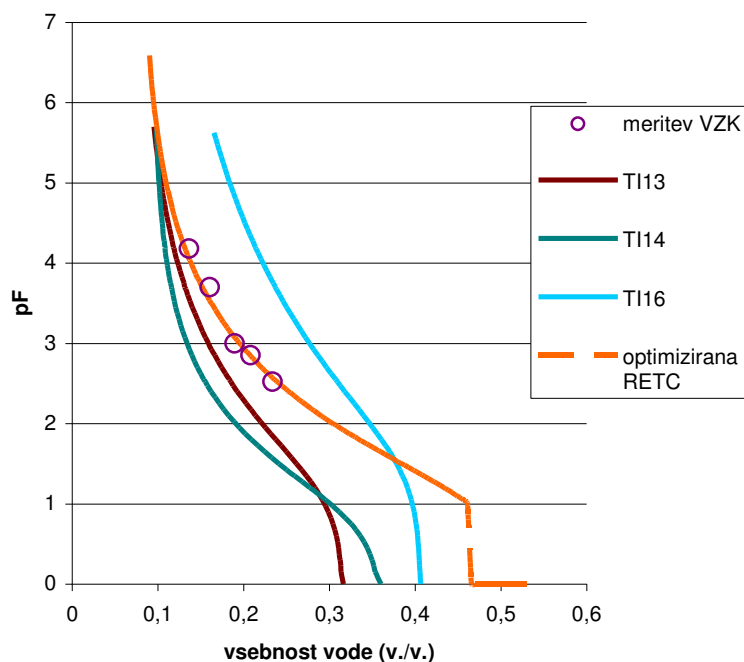
Preglednica 27: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI na površini drugega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient

Table 27: Comparison of hydraulic parameters calculated by fitting WRC data to data of cumulative infiltration of TI measurements at soil surface of second soil profile and statistics of error – MAE; RMSE,  $d_1$  and  $r^2$

Meritev/parameter	$\theta_s$	a	n	l	MAE	RMSE	$d_1$	$r^2$
TI 9	0,338	0,106	1,357	6,103	0,068	0,072	0,315	99,90
TI 10	0,362	0,091	1,210	9,974	0,005	0,015	0,907	99,82
TI 11	0,299	0,088	1,501	0,002	0,086	0,091	0,266	99,00
TI 12	0,346	0,177	1,498	0,351	0,088	0,094	0,261	99,02
optimizirana VZK	0,53*	0,1025	1,294					

\* določena na osnovi poroznosti fine frakcije tal

Potek VZK, ki temelji na podatkih merjenj na površini drugega profila tal kaže, da se realnim podatkom približa le modelirana VZK, ki temelji na podatkih desete meritve. Oblika ostalih VZK je sicer podobna optimizirani VZK, vendar so vse tri zelo oddaljene od izmerjenih vrednosti  $\Theta_{(h)}$ .



Slika 41: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v prvi globini drugega profila tal

Figure 41: Comparison of water retention curves (WRC) between inverse modelling of TI measurements in first depth (g1) of second soil profile by DISK software and optimized WRC based on measured data and RETC optimisation

Preglednica 28: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v prvi globini drugega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient

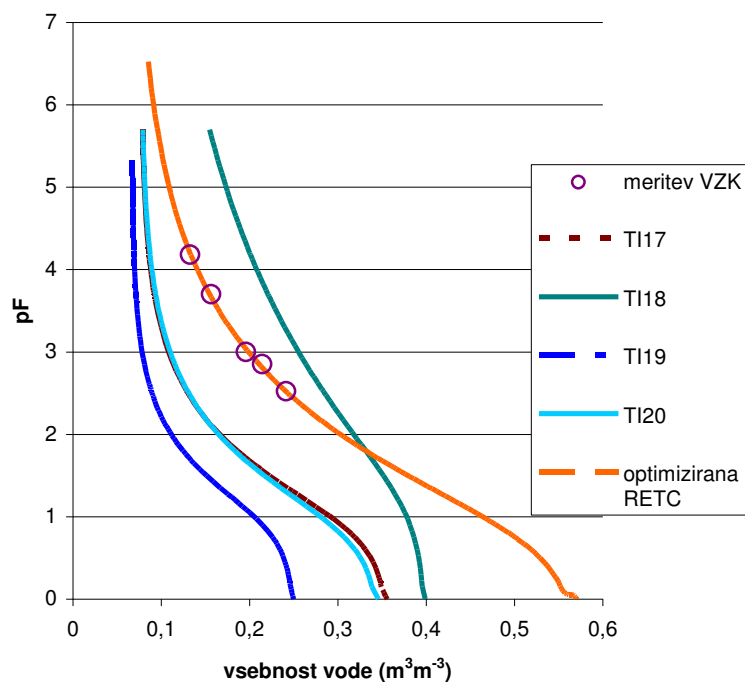
Table 28: Comparison of hydraulic parameters calculated by fitting WRC data to data of cumulative infiltration of TI measurements in first depth (g1) of second soil profile and statistics of error – MAE, RMSE,  $d_1$  and  $r^2$

Meritev/parameter	$\theta_s$	a	n	l	MAE	RMSE	$d_1$	$r^2$
TI 13	0,316	0,066	1,261	17,722	0,038	0,042	0,449	99,97
TI 14	0,360	0,131	1,393	0,020	0,059	0,064	0,347	99,75
TI 15	-	-	-	-	-	-	-	-
TI 16	0,407	0,033	1,150	11,979	0,073	0,075	0,299	99,40
optimizirana VZK	0,53*	0,076	1,294					

<sup>†</sup> napaka v meritvi

\* določena na osnovi poroznosti fine frakcije tal

VZK podatkov meritev TI v prvi globini drugega profila tal niso skladne z optimizirano VZK. Še najbolj se ji po oddaljenosti od izmerjenih vrednosti  $\Theta_{(h)}$  približa 13 VZK, ki pa ima drugačno obliko in so vsebnosti vode pri manjših pritiskih premajhni.



Slika 42: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa na površini tretjega profila tal

Figure 42: Comparison of water retention curves (WRC) between inverse modelling of TI measurements at surface of third soil profile by DISK software and optimized WRC based on measured data and RETC optimisation

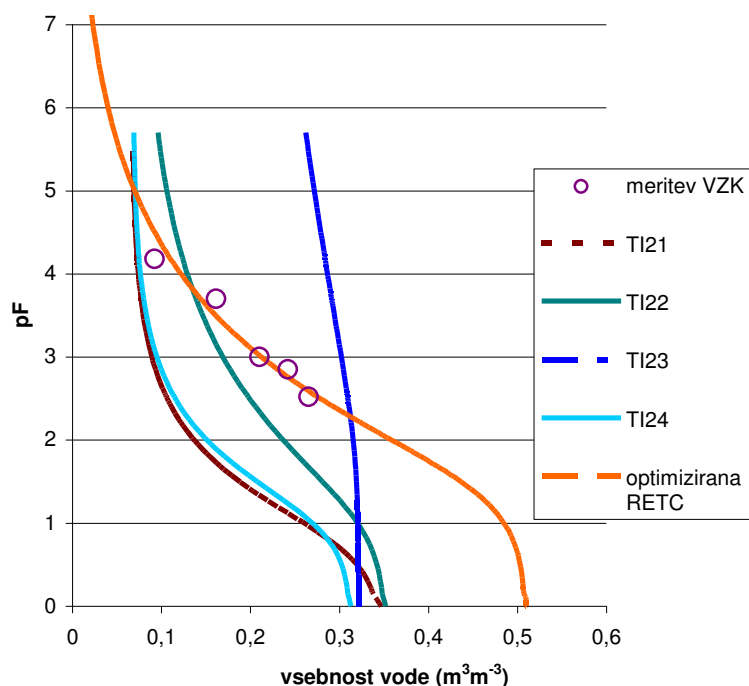
Preglednica 29: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI na površini tretjega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient

Table 29: Comparison of hydraulic parameters calculated by fitting WRC data to data of cumulative infiltration of TI measurements at soil surface of third soil profile and statistics of error – MAE; RMSE,  $d_1$  and  $r^2$

Meritev/parameter	$\theta_s$	$a$	$n$	$l$	MAE	RMSE	$d_1$	$r^2$
TI 17	0,356	0,120	1,454	6,165	0,077	0,081	0,271	99,11
TI 18	0,399	0,078	1,136	16,456	0,060	0,061	0,325	99,59
TI 19	0,250	0,107	1,591	0,0003	0,103	0,109	0,217	97,49
TI 20	0,346	0,136	1,425	0,242	0,076	0,080	0,275	99,33
optimizirana VZK	0,57*	0,186	1,259					

\* določena na osnovi poroznosti fine frakcije tal

Nobena od VZK merjenj s TI na površini tretjega profila tal ni skladna s potekom optimizirane VZK. Troje VZK ima zelo sorodno obliko.



Slika 43: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v prvi globini tretjega profila tal

Figure 43: Comparison of water retention curves (WRC) between inverse modelling of TI measurements in first depth (g1) of third soil profile by DISK software and optimized WRC based on measured data and RETC optimisation

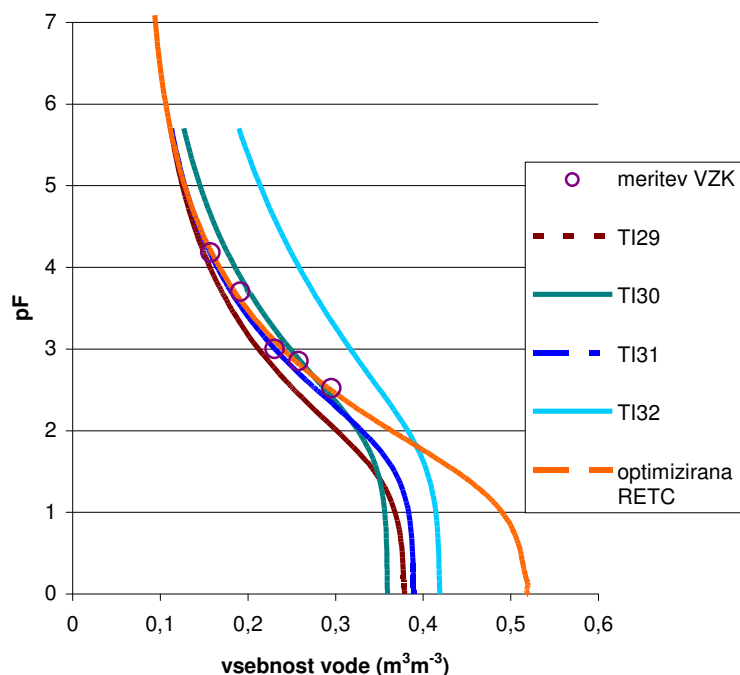
Preglednica 30: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v prvi globini tretjega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient

Table 30: Comparison of hydraulic parameters calculated by fitting WRC data to data of cumulative infiltration of TI measurements in first depth (g1) of third soil profile and statistics of error – MAE; RMSE,  $d_1$  and  $r^2$

Meritev/parameter	$\theta_s$	a	n	l	MAE	RMSE	$d_1$	$r^2$
TI 21	0,348	0,162	1,496	0,0003	0,080	0,090	0,357	98,83
TI 22	0,352	0,089	1,240	23,558	0,057	0,064	0,436	99,75
TI 23	0,322	0,013	1,031	3,360	0,106	0,117	0,295	97,04
TI 24	0,313	0,086	1,496	0,0003	0,078	0,089	0,361	99,08
optimizirana VZK	0,57*	0,037	1,241					

\* določena na osnovi poroznosti fine frakcije tal

Kot je razvidno iz slike 43 se nobena od VZK, ki so modelirane na podlagi podatkov kumulativne infiltracije, ne uspe ustrezno približati merjenim vrednostim  $\Theta_{(h)}$ . Te zaključke potrjujejo tudi statistike v preglednici 30.



Slika 44: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa na površini četrtega profila tal

Figure 44: Comparison of water retention curves (WRC) between inverse modelling of TI measurements at surface of fourth soil profile by DISK software and optimized WRC based on measured data and RETC optimisation

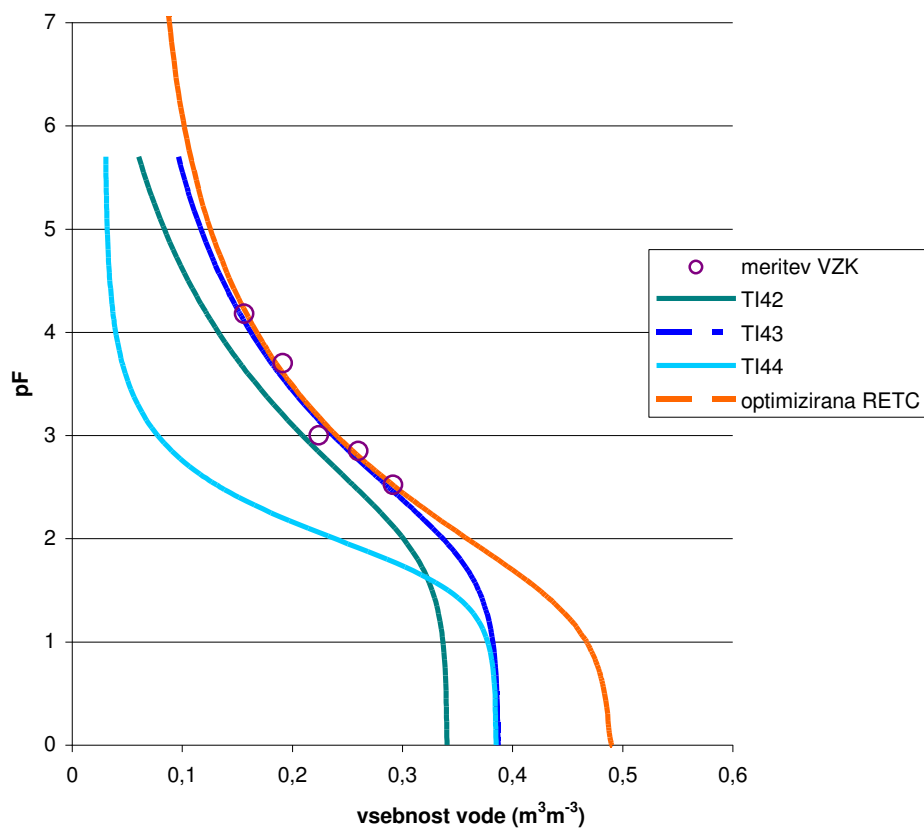
Preglednica 31: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI na površini četrtega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient

Table 31: Comparison of hydraulic parameters calculated by fitting WRC data to data of cumulative infiltration of TI measurements at soil surface of fourth soil profile and statistics of error – MAE; RMSE,  $d_1$  and  $r^2$

Meritev/parameter	$\theta_s$	a	n	l	MAE	RMSE	$d_1$	$r^2$
TI 29	0,379	0,028	1,250	1,176	0,022	0,024	0,682	99,99
TI 30	0,359	0,011	1,209	37,518	0,012	0,013	0,821	99,77
TI 31	0,390	0,016	1,258	11,411	0,007	0,008	0,900	99,98
TI 32	0,419	0,017	1,126	40,000	0,081	0,083	0,305	99,37
optimizirana VZK	0,52*	0,036	1,323					

\* določena na osnovi poroznosti fine frakcije tal

Najboljše ujemanje modeliranih VZK smo dobili na temelju podatkov meritev na površini četrtega profila tal, kjer se merjenim vrednostim  $\Theta_{(h)}$  približajo kar 3 VZK. Kot pa lahko razberemo iz rezultatov v preglednici 31, so odstopanja najmanjša pri VZK 30 in 31 meritve.



Slika 45: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v prvi globini četrtega profila tal  
Figure 45: Comparison of water retention curves (WRC) between inverse modelling of TI measurements in first depth (g1) of fourth soil profile by DISK software and optimized WRC based on measured data and RETC optimisation

Preglednica 32: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v prvi globini četrtega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient

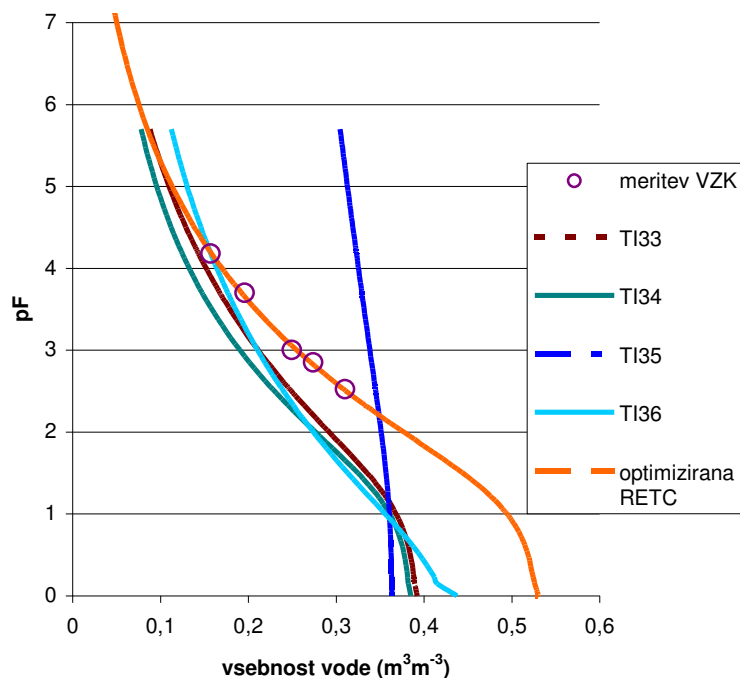
Table 32: Comparison of hydraulic parameters calculated by fitting WRC data to data of cumulative infiltration of TI measurements in first depth (g1) of fourth soil profile and statistics of error – MAE; RMSE,  $d_1$  and  $r^2$

Meritev/parameter	$\theta_s$	a	n	l	MAE	RMSE	$d_1$	$r^2$
TI 41	-	-	-	-	-	-	-	-
TI 42	0,341	0,011	1,201	32,133	0,033	0,034	0,590	99,83
TI 43	0,387	0,013	1,225	40,000	0,004	0,004	0,942	99,94
TI 44	0,385	0,018	1,696	40,000	0,148	0,152	0,193	95,75
optimizirana VZK	0,49*	0,041	1,243					

<sup>1</sup> napaka v meritvi

\* določena na osnovi poroznosti fine frakcije tal

V prvi globini 4 profila tal se od treh VZK ena povsem prilega izmerjenim vrednostim  $\Theta_{(h)}$ , medtem ko se ji VZK na podlagi 42. meritve TI tudi zelo približa.



Slika 46: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na podlagi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa na površini petega profila tal

Figure 46: Comparison of water retention curves (WRC) between inverse modelling of TI measurements at surface of fifth soil profile by DISK software and optimized WRC based on measured data and RETC optimisation



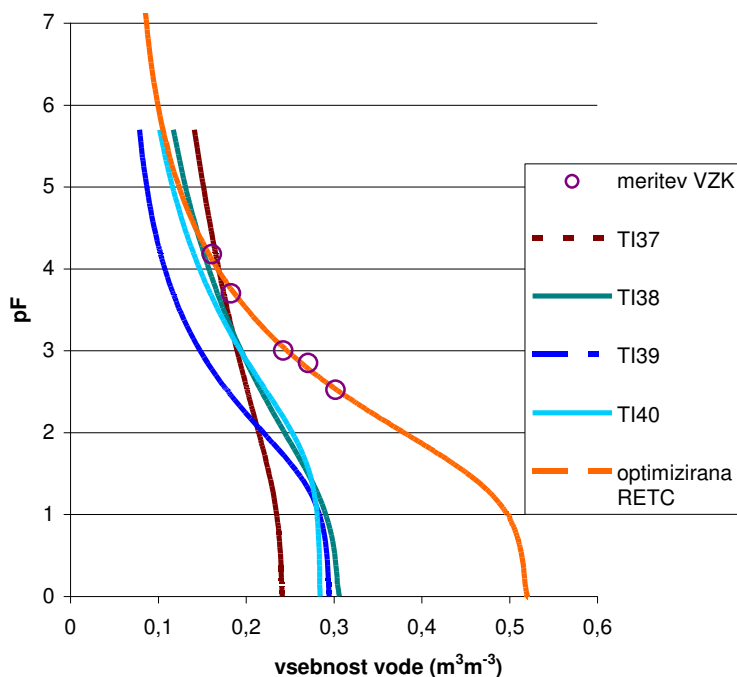
Preglednica 33: Primerjava hidravličnih parametrov, izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI na površini petega profila, in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient

Table 33: Comparison of hydraulic parameters calculated by fitting WRC data to data of cumulative infiltration of TI measurements at soil surface of fifth soil profile and statistics of error – MAE; RMSE,  $d_1$  and  $r^2$

Meritev/parameter	$\theta_s$	a	n	l	MAE	RMSE	$d_1$	$r^2$
TI 33	0,393	0,068	1,152	40,000	0,031	0,034	0,601	99,99
TI 34	0,385	0,060	1,194	39,415	0,051	0,054	0,442	99,99
TI 35	0,364	0,066	1,018	0,025	0,112	0,121	0,261	99,37
TI 36	0,438	0,464	1,138	40,000	0,027	0,035	0,614	99,97
optimizirana VZK	0,53*	0,063	1,176					

\* določena na osnovi poroznosti fine frakcije tal

VZK, ki temeljijo na podatkih merjenja na površini petega profila tal, se niso uspešno približale poteku optimizirane VZK, čeprav VZK meritev 33 in 36 ne odstopata zelo od optimizirane VZK.



Slika 47: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na podlagi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v prvi globini petega profila tal

Figure 47: Comparison of water retention curves (WRC) between inverse modelling of TI measurements in first depth (g1) of fifth soil profile by DISK software and optimized WRC based on measured data and RETC optimisation

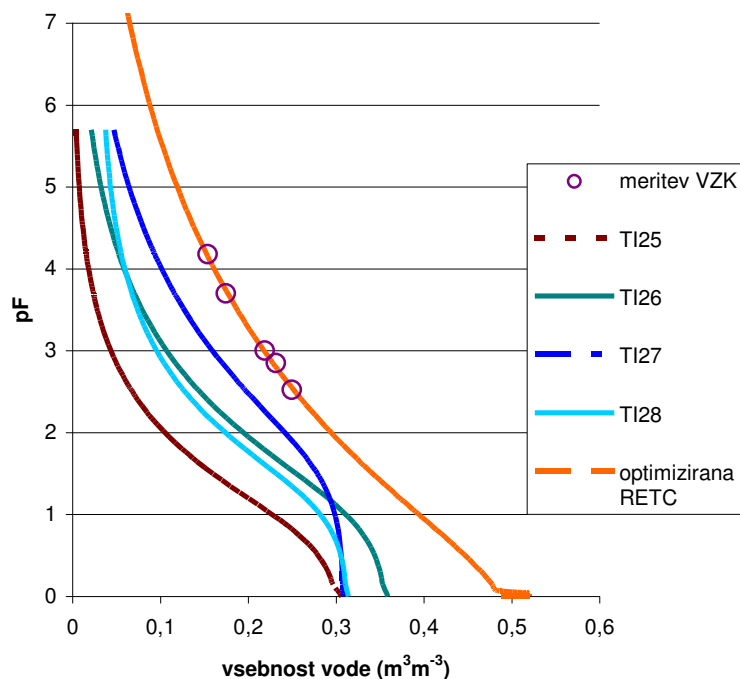
Preglednica 34: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v prvi globini petega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient

Table 34: Comparison of hydraulic parameters calculated by fitting WRC data to data of cumulative infiltration of TI measurements in first depth (g1) of fifth soil profile and statistics of error – MAE; RMSE,  $d_1$  and  $r^2$

Meritev/parameter	$\theta_s$	a	n	l	MAE	RMSE	$d_1$	$r^2$
TI 37	0,241	0,066	1,087	40,000	0,039	0,052	0,493	99,28
TI 38	0,306	0,071	1,146	36,718	0,038	0,047	0,505	99,70
TI 39	0,295	0,034	1,289	39,909	0,086	0,090	0,313	99,96
TI 40	0,284	0,015	1,189	39,780	0,042	0,048	0,480	99,75
optimizirana VZK	0,52*	0,037	1,259					

\* določena na osnovi poroznosti fine frakcije tal

Iz slike 47 lahko povzamemo enake ugotovitve kot smo jih za rezultate modeliranja podatkov pridobljenih na površini petega profila tal. Nekatere VZK se sicer približajo optimizirani VZK, vendar so odstopanja prevelika, da bi bile uporabne.



Slika 48: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa na površini šestega profila tal

Figure 48: Comparison of water retention curves (WRC) between inverse modelling of TI measurements at surface of sixth soil profile by DISK software and optimized WRC based on measured data and RETC optimisation

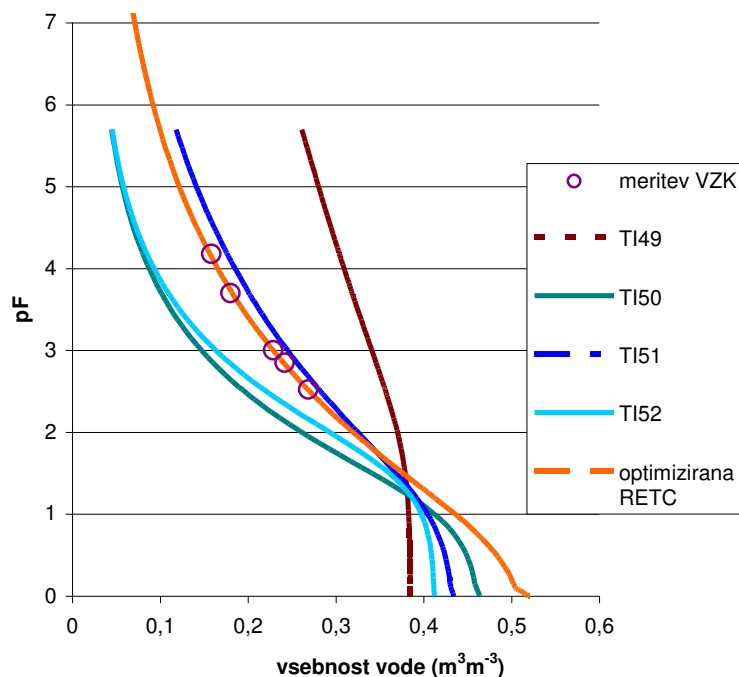
Preglednica 35: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI na površini šestega profila in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient

Table 35: Comparison of hydraulic parameters calculated by fitting WRC data to data of cumulative infiltration of TI measurements at soil surface of sixth soil profile and statistics of error – MAE; RMSE,  $d_1$  and  $r^2$

Meritev/parameter	$\theta_s$	a	n	l	MAE	RMSE	$d_1$	$r^2$
TI 25	0,307	0,161	1,383	0,0003	0,163	0,167	0,140	98,43
TI 26	0,359	0,099	1,265	14,590	0,107	0,110	0,198	99,57
TI 27	0,308	0,028	1,199	3,056	0,059	0,060	0,311	99,93
TI 28	0,314	0,067	1,347	0,016	0,114	0,117	0,188	99,87
optimizirana VZK	0,52*	0,766	1,131					

\* določena na osnovi poroznosti fine frakcije tal

Iz slike 48 lahko razberemo, da nobena od modeliranih VZK ne uspe zadovoljivo opisati potek  $\Theta_{(h)}$  kot jo ponazarja optimizirana VZK.



Slika 49: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v prvi globini šestega profila tal

Figure 49: Comparison of water retention curves (WRC) between inverse modelling of TI measurements in first depth (g1) of sixth soil profile by DISK software and optimized WRC based on measured data and RETC optimisation

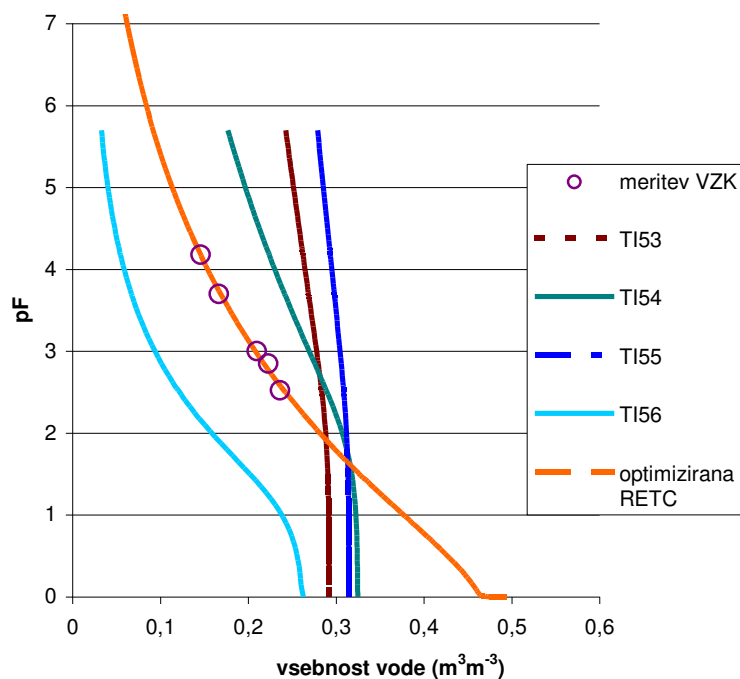
Preglednica 36: Primerjava hidravličnih parametrov, izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v prvi globini šestega profila tal, in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient

Table 36: Comparison of hydraulic parameters calculated by fitting WRC data to data of cumulative infiltration of TI measurements in first depth (g1) of sixth soil profile and statistics of error – MAE; RMSE,  $d_1$  and  $r^2$

Meritev/parameter	$\theta_s$	a	n	l	MAE	RMSE	$d_1$	$r^2$
TI 49	0,385	0,015	1,047	18,386	0,123	0,127	0,196	99,42
TI 50	0,464	0,079	1,293	40,000	0,080	0,082	0,272	99,58
TI 51	0,435	0,088	1,138	11,080	0,017	0,018	0,707	99,98
TI 52	0,412	0,027	1,310	39,246	0,067	0,069	0,318	99,54
optimizirana VZK	0,52*	0,244	1,161					

\* določena na osnovi poroznosti fine frakcije tal

VZK, ki temelji na podlagi 51. zaporedne meritve TI, se uspešno prilagaja optimizirani VZK in edina od štirih VZK ponazarja odnos  $\Theta_{(h)}$ , optimizirane VZK prve globine šestega profila tal.



Slika 50: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v drugi globini šestega profila tal

Figure 50: Comparison of water retention curves (WRC) between inverse modelling of TI measurements in second depth (g1) of sixth soil profile by DISK software and optimized WRC based on measured data and RETC optimisation

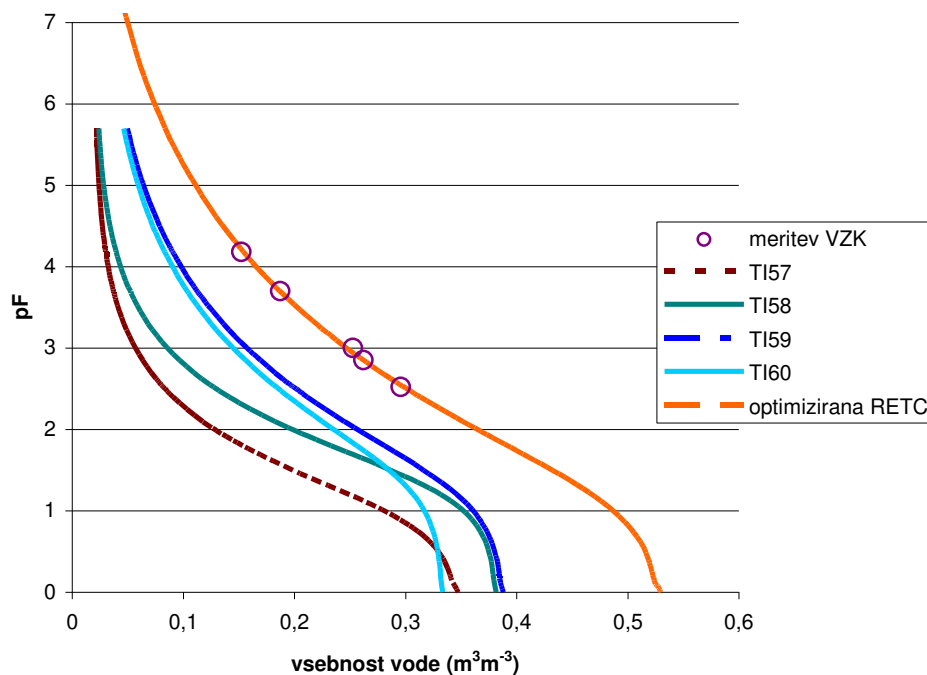
Preglednica 37: Primerjava hidravličnih parametrov izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v drugi globini šestega profila tal in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient

Table 37: Comparison of hydraulic parameters calculated by fitting WRC data to data of cumulative infiltration of TI measurements in second depth (g1) of sixth soil profile and statistics of error – MAE; RMSE,  $d_1$  and  $r^2$

Meritev/parameter	$\theta_s$	a	n	l	MAE	RMSE	$d_1$	$r^2$
TI 53	0,292	0,009	1,022	18,192	0,084	0,088	0,233	99,24
TI 54	0,325	0,013	1,080	39,948	0,066	0,068	0,278	99,75
TI 55	0,315	0,009	1,015	23,426	0,112	0,117	0,185	99,18
TI 56	0,283	0,073	1,282	15,000	0,107	0,110	0,191	99,47
optimizirana VZK	0,495*	0,724	1,131					

\* določena na osnovi poroznosti fine frakcije tal

Iz slike 50 in preglednice 37 lahko razberemo, da modelirane vrednosti hidravličnih parametrov niso uspešno ponazorile  $\Theta_{(h)}$ , v drugi globini šestega profila tal.



Slika 51: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa na površini sedmega profila tal

Figure 51: Comparison of water retention curves (WRC) between inverse modelling of TI measurements at surface of seventh soil profile by DISK software and optimized WRC based on measured data and RETC optimisation

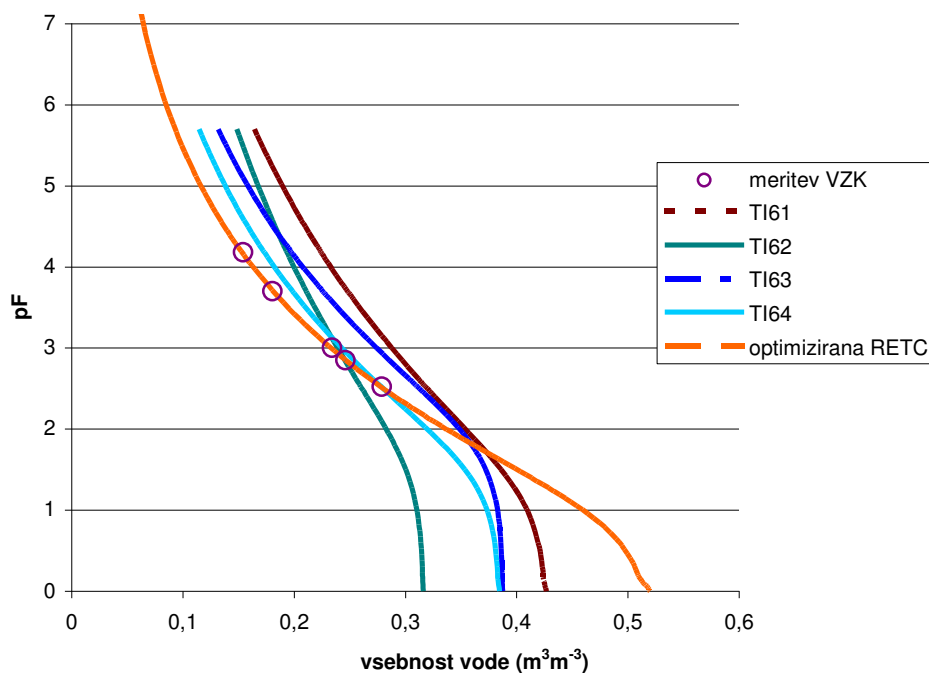
Preglednica 38: Primerjava hidravličnih parametrov, izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI na površini sedmega profila tal, in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient

Table 38: Comparison of hydraulic parameters calculated by fitting WRC data to data of cumulative infiltration of TI measurements at soil surface of seventh soil profile and statistics of error – MAE; RMSE,  $d_1$  and  $r^2$

Meritev/parameter	$\theta_s$	a	n	l	MAE	RMSE	$d_1$	$r^2$
TI 57	0,348	0,102	1,470	7,557	0,170	0,176	0,185	97,78
TI 58	0,382	0,045	1,446	40,000	0,147	0,151	0,208	98,22
TI 59	0,388	0,055	1,245	0,568	0,082	0,084	0,320	99,88
TI 60	0,334	0,039	1,250	17,738	0,093	0,096	0,293	99,87
optimizirana VZK	0,53*	0,080	1,174					

\* določena na osnovi poroznosti fine frakcije tal

Modeliranje hidravličnih parametrov na podlagi podatkov kumulativne infiltracije merjenj s TI na površini sedmega profila tal, prav tako ni uspešno ponazorilo odnos  $\Theta_{(h)}$ , tega horizonta.



Slika 52: Primerjava vodnozadrževalnih krivulj na osnovi merjenja TI in rezultatov programa DISK z merjenimi vrednostmi in optimizirano VZK RETC programa v prvi globini sedmega profila tal

Figure 52: Comparison of water retention curves (WRC) between inverse modelling of TI measurements in first depth (g1) of seventh soil profile by DISK software and optimized WRC based on measured data and RETC optimisation

Preglednica 39: Primerjava hidravličnih parametrov, izračunanih na podlagi prilagajanja VZK podatkom kumulativne infiltracije meritev TI v prvi globini sedmega profila tal, in optimiziranih vrednosti VZK ter statistike ujemanja podatkov – MAE, RMSE,  $d_1$  in determinacijski koeficient

Table 39: Comparison of hydraulic parameters calculated by fitting WRC data to data of cumulative infiltration of TI measurements in first depth ( $g_1$ ) of seventh soil profile and statistics of error – MAE; RMSE,  $d_1$  and  $r^2$

Meritev/parameter	$\theta_s$	a	n	l	MAE	RMSE	$d_1$	$r^2$
TI 61	0,427	0,064	1,101	28,069	0,059	0,061	0,360	99,83
TI 62	0,316	0,032	1,088	14,061	0,021	0,025	0,611	99,71
TI 63	0,388	0,015	1,136	40,000	0,042	0,043	0,458	99,86
TI 64	0,385	0,034	1,141	38,673	0,012	0,014	0,799	99,94
optimizirana VZK	0,52*	0,130	1,177					

\* določena na osnovi poroznosti fine frakcije tal

Veliko bolj uspešno prilagajanje VZK na osnovi modeliranih hidravličnih parametrov lahko razberemo iz slike 52, kjer se podatkom optimizirane VZK lepo prilega VZK, ki temelji na podlagi podatkov 64 meritve. Nekoliko bolj odstopa VZK, ki temelji na podatkih 62. meritve, ki pa ima tudi drugačno obliko krivulje.

## 5 RAZPRAVA IN SKLEPI

### 5.1 RAZPRAVA

#### 5.1.1 Osnovne fizikalne lastnosti tal

Če povzamemo rezultate analize vsebnosti skeleta, lahko zaključimo, da je bil razpon vsebnosti skeleta velik, saj je le-ta med 16 do 68%. Tako širok razpon deleža skeleta nam omogoča, da lahko preverimo, ali je v naših pogojih merjenja vsebnost skeleta vplivala na posamezno merjeno lastnost tal.

O vsebnosti skeleta velja izpostaviti dejstvo, da med skeletom prevladujeta najmanjši frakciji skeleta, velikega do 2 cm, ki skupaj presegata 60%. Najmanjši frakciji predstavljata torej skoraj dve tretjini vsega skeleta. V povezavi z analizo deležev frakcij skeleta velja omeniti, da smo zaradi dejstva, da je večji skelet na terenu bolj viden, zmotno sklepali, da prevladujejo v tleh večje frakcije skeleta.

Čeprav mineralni oziroma kamninski sestavi skeleta nismo posvečali pozornosti in ga nismo določevali, smo kasneje s statistično analizo specifične gostote skeleta ugotovili, da je Savinja naplavljalna mineralno različen skelet v posameznih obdobjih. Namreč, skelet v globini od 25 do 35 cm je imel statistično značilno večjo specifično gostoto kot skelet v globini od 0 do 10 cm. Glede na podatek, da je specifična gostota apnenca nižja od andezita oziroma andezitnega tufa, ki je prevladujoč med nekarbonatnim delom skeleta naplavine Savinje, lahko sklepamo, da se delež tovrstnega skeleta v globini 25 do 35 cm poveča in s tem se poveča tudi specifična gostota skeleta.

Volumska gostota tal je ena izmed osnovnih talnih lastnosti, ki je v skeletnih tleh ne moremo ločiti od osnovnega reprezentativnega volumna tal (Fiès in sod., 2002). Vendar v našem primeru nismo imeli popolnoma prostih rok pri določitvi REV, saj smo želeli vzorčiti tla neposredno pod diskom TI. Zlog tal neposredno pod območjem diska namreč pogojuje hidravlično prevodnost tal. S povečevanjem REV, ki bi zajel tudi tla izven območja diska TI, bi lahko izgubili pomemben del informacij, ki je povezan s tokom vode v tleh. Po drugi strani je premer diska 20 cm sorazmerno velik in ustrezen za določitev večine talnih lastnosti. V našem primeru smo REV prilagajali z globino. V kolikor se je pojavil skelet večjih dimenzij, smo povečali globino. Naš povprečni volumen vzorca, kjer smo določali volumsko gostoto tal, je znašal 2811 cm<sup>3</sup>, medtem ko je bil najmanjši volumen 1980 cm<sup>3</sup> in največji 4030 cm<sup>3</sup>. Tako lahko ugotovimo, da je bila povprečna globina vzorčnega mesta skoraj 9 cm. Če primerjamo naš povprečni volumen vzorca z REV, ki so jih v podobno skeletnih tleh določili nekateri drugi avtorji, lahko ugotovimo, da je bil povprečni volumen vzorca v naši raziskavi ustrezen tudi za merjenje volumskega deleža proda. Tako je Buchter s sodelavci (Buchter in sod., 1994) opredelil REV za vsebnost skeleta v tleh rendzine do 2100 cm<sup>3</sup>, podoben REV za volumsko vsebnost proda je opredelil tudi Baetens (Baetens, 2007) za polpuščavska tla v Čilu pa je znašal 2290 cm<sup>3</sup>. Za ostale talne lastnosti je REV praviloma še manjši, kar kaže na to, da smo zadostili pogoju REV neglede, da to ni bil naš osnovni namen. Potrebno pa je omeniti, da Vincent in Chadwick (Vincent in Chadwick, 1994)(1994) navajata, da je REV za skeletna tla s 35 do



40% volumskim deležem skeleta,  $4000 \text{ cm}^3$  oziroma kadar je v volumnu tal več kot 54% proda tudi več kot  $5000 \text{ cm}^3$ .

Volumska gostota tal je odraz teksture in zloga tal. Volumska gostota je posreden indikator zbitosti tal, prav tako je njeno poznavanje nujno, kadar podajamo talne lastnosti v volumnu tal (globini tal) kot je to v primerih podajanja količine vode in hranil v tleh (De Vos in sod., 2005). V skeletnih tleh je skupna volumska gostota odvisna od mase oz. volumna skeleta in fine frakcije tal (delci tal manjši od 2 mm) v skupnem volumnu tal. Kot smo že opisali v poglavju 4.1.2 obstaja linearna zveza med skupno volumsko gostoto in deležem skeleta v tleh, saj je povezanost obeh spremenljivk močna ( $r=0,95$ ). Ko smo v model za napoved skupne volumske gostote vključili poleg volumskega deleža skeleta tudi spremenljivko vsebnosti organske snovi je bil determinacijski koeficient 0,92. Povezava med deležem skeleta in skupno volumsko gostoto je za površinski horizont slabša, saj je koeficient korelacije le še 0,16. Vzrok za to lahko iščemo v povečani zbitosti tal, ki je posledica prehodov mehanizacije ob spravilu koruze, saj smo v našem primeru meritve izvajali na 4 koruznih strniščih, kjer je bila pred tem posilirana koruza. Prevoz traktorjev pri spravilu koruze seveda vpliva na zlog tal. Ker je bilo vreme v pozno poletnem in jesenskem času suho, kar je seveda vplivalo na vsebnost vode v tleh, je bil vpliv gaženja manj izrazit od pričakovanega, saj zbitost tal v naslednji globini ni bila zelo izrazita. V kolikor bi bila vsebnost vode v tleh večja, bi lahko pričakovali, da bi se zbitost močneje izrazila tudi v globini g1.

Vsebnost vode v tleh ima odločujočo vlogo pri procesu zbivanja tal, saj se s povečano vlažostjo tal poveča zbitost tal (Brady in Weil, 1999; Hamza in Anderson, 2005). Zgolj podatek o volumski gostoti ne nosi zadovoljive informacije, iz katere bi lahko zaključili o morebitnem procesu ter obsegu zbivanja tal (Håkansson in Lipiec, 2000). Zaradi potrebe primerjave obsega zbitosti, ki se lahko uporablja tudi kot merilo občutljivosti za zbitost tal, so uvedli termin stopnja zbitosti (degree of compactness), ki poda trenutno vrednost volumske gostote tal kot delež referenčne volumske gostote istih tal, ko je le-ta določena ob standardnih pogojih – standardna obremenitev tal ob točno določeni vlažnosti tal.

Tovrstno podajanje volumske gostote kot merila zbitosti in nenazadnje kot indikatorja kvalitete tal, omogoča primerjanje posameznih vrednosti ne glede na različno teksturo tal, ki lahko ob nepoznavanju teksture pripelje do napačnih interpretacij. Denimo vrednost volumske gostote  $1,5 \text{ g cm}^{-3}$  lahko predstavlja za glinasta tla že oviro za rast korenin, medtem ko v peščenih tleh zaradi takšne volumske gostote rast korenin ni ovirana (USDA Natural Soil Conservation Service, 2008). Pri zbivanju kmetijskih tal zaradi vožnje kmetijske mehanizacije se najprej porušijo strukturne pore (Richard in sod., 2001; Kung in sod., 2005; Jarvis, 2007; Alaoui in Goetz, 2008), medtem ko so teksturne pore veliko bolj odporne na obremenitve zbivanja. V našem primeru smo primerjave in spremembe o obsegu makroporoznosti opravili z analizo merjenj TI. Na ta način smo tudi posredno ovrednotili obseg zbitosti, tako da se bomo vrnili k problemu zbitosti tal kasneje, ob analizi rezultatov merjenj TI.

Če se vrnemo k povezanosti deleža proda in skupne volumske gostote in gostote fine frakcije tal, ugotovimo, da lahko bodisi z utežnim ali volumskim deležem proda v tleh sorazmerno dobro napovemo skupno volumsko gostoto tal. Povezanost različnih deležev proda s skupno volumsko gostoto tal navajamo zaradi dejstva, ker utežni delež proda v tleh določimo lažje in hitreje. Povezanost utežnega deleža proda v tleh je bila v primerjavi s

povezanostjo volumskega deleža proda s skupno volumsko gostoto tal nekoliko manjša ( $r=0,91$ ). Ko smo v model vključili še vsebnost organske snovi v tleh ter delež glin, smo z modelom pojasnili 88% variabilnosti rezultatov skupne volumske gostote. Medtem ko povezanosti deleža proda z volumsko gostoto fine frakcije tal nismo uspeli dokazati za celoten obseg podatkov (vse globine). Če analiziramo povezanost obeh omenjenih spremenljivk v vseh vzorcih ( $q_{bf}$  in  $R_v$ ), lahko ugotovimo, da med njima praktično ni povezav, saj lahko z deležem skeleta, bodisi utežnim ali volumskim, pojasnimo 12% variabilnosti volumske gostote fine frakcije tal, hkrati pa model linearne odvisnosti obeh spremenljivk ni bil statistično značilen. Kot je moč sklepati iz nadaljnjih obdelav drugih podatkov poskusa, je tako nizka stopnja povezanosti posledica zgaženosti tal, ki se je odrazila predvsem v površinskem horizontu. V primeru, ko smo analizirali povezanost obeh spremenljivk v naslednji globini tal ( $g_1$ ), je bil model linearne povezanosti statistično značilen. Pearsonov koeficient je bil v primeru utežnega deleža skeleta  $-0,80$  in v primeru, ko smo analizirali koreliranost volumske gostote fine frakcije tal z volumskim deležem skeleta  $-0,79$ . Regresijski model volumske gostote fine frakcije tal podatkov globine  $g_1$  v katerega smo poleg volumskega deleža skeleta, vključili delež melja in vsebnost organske snovi, je pojasnil 89 % variabilnosti volumske gostote fine frakcije tal.

Po drugi strani smo z analizo kovariance, ko smo v analize vključili tudi delež peska, potrdili statistično značilne razlike v volumski gostoti tal med globinami merjenj. Ker se deleži peska ne razlikujejo statistično značilno med globinami (praviloma ga je več v drugi globini merjenja- $g_1$ ), ne moremo oceniti, kolikšen vpliv ima proces zbijanja na volumsko gostoto fine frakcije tal. Zaključimo lahko le, da ima delež peska v tleh večji vpliv na volumsko gostoto fine frakcije tal kot pa ga ima proces zbijanja tal. Po drugi strani je tudi res, da se proces zbijanja tal zaradi prehoda mehanizacije ni odrazil zgolj na površini tal in da učinek zbijanja tal ni bil enakomeren skozi globino tal.

Tako kot v skeletnih tleh ločimo volumsko gostoto skupnega volumna in fine frakcije tal, tako ločimo tudi skupno poroznost in poroznost fine frakcije tal. Skupna poroznost je v tesni povezavi z volumnom skeleta v tleh, saj se le ta zmanjša sorazmerno z deležem proda v tleh. Čeprav je lahko določena vrsta skeleta porozna in v določeni meri tudi veže manjše količine vode (Vincent and Chadwick, 1994; Poesen and Lavee, 1994; Brouwer and Anderson, 2000; Cousin et al., 2003), smo to lastnost skeleta v našem primeru zanemarili. Predpostavili smo, da skelet v našem primeru ni porozen, zato se poroznost v volumnu tal zmanjša sorazmerno s povečanim volumskim deležem proda v tleh. Kot je razvidno iz preglednice 8 in slike 19 povečana volumska vsebnost proda močno zmanjša skupno poroznost tal, kar je sicer pričakovan in logičen rezultat. Odvisnost skupne poroznosti od vsebnosti skeleta je enaka kot v primeru skupne volumske gostote, saj lahko pojasnimo 95% variabilnosti z volumskim deležem proda. Vsebnost proda močno vpliva na hidrološke in splošne fizikalne lastnosti tal. Njegova navzočnost v tleh poveča obseg strukturne poroznosti, saj stik med skeletom redko v popolnosti zapolni fina frakcija tal, še posebno, če je tekstura tal lažja, bolj peščena (Fiès in sod., 2002). Kot je razvidno iz preglednice 8 poroznost fine frakcije tal ne odraža sprememb v povečanem volumskem deležu skeleta v tleh. Povezanost med njima je seveda enaka kot v primeru ugotavljanja povezave med volumsko gostoto fine frakcije tal in vsebnosti skeleta, torej nikakršna v primeru, ko smo povezanost iskali med vsemi podatki in bolj očitna, ko smo obravnavali le drugo globino tal.

Skeletnost tal ne omogoča določevanja VZK tal v neporušenih vzorcih tal, zato smo prisiljeni uporabljati porušene in presejane vzorce tal ( $< 2$  mm). Na ta način lahko določimo le del VZK, kjer je voda v tleh vezana s silo večjo od 330 cm vodnega stolpca. Za povezovanje med izmerjenimi točkami VZK ter konstruiranje celotne krivulje so danes na voljo različni programi za nelinearno prilagajanje rezultatov različnim vodnozadrževalnim modelom, kjer so nekateri od njih predstavljeni v poglavju 2.2.2.4. Med najbolj poznanimi sta RETC (van Genuchten in sod., 1991) in SWRC Fit (Seki, 2007) programa, ki oba uporabljata van Genuchtenov in Brooks&Corey model, le da SWRC Fit program ponuja v svojem naboru tudi nekaj novejših modelov. V našem primeru smo VZK določili z RETC programom. Kot je bilo že omenjeno v poglavju 4.1.4, smo nelinearno optimizacijo opravili v dveh korakih. Z uporabo programa smo izračunali parametra alfa in  $n$  van Genuchtenovega modela, ki sta nam kasneje omogočala primerjavo obeh parametrov izračunanih na osnovi inverznega modeliranja merjenj s TI. Vsebnost vode ob saturaciji smo določili na osnovi podatka o poroznosti fine frakcije tal, saj lahko povzamemo, da so ob nasičenju vse pore napolnjene z vodo. Kot smo ugotovili v procesu optimizacije prvotnega prilagajanja VZK, smo praviloma dobili boljše rezultate, ko smo zmanjšali vsebnost vode ob nasičenju do 10%. Determinacijski koeficienti ujemanja VZK izračunane z RETC programom z izmerjenimi vrednostmi, kažejo na zelo dobro ujemanje, saj so bili za horizonte petih profilov večji od 0,99 in le v horizontih dveh profilov nekoliko nižji, a nikoli manjši kot 0,954. Kljub vsemu pa takšno prilagajanje VZK v območju lahko vezane vode ne more nadomestiti določevanja VZK v neporušenih vzorcih, saj v neporušenih vzorcih določamo VZK na podlagi dejanskega obsega mezo- in makroporoznosti.

## 5.1.2 Hidravlične lastnosti tal

### 5.1.2.1 Določitev hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju z enojnim cilindrom

Kot je opisano v poglavju 2.2.2.6, obstaja mnogo terenskih metod za določanje hidravlične prevodnosti ob nasičenju. V našem primeru smo se odločili za določitev z enojnim cilindrom in metodo po Reynoldsu in Elricku (Reynolds in Elrick, 1990), ki za določitev potrebuje le en hidrostatičen pritisk. Običajno so bolj razširjene metode, ki temeljijo na dveh različnih hidrostatičnih pritiskih, ki so nekoliko bolj natančne kot predlagana metoda z enovitim hidrostatičnim pritiskom. Avtorja te metode navajata, da napaka metode v primerjavi z merjenjem z dvema ali več hidrostičnimi pritiski ni večja kot 20%, običajno manj. Če vzamemo v obzir, da je variabilnost te lastnosti v tleh veliko večja od 20%, potem je primerneje, da opravimo večje število meritev z nekoliko slabšo absolutno zanesljivostjo, saj nam merjenje le z enim hidrostatičnim pritiskom za polovico skrajša potreben čas merjenja. To nam omogoča, da opravimo večje število meritev, kar po drugi strani pomeni bolj zanesljivo določitev hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju. Kakorkoli, v opisu te metode v poglavju 2.2.2.6.1.2 je predstavljena tudi rešitev za bolj natančen izračun ob uporabi dveh hidrostatičnih pritiskov.

V naši nalogi smo sprva želeli opraviti meritev infiltracije vode iz enojnega cilindra in diska tenzijskega infiltrometra na isti lokaciji, vendar smo že ob prvem merjenju načrt spremenili, saj smo dobili vtis, da se ob potiskanju cilindra v relativno suha tla delno poruši struktura tal, še posebno ob steni cilindra. To dejstvo bi najbrž v večji meri vplivalo

na rezultate merjenja s TI, zato smo merjenja z enojnim cilindrom in TI izvajali ločeno, vendar v neposredni bližini.

Hidravlična prevodnost ob nasičenju se med profiloma 1 in 2 ni bistveno razlikovala, kar je potrdila statistična analiza. Geometrična sredina vrednosti  $K_{fs}$  na površini prvega profila je znašala  $6,9 \text{ m dan}^{-1}$ , medtem ko je bila ta na območju drugega profila  $6,4 \text{ m dan}^{-1}$ . V naslednji globini smo z merjenjem zaznali nekoliko povečano hidravlično prevodnost ob nasičenju na območju drugega profila tal ( $10,5 \text{ m dan}^{-1}$ ) v primerjavi s prevodnostjo iste globine na območju prvega profila tal ( $8,9 \text{ m dan}^{-1}$ ), kar lahko razberemo tudi iz slike 31. V drugem profilu obstajajo statistično značilne razlike med merjenji prevodnosti na površini in v naslednji globini tal. Razlike so bile do neke mere pričakovane in se presenetljivo niso potrdile z merjenji s TI, saj je bila lega profila 1 takšna, da je bil promet kmetijske mehanizacije zaradi izhoda na lokalno cesto večkrat prevožen kot profil 2.

Če primerjamo splošne rezultate merjenj hidravlične prevodnosti tal z enojnim cilindrom z vrednostmi, ki smo jih dobili z analizo merjenja TI in so predstavljene v preglednicah 16 in 17, lahko zaključimo, da so vrednosti izmerjene z enojnim cilindrom višje od rezultatov merjenj s TI. Takšna razlika med merjeni hidravlične prevodnosti ni osamljen primer, saj nekatere študije navajajo, da so rezultati hidravlične prevodnosti tal z enojnim cilindrom lahko tudi do 10 krat večji od rezultatov dobljenih s TI (Reynolds in sod., 2000; Buczko in sod., 2006; Verbist in sod., 2013). V luči teh primerjav naši rezultati ne odstopajo od tovrstnih rezultatov in jih ne moremo proglasiti kot napake pri merjenju zaradi zabijanja cilindra v tla. Potrebno je tudi omeniti, da nekateri rezultati drugih študij niso postregli z občutnimi razlikami med metodami določevanja hidravlične prevodnosti z enojnim ali dvojnimi cilindrom na eni strani ter merjenimi s TI na drugi strani (Gómez in sod., 2001; Sauer in Logsdon, 2002; Bodhinayake in sod., 2004a). Čeprav so se med omenjenimi študijami uporabljale različne analize rešitve merjenj hidravlične prevodnosti z enojnim cilindrom in TI, so odstopanja v analiznih metodah veliko manjša kot med različnimi pristopi merjenja hidravlične prevodnosti. Ko komentiramo razlike med metodami merjenja, je potrebno omeniti, da igra REV pomembno vlogo in meritve, kjer so uporabljeni cilindri ali diski manjših premerov (premer manjši od 10 cm), pripomorejo k povečanim razlikam med uporabljenimi metodami zgolj zaradi različnih površin merjenj.

Seveda se pri zelo skeletnih tleh lahko razlikuje primernost posamezne metode. Podobne pomisleke glede poškodovanja strukture ob nameščanju cilindra v tla kot smo jih imeli mi, so izrazili tudi Verbist in sodelavci (Verbist in sod., 2013).

Ker smo imeli kar nekaj težav pri zagotavljanju večjih količin vode, ki so potrebne za izvajanje meritev ter zaradi pomislov o primernosti te metode za suha in skeletna tla, smo se na naslednjih treh njivah omejili le na merjenja s TI.

#### 5.1.2.2 Določitev hidravličnih lastnosti tal s tenzijskim infiltrometrom

Ena večjih odlik TI je, da nam omogoča določitev hidravlične prevodnosti tal v območju blizu nasičenja, kjer so spremembe v hitrosti prevajanja tudi največje in imajo praviloma eksponencialno obliko. Prav tako lahko rezultate povežemo s teorijo kapilarnosti in določimo število makro- in mezopor kot tudi obseg toka vode po posameznem velikostnem razredu por. Prav zaradi možnosti, da lahko določamo obseg makroporoznosti in sprememb v obsegu makropor zaradi različnih dejavnikov, se je merjenje hidravlične

prevodnosti tal s TI hitro uveljavilo. Uporaba TI se je uveljavila pri spremljanju sprememb zaradi različnih postopkov obdelave tal. To dejstvo smo želeli uporabiti tudi mi, saj smo omenili, da je makroporoznost vezana na strukturno poroznost, ki se s postopki obdelave tal občutno spremeni. Pred podrobnejšim komentarjem o hidravličnih lastnostih proučevanih tal, je potrebno opozoriti na razmere ob izvajanju meritev, ki smo jih opisali že v prejšnjem poglavju.

Pri preverjanju povezanosti posameznih sprejemljivk s hidravlično prevodnostjo za vodo ob nasičenju, te, razen šibke povezanosti z vsebnostjo glin, nismo zaznali. Prav tako se ni statistično značilno razlikovala hidravlična prevodnost tal ob nasičenju med globinami merjenja. Statistična neznačilnost med rezultati merjenj hidravlične prevodnosti tal na globini  $g_1$  in površini tal, se je nadaljevala do vključno 6 cm tenzije. Analiza ANOVE hidravlične prevodnosti tal pri 12 cm vodnega stolpca prav tako ni pokazala statistično značilnih razlik, čeprav so se rezultati približali mejni statistični značilnosti. V kolikor smo v analizo hidravlične prevodnosti pri tenziji 12 cm vodnega stolpca vključili tudi delež peska (analiza kovariance), so bile med merjenji na površini in globini  $g_1$  statistično značilne razlike. Pri tej tenziji je bila prevodnost tal za vodo na površini, skoraj enkrat večja kot v naslednji globini merjenja (slika 35). Ta rezultat nas navaja k sklepanju, da se je zaradi prevozov kmetijske mehanizacije ob siliranju koruze porušila makroporoznost oziroma poroznost por s polmerom večjim od 0,5 mm. Zaradi slučajne izbire lokacij merjenj in neenakomernega prevoza kmetijske mehanizacije, je bil obseg makroporoznosti naključen in statistično neznačilen med globinami merjenj. Pri manjših porah, t.j. porah z ekvivalentnim polmerom manjšim od 0,125 mm, zbitost tal zaradi prehodov mehanizacije ni povzročila porušenja zgradbe manjših por, oziroma so bile poškodbe zaznavne v dosti manjšem obsegu. Če primerjamo variabilnost med posameznimi pritiski merjenj, lahko zaključimo, da je variabilnost podatkov večja pri nižjih pritiskih ( $h=1$  in 3 cm vodnega stolpca) kot pa pri večjih pritiskih. Do podobnih rezultatov o variabilnosti podatkov hidravlične prevodnosti na koruzni njivi so prišli tudi Mohanty in sodelavci (1996).

Zaradi manjšega spreminjanja strukture manjših por se je pri merjenju prevodnosti tal za vodo pri tenziji 12 cm v večji meri izrazil vpliv deleža skeleta v posamezni globini merjenja. Volumska vsebnost skeleta na površini - do globine 10 cm, je bila skorajda polovična (23,79 %), če jo primerjamo z vsebnostjo skeleta v volumnu tal v naslednji globini merjenja (40,49 %). Torej lahko utemeljeno sklepamo, da je razlika v prevodnosti vode po porah, ki imajo manjši ekvivalenten premer od 0,25 mm, posledica razlike v volumnu fine frakcije tal, ki je na površini občutno večja, saj se volumen tal zaradi skeleta zmanjša za 23,79 %, medtem ko je v naslednji globini volumen fine frakcije tal manjši za 40,49 %. Kot lahko vidimo iz slike 35 je povprečna razlika v obsegu prevajane vode med obema globinama merjenj sorazmerna razliki v volumskem deležu skeleta v tleh obeh globin. Podoben trend v zmanjšani hidravlični prevodnosti pri tenziji 12 cm vodnega stolpca oziroma podobnih silah vezane vode v tleh ob hkratnem povečanem deležu skeleta v tleh so opazili tudi pri nekaterih drugih študijah (Sauer in Logsdon, 2002; Ma in sod., 2010).

V prejšnjem poglavju smo že pojasnili, da je geometrična sredina rezultatov izračunane hidravlične prevodnosti tal na osnovi meritev s TI manjša od rezultatov meritev nasičene prevodnosti z enojnim cilindrom. Zelo opazna je predvsem razlika v meritvah prvega profila, kjer je razlika na površini profila skoraj desetkratna. Na površini je  $K_{fs}$  določena s

TI le  $0,74 \text{ m dan}^{-1}$  ter  $2,5 \text{ m dan}^{-1}$  v naslednji globini, medtem ko je le-ta z merjenjem z enojnim cilindrom znašala  $6,9$  in  $8,9 \text{ m dan}^{-1}$ .

Omenili smo že, da lahko merjenja hidravlične prevodnosti s TI povežemo s teorijo kapilarnosti in na ta način določimo velikost por. Zelo dober pregled teoretičnega ozadja toka vode skozi makropore je v svojem prispevku podal Jarvis (Jarvis, 2007), kjer je med ostalim analiziral rezultate raziskav v zadnjih 25 letih in prišel do zaključka, da je lahko meja makroporoznosti pomaknjena na ekvivalenten premer por med  $0,3$  in  $0,5 \text{ mm}$ , kar ustreza vezavi vode v tleh s silo med  $10$  do  $6 \text{ cm}$  vodnega stolpca. Tok vode po makroporah poimenujemo tudi s prednostnim tokom ali z neuravnoveženim tokom vode.

V našem primeru smo mejo makroporoznosti postavili pri ekvivalentnem premeru pore  $1 \text{ mm}$ , kar ustreza tenziji  $3 \text{ cm}$  vodnega stolpca. To mejo je definiral že Luxmoore (Luxmoore, 1981), povzeli pa so jo tudi številni drugi avtorji (Wilson in Luxmoore, 1988; Mohanty in sod., 1996; Sauer in Logsdon, 2002; Cameira in sod., 2003; Bodhinayake in sod., 2004b; Buczko in sod., 2006; Ramos in sod., 2006). S TI lahko določimo, kolikšen obseg vode se prevaja skozi posamezen velikosten razred por, poleg tega lahko iz toka ocenimo število por, ki sodeluje pri prevajanju vode. Tudi v našem primeru smo izračunali število por v posameznem velikostnem razredu por, ki prevaja tok vode skladno z enačbo (71), vendar ima tovrsten podatek manjšo primerjalno vrednost, zato smo se v nalogi omejili na prikaz toka vode po makroporah in mezoporah. Število por se lahko zelo razlikuje, navkljub zelo podobnemu toku vode, saj lahko denimo ena večja pora prevaja več vode kot tisoče manjših. Zaradi tega dejstva je veliko bolj povedno, da obravnavamo razlike v obsegu toka vode v velikostnem razredu por oziroma njegovemu deležu.

Podatek o obsegu toka vode po makroporah pove, v kolikšni meri prehajajo snovi skozi profil tal s prednostnim tokom in ne z uravnoveženim prehodom skozi talno osnovo na podlagi Richardove enačbe (66 in 67). Kot pojasnjuje v zgoraj omenjenem pregledu Jarvis (2007), prihaja do toka vode po makroporah zaradi fizičnega neravnovežja v nezasičeni coni tal zaradi heterogenosti, ki se kaže v neizenečenem vodnem potencialu in/ali koncentraciji snovi v lateralni smeri. Z drugimi besedami lahko tudi povemo, da je tok po makroporah posledica počasnega uravnoveženja med razlikami vodnega potenciala in/ali koncentracije snovi v lateralni smeri v primerjavi s hitrim prevajanjem skozi poro v vertikalni smeri, kar tudi ruši temeljno definicijo REV. Skladno s teorijo kapilarnosti bo vodo stekla v makroporo, ko bo potencial raztopine manjši kot je vstopni potencial za vodo posamezne pore, ki je v nepostredni povezavi z njeno velikostjo in podrobneje prikazan v preglednici 23. V našem primeru smo izračunali obseg toka vode po makro- in mezoporah za vsako globino obravnavanih profilov (slika 36). Kot smo že ugotavljali pri komentarju o hidravlični prevodnosti tal ob merjenih pritiskih, je pri obsegu prevajanja imel glavno vlogo prehod mehanizacije in z njo povezana zbitost tal. Kot je razvidno iz slike 36, v prvem profilu prevladuje tok vode po mezoporah v obeh globinah merjenja. Lega profila 1 je bila zelo blizu izhoda na lokalno cesto, kar je botrovalo pogostejšim prehodom mehanizacije na tem delu njive (slika 14). Profil 2 je bil lociran na sredini iste njive, kjer je bil prehod mehanizacije povezan zgolj s siliranjem koruze na tem mestu njive, tako da je bil tok vode po makroporah večji že na površini, medtem ko je bil tok po makroporah v naslednji globini merjenja že prevladujoč. V profilu 3 (lokacija 2) je bil tok vode po makroporah na obeh globinah podoben in prevladujoč. Tok vode po makroporah je bil v četrtem profilu podoben rezultatom prvega profila, le da gre vzrok za prevladujoč tok po mezoporah iskati v povečanem deležu gline v naslednjih globinah ter večji vsebnosti vode

v globinah merjenja ob prehodu mehanizacije. Tok vode po makroporah je bil največji v obeh globinah petega profila tal. V šestem in sedmem profilu tal (ista lokacija) je bila situacija podobna. Na površini je bil tok vode po makroporah nekoliko manjši kot tok po mezoporah, medtem ko je bil v naslednji globini prevladujoč.

Ko smo tok vode razdelili na tok po makroporah in na tok po mezoporah, se je variabilnost podatkov močno zmanjšala v primerjavi z variabilnostjo podatkov hidravlične prevodnosti tal. Variabilnost podatkov je odstopala le v primerih opazne zbitosti tal, t.j. v profilih 1 in 4. Tako prikazani podatki omogočajo boljšo primerjavo med profili kot absolutne vrednosti hidravlične prevodnosti. Kot je razvidno iz podatkov o toku vode, predstavlja tok vode po makroporah pomemben člen v prevajanju vode proučevanih skeletnih tal.

### 5.1.2.3 Inverzno modeliranje kumulativnih podatkov infiltracije

Ker je v skeletnih tleh vzorčenje neporušenih vzorcev tal zelo težavno, je določanje vodnozadrževalnih lastnosti tal v »mokrem« območju, t.j. v razmerah, ko je voda v tleh vezana z manjšimi silami (<330 cm vodnega stolpca), onemogočeno. Zaradi nadaljnjih možnosti analize, ki jih ponuja merjenje s TI, je uporaba TI še posebno zanimiva. Namreč z numerično analizo podatkov skupnega odtoka vode iz TI, lahko z inverzno numerično rešitvijo Richardove enačbe (67 oziroma 85) ocenimo  $\alpha$  in  $n$  parameter van Genuchtenovega vodnozadrževalnega modela (24). Ta možnost bi lahko predstavljala zelo elegantno rešitev za definiranje VZK tal tudi v »mokrem« delu, ki ga s porušenim talnim vzorcem ne moremo definirati. Ker je omenjen model VZK oziroma z njim povezan model toka vode (70) sestavni del mnogih modelov, ki simulirajo transport snovi in onesnaževal skozi profil tal, je pravilna ocena  $\alpha$  in  $n$  parametera še toliko bolj pomembna. Prav tako bi takšna rešitev določanja VZK pomenila prihranek časa in sredstev.

V našem primeru smo preizkusili uporabnost tovrstnega pristopa za vseh 64 meritev s TI. Ujemanje modelne napovedi infiltracije vode iz TI z merjenimi podatki, je bila praktično v vseh primerih odlično, saj je bila bilanca modelnih vrednosti praviloma manjša od 0,1 % in vedno manjša od 1%. Ujemanje modeliranih rezultatov kumulativne infiltracije z merjenimi, je bilo v veliki večini primerov takšno kot na sliki 37. Tako dobre rezultate ujemanja merjenih in modeliranih vrednosti kumulativne infiltracije vode so navajali tudi drugi avtorji (Šimůnek in sod., 1998a; Ramos in sod., 2006; Verbist in sod., 2009b).

Že v osemdesetih letih so nekateri avtorji opozarjali na nekritično uporabo korelacijskih koeficientov (npr. Pearsonov koeficient  $r$  ali determinacijski koeficient,  $r^2$ ) pri oceni natančnosti oziroma uporabnosti geofizikalnih modelov (Willmott in sod., 1985; Legates in McCabe, 1999). Opozorili so, da omenjena koeficienta opisujeta stopnjo povezanosti (kolinearnosti) med merjenimi podatki in modelnimi napovedmi sprejemljivk. Z drugimi besedami lahko tudi povemo, da oba koeficienta pojasnjujeta kolikšen del variance merjenih podatkov lahko pojasnimo z modelom, ki temelji na modelnih podatkih (Ramos in sod., 2006). Žal zgolj z uporabo obeh omenjenih statistik ne moremo ocenjevati natančnosti in primernosti modela. Celo več, brez ostalih deskriptorjev, kot so nekatere ostale statistike (RMSE, MAE) in/ali ustrezen grafičen prikaz ujemanja merjenih vrednosti z modelnimi napovedmi, je lahko navajanje obeh koeficientov zelo zavajajoče. Natančnost modelnih napovedi lahko ocenimo s statistikami, ki ocenjuje razlike med merjenimi in modelnimi vrednostmi, kot sta absolutna napaka in celotna napaka, vendar na ta način ne moremo oceniti celovite natančnosti in ustreznosti modela, ki je še posebno zaželena, če

ocenjujemo primernost oziroma natančnost več različnih modelov hkrati. V našem primeru smo za oceno natančnosti in ustreznosti modela uporabili modificiran indeks skladnosti (Willmott in sod., 1985). Indeks je v razponu od 0 do 1 in vrednosti bližje 1 kažejo na večje ujemanje modelnih napovedi z merjenimi vrednostmi. Za oceno ustreznosti modela obstajajo tudi drugi indeksi (Legates in McCabe, 1999).

Kot je razvidno iz preglednic 25 do 39, bi bila zgolj raba determinacijskega koeficienta kot merila ustreznosti inverznega modeliranja podatkov kumulativne infiltracije za določitev VZK oziroma hidravličnih parametrov  $n$  in  $a$  van Genuchtenovega modela VZK, neustrezna. Determinacijski koeficient ni bil nikoli nižji od 95 %, celo več, večina njih je bila večja od 99%. Vzrok za navidez dobro ujemanje modelnih napovedi je iskati v dejstvu, da smo za določitev VZK uporabili isto funkcijo- model, van Genuchten-ov model. Iz grafičnih prikazov, ki so spremljali preglednice, smo sicer lahko razbrali ujemanje posamezne modelne VZK, ne pa tudi stopnjo ujemanja. Bolj natančno oceno ustreznosti oziroma neustreznosti modelne VZK, smo lahko povzeli iz modificiranega indeksa skladnosti oziroma absolutne in celotne napake.

V našem primeru lahko zaključimo, da z inverznim modeliranjem kumulativne infiltracije TI nismo uspeli zadovoljivo definirati VZK. Želena skladnost, ki smo jo ocenjevali z modificiranim indeksom skladnosti, smo dosegli v nekaj več kot 10% vseh meritev. Če smo nekoliko manj konzervativni pri oceni skladnosti in sprejmemo kot primerne tudi tiste, z vrednostjo indeksa večjo od 0,5 in povprečno absolutno napako manjšo od 0,03, smo bili uspešni v 20% vseh meritev, kar še vedno ni zadovoljivo. V literaturi lahko najdemo nasprotujoče si ugotovitve o uspešnosti inverznega modeliranja kumulativne infiltracije TI za napoved VZK oziroma  $\Theta_{(h)}$ . Šimunek s sodelavci (1998 b) ugotavlja, da je oblikovanje VZK oziroma določanje hidravličnih parametrov van Genuchten-ovega modela manj zadovoljivo od simuliranja kumulativne infiltracije, medtem ko Ramos s sodelavci (2006) ugotavlja, da je metoda inverznega modeliranja zanesljiva in sorazmerno preprosta. Več avtorjev pa navaja izreden pomen pravilne določitve začetne in končne vsebnosti vode v tleh ob merjenju TI (Šimunek in van Genuchten, 1997; Schwartz in Evett, 2002; Ramos in sod., 2006; Verbist in sod., 2009b).

Pravilnost začetne in končne vsebnosti vode v tleh je najbrž botrovala tudi našim slabšim rezultatom simuliranja vodnozadrževalnih lastnosti tal. Namreč prva težava pri določevanju začetne vsebnosti tal je, da vzorca ne moremo odvzeti na mestu meritve, ampak v neposredni bližini, zato ni nujno, da odvzeti vzorec odraža vsebnost vode v tleh pod diskom. Iz hitrega pregleda variiranja podatkov začetnih vsebnosti vode ob merjenjih v posameznem horizontu, lahko ugotovimo, da je heterogenost podatkov velika na majhnem prostoru. Del variiranja podatkov lahko pripišemo dejanski heterogeni vsebnosti vode na njivi, vendar so bila nihanja prevelika, da bi bila heterogenost odraz realnih razmer na terenu. Povprečen odklon vsebnosti vode pred merjenji je znašal 1,8% volumskega odstotka (rezultati v nalogi niso predstavljeni), kar lahko predstavlja 10% celotne količine vode, ki jo vežejo tla. Najbržda je večji del nihanja vrednosti začetne vsebnosti vode pogojen tudi s samim odvzemom vzorca v skeletnih tleh. Kot je razvidno iz slike 20 in preglednice 7, predstavlja skelet velikosti med 2 in 5 mm, petino do četrtnino celotnega skeleta. Tako majhen skelet zlahka zajamemo pri vzorčenju tal, četudi smo pazljivi pri vzorčenju tal, kar seveda kasneje vpliva na točnost določanja vsebnosti vode v fini frakciji tal. Tej napaki bi se lahko izognili tako, da bi vzorčili celoten volumen tal, t.j. fino frakcijo tal in skelet ter kasneje po sušenju tal v vzorcu določili količino skeleta. Schwartz in Evett



(2002) sta opozorila na težave pri vzorčenju tal pod diskom TI takoj po končani meritvi. Največjo težavo predstavlja točno vzorčenje volumna tal pod diskom, saj je debelina nasičenih tal majhna. Prav tako se lahko volumska gostota tal tankega nasičenega sloja razlikuje od volumske gostote, ki je določena vsaj v debelini 5 cm (Kopeckyjev cilindri) ali večji (metoda z izkopom).

Naslednji dejavnik, ki lahko vpliva na točnost določitve končne vsebnosti vode v tleh je natančno odstranjevanje peska pod diskom, ki je služil za dober hidravlični kontakt TI. Takoj po koncu meritve moramo kar najhitreje odstraniti moker pesek, kar je v celoti praktično nemogoče. Če sta volumen in globina vzorčenih tal večja, je napaka zaradi vsebnosti kontaktnega peska majhna, sicer pa lahko napako določitve končne vsebnosti vode v tleh občutno povečamo. Lahko zaključimo, da na pravilno določanje začetne in končne vsebnosti vode v tleh vpliva mnogo dejavnikov. Zaradi njune odločilne vloge pri rezultatih inverznega modeliranja, gre del razlogov slabših rezultatov modeliranja pripisati napakam pri njunem določanju.

Morda bi boljše rezultate inverznega modeliranja dobili z drugačno izbiro parametrov, s katerimi smo optimizirali tok vode blizu nasičenja ob numerični rešitvi Richardove enačbe, vendar nesistematična preverjanja modeliranja o drugačni izbiri te domneve niso potrdila. V našem primeru smo se odločili, da ne bomo optimizirali rezidualne vsebnosti vode v tleh ter hidravlične prevodnosti ob nasičenju, ker smo ta hidravlična parametra tal že izračunali. Prvega s prileganjem VZK merjenim vrednostim z RETC programom, medtem ko smo hidravlično prevodnost ob nasičenju izračunali neposredno iz meritve TI. Ta pristop se nam zdi veliko bolj primeren kot pa, da v optimizacijo parametrov ne bi vključili parametra makroskopske dolžine ( $l$ ) Mualem-van Genuthenovega modela nenasičene hidravlične prevodnosti tal kot merila povezljivosti por. Precejšnje število avtorjev (Schwartz in Evett, 2002; Baetens in sod., 2009; Verbist in sod., 2009b) namreč pri inverznem modeliranju tega parametra ni optimiziralo in je prevzelo vrednost 0,5, saj Mualem (1976) navaja, da ta vrednost ustreza večini tal. Po drugi strani pa nas razmišljanje, da ta parameter predstavlja povezljivost por v tleh, kjer ima delež skeleta v tleh vsekakor svoj vpliv, prepričuje v pravilnost tovrstnega pristopa inverznega modeliranja. Na pomen pravilne ocene parametra makroskopske dolžine v gozdnih tleh in odstopanja od povprečne vrednosti 0,5 je opozoril tudi Shinomiya s sodelavci (2001). Nenazadnje je enak pristop pri inverznem modeliranju uporabil tudi Ramos (2006), ki je tudi izpostavil, da se z vključitvijo optimizacije parametra makroskopske dolžine uspešneje približa merjenim vrednostim hidravlične prevodnosti nenasičenih tal.

#### 5.1.2.4 Ilustracija pomena uporabe realnih podatkov pri določanju hidravličnih lastnosti tal

Z zadnjo točko poglavja želimo v zaključku naloge opozoriti na pomen uporabe realnih podatkov hidravličnih lastnosti tal, ki jih praviloma vključujemo v modele prevajanja vode in snovi skozi profil tal. Že rezultati naše naloge kažejo na velik obseg variabilnosti podatkov na sorazmerno majhnem prostoru, navkljub enotni rabi tal. Zatorej je težavna že določitev povprečne vrednosti parametra, če opravimo premajhno število meritev. Še večjo nezanesljivost, če ne celo popolno neprimernost, predstavlja uporaba pretvorbenih funkcij tal, ki so nastale na nizu podatkov, ki se močno razlikuje od tal, za katere želimo oceniti hidravlične lastnosti tal. Posamezen podatek kot je raba tal, geneza tal in podobno tvori

svojo skupino tal s svojstvenimi lastnostmi, kjer bi morali uporabljati lastne pretvorbene funkcije tal, ki so nastale na enovitih osnovah (Wösten in sod., 2001). Kaj sploh pomeni termin pretvorbena funkcija tal (PTF)? Wosten in sodelavci (2001) opredelijo PTF kot statistično regresijsko enačbo, ki predstavlja odnos med posameznimi talnimi lastnostmi oziroma z drugimi besedami lahko povemo, da je PTF funkcija, s katero želimo oceniti neko lastnost tal na osnovi drugih merjenih podatkov tal. Uporaba PTF predstavlja velik prihranek časa in stroškov, saj je naprimer določevanje hidravličnih lastnosti tal dolgotrajno in sorazmerno drago. V določenih primerih uporaba PTF predstavlja edino možno izbiro, saj merjenih podatkov ni na razpolago, uporabnik pa nima ne časa in denarja, da zagotovi realen posnetek stanja. Kljub vsemu je odločilnega pomena, da uporabnik pozna izvor izbrane PTF ter njeno nezanesljivost, saj se lahko le ob pravilni izbiri PTF približamo realni oceni modelirane talne lastnosti.

Razširjena je uporaba PTF s katerimi ocenjujemo VZK oziroma  $\theta_h$ , volumsko gostoto tal, kapaciteto tal za vodo, hidravlično prevodnost ob nasičenju na osnovi teksture in vsebnosti organske snovi (Wösten in sod., 1999; Saxton in Rawls, 2006; Wösten in sod., 2001).

PTF, ki smo jih vključili v primerjavo, so povzete v prilogi C. V tej točki želimo le ilustrirati pomen uporabe realnih podatkov, pravilne ocene uporabljenih parametrov PTF oziroma pravilne izbire PTF, zato rezultatov nismo podrobno predstavljali znotraj četrtega poglavja te naloge.

Prvi parameter na katerega želimo opozoriti je določitev deleža skeleta v tleh, ki ima odločilno vlogo v bilanci tal. Delež skeleta namreč zmanjša volumen »aktivnega« dela tal-fine frakcije tal, kar je potrebno upoštevati pri vseh bilančnih izračunih, npr. vodni bilanci tal kot tudi hranil. Pravilen podatek o deležu je seveda tudi odločilen, kadar nastopa delež skeleta kot člen PTF.

Naslednji parameter, ki kaže v skeletnih tleh občutno odstopanje je volumska gostota fine frakcije tal. Če volumsko gostoto določamo s kontinuiranimi PTF, t.j. funkcijami, ki temeljijo na podatkih deležev glin, melja in peska brez upoštevanja vpliva skeletnosti, so napake občutne. V nadaljevanju smo izračunali volumsko gostoto na osnovi povprečne vsebnosti teksturnih deležev v teksturnem razredu ilovica in glinasta ilovica. Za izračun smo uporabili internetni kalkulator (Bulk ., 2014), ki temelji na PTF, ki jo je definiral Saxton s sodelavci (1986). Volumska gostota, ki je ocenjena s to PTF znaša za povprečne podatke teksturnega razreda ilovica  $1,38 \text{ gcm}^{-3}$  ter za teksturni razred glinastailovica  $1,33 \text{ gcm}^{-3}$ . Povprečna volumska gostota fine frakcije tal podatkov naše naloge je za teksturni razred ilovica znašala  $1,12 \text{ gcm}^{-3}$  ter za teksturni razred glinasta ilovica  $1,23 \text{ gcm}^{-3}$ . Kot je razvidno iz zgornje primerjave je ocena volumske gostote za teksturni razred ilovica neuporabna, medtem ko je ocena za teksturni razred glinasta ilovica nekoliko boljša, a še vedno dokaj oddaljena od realnih podatkov. Zgornji rezultati dopolnjujejo ugotovitve nekaterih drugih avtorjev, ki so prav tako ugotovili slabše ujemanje ocenjenih vrednosti volumske gostote tal, če so uporabljali splošne PTF v tleh specifičnih lastnosti (skeletnost, gozdna raba tal) in ne takšnih, ki bi temeljili na istih lastnostih kot so jih imeli vzorci, kjer so preverjali uporabnost splošnih PTF (De Vos in sod., 2005; Baetens, 2007). Baetens (2007) ugotavlja, da navkljub širokem preverjanju literature, ni našel primerne PTF za določanje volumske gostote fine frakcije tal v skeletnih tleh. Na osnovi svojih meritev je oblikoval PTF, ki naj bi bila primerna za določanje volumske gostote fine frakcije tal in temelji na deležu glin, organske snovi in utežnega deleža skeleta. Ker je ta PTF nastala na

podatkih polpuščavskih tal Čila, ki se ne obdelujejo, nismo pričakovali veliko boljnih rezultatov. Izračuni so pokazali še večjo neprimernost kot splošne PTF, saj je bila volumska gostota fine frakcije tal povprečnega ilovnatega vzorca  $2,45 \text{ g cm}^{-3}$  in glinasto ilovnatega vzorca  $2,57 \text{ g cm}^{-3}$ . Kot lahko vidimo iz zgornjih primerjav, zgolj vključitev dejavnika skeletnosti v samo pretvorbena funkcijo še ni porok, da je PTF bolj primerna.

Zelo pogosto se uporabljajo PTF za določanje hidravličnih lastnosti tal. V nadaljevanju bomo v primerjavo vključili dve PTF, ki jih je oblikoval Saxton s sodelavci v različnih obdobjih (Saxton in sod., 1986; Saxton in Rawls, 2006).

Prva iz leta 1986 je splošna in temelji le na podatkih teksture, medtem ko je v PTF objavljena leta 2006 vključena tudi vsebnost organske snovi ter hkrati vpeljan korekcijski faktor povezan z vsebnostjo skeleta (Priloga C). Prva PTF je ocenila hidravlično prevodnost povprečja ilovnate teksture na  $0,15 \text{ m dan}^{-1}$  ter povprečja vzorcev glinastoilovnate teksture na  $0,086 \text{ m dan}^{-1}$ . V našem primeru je znašalo geometrijsko povprečje hidravlične prevodnosti vzorcev ilovnate teksture  $3,31 \text{ m dan}^{-1}$  in  $0,6 \text{ m dan}^{-1}$  vzorcev glinastoilovnate teksture. Rezultati druge PTF so bili veliko boljši v napovedovanju nasičene hidravlične prevodnosti, saj je bila ocena za vzorce ilovnate teksture  $1,63 \text{ m dan}^{-1}$  in  $0,76 \text{ m dan}^{-1}$  vzorcev glinastoilovnate teksture. Za natančno preverjanje primernosti PTF bi morali narediti izračun za posamezne vzorce in preveriti odstopanja, vendar smo v našem primeru želeli le ilustrirati kako pomembna je pravilna izbira PTF in ne njena absolutna natančnost.

Iz zgornjih primerjav lahko zaključimo, da ima pravilna izbira PTF usoden pomen za napoved vrednosti, ki so dovolj blizu realnim podatkom. Za skeletna tla je malo realnih podatkov, zato so tudi PTF za to skupino tal manj zanesljiva. Prvi rezultati PTF, ki sta jo oblikovala Saxton in Rawls (2006) za oceno nasičene hidravlične prevodnosti tal skeletnih tal, kažejo, da je funkcija primerna in uporabna.

## 5.2 SKLEPI

Hidravlične lastnosti tal smo določali na štirih koruznih strniščih po siliranju koruze, kjer sta na rezultate v večji meri vplivala skelet in prehod mehanizacije ob spravilu koruze.

Analize vsebnosti skeleta so pokazale, da smo z vzorci zajeli širok razpon deleža skeleta, in sicer od 16 do 68 %  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ . Rezultati analize velikosti skeleta so pokazali, da v proučevanih vzorcih prevladujeta najmanjši frakciji skeleta - od 2 do 20 mm, čeprav smo na terenu dobili drugačen vtis.

Navkljub delni omejenosti pri določanju REV zaradi koncepta naloge lahko na osnovi podobnih študij skeletnih tal sklepamo, da smo z našim povprečnim REV, ki je znašal  $2811 \text{ cm}^3$ , v večji meri zadostili zahtevam REV.

V skeletnih tleh ločimo dva parametra volumske gostote tal, t.j. volumsko gostoto fine frakcije tal in skupno volumsko gostoto. V našem primeru smo z volumskim deležem skeleta vseh vzorcev pojasnili 85 % variabilnosti skupne volumske gostote. Večjo zanesljivost napovedi skupne volumske gostote ( $r^2=86,4$ ) smo dobili, ko smo v regresijski model vključili tudi podatek o vsebnosti organske snovi. Pri oblikovanju modela za napoved skupne volumske gostote na podlagi utežnega deleža skeleta smo vključili tudi delež gline in vsebnost organske snovi. S tem modelom smo uspeli pojasniti 78,3 % variabilnosti podatkov skupne volumske gostote. Pri preverjanju vpliva volumskega deleža

skeleta po posameznih globinah merjenja se je izkazalo, da je ta na površini veliko manjši, saj z njim lahko pojasnimo le 37 % variabilnosti skupne volumnske gostote tal. To dejstvo lahko povežemo s povečano zbitostjo tal na površini zaradi prehodov kmetijske mehanizacije. Povprečna skupna volumnska gostota tal je bila na površini  $1,44 \text{ gcm}^{-3}$  ( $s=0,11$ ), medtem ko je bila v naslednji globini, zaradi večjega deleža skeleta, že  $1,77 \text{ gcm}^{-3}$  ( $s=0,17$ ). Model za napoved volumnske gostote fine frakcije tal je za celoten obseg podatkov pojasnil 52 % variabilnosti volumnske gostote fine frakcije tal, kar lahko v večji meri pripišemo vplivu povečane zbitosti zaradi prehoda mehanizacije. Oblikovanje modela na osnovi podatkov deleža melja, volumnskega deleža skeleta in vsebnosti organske snovi v globini g1 je pojasnil 89 % variabilnosti volumnske gostote fine frakcije tal. Ti podatki potrjujejo hipotezo, da delež skeleta vpliva na volumnsko gostoto fine frakcije tal. Geometrična sredina volumnske gostote fine frakcije tal na površini je znašala  $1,13 \text{ gcm}^{-3}$  ( $s=0,11$ ), medtem ko je bila v naslednji globini  $1,18 \text{ gcm}^{-3}$  ( $s=0,15$ ).

Za podatke poroznosti, ki izhajajo iz podatkov volumnske gostote, veljajo enaki rezultati statističnih analiz o povezanosti deleža skeleta in vrste poroznosti. Izpostaviti velja razlike absolutnih vrednosti skupne poroznosti in poroznosti fine frakcije tal. Skupna poroznost je zaradi deleža skeleta manjša in je njena povprečna vrednost na površini 45,8 % ( $s=4,2 \%$ ), medtem ko je bila povprečna vrednost poroznosti fine frakcije tal na površini 57,1 % ( $s=4,3 \%$ ). V naslednji globini se povprečna vrednost skupne poroznosti zmanjša na 33,2 % ( $s=6,3 \%$ ), medtem ko ostaja povprečna poroznost fine frakcije tal v podobnih okvirih kot na površini 54,9 % ( $s=5,5 \%$ ).

Potrdila se je uporabnost RETC programa za prilagajanje VZK merjenim podatkom kot tudi za določanje hidravličnih parametrov van Genutchenovega vodnozadrževalnega modela.

Rezultati merjenja hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju z enojnim cilindrom in enovitim hidrostatičnim pritiskom so bili večji v primerjavi z rezultati nasičene prevodnosti tal za vodo, določene s TI. Podatki o hidravlični prevodnosti tal ob nasičenju na površini obeh profilov se ne razlikujejo bistveno  $6,4$  in  $6,9 \text{ m dan}^{-1}$ . Te razlike niso velike tudi pri naslednji globini merjenja  $10,5$  in  $8,9 \text{ m dan}^{-1}$ . Variabilnost podatkov o nasičeni prevodnosti tal je bila z metodo enojnega cilindra manjša kot z merjenji s TI. Variabilnost meritev je bila na površini tal veliko večja kot na naslednji globini. Med delom so se pojavili dvomi o primernosti te metode v suhih skeletnih tleh, čeprav končni rezultati tega ne potrjujejo.

Osrednji poudarek naloge temelji na analizi določanja hidravličnih lastnosti tal s TI. TI je zelo uporabno orodje za določitev hidravličnih lastnosti tal blizu nasičenja in ob nasičenju. Analiza merjenja hkrati omogoča pridobitev dodatnih lastnosti tal. Statistična analiza podatkov prevajanja vode ob nasičenju na podlagi merjenj s TI kaže, da ni statistično značilnih razlik med globinami merjenj. Geometrični sredini nasičene hidravlične prevodnosti tal prve in druge globine merjenj sta praktično enaki  $1,64$  in  $1,73 \text{ m dan}^{-1}$ . Statistična neznačilnost med rezultati merjenj hidravlične prevodnosti tal na globini in površini tal se je nadaljevala do vključno 6 cm tenzije. Ob hidravlični prevodnosti tal pri tenziji 12 cm vodnega stolpca, so bile med merjenji v posameznih globinah statistično značilne razlike. Pri tej tenziji je bila prevodnost tal za vodo na površini skoraj dvakrat tolikšna kot v naslednji globini merjenja. Statistično neznačilnost hidravlične prevodnosti tal do tenzije šestih cm vodnega stolpca smo razložili s porušeno makroporoznostjo zaradi

prehodov mehanizacije pri spravilu koruze. Statistična analiza je potrdila vpliv povečane vsebnosti skeleta na zmanjšano hidravlično prevodnost vode pri 12 cm vodnega stolpca.

Variabilnost podatkov prevodnosti vode se je z naraščajočo tenzijo vode praviloma zmanjšala. Prav podatki o hidravličnih lastnostih tal, skupaj z variabilnostjo podatkov o volumskih gostotah tal, potrjujejo hipotezo, da je variabilnost proučevanih lastnosti na izbranih lokacijah velika. Koeficeinti variabilnosti hidravlične prevodnosti ob nižjih tenzijah praviloma presegajo 100%.

Povezava teorije kapilarnosti z rezultati merjenja hidravlične prevodnosti s TI je pokazala, da je tok vode po makroporah pomemben dejavnik pri prevajanju vode in snovi v proučevanih tleh. Na površini tal tok vode po makroporah ni prevladujoč oziroma je obseg prevajanja po makro in mezo porah podoben, medtem ko je v naslednjih globinah merjenja ta način prevajanja vode in snovi prevladujoč. Tako lahko zaključimo, da rezultati potrjujejo hipotezo, da je v skeletnih tleh velik del toka vode povezan s tokom po makroporah, še posebno, če vemo, da je bil tok na površini manjši zaradi povečane zbitosti tal.

DISK program z inverznim modeliranjem zelo dobro rekonstruira potek kumulativne infiltracije vode iz diska TI. Poskus določanja VZK z inverznim modeliranjem podatkov kumulativne infiltracije ni bil najbolj uspešen. Primerjava ujemanja vodnozadrževalnih krivulj, izoblikovanih s pomočjo inverznega modeliranja z vodnozadrževalnimi krivuljami, ki temeljijo na realnih laboratorijskih določitvah, je pokazala slabo ujemanje. Dobro ujemanje smo dosegli le v 10 % meritev, v sprejemljivih okvirjih pa v 20 % vseh simulacij. Ti rezultati niso potrdili naše hipoteze, da bi lahko z inverznim modeliranjem podatkov kumulativne infiltracije TI oblikovali VZK. Čeprav v našem primeru inverzno modeliranje ni prineslo zadovoljivih rezultatov, metode ne gre preprosto zavreči. Zaradi težavnosti določevanja VZK v skeletnih tleh bi veljalo metodo še enkrat sistematično preizkusiti s poudarkom na izboljšanju natančnosti določanja začetne in končne vsebnosti vode ob merjenju s TI.

Pretvorbene funkcije tal (PTF) lahko pocenijo in olajšajo določanje hidravličnih oziroma ostalih fizikalnih lastnosti tal. Njihova uporaba je celo priporočljiva, kadar povečamo merilo raziskav oziroma preverjamo vpliv spremembe enega dejavnika. Vendar je pri izbiri PTF potrebna posebna previdnost, saj na osnovi naših primerjav in izkušenj nekaterih drugih avtorjev, PTF, ki ne vključujejo podatka o vsebnosti skeleta ter nimajo podobnega izvora (nastanka in obdelave tal), niso primerne za oceno fizikalnih lastnosti skeletnih tal.

## 6 POVZETEK (SUMMARY)

### 6.1 POVZETEK

V Sloveniji se je skoraj četrtnina vseh njivskih površin razvila na peščeno prodnatih nasutinah vodotokov. V večini teh tal se v profilu tal v različnem obsegu pojavlja prod. Če k temu dejstvu dodamo, da večina teh zemljišč leži nad pomembnimi viri podzemne vode, je kar presenetljivo, kako malo podatkov imamo o fizikalnih lastnostih skeletnih tal. Verjetno gre glavni razlog iskati v dejstvu, da večine standardnih laboratorijskih kot tudi terenskih metod ni mogoče enostavno uporabiti pri določanju fizikalnih lastnosti skeletnih tal. Na območju skeletnih tal se vseskozi soočamo s problemi izpiranja onesnažil, zato je bil eden od dodatnih argumentov, da smo želeli z nalogo deloma zapolniti vrzel o poznavanju fizikalnih lastnosti tal. Eden izmed pomembnih dejavnikov pri izbiri metode merjenja merjenja hidravličnih lastnosti tal je bila opredelitev prevajanja vode (in snovi) po makroporah oziroma prednostnega toka.

V nalogi smo opredelili fizikalne in predvsem hidravlične lastnosti izbranih skeletnih tal, kjer smo ovrednotili vpliv skeleta na posamezno lastnost. Tla izbranih lokacij uvrščamo v srednjo globoko obliko evtričnih rjavih tal, ki so se razvila na peščeno prodnatem nanosu Savinje. Terenska merjenja smo izvedli na štirih koruznih strniščih, kjer so koruzo poželi za namen siliranja. Izpostaviti moramo dejstvo, da so prav prehodi mehanizacije ob spravilu koruze imeli močan vpliv na merjene lastnosti. Po drugi strani pa je potrebno omeniti, da je bila vsebnost vode v tleh v času spravila koruze majhna, zato navkljub intenzivnim prehodom mehanizacije obseg zbitosti tal ni bil takšen, kot bi ga pričakovali v primeru spravila koruze ob večji vsebnosti vode v tleh.

Terenska merjenja hidravličnih lastnosti smo v pretežni meri določili s tenzijskim infiltrmetrom, kjer smo določili hidravlično prevodnost tal blizu nasičenja. Z nadaljnjo analizo meritev TI smo določali dodatne lastnosti tal, kot sta nasičena hidravlična prevodnost tal in obseg makroporoznosti. Z inverznim modeliranjem podatkov kumulativne infiltracije smo preizkusili možnost rekonstruiranja vodnozadrževalne krivulje (VZK) tal.

Zaradi velike heterogenosti tal, ki je v skeletnih tleh še poudarjena, je pomembno, da merjenja določene lastnosti izvedemo v zadosti velikem volumnu tal, osnovnem reprezentativnem volumnu tal (REV). Njegova velikost je različna za posamezne lastnosti. Sicer lahko zaključimo, da je REV pravilno določen, ko volumen tal ne povzroča dodatne variabilnosti merjenega parametra. Koncept naloge sicer ni omogočal proste izbire REV, vendar je primerjava z izbiro REV podobnih raziskav potrdila njegovo primernost. Povprečen REV vzorcev je bil 2811 cm<sup>3</sup>.

Kadar je v tleh znaten delež skeleta, le-ta močno spreminja nekatere fizikalne parametre tal, zato se v takšnih primerih podaja določena lastnost tal v skupnem volumnu tal kot tudi v fini frakciji tal, t.j. frakciji tal < 2 mm. Tovrstno opredeljevanje določene lastnosti je nujno tako za bilanco kot tudi za prevajanje vode in snovi. Ker ima skelet veliko večjo volumsko gostoto, smo pričakovali, da se bo v skupni volumski gostoti tovrstni vpliv tudi ustrezno odrazil. Personov koeficient korelacije volumskega deleža proda s skupno volumsko gostoto tal je visok in znaša 0,95. Modelna napoved skupne volumske gostote

tal, ko smo v regresijski model vključili tudi podatek o vsebnosti organske snovi, je pojasnila 92 % variabilnosti skupne volumnske gostote tal. Prav tako se je potrdil kot uporaben model za napoved skupne volumnske gostote, ko smo namesto volumnskega deleža skeleta uporabili njegov utežni delež ter v model poleg vsebnosti organske snovi vključili tudi delež gline ( $r^2=88$ ). Volumska gostota je posreden indikator zbitosti tal. To dejstvo se je potrdilo tudi v našem primeru, ko smo preverjali povezanost volumnskega deleža skeleta in skupne volumnske gostote na površini tal (0-10cm), saj smo s skeletom uspeli pojasniti le 16 % variabilnosti skupne volumnske gostote. Podobne rezultate smo dobili pri analizi povezanosti volumnske gostote fine frakcije tal, ki je bila na površini zanemarljiva, medtem ko je bila povezanost volumnskega deleža skeleta in volumnske gostote fine frakcije velika ( $r=0,79$ ).

Če primerjamo volumnsko gostoto fine frakcije tal glede na teksturni razred, lahko zaključimo, da so le-te v zelo skeletnih tleh, kot je to v našem primeru, občutno manjše od volumnskih gostot teksturno enakih tal brez skeleta. Največ vzorcev tal je imelo ilovnato ali glinasto ilovnato teksturo, kjer je bila povprečna volumnska gostota fine frakcije ilovnatih tal  $1,12 \text{ gcm}^{-3}$  in vzorcev z glinasto ilovnato teksturo  $1,23 \text{ gcm}^{-3}$ . Zaradi izražene zbitosti na površini tal je zasnova modela za napoved volumnske gostote fine frakcije tal vseh podatkov merjenj pojasnila le 52 % variabilnosti, medtem ko je model, ki je temeljil le na podatkih globine g1 pojasnil 89 % variabilnosti volumnske gostote fine frakcije tal.

Za podatke poroznosti, ki izhajajo iz podatkov volumnske gostote, veljajo enaki rezultati statističnih analiz o povezanosti deleža skeleta in vrste poroznosti. Izpostaviti velja razlike absolutnih vrednosti skupne poroznosti in poroznosti fine frakcije tal. Skupna poroznost je zaradi deleža skeleta manjša in je njena povprečna vrednost na površini 45,8 % ( $s=2,5 \%$ ), medtem ko je bila povprečna vrednost poroznosti fine frakcije tal na površini 57,1 % ( $s=4,3 \%$ ). V naslednji globini se povprečna vrednost skupne poroznosti zmanjša na 33,2% ( $s=6,3 \%$ ), medtem ko ostaja povprečna poroznost fine frakcije tal v podobnih okvirih kot na površini: 54,9 % ( $s=5,5 \%$ ).

V skeletnih tleh je odvzem neporušenih vzorcev tal zelo otežen, če ne celo nemogoč. Zaradi tega je oblikovanje VZK v delu, ko je sila vezane vode manjša od 330 cm vodnega stolpca, v porušeni vzorci nepravilna. V tleh, kjer je voda vezana z manjšo silo, ima struktura tal pomembno vlogo pri vezavi vode, zato je v tem delu VZK ne moremo zanemariti. V našem primeru smo konstruirali celoten potek VZK z RETC programom, ki prilagaja potek VZK meritvam na osnovi van Genutchenovega vodnozadrževalnega modela. Na ta način smo določili tudi oba parametra modela, ki sta nam služila za primerjavo uspešnosti določanja VZK z inverznim modeliranjem kumulativnih podatkov infiltracije vode.

V prvotnem konceptu naloge smo želeli najprej določiti nasičeno hidravlično prevodnost tal z enojnim cilindrom ter nato na istem mestu nadaljevati z merjenjem hidravlične prevodnosti blizu nasičenja s tenzijskim infiltrometrom (TI). Najprej smo bili prisiljeni spremeniti koncept zaradi tega, ker smo pri nameščanju cilindra v tla opazili manjše poškodbe tal ob steni cilindra. Na naslednjih lokacijah smo tovrstno merjenje opustili, ker nismo uspeli zagotavljati velikih količin vode za potrebe merjenja, kot tudi zaradi nezaupanja v pravilnost določanja zaradi poškodb ob steni cilindra. Večje količine vode zahteva že sama metoda merjenja, po drugi strani se je potreba povečala še zaradi suhih tal. Rezultati merjenja hidravlične prevodnosti tal ob nasičenju z enojnim cilindrom in

enovitim hidrostatičnim pritiskom so bili večji v primerjavi z rezultati nasičene prevodnosti tal za vodo določene s TI. Geometrično povprečje hitrosti nasičene hidravlične prevodnosti tal na površini je bilo  $6,6 \text{ m dan}^{-1}$ , medtem ko je bila hidravlična prevodnost ob nasičenju v naslednji globini  $9,6 \text{ m dan}^{-1}$ . Variabilnost meritev je bila na površini tal veliko večja kot na naslednji globini. Končni rezultati nasičene hidravlične prevodnosti z metodo enojnega cilindra niso potrdili naših domnev o napakah pri merjenju.

Osrednji poudarek naloge temelji na analizi določanja hidravličnih lastnosti tal s TI. Uporabnost TI se kaže skozi dodatne možnosti, ki jih ponuja nadaljnja obdelava merjenja hidravlične prevodnosti tal blizu nasičenja. Na podlagi merjenja lahko določimo hidravlično prevodnost ob nasičenju, tok vode po makro- in mezoporah, število por v posameznem velikostnem redu, z inverznim modeliranjem podatkov infiltracije pa tudi VZK.

Geometrični sredini nasičene hidravlične prevodnosti tal prve in druge globine merjenj sta praktično enaki:  $1,64$  in  $1,73 \text{ m dan}^{-1}$ . Iz teh podatkov lahko sklepamo, da se je tudi v drugi globini poznal vpliv zbitosti tal, ki pa ni bil tako izražen kot na površini tal. Pričakovali smo namreč, da se bo različen volumen skeleta odrazil tudi v manjši sposobnosti tal za prevajanje vode. Statistična neznačilnost med rezultati merjenj hidravlične prevodnosti tal na globini in površini tal se je nadaljevala do vključno  $6 \text{ cm}$  tenzije. Ti rezultati kažejo, da se prevajanje vode med globinama ni razlikovalo zaradi porušene makroporoznosti, kar so potrdile tudi nadaljne analize rezultatov meritev s TI.

Ob hidravlični prevodnosti tal pri tenziji  $12 \text{ cm}$  vodnega stolpca, so bile med merjenji v posameznih globinah statistično značilne razlike. Pri tej tenziji je bila prevodnost tal za vodo na površini skoraj dvakrat tolikšna kot v naslednji globini merjenja. Pri tej tenziji smo s statistično analizo potrdili statistično značilen vpliv deleža skeleta na obseg prevajanja vode. Ti rezultati potrjujejo trditve o slabši obstojnosti strukturne poroznosti.

Povezava teorije kapilarnosti z rezultati merjenja hidravlične prevodnosti s TI je pokazala, da je tok vode po makroporah pomemben dejavnik pri prevajanju vode in snovi v proučevanih tleh. Tok vode pri tenziji  $3 \text{ cm}$  in manj lahko povežemo s prevajanjem vode po porah, ki imajo polmer enak ali večji kot  $0,5 \text{ mm}$ . Z razliko med tokom vode, ki ga prevaja posamezna velikostna skupina por, smo lahko opredelili, kolikšen tok vode se prevaja po makro- in mezoporah. Ugotovili smo, da tok vode po makroporah na površini ni prevladujoč, medtem ko je v naslednjih globinah merjenja ta način prevajanja vode in snovi prevladujoč. Ta rezultat je pomemben, ko izbiramo model za oceno transporta vode in snovi v profilu tal, saj je v skeletnih tleh prednostni tok odločujoč dejavnik pri transportu vode in snovi v profilu tal.

Zaradi omejitev, ki jih nosi določevanje  $\theta_h$  v porušeni vzorci tal, kadar je  $h < 330 \text{ cm}$  vodnega stolpca, smo preizkusili možnost, da VZK določimo s pomočjo DISK programa z inverznim modeliranjem podatkov kumulativne infiltracije. V primeru uspešnega inverznega modeliranja bi to pomenilo, da bi lahko definirali »moker« del VZK kot tudi celotno VZK. V primeru dobrih rezultatov bi tovrsten pristop lahko predstavljal občutno cenejšo in hitrejšo bližnjico do definiranja VZK. Poskus določanja VZK z inverznim modeliranjem podatkov kumulativne infiltracije ni bil najbolj uspešen. Primerjava ujemanja VZK izoblikovanih s pomočjo inverznega modeliranja z vodnozadrževalnimi krivuljami, ki temeljijo na realnih laboratorijskih določitvah, je pokazala slabo ujemanje. Dobro ujemanje smo dosegli le v  $10 \%$  meritev, v sprejemljivih okvirjih pa v  $20 \%$  vseh



simulacij. Navkljub slabšim rezultatom te metode ne gre preprosto zavreči, saj bi njena uspešnost pomenila velik prihranek. Zaradi težavnosti določevanja VZK v skeletnih tleh bi veljalo metodo še enkrat sistematično preizkusiti s poudarkom na izboljšanju natančnosti določanja začetne in končne vsebnosti vode ob merjenju s TI, saj ta dva parametra v večji meri določata pravilnost modelnih rezultatov.

Pretvorbene funkcije tal (PTF) so sestavni del številnih modelov, kjer so v modelno zasnovo vključene fizikalne lastnosti tal. V okviru naloge smo želeli opozoriti na pomen pravilne izbire ustrezne PTF v skeletnih tleh, saj premalo preišljena izbira vodi k občutnim napakam ocenjenih parametrov. Poleg podatka o vsebnosti skeleta mora PTF temeljiti na podatkih tal, ki imajo podobno rabo tal. To se je potrdilo tudi v našem primeru, kjer sta se PTF za napoved volumske gostote tal, ki sta temeljili na podatkih polpuščavskih tal Čila, pokazali kot povsem neuporabni kot tudi PTF, ki je temeljila le na podatkih teksture. Pri oceni hidravlične prevodnosti skeletnih tal je dobro uporabnost potrdila PTF, ki sta jo oblikovala Saxton in Rawls.

## 6.2 SUMMARY

In Slovenia almost one quarter of all arable land has been developed on alluvial gravel and sand deposit. The gravel content in the soil profile can be found in majority of these soils in various extent. Taking into account that majority of these soils lay above important groundwater sources, it is surprising how little data exist about gravelly soils. Probably the main reason is the fact that majority of standard laboratory as well as field methods could not be used in determination of soil physical properties of gravel soils. On such areas we are very often facing with leaching problems of different pollutants. So this was one of the main reasons that this subject has been chosen for the research as we want to diminish the gap of soil physical properties knowledge of gravelly soils. The field method was chosen for soil hydraulic conductivity measurement with which the extent of water flow through macropore, i.e. the extent of preferential flow, could be determined.

Physical properties and especially hydraulic properties of selected skeletal soils were defined and the influence of gravel content on particular soil property was evaluated. Soils on selected locations are classified as eutric cambisol with medium depth, which were developed on sand and gravel deposit of river Savinja. Field measurements were done on stubble, where maize for silage was grown. Passages of machinery during the maize harvesting have major influence on measured properties. On the other hand low soil water content prevented compaction at greater extent despite of traffic of heavy machinery at the time of harvesting, when usually higher soil water content is expected.

Field measurements of hydraulic conductivity were mostly done using tension infiltrometer, where hydraulic conductivity near saturated condition was evaluated. Further analysis of tension infiltrometer measurements enabled determination of additional soil properties as: saturated hydraulic conductivity and extent of macroporosity. Reconstruction of characteristic water retention curve from numerical inversion of cumulative tension disk infiltrometer data was tested.

Due to soil heterogeneity, which is even emphasized with the rock presence, it is important that measurements of particular soil property were done in representative elementary volume (REV). REV could be different for different soil properties. Although the concept

of our study has not let us freely choose the REV, it has been concluded from reference of similar studies that it was appropriate. The average REV in the study was 2811 cm<sup>3</sup>.

The presence of rocks in the soil profile influences and significantly alters some soil properties, so in such cases each property has to be determined in total soil volume and in fine earth fraction, i.e. in soil fraction with diameter less than 2 mm. Such determination of particular soil property is necessary for proper balance of water and matter as well as for their transport. As the rock fragment has greater bulk density than fine earth fraction we expected that greater rock content would be reflected in total soil bulk density. This was confirmed with strong correlation between total soil bulk density variability and the volumetric rock content ( $r=0.95$ ). In case of organic matter content inclusion into regression model, the confidence of total soil bulk density forecast was 92 %. The forecast model, when rock content on weight basis was used, was also found useful, because the weight of the rock fraction could be simply determined. If clay content was included beside the rock and organic matter content, our forecast reliability was still good ( $r^2=88$ ). Soil bulk density is indirect indicator of soil compaction. In our case this was confirmed through the analysis of relation between volumetric rock content and total soil bulk density at soil surface (0-10 cm), where only 16 % of total soil bulk density could be explained with volumetric rock content. Similar results were obtained, when the relationship of volume density of the fine fraction of the soil was analysed, which was on the surface negligible, while the connection by volume of the skeleton and the volume density of the fine fraction was high ( $r = 0.79$ ).

If bulk density of fine earth fraction was taken based on texture class and compared with average values, we noticed that in skeletal soil profile (as was the case in our study) the values were lower. The most common texture in soil samples were loam and clay loam, where average bulk density was 1.12 gcm<sup>-3</sup> and 1.23 gcm<sup>-3</sup> for loam and clay loam texture, respectively. Due to compaction expressed on the surface of the soil the design of a model for predicting the volume density of fine soil fraction of all data measurements explained only 52 % of the variability, while the model that was based solely on data depth g1 explained 89 % of the variability of volume density of fine soil fraction.

For porosity data calculated from the soil bulk density the same results of statistical analysis are valid on the influence of rock content, because porosity data originate from soil bulk density data. The difference between total soil porosity and porosity of fine earth fraction has to be emphasized. The total soil porosity is lower due to the presence of gravel. On soil surface it was in average 45.8 %, while the average of fine earth fraction porosity at the soil surface was 57.1 %. In the next depth the average total soil porosity was only 33.2 %, while the average of fine earth fraction porosity stayed more or less in the same frame as at the surface and it was 54.9 %.

Soil sampling of undisturbed soil samples in skeletal soil is almost impossible. For that reason construction of water retention curve in part, where the water is hold with pressure head less than 330 cm of water column, is incorrect in disturbed soil samples. When water is hold with lower force (high water content) soil structure plays important role of water retention, so significance of soil structure could not be neglected. In our study the whole water retention curve was reconstructed with the help of RETC program code, which fits the measured water retention data of disturbed samples to van Genutchen water retention model. During this task both parameters of van Genutchen water retention model were

obtained, which served later on for comparison of suitability of water retention curve construction with inverse modelling of cumulative tension infiltrometer data.

The primary concept of the study was to first measure saturated hydraulic conductivity with single ring method and then to continue with the measurements of hydraulic conductivity near saturation with the tension infiltrometer on the same spot. Instead of all measurements at the same spot we had to change the concept due to some cracks appeared, when we inserted the ring into the soil. This method was not used further on, because we had difficulties to obtain relatively big amount of water, which was needed for the measurements. Second reason against were disruptions near the wall of the ring, which could question the validity of the results. Saturated hydraulic conductivity using single ring and one hydraulic head was greater than saturated hydraulic conductivity obtained by TI. Geometrical mean of saturated hydraulic conductivity on the soil surface was  $6.6 \text{ mday}^{-1}$ , while it was  $9.6 \text{ mday}^{-1}$  at the next depth. Variability of saturated hydraulic conductivity was greater on the surface compared to the results of the next depth. We can conclude that results of saturated hydraulic conductivity obtained by single ring method have not confirmed our doubts of errors during the measurements.

The main focus of our study is based on determination of hydraulic properties of skeletal soil using TI. Applicability of TI has been demonstrated through additional options one can obtain with diverse option of analysis of TI measurements of hydraulic conductivity near saturation. The main solutions of further analysis of TI measurements are determination of saturated hydraulic conductivity, the extent of water flow through macro- and meso-pores, number of pores, which conduct the water at specific water tension, and possibility to reconstruct the water retention curve with inverse modelling of cumulative infiltration data.

Geometrical means of saturated hydraulic conductivity at first and second depth were quite similar and were  $1.64$  and  $1.73 \text{ mday}^{-1}$ , respectively. From these data we can conclude that influence of compaction could be noticed also in second depth. Namely, we expected that different gravel content would reflect through lower saturated hydraulic conductivity. Hydraulic conductivity was statistical insignificantly different to lower tension measurements including the tension of 6 cm. These results showed that hydraulic conductivity speed was not different due to ruined macroporosity which later on was also confirmed through additional analyses.

There was statistical significant difference of hydraulic conductivity at tension of 12 cm among different depths of measurement. At that tension hydraulic conductivity on soil surface was almost doubled compared to that in the next depth. Statistical analysis also confirmed statistical significant influence of gravel content on hydraulic conductivity. The results confirmed facts of weaker stability of structure (macro) porosity.

Linkage of capillary theory with results of hydraulic conductivity obtained with TI measurements showed that water flow through macropores are important in conducting process of water and solutes. We can attribute the water flow at tensions equal or lower of - 3 cm to flow through pores with radius of 0.5 mm or more. We determined with difference between water flux at different tension (or radius of pore) the extent of water flux through macro- and meso-pore system. We found out that macro pore flow is not dominant at soil surface but it is opposite at the next depths of measurement. These results are important when one would like to model water and solute transport in soil profile, because in skeletal soils preferential flow plays a crucial role in transport of water and solutes.

Due to limitation of determination of  $\theta_h$  in disturbed soil samples at pressure lower than 330 cm of water column, we tested possibility to construct water retention curve with inverse modelling of cumulative infiltration data with the DISK program. If we were successful, we would be able to reconstruct the wet part of water retention curve, as well as the whole curve, which would mean also faster and least costly determination of water retention curve. However, our attempt was not very successful. Comparison of water retention curve determined in the lab with ones determined with inverse modelling, showed poor matching. We have reached good matching only in 10 % of all simulations and with less strict verification only 20 % of simulations were similar to the laboratory measurements. Nevertheless the results of inverse modelling are not very promising, it is too early to declare the method as inappropriate. We suggest to verify the method again with emphasize to improve determination of initial and final water content at measurement, because these parameters are crucial in accuracy of modelling results.

Pedotransfer functions are integrated part of numerous models where soil physical properties are included in the model. In our study the meaning of proper and suitable PTF choice for skeletal soils is illustrated to emphasize necessary caution at PTF selection, which could lead to substantial errors of estimated parameters. Proper PTF for skeletal soils has to include data of rock content and the soil should have similar land use. This was confirmed also in our case, where soil bulk density prediction with PTF based on semi desert soil data was useless, as well as PTF where only data of soil texture was included. Hydraulic conductivity estimation with PTF by Saxton and Rawls has shown good applicability.

## 7 VIRI

- Alaoui A., Goetz B. 2008. Dye tracer and infiltration experiments to investigate macropore flow. *Geoderma*, 144, 1-2: 279–286
- Angulo-Jaramillo R., Vandervaere J.-P., Roulier S., Thony J.-L., Gaudet J.-P., Vauclin M. 2000. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers: A review and recent developments. *Soil and Tillage Research*, 55, 1-2: 1–29
- Ankeny M.D., Ahmed M., Kaspar T.C., Horton R. 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 55, 2: 467–470
- Baetens J. 2007. The effect of rock fragments on hydrophysical properties of a small watershed in north Chile. Ghent, Ghent University: 159 str.
- Baetens J.M., Verbist K., Cornelis W.M., Gabriels D., Soto G. 2009. On the influence of coarse fragments on soil water retention. *Water Resources Research*, 45, 7: W07408
- Bagarello V., Elrick D.E., Iovino M., Sgroi A. 2006. A laboratory analysis of falling head infiltration procedures for estimating the hydraulic conductivity of soils. *Geoderma*, 135: 322–334
- Bagarello V., Iovino M., Elrick D. 2004. A simplified falling-head technique for rapid determination of field-saturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 68, 1: 66–73
- Bagarello V., Iovino M., Tusa G. 2000. Factors affecting measurement of the near-saturated soil hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 4: 1203–1210
- Bear J. 1972. *Dynamics of fluids in porous media*. Elsevier: 764 str.
- Beven K., Germann P. 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18, 5: 1311–1325
- Blanco-Canqui H., Gantzer C.J., Anderson S.H., Alberts E.E., Ghidry F. 2002. Saturated Hydraulic conductivity and its impact on simulated runoff for claypan soils. *Soil Science Society of America Journal*, 66, 5: 1596–1602
- Bodhinayake W., Si B.C., Noborio K. 2004a. Determination of hydraulic properties in sloping landscapes from tension and double-ring infiltrometers. *Vadose Zone Journal*, 3, 3: 964–970

- Bodhinayake W., Si B.C., Xiao C. 2004b. New method for determining water-conducting macro- and mesoporosity from tension infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, 68, 3: 760–769
- Brady N.C., Weil R.R. 1999. *The nature and properties of soils*. Prentice Hall: 910 str.
- Brakensiek D.L., Rawls W.J. 1994. Soil containing rock fragments: effects on infiltration. *Catena*, 23, 1-2: 99–110
- Brooks R.H., Corey A.T. 1964. *Hydraulic properties of porous media*. Fort Collins, Colorado St. Univ.: 24 str.
- Brouwer J., Anderson H. 2000. Water holding capacity of ironstone gravel in a typical plinthoxeralf in southeast Australia. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 5: 1603–1608
- Brown G.O., Hsieh H.T., Lucero D.A. 2000. Evaluation of laboratory dolomite core sample size using representative elementary volume concepts. *Water Resources Research*, 36, 5: 1199–1207
- Brutsaert W. 2000. A concise parameterization of the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Advances in Water Resources*, 23, 8: 811–815
- Buchter B., Hinz C., Flühler H. 1994. Sample size for determination of coarse fragment content in a stony soil. *Geoderma*, 63, 3-4: 265–275
- Buczko U., Bens O., Huttl R.F. 2006. Tillage effects on hydraulic properties and macroporosity in silty and sandy soils. *Soil Science Society of America Journal*, 70, 6: 1998–2007
- Bulk density calculator work table (U.S.). *Pedosphere.ca*. [http://www.pedosphere.ca/resources/bulkdensity/worktable\\_us.cfm](http://www.pedosphere.ca/resources/bulkdensity/worktable_us.cfm) (15. jan. 2014)
- Burdine N.T. 1953. Relative permeability calculations from pore size distribution data. *Journal of Petroleum Technology*, 5, 3: 71-78
- Cameira M., Fernando R., Pereira L. 2003. Soil macropore dynamics affected by tillage and irrigation for a silty loam alluvial soil in southern Portugal. *Soil and Tillage Research*, 70, 2: 131–140
- Cerdà A. 2001. Effects of rock fragment cover on soil infiltration, interrill runoff and erosion. *European Journal of Soil Science*, 52, 1: 59–68
- Clothier B.E., Green S.R., Deurer M. 2008. Preferential flow and transport in soil: progress and prognosis. *European Journal of Soil Science*, 59, 1: 2–13
- D18 Committee. 1998. *Guide for comparison of field methods for determining hydraulic conductivity in vadose zone*. ASTM International: 11 str.

- Cousin I., Nicoullaud B., Coutadeur C. 2003. Influence of rock fragments on the water retention and water percolation in a calcareous soil. *Catena*, 53, 2: 97–114
- Dunn G.H., Phillips R.E. 1991. Macroporosity of a well-drained soil under no-till and conventional tillage. *Soil Science Society of America Journal*, 55, 3: 817–823
- Elrick D. e., Reynolds W. d., Tan K. a. 1989. Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analyses. *Ground Water Monitoring & Remediation*, 9, 3: 184–193
- FAO. 2006. Guidelines for soil description 4th edition. Rome, Italy, FAO: 97 str.
- Fiès J., Louvigny N., Chanzy A. 2002. The role of stones in soil water retention. *European Journal of Soil Science*, 53, 1: 95–104
- van Genuchten T.M. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 5: 892–898
- van Genuchten M.T., Yates S.R., Leij F.J. 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. Ada, Okla, Robert S. K, U.S. Environmental Protection Agency: 85 str.
- Gómez J.A., Giráldez J.V., Fereres E. 2001. Analysis of infiltration and runoff in an olive orchard under no-till. *Soil Science Society of America Journal*, 65, 2: 291
- Grešovnik I. 1994. Inverzna numerična analiza deformabilnih teles. Ljubljana, Univerza v Ljubljani: 59 str.
- Håkansson I., Lipiec J. 2000. A review of the usefulness of relative bulk density values in studies of soil structure and compaction. *Soil and Tillage Research*, 53, 2: 71–85
- Hamza M.A., Anderson W.K. 2005. Soil compaction in cropping systems. *Soil and Tillage Research*, 82, 2: 121–145
- Hartmann R., Cornelis W.M. 2007. Soil physics. Ghent, Faculty of Bioscience Engineering: 195 str.
- Haverkamp R., Ross P.J., Smettem K.R.J., Parlange J.Y. 1994. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer: 2. Physically based infiltration equation. *Water Resources Research*, 30, 11: 2931–2935
- Hillel D. 1998. Environmental Soil Physics: Fundamentals, applications, and environmental considerations. San Diego, Academic Press: 771 str.
- Hurtado A.L.B., de Jong van Lier Q. 2005. Uncertainty of hydraulic conductivity under field conditions and at fixed pressure heads and water contents. *Vadose Zone Journal*, 4, 1: 151–162

- ISO 11272. Soil quality - Determination of dry bulk density. 1998: 10 str.
- Jarvis N.J. 2007. A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: principles, controlling factors and consequences for water quality. *European Journal of Soil Science*, 58, 3: 523–546
- Jury W.A., Horton R. 2004. *Soil physics*. John Wiley and Sons: 388 str.
- Kosugi K. 1994. Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. *Water Resources Research*, 30, 4: 891–901
- Kosugi K., Hopmans J.W., Dane J.H. 2002. *Methods of soil analysis. Part 4. Physical methods*. Dane J.H., Topp C. (ur.), Soil Science Society of America: 866 str.
- Kung K.-J.S., Hanke M., Helling C.S., Kladvik E.J., Gish T.J., Steenhuis T.S., Jaynes D.B. 2005. Quantifying pore-size spectrum of macropore-type preferential pathways. *Soil Science Society of America Journal*, 69, 4: 1196 - 1208
- Kutilek M., Nielsen D.R. 1998. *Soil hydrology*. Margot Rohdenburg, Catena Verlag GmbH: 370 str.
- Lal R., Shukla M.K. 2004. *Principles of soil physics*. 1st iz. CRC Press: 716 str.
- Legates D.R., McCabe G.J. 1999. Evaluating the use of “goodness-of-fit” Measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, 35, 1: 233–241
- Lindahl A.M.L., Dubus I.G., Jarvis N.J. 2009. Site Classification to predict the abundance of the deep-burrowing earthworm *Lumbricus terrestris* L. *Vadose Zone Journal*, 8, 4: 911–915
- Logsdon S.D., Jaynes D.B. 1993. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. *Soil Science Society of America Journal*, 57, 6: 1426–1431
- Luckner L., Genuchten M.T.V., Nielsen D.R. 1989. A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. *Water Resources Research*, 25, 10: 2187–2193
- Luxmoore R.J. 1981. Micro-, meso-, and macroporosity of soil. *Soil Science Society of America Journal*, 45, 3: 671–672
- Ma D., Shao M., Zhang J., Wang Q. 2010. Validation of an analytical method for determining soil hydraulic properties of stony soils using experimental data. *Geoderma*, 159, 3-4: 262–269
- Martínez-Zavala L., Jordán A. 2008. Effect of rock fragment cover on interrill soil erosion from bare soils in Western Andalusia, Spain. *Soil Use and Management*, 24, 108–117



- Menéndez I., Caniego J., Gallardo J.F., Olechko K. 2005. Use of fractal scaling to discriminate between and macro- and meso-pore sizes in forest soils. *Ecological Modelling*, 182, 3-4: 323–335
- Mohanty B.P., Horton R., Ankeny M.D. 1996. Infiltration and macroporosity under a row crop agricultural field in a glacial till soil. *Soil Science*, 161, 1-4: 205–213
- Moldrup P., Yoshikawa S., Olesen T., Komatsu T., Rolston D.E. 2003. Gas diffusivity in undisturbed volcanic ash soils: Test of soil-water-characteristic-based prediction models. *Soil Science Society of America Journal*, 67, 1: 41–51
- Mualem Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12, 3: 513–522
- Perroux K.M., White I. 1988. Designs for disc permeameters. *Soil Science Society of America Journal*, 52, 5: 1205–1215
- Philip J.R. 1957. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science*, 84, 257–264
- Philip J.R. 1969. Theory of infiltration. *Advances in Hydroscience*, 5, 215–296
- Poesen J., Lavee H. 1994. Rock fragments in top soils: significance and processes. *CATENA*, 23, 1-2: 1–28
- Pintar M., Suhadolc M., Lobnik F. 1997. Atrazin in razgradni produkti v vodah Apaške doline. V: Zbornik predavanj in referatov 3. slovenskega posvetovanja o varstvu rastlin, Portorož 4-5 marec 2007. Maček J. (ur.). Ljubljana, Društvo za varstvo rastlin: 119-125
- Ramos T.B., Goncalves M.C., Martins J.C., van Genuchten M.T., Pires F.P. 2006. Estimation of soil hydraulic properties from numerical inversion of tension disk infiltrometer data. *Vadose Zone Journal*, 5, 2: 684–696
- Reynolds W.D. 2006. Tension infiltrometer measurements. *Vadose Zone Journal*, 5, 4: 1287–1292
- Reynolds W.D., Bowman B.T., Brunke R.R., Drury C.F., Tan C.S. 2000. Comparison of tension infiltrometer, pressure infiltrometer, and soil core estimates of saturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 2: 478–484
- Reynolds W.D., Elrick D.E. 1990. Pondered infiltration from a single ring: I. Analysis of steady flow. *Soil Science Society of America Journal*, 54, 5: 1233–1241
- Reynolds W.D., Elrick D.E. 1991. Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, 55, 3: 633–639

- Reynolds W., Elrick D. 2004. Measurement and characterization of soil hydraulic properties. V: Soil-water-solute process characterization. Alvarez-Benedi J., Munoz-Carpena R. (ur.), CRC Press: 197–252
- Reynolds W.D., Elrick D.E., Youngs E.G., Amoozegar A. 2002. Methods of soil analysis. Part 4. Physical methods. Dane J.H., Topp C. (ur.), Soil Science Society of America: 866 str.
- Reynolds W.D., Gregorich E.G., Curnoe W.E. 1995. Characterisation of water transmission properties in tilled and untilled soils using tension infiltrometers. Soil and Tillage Research, 33, 2: 117–131
- Reynolds W.D., Zebchuk W.D. 1996. Hydraulic conductivity in a clay soil: Two measurement techniques and spatial characterization. Soil Science Society of America Journal, 60, 6: 1679–1685
- Richard G., Cousin I., Sillon J.F., Bruand A., Guérif J. 2001. Effet du compactage sur la porosité d'un sol limoneux: conséquences sur les propriétés hydrauliques en non saturé. European Journal of Soil Science, 52, 1: 49–58
- Roberts R.J., Clanton C.J. 2000. Surface seal hydraulic conductivity as affected by livestock manure application. Transactions of the ASAE, 43, 3: 603–613
- Sadeghi M., Ghahraman B., Ziaei A.N., Davary K., Reichardt K. 2012. Additional scaled solutions to Richards' equation for infiltration and drainage. Soil and Tillage Research, 119, 60–69
- Sauer T.J., Logsdon S.D. 2002. Hydraulic and physical properties of stony soils in a small watershed. Soil Science Society of America Journal, 66, 6: 1947–1956
- Saxton K.E., Rawls W.J. 2006. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. Soil Science Society of America Journal, 70, 5: 1569–1578
- Saxton K.E., Rawls W.J., Romberger J.S., Papendick R.I. 1986. Estimating generalized soil-water characteristics from texture1. Soil Science Society of America Journal, 50, 4: 1031
- Schwartz R.C., Evett S.R. 2002. Estimating hydraulic properties of a fine-textured soil using a disc infiltrometer. Soil Science Society of America Journal, 66, 5: 1409–1423
- Seki K. 2007. SWRC fit – a nonlinear fitting program with a water retention curve for soils having unimodal and bimodal pore structure. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 4, 1: 407–437
- Shinomiya Y., Takahashi K., Kobiyama M., Kubota J. 2001. Evaluation of the tortuosity parameter for forest soils to predict unsaturated hydraulic conductivity. Journal of Forest Research, 6, 3: 221–225

- Smettem K.R.J., Clothier B.E. 1989. Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disc permeameters. *Journal of Soil Science*, 40, 3: 563–568
- Smettem K.R.J., Parlange J.Y., Ross P.J., Haverkamp R. 1994. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer: 1. A capillary-based theory. *Water Resources Research*, 30, 11: 2925–2929
- SMS. 2007. Tension infiltrometer - User manual. Tuscon, SMS: 16 str.
- Suhadolc M., Lobnik F. 2007. Ugotavljanje tveganja in upravljanje s fitofarmaceutskimi sredstvi v okolju - predlog novih pristopov v Sloveniji na osnovi sodelovanja v EU projektu Footprint. V: Zbornik predavanj in referatov 8. slovenskega posvetovanja o varstvu rastlin, Radenci 6-7 marec 2007. Maček J. (ur.). Ljubljana, Društvo za varstvo rastlin: 7-10
- Sumner M.E. 1999. Handbook of soil science. CRC Press: 2148 str.
- Šimůnek J., van Genuchten M.T. 1996. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. *Water Resources Research*, 32, 9: 2683–2696
- Šimůnek J., van Genuchten M.T. 1997. Estimating unsaturated soil parameters from multiple tension disc infiltrometer data. *Soil Science*, 162, 6: 383–398
- Šimůnek J., van Genuchten M.T. 2000. The DISC computer software for analyzing tension disc infiltrometer data by parameter estimation. U.S. Salinity Laboratory, USDA-ARS, Riverside, California: 24 str.
- Šimůnek J., Van Genuchten M.T., Gribb M.M., Hopmans J.W. 1998a. Parameter estimation of unsaturated soil hydraulic properties from transient flow processes. *Soil and Tillage Research*, 47, 1-2: 27–36
- Šimůnek J., van Genuchten M.T., Wang D., Shouse P.J. 1998b. Analysis of field tension disc infiltrometer data by parameter estimation. *International Agrophysics*, 12, 3: 167–180
- Touma J. 2009. Comparison of the soil hydraulic conductivity predicted from its water retention expressed by the equation of Van Genuchten and different capillary models. *European Journal of Soil Science*, 60, 4: 671–680
- USDA Natural Soil Conservation Service. 2008. Soil quality indicators; Bulk density. Washington: 2 str.
- USDA Soil Conservation Service, USDA. 1993. Soil survey manual; Handbook 18. Washington, USDA: 365 str.
- Valentin C. 1994. Surface sealing as affected by various rock fragment covers in West Africa. *Catena*, 23, 1-2: 87–97

- Vandervaere J.-P., Vauclin M., Elrick D.E. 2000. Transient flow from tension infiltrometers: I. The two-parameter equation. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 4: 1263–1272
- Verbist K., Baetens J., Cornelis W.M., Gabriels D., Torres C., Soto G. 2009a. Hydraulic conductivity as influenced by stoniness in degraded drylands of Chile. *Soil Science Society of America Journal*, 73, 2: 471–484
- Verbist K., Cornelis W.M., Gabriels D., Alaerts K., Soto G. 2009b. Using an inverse modelling approach to evaluate the water retention in a simple water harvesting technique. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 10: 1979–1992
- Verbist K.M.J., Cornelis W.M., Torfs S., Gabriels D. 2013. Comparing methods to determine hydraulic conductivities on stony soils. *Soil Science Society of America Journal*, 77, 1: 25
- Verbist K., Torfs S., Cornelis W.M., Oyarzún R., Soto G., Gabriels D. 2010. Comparison of single- and double-ring infiltrometer methods on stony soils. *Vadose Zone Journal*, 9, 2: 462–475
- Vincent K.R., Chadwick O.A. 1994. Synthesizing bulk density for soils with abundant rock fragments. *Soil Science Society of America Journal*, 58, 2: 455–464
- De Vos B., Van Meirvenne M., Quataert P., Deckers J., Muys B. 2005. Predictive quality of pedotransfer functions for estimating bulk density of forest soils. *Soil Science Society of America Journal*, 69, 2: 500–510
- Wahl N.A., Bens O., Buczko U., Hangen E., Hüttl R.F. 2004. Effects of conventional and conservation tillage on soil hydraulic properties of a silty-loamy soil. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29, 11–12: 821–829
- Warrick A.W. 1992. Models for disc infiltrometers. *Water Resources Research*, 28, 5: 1319–1327
- Watson K.W., Luxmoore R.J. 1986. Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, 50, 3: 578–582
- White I., Sully M.J. 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resources Research*, 23, 8: 1514–1522
- White I., Sully M.J., Perroux K.M. 1992. Measurement of surface-soil hydraulic properties: Disk permeameters, tension infiltrometers, and other techniques. *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing theory into practice*, SSSA, Advances in measurements: 69–103
- Willmott C.J., Ackleson S.G., Davis R.E., Feddema J.J., Klink K.M., Legates D.R., O'Donnell J., Rowe C.M. 1985. Statistics for the evaluation and comparison of models. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 90, C5: 8995–9005

- Wilson G.V., Luxmoore R.J. 1988. Infiltration, macroporosity, and mesoporosity distributions on two forested watersheds. *Soil Science Society of America Journal*, 52, 2: 329–335
- Wooding R.A. 1968. Steady infiltration from large shallow circular pond. *Water Resources Research*, 4, 1259–1273
- Wösten J.H.M., Lilly A., Nemes A., Le Bas C. 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, 90, 3-4: 169–185
- Wösten J.H.M., Pachepsky Y.A., Rawls W.J. 2001. Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology*, 251, 3-4: 123–150
- Wu L., Pan L. 1997. A generalized solution to infiltration from single-ring infiltrometers by scaling. *Soil Science Society of America Journal*, 61, 5: 1318–1322
- Zhang R. 1997. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, 61, 4: 1024–1030

## ZAHVALA

Najprej bi se želel zahvaliti vsem, ki v dolgem obdobju od vpisa podiplomskega študija do danes niso obupali.

Nadalje bi se želel zahvaliti mentorju prof. dr. Francu Lobniku za skrben pregled naloge, nasvete in za skrb za ustreznost naloge. Posebna hvala tudi somentorici prof. dr. Marini Pintar za kritičen pregled naloge in za maksimalno možno kooperativnost v zaključni fazi naloge. Hvala tudi obema preostalima članicama komisije, prof. dr. Heleni Grčman in doc. dr. Barbari Čenčur Curk, za pregled naloge in konstruktivne pripombe.

Hvaležen sem tudi za projektno sodelovanje z Mednarodno agencijo za jedrsko energijo, ki mi je omogočila, da sem dopolnil svoje znanje o fiziki tal. Na tem mestu velja posebna zahvala Lee Heng. V okviru tega sodelovanja sem hvaležen Koenu Verbistu ter Wimu Cornelisu iz Univerze v Gentu, ki sta mi v okviru dvomesečne štipendije omogočila, da sem spoznal teoretske osnove kot tudi praktična znanja metod za merjenje hidravličnih lastnosti tal. Prav tako gre moja zahvala Stevu Evettu za koristne informacije o pripravnosti merjenja hidravličnih lastnosti skeletnih tal s tenzijskim infiltrmetrom.

Hvala tudi bivšim sodelavcem Inštituta za hmeljarstvo in pivovarstvo Slovenije, ki so mi priskočili na pomoč pri izvedbi naloge. Posebno zahvalo sem dolžan Bojanu Čremožniku za vso pomoč, od iskanja lokacij, zagotavljanju vode in skrbi za vzorce. Hvala tudi Alojzu Salobirju za izdelavo kovinskih obročev za lažje vzorčenje volumske gostote tal.

Prav tako hvala vsem sodelavcem Centra za pedologijo in varstvo okolja, ki so mi pomagali pri nalogi ter vsem, ki so zaslužni za moje strokovne temelje.

Hvaležen sem Damijani Kastelic za pregled in napotke za pravilno statistično obdelavo podatkov.

Hvala tudi Gregorju Ureku za razumevanje in pomoč, da sem lahko dokončal nalogo. Zahvaljujem se tudi cimru Urošu za poslušanje in prenekateri koristen nasvet pri obdelavi podatkov.

Posebna zahvala gre mojim trem dekletom. Brez njihove vsestranske podpore mi naloge ne bi uspelo končati. Vlasta tebi še posebno hvala za prve pripombe, pregled ter sploh, da si se uspela prebiti skozi nelahko branje fizike tal.

Iskrena hvala vsem neimenovnim, ki so kakorkoli pripomogli k nalogi.

## PRILOGA A

### Terenski opisi in kemične analize tal

#### Priloga A1

##### Profil 1 – Lokacija 1

Terenski opis pedološkega profila (horizont, globina, barva, struktura, prisotnost org. snovi, prekoreninjenost, tekstura, skelet)

Ap 0-23 cm, barva 10YR 3/4, srednje izražena oreškasta struktura, humozen, srednje gosto prekoreninjen, tekstura I, skelet do 20% do 10 cm, vlažnost tal - suh

BC 23-35 cm; barva 10 YR 4/4, drobno oreškasta, srednje izražena, sr. humozen, sr. gosta prekoreninjenost, skelet 35%

velik do 20 cm, tekstura I do PGI

CB 35–55 cm+, 90 % skelet velik do 20 cm



Slika profila 1



## Priloga A2

### Profil 2 – Lokacija 1

Terenski opis pedološkega profila (horizont, globina, barva, struktura, prisotnost org. snovi, prekoreninjenost, tekstura, skelet)

Ap 0-23 cm, barva 10YR 3/4, srednje izražena oreškasta struktura, humozen, srednje gosto prekoreninjen, tekstura I, skelet do 10% do 10 cm, vlažnost tal - suh

BC 23-55 cm; barva 7,5 YR 3/2, drobno oreškasta, srednje izražena, sr. humozen, redka prekoreninjenost, skelet 25% velik do 15 cm, tekstura I do GI

CB 55–70 cm+, 90% skelet velik do 20 cm



Slika profila 2



## Priloga A3

### Profil 3 – Lokacija 2

Terenski opis pedološkega profila (horizont, globina, barva, struktura, prisotnost org. snovi, prekoreninjenost, tekstura, skelet)

Ap 0-24 cm, barva 10YR 4/2, dobro izražena oreškasta struktura, humozen, srednje gosto prekoreninjen, tekstura I-GI, skelet do 15% do 10 cm, vlažnost tal - suh

BC 24-38 cm; barva 10 YR 4/4, oreškasta struktura, dobro izražena, slabo humozen, redka prekoreninjenost, skelet 25-30% velik do 15 cm, tekstura PGI, svež

CB 38–60 cm+, 7,5 YR 5/4, 65% skelet velik do 20 cm



Slika profila 3

## **Priloga A4**

### Profil 4 – Lokacija 4

Terenski opis pedološkega profila (horizont, globina, barva, struktura, prisotnost org. snovi, prekoreninjenost, tekstura, skelet)

Ap 0-22cm; barva 10YR 3/3, dobro izražena drobno oreškasta struktura, humozen, srednje gosto prekoreninjen, tekstura I, skelet 10% do 10 cm, vlažnost tal - svež

AB 22-33(36) cm; barva 10 YR 4/3, oreškasta struktura, srednje izražena, srednje humozen, redka prekoreninjenost, skelet 20% velik do 10 cm, tekstura I-GI, svež

Bv<sub>1</sub>C 33–46 cm(49); 7,5 YR 4/4, slabo izražena poliedrična struktura, zaglinjen prod, 30% skelet velik do 10 cm, slabo humozen, zmerno prekoreninjen

CB<sub>1</sub> 46–75cm; 10 YR 5/6, zaglinjen prod 80% skelet velik do 20 cm

CB<sub>2</sub> 75 cm+- manjša vsebnost gline v horizontu, nestrukturen

## **Priloga A5**

### Profil 5 – Lokacija 5

Terenski opis pedološkega profila (horizont, globina, barva, struktura, prisotnost org. snovi, prekoreninjenost, tekstura, skelet)

Ap 0-19 cm, barva 10YR 4/2, dobro izražena drobno oreškasta struktura, humozen, srednje gosto prekoreninjen, tekstura I-GI, skelet 10-15% do 10 cm, vlažnost tal - svež

AB 19-29 cm; barva 10 YR 4/2, oreškasta struktura, srednje izražena, srednje humozen, redka prekoreninjenost, skelet 30% velik do 15 cm, tekstura GI-PGI, svež

Bv<sub>1</sub>C 29–52 cm+, 10 YR 6/4, slabo izražena oreškasta struktura, zaglinjen prod, 45% skelet velik do 25 cm, zmerno prekoreninjen

CB 52–70 cm+, 10 YR 6/4, 65% skelet velik do 20 cm

## **Priloga A6**

### Profil 6 – Lokacija 3

Terenski opis pedološkega profila (horizont, globina, barva, struktura, prisotnost org. snovi, prekoreninjenost, tekstura, skelet)

Ap 0-21cm; barva 10YR 3/3, slabo izražena oreškasta struktura, humozen, srednje gosto prekoreninjen, tekstura I, skelet 20% do 7,5 cm, vlažnost tal - suh

AB 21-32 cm; barva 10YR 4/3, slabo izražena grudičasta struktura, srednje humozen, redko prekoreninjen, tekstura I-GI, skelet 20% do 7,5 cm, vlažnost tal - suh

Bv<sub>1</sub>C 32–51 cm(49); barva 10YR 4/3, dobro izražena drobno oreškasta struktura, slabo humozen, posamezna prekoreninjenost, tekstura I-GI, skelet do 10% velik do 7,5 cm

B<sub>v2</sub> 51–62 cm; barva 10YR 4/4, dobro izražena drobno oreškasta struktura, slabo humozen, posamezna prekoreninjenost, tekstura I-GI, skelet do 40% velik do 20 cm

B<sub>v3</sub> 62–77 cm; barva 10YR 4/4, srednje izražena drobno oreškasta struktura, mineralen, posamezna prekoreninjenost, tekstura PGI, skelet do 15% velik do 20 cm

BC 77–90 cm; barva 10YR 4/4, srednje izražena drobno oreškasta struktura, mineralen, posamezna prekoreninjenost, tekstura PGI, skelet do 45% velik do 20 cm

C – 90 cm+; prod in pesek

## **Priloga A7**

Profil 7 – Lokacija 3

Terenski opis pedološkega profila (horizont, globina, barva, struktura, prisotnost org. snovi, prekoreninjenost, tekstura, skelet)

Ap 0-22cm; barva 10YR 3/3, srednje izražena grudičasta struktura, humozen, srednje gosto prekoreninjen, tekstura I, skelet 10% do 10 cm, vlažnost tal - suh

AB 22-35 cm; barva 10 YR 3/4, drobno oreškasta struktura, srednje izražena, srednje humozen, redka prekoreninjenost, skelet 30% velik do 20 cm, tekstura I-GI, svež

B<sub>v1</sub>C 35–78 cm; 7,5 YR 4/4, drobno oreškasta, slabo izražena in slabo obstojna, 50% skelet velik do 20 cm, slabo humozen, posamezna prekoreninjenost

C – 78 cm+; prod in pesek, skelet velik do 20 cm

## Priloga A8

Analize reakcije tal (pH), % org. snovi in mehanska analiza tal vseh horizontov v profilu tal

lokacija	profil	globina++	horizont	pH	org. snov %	glina %	melj %	pesek %	TR*
1	1	g0	Ap	6,9	5,7	25,1	39,9	35	I
1	1	g1	BC	7,3	2,9	19,5	30,1	50,4	I
1	2	g0	Ap	6,6	5,2	25,4	40,2	34,4	I
1	2	g1	BC	6,5	1,9	30,7	30,7	38,6	GI
2	3	g0	Ap	7,1	4	26,6	39,6	33,8	I-GI
2	3	g1	BC	7,3	2,4	27	33,9	39,1	I-GI
2	3		CB	7,5	0,6	19,8	18,5	61,7	PGI-PI
4	4	g0	Ap	5,8	3,9	27,7	46	26,3	GI
4	4	g1	AB	5,9	3,1	31,5	37,7	30,8	GI
4	4	g2	BvC	6,6	2,1	48,4	20,2	31,4	G
4	5	g0	Ap	7,1	4,3	25,2	41,7	33,1	I
4	5	g1	AB	7,2	3,6	17,8	38,2	44	I
4	5		CB	7,5	0,7	15,5	15,8	68,7	PI
3	6	g0	Ap	6,3	4	25,2	35,5	39,3	I
3	6	g1	AB	6,6	3,5	26	36	38	I
3	6	g2	Bv1	6	1,9	33	32,3	34,7	GI
3	6		Bv2	6	1,6	30,2	28,8	41	GI
3	6		Bv3	5,9	1,1	26,6	23,6	49,8	PGI
3	6		BC	6,1	1	33,1	13,5	53,4	PGI
3	7	g0	Ap	5,6	4	28,3	37,2	34,5	GI
3	7	g1	AB	5,9	3,2	33,9	35,3	30,8	GI
3	7		BC	5,5	1,5	38	28,2	33,8	GI

\* Oznaka teksturnega razreda

++ oznaka globine, kjer smo merili prevodnost in analizirali skelet

PI - peščenoilovnata

I – ilovnata

PGI - peščenoglinastoilovnata

GI - glinastoilovnata

## PRILOGA B - Statistične analize

### Priloga B1

#### SKELET

Izbrane opisne statistike, ANOVA ter tabela mnogoterih primerjav vsebnosti volumskega deleža skeleta ( $R_v$ ) v odvisnosti od globine tal

Izbrane opisne statistike volumskega deleža skeleta po globinah vzorčenja

Globina	Število	Average	Median	Geometric mean	Standard deviation	Coeff. of variation	Minimum	Maximum	Range
g0	7	23,7	23,55	23,59	2,41	10,15%	19,31	26,27	6,96
g1	7	42,24	45,01	40,79	11,46	27,14%	25,38	57,01	31,63
g2	2	28,02	28,02	28,01	1,32	4,72%	27,09	28,96	1,87
Total	16	32,35	26,68	30,63	11,75	36,31%	19,31	57,01	37,7

ANOVA za volumski delež skeleta v odvisnosti od globine vzorca

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Between groups	1245,26	2	622,63	9,81	0,0025
Within groups	824,869	13	63,4514		
Total (Corr.)	2070,13	15			

Tabela mnogoterih primerjav volumskega deleža skeleta po globinah vzorčenja

Method: 95,0 percent Duncan

oznaka	Count	Mean	Homogeneous Groups
g0	7	23,70	X
g2	2	28,02	X
g1	7	42,24	X

### Priloga B2

#### SKUPNA VOLUMSKA GOSTOTA TAL

Izbrane opisne statistike, ANOVA ter tabela mnogoterih primerjav skupne volumske gostote tal v odvisnosti od globine tal

Izbrane opisne statistike skupne volumske gostote po globinah vzorčenja

Globina	Count	Average	Median	Geometric mean	Standard deviation	Coeff. of variation	Minimum	Maximum	Range
g0	7	1,44	1,45	1,44	0,067	4,68%	1,36	1,56	0,20
g1	7	1,77	1,83	1,76	0,151	8,52%	1,58	1,94	0,36
g2	2	1,53	1,53	1,53	0,007	0,46%	1,53	1,54	0,01
Total	16	1,60	1,55	1,59	0,192	12,03%	1,36	1,94	0,58

ANOVA za skupno volumsko gostoto v odvisnosti od globine vzorca

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Between groups	0,389725	2	0,194863	15,48	0,0004
Within groups	0,16365	13	0,0125885		
Total (Corr.)	0,553375	15			

Tabela mnogoterih primerjav skupne volumske gostote po globinah vzorčenja

Method: 95,0 percent Duncan

oznaka	Count	Mean	Homogeneous Groups
g0	7	1,44	X
g2	2	1,535	X
g1	7	1,77	X

Regresijska zveza oziroma povezanost volumskega deleža skeleta in skupne volumske gostote

Dependent variable: qt

Independent variable: Rv

Linear model:  $Y = a + b \cdot X$

Coefficients

	Least Squares	Standard	T	
Parameter	Estimate	Error	Statistic	P-Value
Intercept	1,09223	0,04543	24,0421	0,0000
Slope	0,0155802	0,00132482	11,7603	0,0000

Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Model	0,502508	1	0,502508	138,30	0,0000
Residual	0,0508672	14	0,00363337		
Total (Corr.)	0,553375	15			

Correlation Coefficient = **0,952931**

R-squared = **90,8078** percent

R-squared (adjusted for d.f.) = 90,1512 percent

Standard Error of Est. = **0,0602774**

Mean absolute error = **0,0459722**

Durbin-Watson statistic = 1,03447 (P=**0,0229**)

Lag 1 residual autocorrelation = 0,404755

Regresijska zveza oziroma povezanost volumskega deleža skeleta in skupne volumske gostote na površini tal (g0)

Dependent variable: qt

Independent variable: Rv

Selection variable: globina="g0"

Linear model:  $Y = a + b \cdot X$

Coefficients

	Least Squares	Standard	T	
Parameter	Estimate	Error	Statistic	P-Value
Intercept	1,33314	0,294123	4,53259	0,0062
Slope	0,00450894	0,0123558	0,364924	0,7301

Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Model	0,00070565	1	0,00070565	0,13	0,7301
Residual	0,0264944	5	0,00529887		
Total (Corr.)	0,0272	6			

Correlation Coefficient = **0,161068**

R-squared = **2,5943** percent

R-squared (adjusted for d.f.) = -16,8868 percent

Standard Error of Est. = **0,0727933**

Mean absolute error = **0,051596**

Durbin-Watson statistic = 0,908345 (P=**0,0686**)

Lag 1 residual autocorrelation = 0,433542

Regressijski model za napoved skupne volumnske gostote z utežnim deležem skeleta, in vsebnostjo organske snovi

Dependent variable: qt

Independent variables:

glina

% org\_ snovi

Rm

		Standard	T	
Parameter	Estimate	Error	Statistic	P-Value
CONSTANT	1,60475	0,243951	6,57817	0,0000
glina	-0,0072888	0,00364166	-2,0015	0,0685
% org_ snovi	-0,0733468	0,0242374	-3,02618	0,0105
Rm	0,00925387	0,00181205	5,10686	0,0003

Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Model	0,500328	3	0,166776	37,73	0,0000
Residual	0,0530468	12	0,00442057		
Total (Corr.)	0,553375	15			

R-squared = 90,414 percent

R-squared (adjusted for d.f.) = 88,0174 percent

Standard Error of Est. = 0,0664873

Mean absolute error = 0,0483913

Durbin-Watson statistic = 1,47276 (P=0,1462)

Lag 1 residual autocorrelation = 0,231282

Model:

$$qt = 1,60475 - 0,0072888 * glina\% - 0,0733468 * \% \text{ org\_ snovi} + 0,00925387 * Rm\%$$

Nadaljna ANOVA za spremenljivke, ki so vključene v model

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
glina	0,0342422	1	0,0342422	7,75	0,0166
% org_ snovi	0,350798	1	0,350798	79,36	0,0000
Rmt	0,115288	1	0,115288	26,08	0,0003
Model	0,500328	3			



Regresijski model za napoved skupne volumske gostote z volumskim deležem skeleta in deležem organske snovi

Dependent variable: qt

Independent variables:

% org\_snovi

Rv

		Standard	T	
Parameter	Estimate	Error	Statistic	P-Value
CONSTANT	1,22815	0,0851186	14,4287	0,0000
Rv	0,0143323	0,00140105	10,2297	0,0000
% org_snovi	-0,0274459	0,0149487	-1,83601	0,0893

Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Model	0,512982	2	0,256491	82,55	0,0000
Residual	0,0403932	13	0,00310717		
Total (Corr.)	0,553375	15			

R-squared = 92,7006 percent

R-squared (adjusted for d.f.) = 91,5776 percent

Standard Error of Est. = 0,055742

Mean absolute error = 0,0439877

Durbin-Watson statistic = 1,50797 (P=0,1716)

Lag 1 residual autocorrelation = 0,226269

Model:

$$qt = 1,22815 + 0,0143323 * Rv - 0,0274459 * org. snov\%$$

Nadaljna ANOVA za spremenljivke, ki so vključene v model

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Rv	0,502508	1	0,502508	161,73	0,0000
% org_snovi	0,010474	1	0,010474	3,37	0,0893
Model	0,512982	2			

## Priloga B3

### VOLUMSKA GOSTOTA FINE FRAKCIJE TAL

Izbrane opisne statistike, ANOVA ter regresijske zveze za volumsko gostoto fine frakcije tal

ANOVA za delež peska v odvisnosti od globine vzorca (osnova za analizo kovariance, kjer smo razlike pojasnili z globino in deležem peska)

ANOVA Table for pesek by globina

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Between groups	107,41	2	53,7048	1,81	0,2021
Within groups	385,088	13	29,6221		
Total (Corr.)	492,497	15			

Izbrane opisne statistike volumske gostote fine frakcije tal po globinah vzorčenja

Globina	Count	Average	Median	Geometric mean	Standard deviation	Coeff. of variation	Minimum	Maximum	Range
g0	7	1,14	1,12	1,13	0,092	8,09%	1,03	1,25	0,22
g1	7	1,20	1,22	1,19	0,097	8,11%	0,99	1,30	0,31
g2	2	1,17	1,17	1,17	0,057	4,83%	1,13	1,21	0,08
Total	16	1,17	1,20	1,16	0,090	7,74%	0,99	1,30	0,31

ANOVA za volumsko gostoto fine frakcije tal v odvisnosti od globine vzorca

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Between groups	0,0120295	2	0,00601473	0,71	0,5103
Within groups	0,110314	13	0,00848571		
Total (Corr.)	0,122344	15			

Regresijska zveza oziroma povezanost utežnega deleža skeleta in volumnske gostote fine frakcije tal v drugi globini vzorčenja (g1)

Dependent variable: qbf

Independent variable: Rm

Selection variable: globina ="g1"

Linear model:  $Y = a + b \cdot X$

Coefficients

	Least Squares	Standard	T	
Parameter	Estimate	Error	Statistic	P-Value
Intercept	1,52841	0,113533	13,4622	0,0000
Slope	-0,00558401	0,00186252	-2,9981	0,0302

Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Model	0,0362224	1	0,0362224	8,99	0,0302
Residual	0,0201491	5	0,00402981		
Total (Corr.)	0,0563714	6			

Correlation Coefficient = **-0,801602**

R-squared = **64,2566** percent

R-squared (adjusted for d.f.) = 57,1079 percent

Standard Error of Est. = **0,0634808**

Mean absolute error = **0,0444075**

Durbin-Watson statistic = 2,03346 (P=**0,5221**)

Lag 1 residual autocorrelation = -0,29078

Regresijska zveza oziroma povezanost volumnskega deleža skeleta in volumnske gostote fine frakcije tal v drugi globini vzorčenja (g1)

Dependent variable: qbf

Independent variable: Rv

Selection variable: globina ="g1"

Linear model:  $Y = a + b \cdot X$

Coefficients

	Least Squares	Standard	T	
Parameter	Estimate	Error	Statistic	P-Value
Intercept	1,47876	0,100424	14,7252	0,0000
Slope	-0,00670161	0,00230601	-2,90615	0,0335

### Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Model	0,0354088	1	0,0354088	8,45	0,0335
Residual	0,0209626	5	0,00419252		
Total (Corr.)	0,0563714	6			

Correlation Coefficient = -0,792549

R-squared = 62,8134 percent

R-squared (adjusted for d.f.) = 55,3761 percent

Standard Error of Est. = 0,0647497

Mean absolute error = 0,0448926

Durbin-Watson statistic = 1,99395 (P=0,4930)

Lag 1 residual autocorrelation = -0,271827

### Analiza kovariance za volumsko gostoto fine frakcije tal v odvisnosti od globine in deleža peska

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
COVARIATES					
pesek	0,205951	1	0,205951	16,73	0,0001
MAIN EFFECTS					
A:globina	0,160246	2	0,080123	6,51	0,0028
RESIDUAL	0,738653	60	0,0123109		
TOTAL (CORRECTED)	0,994648	63			

All F-ratios are based on the residual mean square error.

Tabela mnogoterih primerjav volumske gostote fine frakcije tal po globinah vzorčenja v odvisnosti od deleža peska

Method: 95,0 percent Duncan

globina	Count	LS Mean	LS Sigma	Homogeneous Groups
g0	7	1,1126	0,027447	X
g2	2	1,13709	0,0504001	XX
g1	7	1,22966	0,0283744	X

Regresijski model za napoved volumske gostote fine frakcije tal z volumskim deležem skeleta, deležem melja in vsebnostjo organske snovi s podatki globine g1

Dependent variable: qbf

Independent variables:

% org\_ snovi

melj %

Rv %

Selection variable: globina="g1"

		Standard	T	
Parameter	Estimate	Error	Statistic	P-Value
CONSTANT	0,672919	0,243211	2,76682	0,0698
org_ snov %	-0,116562	0,0321227	-3,62866	0,0360
melj %	0,0295453	0,00733432	4,02837	0,0275
Rv %	-0,00367417	0,00148065	-2,48146	0,0892

Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Model	0,0532965	3	0,0177655	17,33	0,0213
Residual	0,00307491	3	0,00102497		
Total (Corr.)	0,0563714	6			

R-squared = 94,5453 percent

R-squared (adjusted for d.f.) = 89,0905 percent

Standard Error of Est. = 0,0320152

Mean absolute error = 0,0189446

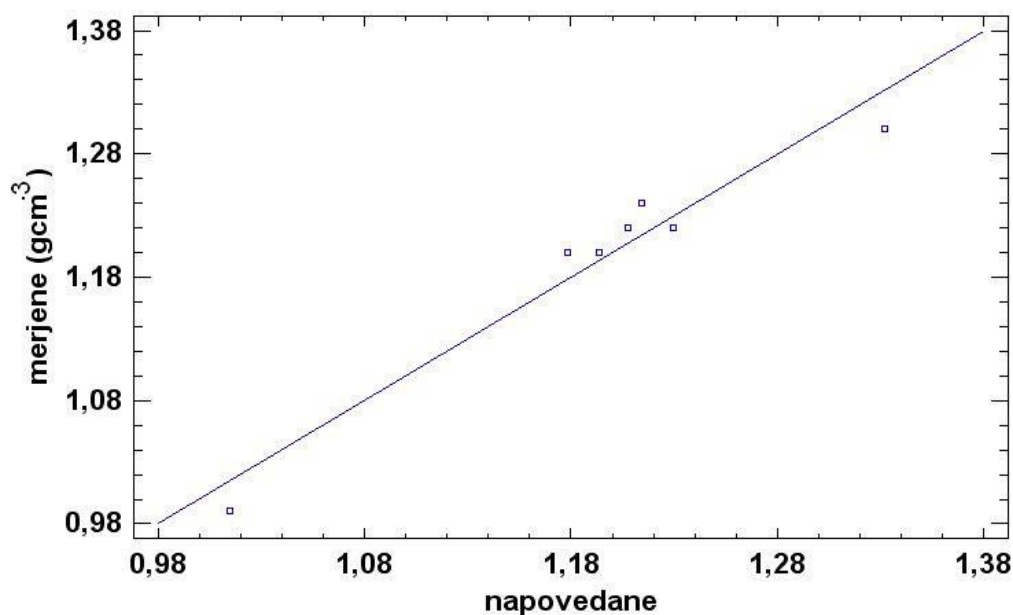
Durbin-Watson statistic = 1,85072 (P=0,1734)

Lag 1 residual autocorrelation = -0,0505252

The StatAdvisor

The output shows the results of fitting a multiple linear regression model to describe the relationship between qbf and 3 independent variables. The equation of the fitted model is

$$qbf = 0,672919 - 0,116562 * \% \text{ org\_ snovi} + 0,0295453 * \text{melj \%} - 0,00367417 * \text{Rv \%}$$



Slika priloge B3: Modelna napoved volumske gostote fine frakcije tal v globini g1

#### Priloga B4

### NASIČENA HIDRAVLIČNA PREVODNOST (Metoda enojnega cilindra in enovitega hidrostatičnega pritiska)

#### Izbrane opisne statistike nasičene hidravlične prevodnosti po globinah merjenja

Globina	Count	Average	Median	Geometric mean	Standard deviation	Coeff. of variation	Minimum	Maximum	Range
g0	2	7,4	7,4	7,37	0,99	13,38%	6,7	8,1	1,4
g1	2	10,0	10,0	9,99	0,71	7,07%	9,5	10,5	1,0
Total	4	8,7	8,8	8,58	1,66	19,055%	6,7	10,5	3,8

#### ANOVA za nasičeno hidravlično prevodnost tal v odvisnosti od globine merjenja

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Between groups	6,76	1	6,76	9,14	0,0942
Within groups	1,48	2	0,74		
Total (Corr.)	8,24	3			

## Priloga B5

### HIDRAVLIČNA PREVODNOST TAL DOLOČENA S TENZIJSKIM INFILTROMETROM

Izbrane opisne statistike nasičene hidravlične prevodnosti izračunane na osnovi meritev TI po globinah merjenja

globina	Count	Average	Median	Geometric mean	Standard deviation	Coeff. of variation	Minimum	Maximum	Range
g0	7	3,63	0,86	1,50995	5,53296	152,423%	0,18	15,78	15,6
g1	7	2,83429	2,5	1,48507	2,05387	72,465%	0,03	5,45	5,42
g2	2	0,62	0,62	0,61709	0,0848528	13,6859%	0,56	0,68	0,12
Total	16	2,90563	1,395	1,34038	3,85708	132,745%	0,03	15,78	15,75

ANOVA za nasičeno hidravlično prevodnost izračunano na osnovi meritev TI v odvisnosti od globine merjenja

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Between groups	14,1568	2	7,07841	0,44	0,6531
Within groups	209,0	13	16,0769		
Total (Corr.)	223,156	15			

Analiza kovariance za nasičeno hidravlično prevodnost izračunano na osnovi meritev TI v odvisnosti od globine merjenja in peska

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
COVARIATES					
pesek	2,9456	1	2,9456	0,17	0,6861
MAIN EFFECTS					
A:globina	14,6914	2	7,34569	0,43	0,6615
RESIDUAL	206,054	12	17,1712		
TOTAL (CORRECTED)	223,156	15			

All F-ratios are based on the residual mean square error.

### Hidravlična prevodnost tal pri tenziji 12 cm

Izbrane opisne statistike hidravlične prevodnosti pri tenziji 12 cm po globinah merjenja

Globina	Count	Average	Median	Geometric mean	Standard deviation	Coeff. of variation	Minimum	Maximum	Range
g0	7	0,096	0,08	0,082	0,056	58,44%	0,03	0,19	0,16
g1	7	0,050	0,05	0,045	0,041	70,00%	0,01	0,12	0,11
g2	2	0,025	0,025	0,02	0,021	84,85%	0,01	0,04	0,03
Total	16	0,071	0,05	0,053	0,051	72,11%	0,01	0,19	0,18

ANOVA za hidravlično prevodnost pri tenziji 12 cm med merjenji na površini in naslednji globini merjenja

ANOVA Table for K(-0,12) by globina

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Between groups	0,00482857	1	0,00482857	2,01	0,1819
Within groups	0,0288571	12	0,00240476		
Total (Corr.)	0,0336857	13			

Analiza kovariance hidravlične prevodnosti tal pri tenziji 12 cm izračunane v odvisnosti od globine merjenja in deleža peska

Analysis of Variance for K(-0,12) - Type III Sums of Squares

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
COVARIATES					
pesek	0,00683864	1	0,00683864	3,42	0,0916
MAIN EFFECTS					
A:globina	0,00971823	1	0,00971823	4,86	0,0498
RESIDUAL	0,0220185	11	0,00200168		
TOTAL (CORRECTED)	0,0336857	13			

All F-ratios are based on the residual mean square error.

Tabela mnogoterih primerjav hidravlične prevodnosti tal pri tenziji 12 cm izračunane v odvisnosti od globine merjenja in volumskega deleža skeleta



Method: 95,0 percent Duncan

globina	Count	LS Mean	LS Sigma	Homogeneous Groups
g1	7	0,0478699	0,0178739	X
g0	7	0,106416	0,0178739	X

Regresijska zveza oziroma povezanost utežnega deleža skeleta in hidravlične prevodnosti pri tenziji 12 cm v prvi globini tal (g1)

Dependent variable: K(-0,12)

Independent variable: Rm

Selection variable: globina="g1"

Linear model:  $Y = a + b * X$

Coefficients

	Least Squares	Standard	T	
Parameter	Estimate	Error	Statistic	P-Value
Intercept	-0,0740441	0,0526329	-1,4068	0,2185
Slope	0,00222584	0,000863445	2,57786	0,0496

Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Model	0,00575535	1	0,00575535	6,65	0,0496
Residual	0,00433036	5	0,000866072		
Total (Corr.)	0,0100857	6			

Correlation Coefficient = 0,75541

R-squared = 57,0644 percent

R-squared (adjusted for d.f.) = 48,4773 percent

Standard Error of Est. = 0,0294291

Mean absolute error = 0,0212169

Durbin-Watson statistic = 2,62423 (P=0,8770)

Lag 1 residual autocorrelation = -0,352559

The StatAdvisor

The output shows the results of fitting a linear model to describe the relationship between K(-0,12) and Rmt. The equation of the fitted model is

$$K(-0,12) = -0,0740441 + 0,00222584 * Rm$$

Regressijska zveza oziroma povezanost utežnega deleža skeleta in hidravlične prevodnosti pri tenziji 12 cm na površini tal (g0)

Dependent variable: K(-0,12)

Independent variable: Rm

Selection variable: globina="g0"

Linear model:  $Y = a + b \cdot X$

Coefficients

	Least Squares	Standard	T	
Parameter	Estimate	Error	Statistic	P-Value
Intercept	-0,165076	0,204265	-0,808145	0,4557
Slope	0,00661544	0,00515646	1,28294	0,2558

Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	P-Value
Model	0,00464895	1	0,00464895	1,65	0,2558
Residual	0,0141225	5	0,0028245		
Total (Corr.)	0,0187714	6			

Correlation Coefficient = 0,497656

R-squared = 24,7661 percent

R-squared (adjusted for d.f.) = 9,71933 percent

Standard Error of Est. = 0,053146

Mean absolute error = 0,034875

Durbin-Watson statistic = 1,44662 (P=0,2250)

Lag 1 residual autocorrelation = 0,263433

## PRILOGA C

### Pretvorbene funkcije tal

PTF - Saxton in Rawls 2006

Table 1. Equation summary for soil water characteristic estimates.†

Variable	Equation	R <sup>2</sup> /S <sub>e</sub>	Eq.
<b>Moisture Regressions</b>			
θ <sub>1500</sub>	θ <sub>1500</sub> = θ <sub>1500r</sub> + (0.14 × θ <sub>1500r</sub> - 0.02) θ <sub>1500r</sub> = -0.024S + 0.487C + 0.006OM + 0.005(S × OM) - 0.013(C × OM) + 0.068(S × C) + 0.031	0.86/0.02	1
θ <sub>33</sub>	θ <sub>33</sub> = θ <sub>33r</sub> + [1.283(θ <sub>33r</sub> ) <sup>2</sup> - 0.374(θ <sub>33r</sub> ) - 0.015] θ <sub>33r</sub> = -0.251S + 0.195C + 0.011OM + 0.006(S × OM) - 0.027(C × OM) + 0.452(S × C) + 0.299	0.63/0.05	2
θ <sub>(S-33)</sub>	θ <sub>(S-33)</sub> = θ <sub>(S-33r)</sub> + (0.636θ <sub>(S-33r)</sub> - 0.107) θ <sub>(S-33r)</sub> = 0.278S + 0.034C + 0.022OM - 0.018(S × OM) - 0.027(C × OM) - 0.584(S × C) + 0.078	0.36/0.06	3
ψ <sub>e</sub>	ψ <sub>e</sub> = ψ <sub>et</sub> + (0.02ψ <sub>et</sub> <sup>2</sup> - 0.113ψ <sub>et</sub> - 0.70) ψ <sub>et</sub> = -21.67S - 27.93C - 81.97θ <sub>(S-33)</sub> + 71.12(S × θ <sub>(S-33)</sub> ) + 8.29(C × θ <sub>(S-33)</sub> ) + 14.05(S × C) + 27.16	0.78/2.9	4
θ <sub>S</sub>	θ <sub>S</sub> = θ <sub>33</sub> + θ <sub>(S-33)</sub> - 0.097S + 0.043	0.29/0.04	5
ρ <sub>N</sub>	ρ <sub>N</sub> = (1 - θ <sub>S</sub> )/2.65		6
<b>Density Effects</b>			
ρ <sub>DF</sub>	ρ <sub>DF</sub> = ρ <sub>N</sub> × DF		7
θ <sub>S-DF</sub>	θ <sub>S-DF</sub> = 1 - (ρ <sub>DF</sub> /2.65)		8
θ <sub>33-DF</sub>	θ <sub>33-DF</sub> = θ <sub>33</sub> - 0.2(θ <sub>S</sub> - θ <sub>S-DF</sub> )		9
θ <sub>(S-33)DF</sub>	θ <sub>(S-33)DF</sub> = θ <sub>(S-33)</sub> - θ <sub>33-DF</sub>		10
<b>Moisture-Tension</b>			
ψ <sub>(1500-33)</sub>	ψ <sub>θ</sub> = A(θ) <sup>-B</sup>		11
ψ <sub>(33-ψ<sub>e</sub>)</sub>	ψ <sub>θ</sub> = 33.0 - [(θ - θ <sub>33</sub> )(33.0 - ψ <sub>e</sub> )/(θ <sub>S</sub> - θ <sub>33</sub> )]		12
θ <sub>(ψ<sub>e</sub>-0)</sub>	θ = θ <sub>S</sub>		13
A	A = exp(ln33 + Blnθ <sub>33</sub> )		14
B	B = [ln(1500) - ln(33)]/[ln(θ <sub>33</sub> ) - ln(θ <sub>1500</sub> )]		15
<b>Moisture-Conductivity</b>			
K <sub>S</sub>	K <sub>S</sub> = 1930(θ - θ <sub>33</sub> ) <sup>(3-λ)</sup>		16
K <sub>θ</sub>	K <sub>θ</sub> = K <sub>S</sub> (θ/θ <sub>S</sub> ) <sup>[3 - (2/λ)]</sup>		17
λ	λ = 1/B		18
<b>Gravel Effects</b>			
R <sub>v</sub>	R <sub>v</sub> = (αR <sub>w</sub> )/[1 - R <sub>w</sub> (1 - α)]		19
ρ <sub>B</sub>	ρ <sub>B</sub> = ρ <sub>N</sub> (1 - R <sub>v</sub> ) + (R <sub>v</sub> × 2.65)		20
PAW <sub>B</sub>	PAW <sub>B</sub> = PAW(1 - R <sub>v</sub> )		21
K <sub>b</sub> /K <sub>s</sub>	K <sub>b</sub> /K <sub>s</sub> = $\frac{1 - R_w}{[1 - R_w(1 - 3\alpha/2)]}$		22
<b>Salinity Effects</b>			
Ψ <sub>O</sub>	Ψ <sub>O</sub> = 36EC		23
Ψ <sub>Oθ</sub>	Ψ <sub>Oθ</sub> = $\frac{\theta_S}{\theta}$ (36EC)		24

† All symbols defined in Table 2.

Table 2. Equation symbol definitions.

Symbol	Definition
A, B	Coefficients of moisture-tension, Eq. [11]
C	Clay, %w
DF	Density adjustment Factor (0.9-1.3)
EC	Electrical conductance of a saturated soil extract, dS m <sup>-1</sup> (dS/m = mili-mho cm <sup>-1</sup> )
FC	Field Capacity moisture (33 kPa), %v
OM	Organic Matter, %w
PAW	Plant Avail. moisture (33-1500 kPa, matric soil), %v
PAW <sub>B</sub>	Plant Avail. moisture (33-1500 kPa, bulk soil), %v
S	Sand, %w
SAT	Saturation moisture (0 kPa), %v
WP	Wilting point moisture (1500 kPa), %v
θ <sub>ψ</sub>	Moisture at tension ψ, %v
θ <sub>1500r</sub>	1500 kPa moisture, first solution, %v
θ <sub>1500</sub>	1500 kPa moisture, %v
θ <sub>33r</sub>	33 kPa moisture, first solution, %v
θ <sub>33</sub>	33 kPa moisture, normal density, %v
θ <sub>33-DF</sub>	33 kPa moisture, adjusted density, %v
θ <sub>(S-33)r</sub>	SAT-33 kPa moisture, first solution, %v
θ <sub>(S-33)</sub>	SAT-33 kPa moisture, normal density, %v
θ <sub>(S-33)DF</sub>	SAT-33 kPa moisture, adjusted density, %v
θ <sub>S</sub>	Saturated moisture (0 kPa), normal density, %v
θ <sub>S-DF</sub>	Saturated moisture (0 kPa), adjusted density, %v
ψ <sub>θ</sub>	Tension at moisture θ, kPa
ψ <sub>et</sub>	Tension at air entry, first solution, kPa
ψ <sub>e</sub>	Tension at air entry (bubbling pressure), kPa
K <sub>S</sub>	Saturated conductivity (matric soil), mm h <sup>-1</sup>
K <sub>θ</sub>	Saturated conductivity (bulk soil), mm h <sup>-1</sup>
K <sub>b</sub>	Unsaturated conductivity at moisture θ, mm h <sup>-1</sup>
ρ <sub>N</sub>	Normal density, g cm <sup>-3</sup>
ρ <sub>B</sub>	Bulk soil density (matric plus gravel), g cm <sup>-3</sup>
ρ <sub>DF</sub>	Adjusted density, g cm <sup>-3</sup>
λ	Slope of logarithmic tension-moisture curve
α	Matric soil density/gravel density (2.65) = ρ/2.65
R <sub>v</sub>	Volume fraction of gravel (decimal), g cm <sup>-3</sup>
R <sub>w</sub>	Weight fraction of gravel (decimal), g g <sup>-1</sup>
Ψ <sub>O</sub>	Osmotic potential at θ = θ <sub>S</sub> , kPa
Ψ <sub>Oθ</sub>	Osmotic potential at θ < θ <sub>S</sub> , kPa

PTF - Baetens 2007

$$\ln(\rho_{b,t}) = 0,4006 + 0,0884\ln(\text{glina}) - 0,1369\ln(\text{org.snov}) + 1,101R_m^2$$

$$\ln(\rho_{b,f}) = 0,3188 + 0,1077\ln(\text{glina}) - 0,1773\ln(\text{org.snov}) + 0,6432R_m^2$$