



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

Σχολή Γεωπονικών Επιστημών

Τμήμα Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής & Αγροτικού Περιβάλλοντος

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ

Αειφόρος Αγροτική Παραγωγή και Διαχείριση Περιβάλλοντος

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

«Μετρήσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας ως προς την πίεση σε ακόρεστο έδαφος»

Βασιλική Μπότα

Βόλος 2015

Μετρήσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας ως προς την πίεση σε ακόρεστο έδαφος

Βασιλική Μπότα

- 1. Σακελλαρίου - Μακραντωνάκη Μαρία**, Καθηγήτρια Πανεπιστημίου Θεσσαλίας με γνωστικό αντικείμενο «Αρδεύσεις - Στραγγίσεις, Υδραυλική», Επιβλέπουσα της Μεταπτυχιακής Διατριβής.
- 2. Καλφούντζος Δημήτριος**, Καθηγητής Τ.Ε.Ι. Λάρισας με γνωστικό αντικείμενο «Αρδεύσεις - Στραγγίσεις και μαθηματική προσομοίωση της κίνησης του νερού στο έδαφος».
- 3. Χαλκίδης Ηρακλής**, Λέκτορας Πανεπιστημίου Θεσσαλίας με γνωστικό αντικείμενο «Γεωργική Υδραυλική με έμφαση στη διαχείριση του νερού στο έδαφος».

Copyright © Βασιλική Μπότα, 2015.

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας διατριβής, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης.

Η έγκριση της Μεταπτυχιακής Διατριβής Ειδίκευσης από το Τμήμα Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας δε δηλώνει αποδοχή των γνωμών του συγγραφέα.

Πρόλογος

Το θέμα της διατριβής δόθηκε από την Καθηγήτρια και Διευθύντρια του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας κυρία Μαρία Σακελλαρίου - Μακραντωνάκη, την οποία αισθάνομαι την υποχρέωση να ευχαριστήσω ιδιαίτερα για την παρακολούθηση της διατριβής σε όλη την πορεία της και για την πολύτιμη και ουσιαστική βοήθειά της στα θεωρητικά και πειραματικά προβλήματα που παρουσιάζονταν, όσο και για το ιδιαίτερο ενδιαφέρον της καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης και συγγραφής της διατριβής μου. Επίσης, την ευχαριστώ για την ηθική της συμπαράσταση σε όλες τις δύσκολες στιγμές του έργου μου.

Τον κύριο Δημήτριο Καλφούντζο, Καθηγητή του Τμήματος Μηχανικής Βιοσυστημάτων του Τ.Ε.Ι. Λάρισας, ευχαριστώ θερμά, για τον χρόνο που αφιέρωσε στα διάφορα στάδια της διατριβής μου και τις σημαντικές υποδείξεις του στην κατεργασία των πειραματικών αποτελεσμάτων, τόσο στο Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας όσο και στο Τ.Ε.Ι. Λάρισας, καθώς και για την συμμετοχή του στην τριμελή εξεταστική επιτροπή.

Τον κύριο Ηρακλή Χαλκίδη, Λέκτορα του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, ευχαριστώ για το χρόνο που αφιέρωσε και την εποικοδομητική κριτική που άσκησε ως μέλος της τριμελούς εξεταστικής επιτροπής.

Την κυρία Αναστασία Αγγελάκη, Διδάκτορα Ε.ΔΙ.Π. του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής, ευχαριστώ για τις υποδείξεις της και την πολύτιμη βοήθειά της τόσο σε θεωρητικό όσο και σε πρακτικό επίπεδο, στην πραγματοποίηση της πειραματικής διαδικασίας και την συγγραφή της πτυχιακής μου διατριβής.

Την Ευαγγελία Τσιάνου, Μεταπτυχιακή Φοιτήτρια του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, ευχαριστώ ειλικρινά για το ενδιαφέρον που έδειξε και την πολύτιμη συνεργασία που είχαμε κατά τη διάρκεια της πειραματικής διαδικασίας για την διεκπεραίωση του πειραματικού τμήματος της διατριβής.

Επίσης, ευχαριστώ την οικογένειά μου για την αμέριστη συμπαράσταση και βοήθεια όλο το χρονικό διάστημα των σπουδών μου και όλους όσους με βοήθησαν με την ηθική τους συμπαράσταση κατά τη διάρκεια εκπόνησης της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής.

Τέλος, θα πρέπει να αναφέρω ότι η εκπόνηση του Προγράμματος των Μεταπτυχιακών Σπουδών χρηματοδοτήθηκε από το Ίδρυμα Κρατικών Υποτροφιών (Ι.Κ.Υ.) στα πλαίσια του Προγράμματος «ΥΠΟΤΡΟΦΙΕΣ ΑΡΙΣΤΕΙΑΣ Ι.Κ.Υ. ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ - ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ SIEMENS».

Περίληψη

Ο σκοπός αυτής της μελέτης είναι ο πειραματικός προσδιορισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας (K) σε ακόρεστο έδαφος σε συνάρτηση με την πίεση (h) του νερού του εδάφους. Τρία δείγματα εδάφους με διαφορετικές υδραυλικές αγωγιμότητες κορεσμού τοποθετήθηκαν ομοιογενώς διαδοχικά σε διαφανή κατακόρυφη στήλη με εσωτερική διάμετρο 6 cm. Η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού των εδαφικών δειγμάτων μετρήθηκε με τη μέθοδο του σταθερού φορτίου και ταυτόχρονα διεξήχθη μηχανική ανάλυση για την μελέτη της κοκκομετρικής σύστασης των εδαφών. Η πίεση του νερού στους πόρους του εδάφους μετρήθηκε χρησιμοποιώντας τασίμετρα (μετατροπείς πίεσης) σε ορισμένες θέσεις της εδαφικής στήλης. Το κάθε δείγμα εδάφους διυγράνθηκε από την επιφάνεια της στήλης με τη βοήθεια αντλίας νερού που έδινε συγκεκριμένες παροχές νερού. Ο όγκος του εξερχόμενου νερού από τον πυθμένα της εδαφικής στήλης μετρήθηκε με ογκομετρικό κύλινδρο ως συνάρτηση του χρόνου για κάθε παροχή. Οι μετρήσεις πίεσης ελήφθησαν όταν παρατηρήθηκε σταθεροποίηση του ρυθμού του εξερχόμενου όγκου νερού από τον πυθμένα της εδαφικής στήλης. Εκτός από το σχεδιασμό των πειραματικών σημείων των αθροιστικών εξερχόμενων όγκων νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t), σχεδιάστηκαν επίσης τα πειραματικά σημεία της υδραυλικής αγωγιμότητας (K) σε ακόρεστο έδαφος σε συνάρτηση με την μύζηση (Ψ) - πίεση (h). Η πειραματική αυτή διαδικασία είναι δύσκολη και χρονοβόρα, αλλά αποτελεί την πιο ακριβή μέθοδο για τον προσδιορισμό της $K(h)$. Τα πειράματα πραγματοποιήθηκαν στο Εργαστήριο της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Τμήματος Γεωπονίας, Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, όπου υπάρχει η υποδομή για την διεξαγωγή αυτών των πειραμάτων. Ο προσδιορισμός των παραπάνω υδραυλικών παραμέτρων είναι απαραίτητος για τη μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος. Τα δεδομένα της μελέτης αυτής αποτελούν χρήσιμα εργαλεία για την προσομοίωση των πειραματικών σημείων, τη σύγκρισή τους με μοντέλα και τη χρήση τους σε μελέτες αρδεύσεων και στραγγίσεων.

Λέξεις κλειδιά: τασίμετρα, μετατροπείς πίεσης, εδαφική στήλη, πορώδες μέσο, μηχανική ανάλυση

Summary

The aim of this study is the experimental determination of the hydraulic conductivity (K) in unsaturated soil according to the pressure (h) of soil water. Three soil samples with different hydraulic conductivity at saturation were homogeneously placed separately into a transparent vertical column with an inner diameter of 6 cm. Hydraulic conductivity at saturation (K_s) of the soil samples was measured by the method of constant-load. Mechanical analysis and granulometric structure of soils were carried out. Pressure of water in soil's pores was measured using tensiometers (pressure transducers in porous plate housings) at certain locations of the column. The three soil samples were wetted via the surface of the column with the help of a water pump which has provided different water flows. The volume of the outgoing water of each sample at different water flows was measured with a graduated cylinder and was designed in relation to time. When the volume rate of change of the outgoing water was stabilized pressure values were measured. Besides of the design of the experimental points of the cumulative outgoing volume (V) according to time (t), the experimental points of the hydraulic conductivity (K) in unsaturated soil according to pressure (h) were designed too. The experimental process has difficulties and is time-consuming, but indisputably is the most accurate method for determining $K(h)$. The experiments took place in the Laboratory of Agricultural Hydraulics of the Department of Agriculture, Crop Production and Rural Environment of the School of Agricultural Sciences of University of Thessaly, where there is the infrastructure for conducting these experiments. The determination of the above hydraulic parameters is essential for the studying of the soil water movement. The experimental data of this study can be simulated with many models and are useful tools for further research on irrigation and drainage studies.

Keywords: tensiometer, pressure transducer, soil column, porous media, mechanical analysis

Εγώ, η Βασιλική Μπότα, είμαι η συγγραφέας αυτής της Μ.Δ.Ε. Αυτή η Μ.Δ.Ε. αντικατοπτρίζει την έρευνα που έγινε από εμένα και δεν έχει υποβληθεί (εξ ολοκλήρου ή μέρος της) σαν προπτυχιακή διατριβή ή Μ.Δ.Ε. ή ως μέρος Διδακτορικής Διατριβής σε αυτό ή άλλο Προπτυχιακό ή Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα Σπουδών Ιδρυμάτων Τριτοβάθμιας Εκπαίδευσης του εσωτερικού ή εξωτερικού. Όποια συνεργασία καθώς και το μέγεθος αυτής δηλώνονται επακριβώς στο αντίστοιχο πεδίο αυτής της διατριβής. Επίσης έχω διαβάσει όλες τις βιβλιογραφικές αναφορές που παρατίθενται στο τέλος.

Ως επιβλέπουσα της έρευνας που περιγράφεται σε αυτή τη διατριβή, δηλώνω ότι όλοι οι όροι του Εσωτερικού Κανονισμού του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος έχουν τηρηθεί από την κα Βασιλική Μπότα.

Πίνακας Περιεχομένων

	Σελ.
Περίληψη	iv
Summary	v
Πίνακας Περιεχομένων	viii
Κατάλογος Συντομογραφιών	xi
Κατάλογος Πινάκων	xiii
Κατάλογος Διαγραμμάτων	xiv
Κατάλογος Σχημάτων	xvi
Κατάλογος Εικόνων	xvii
1. Εισαγωγή	1
Κεφάλαιο 1	4
Κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος - Θεωρητικά στοιχεία	4
1.1. Γενικά	4
1.2. Φυσικές ιδιότητες του εδάφους	5
1.2.1. Μηχανική σύσταση του εδάφους	5
1.2.2. Σχέσεις όγκου - μάζας εδάφους	9
α) Πυκνότητα στερεού και φαινόμενη πυκνότητα (ρ_s, ρ_b)	9
β) Πορώδες (n)	10
γ) Δείκτης κενών (e)	11
δ) Περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό ή υγρασία του εδάφους	11
ε) Βαθμός κορεσμού (S)	12
ζ) Αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού (S_e)	13
1.3. Επιφανειακή τάση	13
1.4. Γωνία επαφής	13
1.5. Τριχοειδής πίεση (P_c)	14
1.6. Βασικές αρχές της κίνησης του νερού στο έδαφος	14
1.6.1. Κινητική ενέργεια του νερού	15
1.6.2. Δυναμική ενέργεια του νερού	15
α) Δυναμική ενέργεια βαρύτητας	15
β) Δυναμική ενέργεια πίεσης	16
1.7. Βασικές ιδιότητες του νερού και του εδάφους απαραίτητες για την μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος	16

1.7.1. Οι βασικές παράμετροι	17
α) Το δυναμικό του εδαφικού νερού (Φ) (soil water potential)	17
β) Το ύψος πίεσης του εδαφικού νερού (h) (soil water pressure head)	19
γ) Η περιεκτικότητα σε νερό (θ) (moisture content)	19
1.7.2. Υδροδυναμικές παράμετροι	20
α) Η υδραυλική αγωγιμότητα (K) (hydraulic conductivity)	20
β) Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα (C) (specific water capacity)	21
γ) Ο συντελεστής διάχυσης ή διαχυτικότητα (D) (hydraulic diffusivity)	21
1.8. Εξίσωση ροής σε πορώδη μέσα	22
1.8.1 Νόμος του Darcy	22
1.8.2. Εξίσωση συνεχείας	25
1.8.3. Εξίσωση κινήσεως	25
α) Εξίσωση ως προς θ	26
β) Εξίσωση ως προς Ψ	27
2. Υλικά και Μέθοδοι	28
Κεφάλαιο 2	28
Μέθοδοι και όργανα πειραματικής διαδικασίας	28
2.1. Γενικά	28
2.2. Δοχείο εδαφικής στήλης	30
2.2.1. Κυλινδρική στήλη	30
2.2.2. Βάση κυλινδρικής στήλης	30
2.3. Μέτρηση της πίεσης	31
2.3.1. Αισθητήρες	31
α) Τασίμετρα (tensiometers)	32
β) Μετατροπείς πίεσης (pressure transducers)	34
2.3.2. Τροφοδοτικό	36
2.3.3. Καταχωρητής δεδομένων	36
2.4. Βαθμονόμηση μετατροπέων πίεσης	39
2.5. Βοηθητικές Πειραματικές Συσκευές	42
3. Αποτελέσματα	46
Κεφάλαιο 3	46
Πειραματική Διαδικασία και Αποτελέσματα	46
3.1. Γενικά	46
3.2. Κοκκομετρική ανάλυση	46

3.3. Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού των εδαφικών δειγμάτων	57
3.4. Μηχανική ανάλυση	59
3.5. Βαθμονόμηση μετατροπών πίεσης	60
3.6. Πλήρωση στήλης	61
3.7. Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας ως προς την πίεση σε ακόρεστο έδαφος.	62
4. Συζήτηση	75
Κεφάλαιο 4	75
Συμπεράσματα - Συζήτηση	
5. Βιβλιογραφία	77

Κατάλογος Συντομογραφιών

Σύμβολο	Ορισμός	Διαστάσεις	Μονάδα Μέτρησης (SI)
A	επιφάνεια	[L ²]	m ²
C	ειδική υδραυλική χωρητικότητα	[L ⁻¹]	m ⁻¹
C _c	συντελεστής καμπυλότητας	-	-
C _u	συντελεστής ομοιομορφίας	-	-
D	συντελεστής διάχυσης	[L ² ·T ⁻¹]	m ² ·s ⁻¹
D	διάμετρος οπών κοσκίνου	[L]	m
D _x	ενεργός διάμετρος	-	-
e	δείκτης κενών	-	-
E _a	κινητική ενέργεια του νερού	[M·L ² ·T ⁻²]	kg·m ² ·s ⁻²
E _g	δυναμική ενέργεια βαρύτητας	[M·L ² ·T ⁻²]	kg·m ² ·s ⁻²
E _p	δυναμική ενέργεια πίεσης	[M·L ² ·T ⁻²]	kg·m ² ·s ⁻²
E _v	ύψος ταχύτητας	[L]	m
g	επιτάχυνση της βαρύτητας	[L·T ⁻²]	m·s ⁻²
h	ύψος πίεσης	[L]	m
H	υδραυλικό φορτίο ή ολικό δυναμικό	[L]	m
i	κλίση του υδραυλικού φορτίου	-	-
K	υδραυλική αγωγιμότητα	[L·T ⁻¹]	m·s ⁻¹
K _s	υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού	[L·T ⁻¹]	m·s ⁻¹
L	ύψος εδαφικού δείγματος	[L]	m
M _a	μάζα του αέρα	[M]	kg
M _s	μάζα στερεών	[M]	kg
M _t	συνολική μάζα	[M]	kg
M _w	μάζα του νερού	[M]	kg
n	πορώδες	-	-
P	πίεση	[M·L ⁻¹ ·T ⁻²]	kg·m ⁻¹ ·s ⁻²
P _a	πίεση του αέρα	[M·L ⁻¹ ·T ⁻²]	kg·m ⁻¹ ·s ⁻²
P _c	τριχοειδής πίεση	[M·L ⁻¹ ·T ⁻²]	kg·m ⁻¹ ·s ⁻²
P _w	πίεση του νερού	[M·L ⁻¹ ·T ⁻²]	kg·m ⁻¹ ·s ⁻²
q	ταχύτητα ροής	[L·T ⁻¹]	m·s ⁻¹
Q	παροχή	[L ³ ·T ⁻¹]	m ³ ·s ⁻¹
S	βαθμός κορεσμού	-	-
S _e	αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού	-	-
t	χρόνος	[T]	s
V	όγκος του νερού	[L ³]	m ³
V _a	όγκος του αέρα	[L ³]	m ³
V _f	συνολικός όγκος των πόρων	[L ³]	m ³
V _s	όγκος των στερεών	[L ³]	m ³
V _t	συνολικός όγκος	[L ³]	m ³
V _w	όγκος του νερού	[L ³]	m ³
w	υγρασία κατά βάρος	[M·M ⁻¹]	kg·kg ⁻¹ ή %
z	ύψος από ένα επίπεδο αναφοράς	[L]	m
B _α	βάρος της ποσότητας του εδαφικού δείγματος που συγκρατήθηκε από το κόσκινο	[M]	kg
γ	ειδικό βάρος του νερού	[M·L ⁻² ·T ⁻²]	kg·m ⁻² ·s ⁻²
θ	υγρασία κατ' όγκο	[L ³ ·L ⁻³]	m ³ ·m ⁻³ ή %
θ _r	υπολειπόμενη περιεκτικότητα σε νερό	[L ³ ·L ⁻³]	m ³ ·m ⁻³ ή %
θ _s	υγρασία κορεσμού	[L ³ ·L ⁻³]	m ³ ·m ⁻³ ή %
ΠΒ _α	ποσοστό του εδαφικού δείγματος που	-	%

	συγκρατείται στο κόσκινο		
ρ_b	φαινόμενη πυκνότητα	$[M \cdot L^{-3}]$	$kg \cdot m^{-3}$
ρ_s	ξηρή μέση πυκνότητα στερεού	$[M \cdot L^{-3}]$	$kg \cdot m^{-3}$
ρ_w	πυκνότητα του νερού	$[M \cdot L^{-3}]$	$kg \cdot m^{-3}$
ΣB_a	συνολικό βάρος χρησιμοποιούμενου εδαφικού δείγματος	$[M]$	kg
v	ταχύτητα του νερού	$[L \cdot T^{-1}]$	$m \cdot s^{-1}$
Φ_g	δυναμικό βαρύτητας ή ύψος θέσεως	$[L]$	m
Φ_{gas}	δυναμικό αέριας φάσης	$[L]$	m
Φ_o	χημικό δυναμικό όσμωσης	$[L]$	m
Φ_p	δυναμικό πίεσης ή μητρώο δυναμικό ή ύψος πίεσεως	$[L]$	m
Φ_t	συνολικό δυναμικό του εδαφικού νερού	$[L]$	m
Ψ	μύζηση	$[L]$	m

Κατάλογος Πινάκων

Πίνακας	Σελ.
Πίνακας 1.1. Η κατάταξη των εδαφικών σωματιδίων σε ομάδες μεγέθους κατά το Αμερικανικό και Διεθνές Σύστημα.	6
Πίνακας 1.2. Υδραυλική αγωγιμότητα για διάφορους τύπους εδαφών.	21
Πίνακας 2.1. Γεωμετρικά χαρακτηριστικά κυλινδρικού δοχείου.	30
Πίνακας 2.2. Τεχνικά χαρακτηριστικά μετατροπέα πίεσης.	35
Πίνακας 2.3. Αντιστοιχία ενεργού μεγέθους κόκκων και διαμέτρου κόσκινου.	43
Πίνακας 3.1. Κατανομή μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων για τα εδαφικά δείγματα.	47
Πίνακας 3.2. Υδραυλικές αγωγιμότητες κορεσμού των εδαφικών δειγμάτων.	58
Πίνακας 3.3. Μηχανική ανάλυση των εδαφικών δειγμάτων.	59
Πίνακας 3.4. Συντελεστές εξισώσεων τασιμέτρων πρώτης και δεύτερης βαθμονόμησης.	61
Πίνακας 3.5. Αποστάσεις τασιμέτρων από την επιφάνεια του εδάφους.	62

Κατάλογος Διαγραμμάτων

Διάγραμμα	Σελ.
Διαγράμματα 1-18. Κοκκομετρικές καμπύλες όλων των εδαφικών δειγμάτων.	51-56
Διάγραμμα 19. Καμπύλη πρώτης βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης PT1 (Channel 11).	61
Διάγραμμα 20. Καμπύλη δεύτερης βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης PT3 (Channel 13).	61
Διάγραμμα 21. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το πρώτο εδαφικό δείγμα και για την πρώτη παροχή ($Q_1=2,8 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_1=5,94 \text{ cm/h}$).	64
Διάγραμμα 22. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το πρώτο εδαφικό δείγμα και για την δεύτερη παροχή ($Q_2=5,3 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_2=11,25 \text{ cm/h}$).	64
Διάγραμμα 23. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το πρώτο εδαφικό δείγμα και για την τρίτη παροχή ($Q_3=18 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_3=38,22 \text{ cm/h}$).	65
Διάγραμμα 24. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το πρώτο εδαφικό δείγμα και για την τέταρτη παροχή ($Q_4=22 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_4=46,7 \text{ cm/h}$).	65
Διάγραμμα 25. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα και για την πρώτη παροχή ($Q_1=2,5 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_1=5,3 \text{ cm/h}$).	66
Διάγραμμα 26. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα και για την δεύτερη παροχή ($Q_2=5,1 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_2=10,83 \text{ cm/h}$).	66
Διάγραμμα 27. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα και για την τρίτη παροχή ($Q_3=9 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_3=19,1 \text{ cm/h}$).	67
Διάγραμμα 28. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα και για την τέταρτη παροχή ($Q_4=14,5 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_4=30,8 \text{ cm/h}$).	67
Διάγραμμα 29. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα και για την πέμπτη παροχή ($Q_5=19 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_5=40,3 \text{ cm/h}$).	68

Διάγραμμα 30. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα και για την έκκτη παροχή ($Q_6=23 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_6=48,8 \text{ cm/h}$).	68
Διάγραμμα 31. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα και για την έβδομη παροχή ($Q_7=29,5 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_7=62,6 \text{ cm/h}$).	69
Διάγραμμα 32. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το τρίτο εδαφικό δείγμα και για την πρώτη παροχή ($Q_1=4,5 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_1=9,55 \text{ cm/h}$).	69
Διάγραμμα 33. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το τρίτο εδαφικό δείγμα και για την δεύτερη παροχή ($Q_2=6 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_2=12,7 \text{ cm/h}$).	70
Διάγραμμα 34. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το τρίτο εδαφικό δείγμα και για την τρίτη παροχή ($Q_3=8,1 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_3=17,2 \text{ cm/h}$).	70
Διάγραμμα 35. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το τρίτο εδαφικό δείγμα και για την τέταρτη παροχή ($Q_4=12 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_4=25,47 \text{ cm/h}$).	71
Διάγραμμα 36. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το πρώτο εδαφικό δείγμα για όλες τις εφαρμοζόμενες παροχές.	71
Διάγραμμα 37. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα για όλες τις εφαρμοζόμενες παροχές.	72
Διάγραμμα 38. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το τρίτο εδαφικό δείγμα για όλες τις εφαρμοζόμενες παροχές.	72
Διάγραμμα 39. Μεταβολή της υδραυλικής αγωγιμότητας (K) ως προς την πίεση (h) ή μύζηση (Ψ) για το πρώτο εδαφικό δείγμα.	73
Διάγραμμα 40. Μεταβολή της υδραυλικής αγωγιμότητας (K) ως προς την πίεση (h) ή μύζηση (Ψ) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα.	73
Διάγραμμα 41. Μεταβολή της υδραυλικής αγωγιμότητας (K) ως προς την πίεση (h) ή μύζηση (Ψ) για το τρίτο εδαφικό δείγμα.	74

Κατάλογος Σχημάτων

Σχήμα	Σελ.
Σχήμα 1.1. Στερεά, υγρή και αέρια φάση του εδάφους.	4
Σχήμα 1.2. Διάκριση του εδάφους σε ζώνες ανάλογα με την κατανομή του νερού.	5
Σχήμα 1.3. Κοκκομετρικές καμπύλες.	6
Σχήμα 1.4. Τρίγωνο μηχανικής σύστασης των εδαφών.	8
Σχήμα 1.5. Σχηματική παράσταση εδαφικού δείγματος. (α) Πραγματικό έδαφος. (b) Ιδεατό έδαφος χωρισμένο σε τρεις φάσεις.	9
Σχήμα 1.6. Γωνία επαφής. (α) Γωνία διαβροχής, (β) Γωνία αποσύρσεως, (γ) Σταγόνα που προχωρεί.	14
Σχήμα 2.1. Σχηματική παράσταση των συσκευών της πειραματικής διάταξης.	29
Σχήμα 2.2. Κατασκευαστικές λεπτομέρειες της βάσης της στήλης.	31
Σχήμα 2.3. Σχηματική παράσταση κεραμικής κάψας - μετατροπέα πίεσης.	32
Σχήμα 2.4. Κατασκευαστικές λεπτομέρειες τασιμέτρων.	33
Σχήμα 2.5. Γέφυρα Wheatstone του μετατροπέα πίεσης.	35
Σχήμα 2.5. Πειραματική διάταξη βαθμονόμησης.	40
Σχήμα 2.6. Σκαρίφιμα της συσκευής Mariotte.	41
Σχήμα 2.7. Συσκευή πλήρωσης στήλης.	45
Σχήμα 3.1. Διάταξη μέτρησης της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού με τη μέθοδο σταθερού φορτίου.	57
Σχήμα 3.2. Τρίγωνο μηχανικής ανάλυσης κατάταξης εδαφικών δειγμάτων.	60

Κατάλογος Εικόνων

Εικόνα	Σελ.
Εικόνα 1. Κατακόρυφη διάταξη του πειράματος με τα αντίστοιχα όργανα.	29
Εικόνα 2. Τασίμετρο συνδεδεμένο με μετατροπέα πίεσης.	34
Εικόνες 3 και 4. Μετατροπείς πίεσης.	34
Εικόνα 5. Καταχωρητής δεδομένων (Data Logger).	39
Εικόνα 6. Βαθμονόμηση των μετατροπέων πίεσης.	40
Εικόνα 7. Η συσκευή Mariotte στο πείραμα.	41
Εικόνα 8. Σημείο ατμοσφαιρικής πίεσης στη συσκευή Mariotte.	42
Εικόνα 9. Ψηφιακός ζυγός.	43
Εικόνες 10 και 11. Εργαστηριακός φούρνος.	43
Εικόνες 12 και 13. Συσκευές κοσκινίσματος με έξι κόσκινα διαφορετικών οπών.	44
Εικόνα 14. Πλαστικός σωλήνα για την πλήρωση της στήλης.	45
Εικόνα 15. Δοσιμετρική αντλία.	45
Εικόνες 16 και 17. Δοσιμετρική αντλία και παρελκόμενα.	45
Εικόνα 18. Συσκευή Darcy σταθερού φορτίου.	58

1. Εισαγωγή

Βασικό στοιχείο για την ανθρώπινη ύπαρξη και άρρηκτα συνδεδεμένο με όλες τις πτυχές του υπάρχοντος πολιτισμού, το νερό ήταν από αρχαιοτάτων χρόνων το βασικότερο κοινωνικό αγαθό και απαραίτητη προϋπόθεση για την ανθρώπινη ευημερία.

Το νερό είναι πολύ σημαντικό για πολλές ανθρώπινες δραστηριότητες, όπως η άρδευση, η βιομηχανία, η παραγωγή ενέργειας και η αστική χρήση. Παρόλο που αποτελεί τα τρία τέταρτα του πλανήτη μας, οι κλιματολογικές αλλαγές, η ρύπανση του περιβάλλοντος από τις ανθρώπινες παρεμβάσεις και η μη ορθολογική του διαχείριση έχει προκαλέσει την έλλειψη καλής ποιότητας νερού σε πολλές περιοχές του πλανήτη μας (Ευαγγελίδης, 2001).

Το νερό που χρησιμοποιείται για την άρδευση των καλλιεργήσιμων εκτάσεων αποτελεί το μεγαλύτερο ποσοστό της συνολικής ποσότητας καταναλισκόμενου νερού. Ειδικά, στον πλανήτη, το 69% του νερού που αντλείται για τις διάφορες ανθρώπινες χρήσεις προορίζεται για τη γεωργία, το 23% για τις βιομηχανικές δραστηριότητες και περίπου 8% για οικιακές χρήσεις (Tapsoba & Korhola, 2006). Γίνεται λοιπόν αντιληπτό ότι η ορθολογική διαχείριση του νερού στη γεωργία αποτελεί σημαντικό παράγοντα για τη λύση του προβλήματος της έλλειψης νερού.

Συνεπώς, η ακριβής γνώση των πολύπλοκων σχέσεων νερού-εδάφους επιτρέπει αφενός την κατανόηση της ροής του νερού στο έδαφος, αφετέρου την εφαρμογή κατάλληλων μεθόδων για την ορθολογική διαχείριση των υδατικών αποθεμάτων (Ευαγγελίδης, 2001)

Η ορθολογική χρήση του νερού στις γεωργικές καλλιέργειες, εξαρτάται από την γνώση του φαινομένου που διέπει την κίνηση του νερού στο έδαφος. Η ικανότητα των εδαφών να συγκρατούν και να μεταφέρουν το νερό ρυθμίζεται από τις υδραυλικές τους ιδιότητες. Οι υδραυλικές ιδιότητες ενός εδάφους είναι οι χαρακτηριστικές του καμπύλες, που είναι α) η σχέση μεταξύ της περιεκτικότητας του εδάφους σε νερό και της αντίστοιχης αρνητικής πίεσης με την οποία συγκρατείται το νερό στο έδαφος, δηλαδή η σχέση $\Theta(H)$ και β) η σχέση της υδραυλικής αγωγιμότητας και της περιεκτικότητας του εδάφους σε νερό, δηλαδή η σχέση $K(\Theta)$ ή η σχέση, που χρησιμοποιείται πολλές φορές, μεταξύ της υδραυλικής αγωγιμότητας και του φορτίου πίεσης, δηλαδή η σχέση $K(H)$, η οποία μπορεί να υπολογιστεί από τις δυο προηγούμενες σχέσεις. Οι ιδιότητες αυτές εξαρτώνται από την γεωμετρία του πορώδους και υποδηλώνουν το μέγεθος των πόρων και την κατανομή του μεγέθους των. Η γεωμετρία του πορώδους, είναι δυνατόν να μεταβάλλεται διαχρονικά ανάλογα με τις καλλιεργητικές εργασίες και τις κλιματολογικές συνθήκες. Έτσι κάθε φορά που χρησιμοποιείται ένα καλλιεργητικό εργαλείο αναμένεται να μεταβληθούν οι υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους (Μπούπουκα-Σάσσαλου, 1996).

Από τα τέλη του 19^{ου} αιώνα μέχρι σήμερα πολλοί είναι οι ερευνητές που ασχολήθηκαν με τον τρόπο που κινείται το νερό τόσο κατά την κατακόρυφη όσο και κατά την οριζόντια διεύθυνση μέσα στο έδαφος (Αγγελάκη, 2004).

Το υπόγειο νερό χωρίζεται κατά την έννοια της κατακόρυφης διεύθυνσης σε δύο ζώνες: Την ζώνη κορεσμού, όπου όλοι οι πόροι είναι γεμάτοι με νερό και την ζώνη αερισμού στην οποία οι πόροι περιέχουν αέρα και νερό (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

Η ζώνη αερισμού εκτείνεται από την φρεατική στάθμη μέχρι την επιφάνεια του εδάφους και συνίσταται από τρεις υποζώνες. Τη ζώνη του εδαφικού νερού, στην οποία και αναπτύσσεται το ριζικό σύστημα των φυτών, την ενδιάμεση ζώνη και την τριχοειδή ζώνη, στην οποία οι πόροι είναι κορεσμένοι με νερό, αλλά η πίεση του εδαφικού νερού είναι αρνητική (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

Η μελέτη της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος ξεκίνησε το 1907 από τον Buckingham (Swartzendruber, 1969), ο οποίος προσπάθησε να δώσει μια λεπτομερή ανάλυση της ακόρεστης ροής. Ο Richards το 1931 (Bear, 1972) επέκτεινε τον νόμο του Darcy και στην ακόρεστη ροή. Η συστηματική όμως μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος και η κατάταξή της ως ξεχωριστής επιστήμης ξεκίνησε από τον Childs, ο οποίος με το βιβλίο του “An Introduction to the Physical Basis of Soil Water Phenomena” (1969), έδωσε μία ολοκληρωμένη περιγραφή των φυσικών φαινομένων, που διέπουν την κίνηση του νερού στο έδαφος (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

Η κίνηση του νερού στο έδαφος είναι γενικά τρισδιάστατη, αλλά στις πιο πολλές περιπτώσεις μπορεί να θεωρηθεί ως δύο διαστάσεων, λόγω αξονικής συμμετρίας και σε πολλές περιπτώσεις ως μονοδιάστατη. Η κατακόρυφη κίνηση του νερού στο έδαφος συναντάται σε πολλές περιπτώσεις στη φύση, όπως στις αρδεύσεις και στον εμπλουτισμό υδροφόρων στρωμάτων (Ευαγγελίδης, 2001).

Στην παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή μελετάται πειραματικά η υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την πίεση σε ακόρεστο έδαφος, όταν εφαρμόζονται διαφορετικές παροχές νερού στην επιφάνειά του. Η πειραματική αυτή μέθοδος εφαρμόστηκε σε τρία εδαφικά δείγματα με διαφορετικές υδραυλικές ιδιότητες.

Ειδικότερα, κατά την πειραματική διαδικασία χρησιμοποιήθηκαν εδαφικά δείγματα για τα οποία αρχικά πραγματοποιήθηκε μηχανική ανάλυση και σχεδιάστηκαν οι κοκκομετρικές τους καμπύλες. Στη συνέχεια, μετρήθηκε για καθένα από αυτά η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού με την μέθοδο του σταθερού φορτίου. Επιπλέον, κατά τη διάρκεια του πειράματος εφαρμόστηκαν με τη βοήθεια αντλίας διάφορες παροχές στην επιφάνεια του εδάφους ενώ ταυτόχρονα ελήφθησαν μετρήσεις πίεσης σε διαφορετικά βάθη της εδαφικής στήλης και μετρήθηκε με την βοήθεια ογκομετρικών κυλίνδρων η εξερχόμενη ποσότητα

νερού.

Τα πειράματα πραγματοποιήθηκαν στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας και μέρος της προετοιμασίας των εδαφικών δειγμάτων πραγματοποιήθηκε στο Εργαστήριο Εδαφικών Πόρων του Τ.Ε.Ι. Λάρισας.

Κατά τη θεωρητική επεξεργασία των πειραματικών δεδομένων σχεδιάστηκαν οι εξερχόμενοι όγκοι νερού σε συνάρτηση με τον χρόνο $V(t)$ και παρουσιάζονται οι μεταβολές της υδραυλικής αγωγιμότητας ως προς την πίεση των ακόρεστων εδαφικών δειγμάτων $K(\Psi)$.

Η διάταξη της ύλης στην παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή έχει ως εξής:

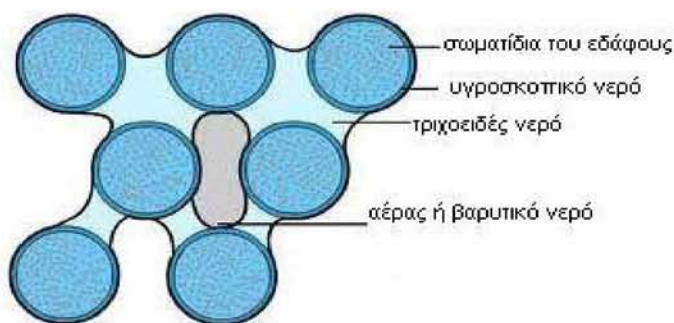
- Στο 1^ο κεφάλαιο παρουσιάζονται θεωρητικά στοιχεία για τη μελέτη της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος.
- Στο 2ο κεφάλαιο περιγράφονται τα εργαστηριακά όργανα που χρησιμοποιήθηκαν στην πειραματική διαδικασία, οι βασικές αρχές στις οποίες στηρίζεται η λειτουργία τους, όπως και ο τρόπος με τον οποίο έγινε η βαθμονόμησή τους.
- Στο 3ο κεφάλαιο παρουσιάζεται όλη η πειραματική διαδικασία που ακολουθήθηκε και παρατίθενται τα αποτελέσματα τα οποία προέκυψαν.
- Στο 4ο κεφάλαιο πραγματοποιείται συζήτηση και σχολιασμός επί των αποτελεσμάτων που εξήχθησαν, καθώς και παράθεση των συμπερασμάτων.

Κεφάλαιο 1

Κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος - Θεωρητικά στοιχεία

1.1. Γενικά

Το έδαφος μπορούμε να το θεωρήσουμε σαν ένα σύστημα πού αποτελείται από τρεις φάσεις την στερεά φάση, την υγρή και την αέρια. Η στερεά φάση αποτελείται από τα σωματίδια του εδάφους και καλείται στερεό μητρώο (solid matrix). Η υγρή φάση αποτελείται από το νερό και από τον αέρα του εδάφους. Το τμήμα του εδάφους πού αποτελείται από την υγρή και την αέρια φάση καλείται χώρος των κενών ή χώρος των πόρων (void space / pore space). Το σύνολο στερεάς, υγρής και αερίου φάσης καλείται πορώδες μέσο (porous medium) και η ροή των ρευστών μέσα στο έδαφος καλείται ροή διά πορώδους μέσου (Τζιμόπουλος, 1983).



Σχήμα 1.1. Στερεά, υγρή και αέρια φάση του εδάφους.

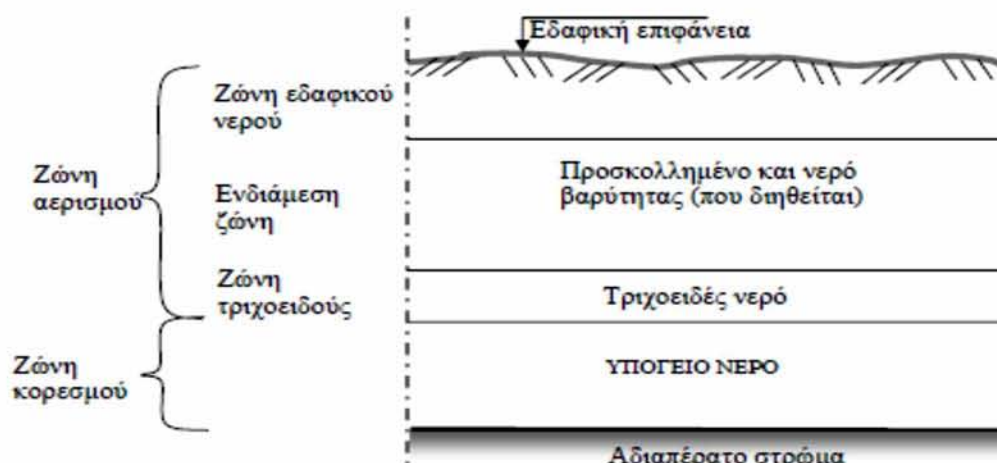
Το έδαφος λοιπόν είναι ένα πορώδες μέσο και αποτελείται από ένα άπειρο πλήθος πόρων, οι περισσότεροι από τους οποίους αλληλοσυνδέονται και σχηματίζουν τον αποτελεσματικό χώρο των πόρων (*effective pore space*). Σε αντίθεση με αυτούς, υπάρχουν πόροι πού δεν αλληλοσυνδέονται ή ακόμη και άλλοι πού αλληλοσυνδέονται μεν, παρουσιάζουν όμως το ένα άκρο φραγμένο (*blind pores*) και έτσι δεν είναι αποτελεσματικοί, γιατί δεν μπορεί να γίνει ροή διά μέσου τέτοιων πόρων (Τζιμόπουλος, 1983).

Κορεσμένο ονομάζεται το έδαφος του οποίου όλοι οι πόροι περιέχουν νερό, ενώ ακόρεστο αυτό στο οποίο συνυπάρχουν η υγρή και η αέρια φάση. Στην αρδευόμενη γεωργία μας ενδιαφέρει η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος, στο οποίο αν θεωρήσουμε μια εδαφική κατατομή, διακρίνουμε τις εξής περιοχές ή ζώνες (Σχήμα 1.2):

- Την περιοχή ή ζώνη κορεσμού, στην οποία όλοι οι πόροι του εδάφους είναι γεμάτοι με νερό. Στο κατώτερο όριο της ζώνης υπάρχει συνήθως αδιαπέρατος εδαφικός ορίζοντας. Το ανώτερο όριό της καλείται φρεατική ή υπόγεια στάθμη και η πίεση σε όλα τα σημεία

της είναι ίση με την ατμοσφαιρική.

- Την *ακόρεστη περιοχή ή ζώνη*, η οποία εκτείνεται από την υπόγεια στάθμη έως την επιφάνεια του εδάφους. Επειδή η κατανομή του νερού διαφέρει σε διάφορα σημεία της ζώνης, αυτή διακρίνεται σε τρεις υποζώνες:
 - Την *ζώνη του εδαφικού νερού*, στην οποία το νερό συνυπάρχει με τον αέρα και είναι άμεσα διαθέσιμο στα φυτά. Εκτείνεται από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι το κατώτερο όριο του ριζοστρώματος των καλλιεργειών και η κίνηση του νερού είναι οριζόντια και κατακόρυφη.
 - Την *ενδιάμεση ζώνη* όπου επίσης συνυπάρχουν νερό και αέρας, με τη διαφορά ότι το νερό είναι πιο ισχυρά προσκολλημένο στα εδαφικά σωματίδια. Εδώ η οριζόντια κίνηση του νερού περιορίζεται και γίνεται κυρίως κατακόρυφα λόγω της βαρύτητας.
 - Την *τριχοειδή ζώνη* στην οποία το νερό συγκρατείται πλέον πολύ ισχυρά από τα σωματίδια του εδάφους και δεν μπορεί να προσληφθεί από τα φυτά.



Σχήμα 1.2. Διάκριση του εδάφους σε ζώνες ανάλογα με την κατανομή του νερού.

1.2. Φυσικές ιδιότητες του εδάφους

Οι φυσικές ιδιότητες του εδάφους επηρεάζουν σημαντικά την κίνηση του νερού μέσα σε αυτό. Ωστόσο, για να κατανοηθεί ευκολότερα ο τρόπος επίδρασής τους πρέπει να γίνει μια σύντομη αναφορά των βασικότερων φυσικών του χαρακτηριστικών και μεγεθών, βασιζόμενοι, σε μια σχηματοποιημένη ιδεατή κατάσταση του ακόρεστου εδάφους.

1.2.1. Μηχανική σύσταση του εδάφους

Το μέγεθος των σωματιδίων ενός εδάφους μεταβάλλεται αισθητά από ορισμένα χονδρόκοκκα, που είναι ορατά με γυμνό μάτι μέχρι άλλα λεπτόκοκκα, που είναι κολλοειδή

και είναι αδύνατο να γίνουν αντιληπτά με γυμνό μάτι. Τα σωματίδια που περιέχονται στο έδαφος χωρίζονται σε τρεις κατηγορίες.

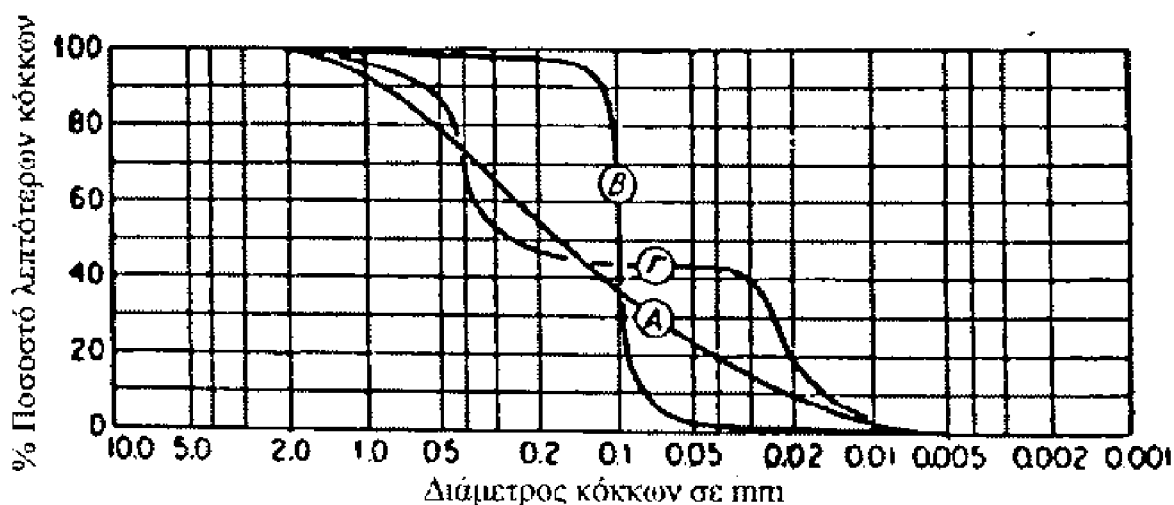
- Άμμος.
- Ιλύς.
- Άργιλος.

Έτσι, η σχετική αναλογία άμμου, ιλύος και αργίλου σε ένα εδαφικό δείγμα προσδιορίζει τη μηχανική σύσταση τού εδάφους. Υπάρχουν διάφορες μέθοδοι για την ταξινόμηση των εδαφών με βάση τον παραπάνω διαχωρισμό τους (Τζιμόπουλος, 1983). Έτσι στο παρακάτω σχήμα δίνουμε την κατάταξη των εδαφικών σωματιδίων σε ομάδες μεγέθους κατά το Αμερικανικό και Διεθνές Σύστημα (Σακκαλής, 2011).

Πίνακας 1.1. Η κατάταξη των εδαφικών σωματιδίων σε ομάδες μεγέθους κατά το Αμερικανικό και Διεθνές Σύστημα (Σακκαλής, 2011).

Κλάσματα μηχανικής σύστασης	Όρια διαμέτρων σε mm	
	Αμερικανική κλίμακα	Διεθνής κλίμακα
Πολύ χονδρή άμμος	2,00-1,00	2,00-0,20
Χονδρή άμμος	1,00-0,50	0,20-0,02
Μέση άμμος	0,50-0,25	
Λεπτή άμμος	0,25-0,10	
Πολύ λεπτή άμμος	0,10-0,05	
Ιλύς	0,05-0,002	0,02-0,002
Άργιλος	<0,002	< 0,002
Λεπτή άργιλος	<0,0002	<0,0002

Οι κοκκομετρικές καμπύλες χρησιμεύουν επίσης για να ορίζονται διάφορα μέσα μεγέθη κόκκων.



Σχήμα 1.3. Κοκκομετρικές καμπύλες (<http://users.ntua.gr/mgsakel/Classification.pdf>).

Στην καμπύλη απαντώνται τα εξής χαρακτηριστικά μεγέθη:

Ενεργός διάμετρος D_{10} , η οποία ορίζεται ως η διάμετρος από την οποία διέρχεται το 10% του δείγματος. Είναι ιδιαίτερα χρήσιμη καθώς συνδέεται με τη δυνατότητα ροής του νερού μέσα στο έδαφος. Μικρή τιμή της ενεργού διαμέτρου δείχνει ότι το έδαφος περιέχει μεγάλο ποσοστό λεπτόκοκκου υλικού. Πρέπει να σημειωθεί ότι οι ιδιότητες του εδάφους επηρεάζονται σημαντικά από το λεπτόκοκκο υλικό που περιέχει.

Συντελεστής ομοιομορφίας C_u , ο οποίος ορίζεται ως το πηλίκο

$$C_u = D_{60} / D_{10} \quad (1.1)$$

όπου D_{60} δηλώνει τη διάμετρο από την οποία διέρχεται το 60% του δείγματος. Μεγάλη τιμή του συντελεστή δηλώνει ότι τα μεγέθη των κόκκων είναι καλά διαβαθμισμένα από τους μικρότερους κόκκους προς τους μεγαλύτερους. Έδαφος με συντελεστή ομοιομορφίας ίσο προς 1 αποτελείται από κόκκους της ίδιας διαμέτρου. Εδάφη με συντελεστή $C_u < 5$ είναι σχετικά ομοιόμορφα, ενώ, εάν είναι $C_u > 5$, καλούνται καλά διαβαθμισμένα.

Συντελεστής καμπυλότητας C_c , ο οποίος ορίζεται ως το πηλίκο

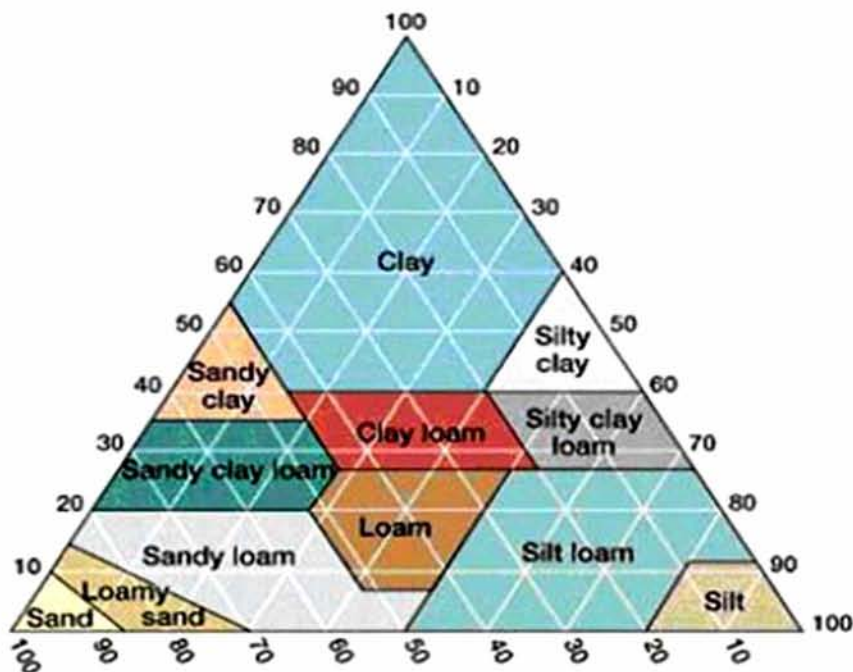
$$C_c = (D_{30})^2 / (D_{10} * D_{60}) \quad (1.2)$$

Ο συντελεστής αυτός είναι ένα μέτρο της καμπυλότητας της καμπύλης μεταξύ των σημείων D_{60} και D_{10} (<http://users.ntua.gr/mgsakel/Classification.pdf>).

Από τη μορφή της κοκκομετρικής καμπύλης παίρνουμε χρήσιμες πληροφορίες για τις ιδιότητες του εδάφους. Στο Σχήμα 1.3 φαίνονται οι κοκκομετρικές καμπύλες Α, Β και Γ τριών εδαφών. Από τη μορφή τους μπορούμε να συμπεράνουμε ότι το έδαφος Α είναι καλά διαβαθμισμένο. Αυτό σημαίνει ότι οι λεπτοί κόκκοι εισχωρούν στα κενά μεταξύ των μεγαλύτερων κόκκων με αποτέλεσμα το έδαφος να έχει αντοχή στη διάβρωση, να μπορεί να συμπυκνώνεται καλά, να παρουσιάζει μεγάλη αντοχή και να παραμορφώνεται λίγο. Η καμπύλη Β δείχνει ότι το έδαφος έχει κακή διαβάθμιση, καθώς επικρατεί ένα μέγεθος διαμέτρου, με συνέπεια να παρουσιάζει μεγάλα κενά. Επομένως, θα έχει μικρότερη αντοχή και θα παραμορφώνεται. Τέλος, το έδαφος Γ είναι γενικά κακής διαβάθμισης καθώς στερείται κόκκων με διαμέτρους που να καλύπτουν μεγάλο εύρος (<http://users.ntua.gr/mgsakel/Classification.pdf>).

Τα εδαφολογικά εργαστήρια ταξινομούν τα εδάφη σε 12 κατηγορίες κοκκομετρικής σύστασης, ανάλογα με το ποσοστό συμμετοχής της άμμου, αργίλου και ιλύος στο έδαφος. Οι

12 αυτές κλάσεις εδαφών καταλαμβάνουν ορισμένη θέση και χώρο σε ένα ισοσκελές τρίγωνο το οποίο ονομάζεται τρίγωνο μηχανικής σύστασης των εδαφών (Σακκαλλής, 2011).



Σχήμα 1.4. Τρίγωνο μηχανικής σύστασης των εδαφών (Σακκαλλής, 2011).

Οι τρεις βασικότερες κατηγορίες εδαφών είναι τα αμμώδη ή ελαφρά εδάφη, τα πηλώδη ή μέσης σύστασης και τα αργιλώδη ή βαριά εδάφη, με ιδιότητες ανάλογες των ποσοστών άμμου, αργίλου, ιλύος που περιέχουν.

Αμμώδες έδαφος: αμμώδες (Sandy)

αμμοπηλώδες (Sandy loam)

Πηλώδες έδαφος: πηλοαμμώδες (Loamy sand)

αμμοαργιλοπηλώδες (Sandy clay loam)

πηλώδες (Loam)

ίλοπηλώδες (Silty loam)

ίλοαργιλοπηλώδες (Silty clay loam)

ίλώδες (Silt)

Αργιλώδες έδαφος: αργιλοπηλώδες (Clay loam)

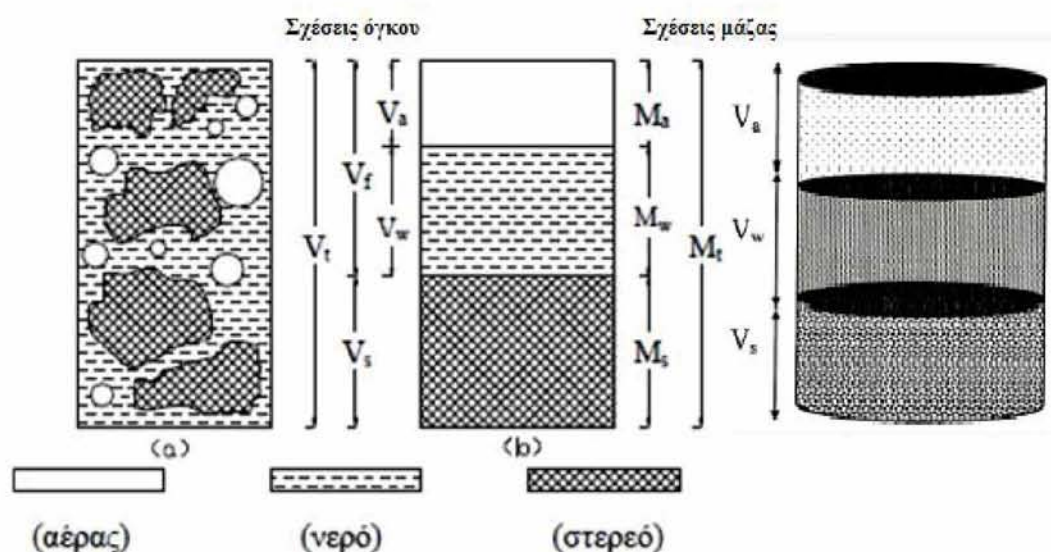
ίλοαργιλώδες (Silty clay)

αργιλοαμώδες (Sandy clay)

αργιλώδες (Clay) (Σακκαλλής, 2011).

1.2.2. Σχέσεις όγκου - μάζας εδάφους

Στο Σχήμα 1.5 φαίνεται μια ενδεχόμενη, τυχαία απεικόνιση των τριών φάσεων του εδάφους (α) και μια ιδεατή σχηματοποιημένη αναπαράσταση των τριών φάσεων (β).



Σχήμα 1.5. Σχηματική παράσταση εδαφικού δείγματος
(α) Πραγματικό έδαφος
(β) Ιδεατό έδαφος χωρισμένο σε τρεις φάσεις (Αγγελάκη, 2004).

Οι βασικές παράμετροι που καθορίζουν τα βασικά φυσικά χαρακτηριστικά, είναι οι μάζες της κάθε φάσης και οι όγκοι. Στη δεξιά πλευρά της ιδεατής στήλης εδάφους του παραπάνω σχήματος, αναπαρίστανται η μάζα του αέρα M_a , η οποία είναι αμελητέα σε σύγκριση με τις μάζες των στερεών και του νερού, η μάζα του νερού M_w , η μάζα των στερεών M_s και η συνολική μάζα M_t . Οι όγκοι υποδεικνύονται στην αριστερή πλευρά του σχήματος. Όπου V_a ο όγκος του αέρα, V_w ο όγκος του νερού, $V_f = V_a + V_w$ ο συνολικός όγκος των πόρων, V_s ο όγκος των στερεών και V_t ο συνολικός όγκος.

Με βάση το Σχήμα 1.5 προσδιορίζουμε τις παρακάτω σχέσεις μεταξύ μάζας και όγκου:

α) Πυκνότητα στερεού και φαινόμενη πυκνότητα (ρ_s, ρ_b)

Με τον όρο πυκνότητα αναφερόμαστε στην ποσότητα της μάζας ενός στερεού στη μονάδα του όγκου. Ουσιαστικά ο όρος αντικατοπτρίζει τη συγκέντρωση της ύλης του στερεού στη μονάδα του όγκου. Σε ότι αφορά στο έδαφος, διακρίνουμε την μέση πυκνότητα στερεού ρ_s και την φαινόμενη πυκνότητα ρ_b σε ξηρή κατάσταση.

Η μέση πυκνότητα στερεού ρ_s δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_s = \frac{Ms}{V_s} \quad (1.3)$$

όπου M_s είναι η μάζα της στερεάς φάσης του εδάφους και V_s είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η στερεά φάση του εδάφους και οι διαστάσεις της είναι $[ML^{-3}]$. Στα περισσότερα ανόργανα εδάφη, η μέση πυκνότητα των στερεών είναι περίπου $2600-2700 \text{ kg/m}^3$. Πολλές φορές η πυκνότητα εκφράζεται σε όρους του ειδικού βάρους δηλαδή σα λόγος της πυκνότητας των εδαφών και της πυκνότητας του νερού σε 4° C και υπό την ατμοσφαιρική πίεση. Το ειδικό βάρος είναι αδιάστατο και επειδή η πυκνότητα του νερού παίρνεται ίση με 1 g/cm^3 , αριθμητικά το ειδικό βάρος συμπίπτει με την πυκνότητα (Τζιμόπουλος, 1983).

Η φαινόμενη πυκνότητα ρ_b σε ξηρή κατάσταση, εκφράζει την αναλογία της μάζας των στερεών προς το συνολικό εδαφικό όγκο (στερεών και πόρων) και δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_b = \frac{Ms}{V_t} = \frac{Ms}{V_s + V_a + V_w} \quad (1.4)$$

όπου V_s είναι ο όγκος της στερεάς φάσης, V_a ο όγκος της αέριας φάσης του εδάφους και V_w ο όγκος του νερού. Στα αμμώδη εδάφη μπορεί να φθάσει μέχρι 1.6 g/cm^3 ενώ στο μέσης σύστασης και αργιλώδη, πέφτει στο $1,1 \text{ g/cm}^3$ (Hillel, 1980).

β) Πορώδες (n)

Το πορώδες παρουσιάζει τον ολικό όγκο των πόρων του εδάφους και εκφράζεται σε ποσοστιαίες μονάδες (αδιάστατο μέγεθος), δίνεται δε από την εξίσωση:

$$n = \frac{V_f}{V_t} = \frac{V_a + V_w}{V_s + V_a + V_w} \quad (1.5)$$

Η δομή του εδάφους παίζει σπουδαίο ρόλο στον προσδιορισμό του πορώδους, επίσης δε και το μέγεθος των σωματιδίων. Έτσι τα εδάφη που είναι χονδρόκοκκα (αμμώδη) είναι λιγότερο πορώδη (35 μέχρι 50%) από τα λεπτόκοκκα (αργιλώδη) (40 μέχρι 60%). Το πορώδες ενώ παρουσιάζει μεγάλο ενδιαφέρον για την κίνηση του νερού, δεν μας πληροφορεί καθόλου για την κατανομή των πόρων μέσα στο εδαφικό δείγμα, γιατί αποτελεί μια μακροσκοπική ιδιότητα του εδάφους (Τζιμόπουλος, 1983).

γ) Δείκτης κενών (e)

Είναι ένα επίσης αδιάστατο μέγεθος, που συσχετίζει όμως τον συνολικό όγκο της αέριας και υγρής φάσης με τον όγκο των στερεών. Δίνεται από τη σχέση:

$$e = \frac{V_a + V_w}{V_s} = \frac{V_f}{V_t - V_f} = \frac{n}{1-n} \quad (1.6)$$

από την οποία προκύπτει και ο συσχετισμός με το πορώδες. Το μέγεθος αυτό πλεονεκτεί έναντι του πορώδους όταν αναφερόμαστε σε αργιλώδη εδάφη που, όπως προαναφέρθηκε παρουσιάζουν αυξομειώσεις του όγκου τους, καθότι μεταβάλλεται μόνο ο αριθμητής του κλάσματος.

δ) Περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό ή υγρασία του εδάφους

Με τον όρο υγρασία του εδάφους (soil water content) ορίζουμε την περιεκτικότητά του σε νερό. Η περιεκτικότητα αυτή μπορεί να οριστεί είτε κατά βάρος, είτε κατά όγκο.

i) Υγρασία κατά βάρος, w (%)

Αποτελεί την επί τοις εκατό (%) κατά βάρος έκφραση του περιεχόμενου νερού και είναι ίσο με τη μάζα του νερού (M_w) προς τη μάζα των σωματιδίων του ξηρού εδάφους (M_s), δηλαδή:

$$w = \frac{M_w}{M_s} \quad (1.7)$$

Είναι αδιάστατο μέγεθος και με τον όρο ξηρό έδαφος χαρακτηρίζουμε αυτό του οποίου η υγρασία έχει αφαιρεθεί με την αποξήρανση σε φούρνο στους 105°C. Στα εδάφη, η τιμή του μπορεί να κυμαίνεται μεταξύ 0,25 έως 0,60 (25-60%), ανάλογα με την φαινόμενη πυκνότητα. Συνήθως αυξάνει όσο η υφή του εδάφους γίνεται λεπτότερη. Στα οργανικά εδάφη είναι δυνατόν να υπερβεί το 1 (100%) (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

Η υγρασία κορεσμού κατά βάρος συνηθίζεται να μετράται σε gr/gr (gr νερού ανά gr εδάφους).

ii) Υγρασία κατ' όγκο, θ (%)

Αν χρησιμοποιηθούν οι όγκοι αντί για τις μάζες, προκύπτει η κατ' όγκο

περιεκτικότητα, που είναι το πηλίκο του όγκου του νερού (V_w) προς τον ολικό όμως όγκο του εδαφικού δείγματος (V_t).

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w}{V_s + V_f} \quad (1.8)$$

Επειδή εκφράζεται σαν ποσοστό επί του συνολικού όγκου του εδάφους, σε καταστάσεις κορεσμού του εδαφικού μείγματος είναι θεωρητικά ίση με το πορώδες. Στην πράξη αυτό μπορεί να διαφέρει λόγω των παγιδευμένων φυσαλίδων αέρα μέσα στο έδαφος κατά τη διάρκεια των κύκλων στράγγισης και διύγρυνσης και η περιεκτικότητα σε νερό στο φυσικό κορεσμό να είναι μικρότερη από το πορώδες του εδάφους (Poulovassilis, 1962). Συνήθως, στην κατάσταση κορεσμού, στα αμμώδη εδάφη, η θ είναι κοντά στο 40%, σε μέσης υφής εδάφη κυμαίνεται περίπου στο 50% και σε αργιλώδη εδάφη μπορεί να πλησιάσει το 60%. Τα τελευταία όμως εδάφη, επειδή διογκώνονται κατά την διαβροχή η θ μπορεί να υπερβαίνει το πορώδες του ξηρού εδάφους. Σε σχέση με την κατά βάρος περιεκτικότητα η κατ' όγκο περιεκτικότητα είναι πιο βολική επειδή πρακτικά, ο υπολογισμός των ποσοτήτων νερού που προστίθενται στο έδαφος με τη βροχή και την άρδευση ή αφαιρείται με την εξάτμιση και τη διαπνοή, γίνεται με μονάδες όγκου και όχι μάζας (Hillel, 2004).

Η υγρασία κορεσμού κατ' όγκο συνηθίζεται να μετράται σε cm^3/cm^3 (cm^3 νερού ανά cm^3 εδάφους).

Από τις σχέσεις (1.7) και (1.8) προκύπτει η παρακάτω:

$$\frac{\theta}{w} = \frac{\left(\frac{M_s}{V_t}\right)}{\left(\frac{M_w}{V_w}\right)} = \frac{p_b}{p_w} \quad (1.9)$$

ε) Βαθμός κορεσμού (S)

Ο βαθμός κορεσμού εκφράζει το ποσοστό του όγκου του νερού σε σχέση με τον όγκο των πόρων.

$$S = \frac{V_w}{V_f} = \frac{V_w}{V_a + V_w} \quad (1.10)$$

Το εύρος των τιμών του κυμαίνεται από το μηδέν, σε εντελώς ξηρό έδαφος ως περίπου τη μονάδα (100%) σε κορεσμένο έδαφος. Σε ένα σχετικά ξηρό έδαφος ο αέρας

καταλαμβάνει συνεχές χώρο, ενώ σε ένα πολύ υγρό (τυπικά κορεσμένο έδαφος) υπάρχουν ασυνεχείς εγκλωβισμένες φυσαλίδες αέρα.

Τέλος, η σχέση που περιγράφει το συσχετισμό μεταξύ υγρασίας, πορώδους και βαθμού κορεσμού είναι:

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w(V_a + V_w)}{V_t(V_a + V_w)} = S \cdot n \quad (1.11)$$

ζ) Αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού (S_e)

Επειδή στην πράξη δεν είναι δυνατόν να ξηρανθεί τελείως ένα έδαφος, με αποτέλεσμα η τιμή του S να μη φθάσει στο μηδέν, εισήχθη ο αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού, οριζόμενος σαν:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (1.12)$$

όπου θ_s η περιεκτικότητα σε νερό κατά τον κορεσμό και θ_r η υπολειπόμενη περιεκτικότητα σε νερό (residual water content) που αντιστοιχεί στη ρήξη της συνέχειας της υγρής φάσης.

1.3. Επιφανειακή τάση

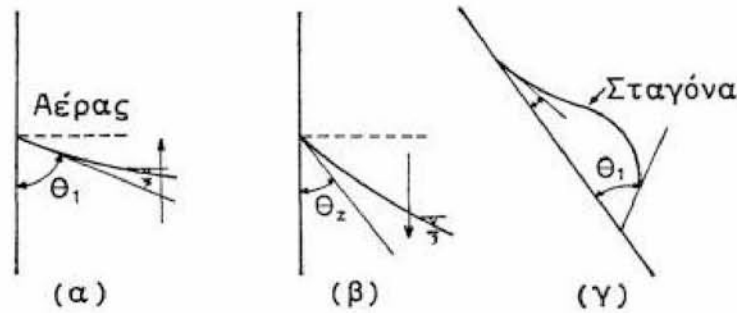
Σαν επιφανειακή τάση μεταξύ δύο υλικών ορίζεται το ποσό του έργου που πρέπει να εκτελεστεί για να διαχωριστεί μια μοναδιαία επιφάνεια του ενός υλικού από το άλλο (Kirkham-Powers, 1972, Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

1.4. Γωνία επαφής

Είναι η γωνία μεταξύ της διεπιφάνειας δύο ρευστών και του στερεού μέσου επί του οποίου είναι τοποθετημένα.

Όταν το υγρό προχωρεί πάνω στο στερεό καλείται γωνία διαβροχής και όταν αποσύρεται γωνία αποσύρσεως. Για το ίδιο υγρό η γωνία διαβροχής είναι μεγαλύτερη από τη γωνία αποσύρσεως (Σχήμα 1.6). Η ιδιότητα αυτή καλείται αποτέλεσμα σταγόνας βροχής (rain drop effect).

Η συμπεριφορά αυτή του νερού μέσα στο πορώδες έδαφος αποτελεί έναν από τους παράγοντες του φαινομένου της υστέρησης (Hillel, 1980 & Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).



Σχήμα 1.6. Γωνία επαφής. (α) Γωνία διαβροχής, (β) Γωνία αποσύρσεως, (γ) Σταγόνα που προχωρεί (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

1.5. Τριχοειδής πίεση (P_c)

Ως τριχοειδής πίεση ορίζεται η διαφορά, σε κάθε σημείο του μέσου, μεταξύ της πίεσης του αέρα P_a ($ML^{-1}T^{-2}$) και του νερού P_w ($ML^{-1}T^{-2}$) (Τουμα, 1984):

$$P_c = P_a - P_w \quad (1.13)$$

Είναι μέγεθος θετικό.

Συνήθως εκφράζεται σε ύψος στήλης νερού $h(L)$ και δίνεται από τη σχέση:

$$h = P_c / \rho_w g \quad (1.14)$$

όπου ρ_w = πυκνότητα του νερού (ML^{-3}) και g = επιτάχυνση της βαρύτητας (LT^{-2}).

Στην κορεσμένη ζώνη το h είναι θετικό, στην ελεύθερη επιφάνεια του υδροφόρου στρώματος μηδέν, και στην ακόρεστη ζώνη αρνητικό.

Το αρνητικό ύψος πίεσης (ακόρεστη ροή) συμβολίζεται με Ψ ($h = -\psi$) και καλείται μύζηση (suction), ενώ το δυναμικό της καλείται τριχοειδές δυναμικό ή όπως καθιερώθηκε το 1963 από την I.S.S.S. (International Soc. of Soil Science) (Aslyng, 1963) σαν μητρώο δυναμικό (matrix potential) (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

1.6. Βασικές αρχές της κίνησης του νερού στο έδαφος

Η κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος εξαρτάται από την συνισταμένη δύναμη που εφαρμόζεται σε κάθε στοιχειώδη όγκο νερού και από την αντίσταση στην ροή που προβάλλει το πορώδες μέσο. Σε κάθε στοιχειώδη όγκο νερού δρουν ουσιαστικά δύο δυνάμεις. Η δύναμη της βαρύτητας που συντελεί στην πτώση του στοιχείου από ένα επίπεδο σε άλλο χαμηλότερο και η δύναμη υδροστατικής πίεσεως, η οποία οφείλεται σε διαφορές υδροστατικής πίεσεως και τείνει να προκαλέσει την μετατόπιση του στοιχείου από περιοχές μεγάλης πίεσεως σε

περιοχές με μικρότερη πίεση. Μετακίνηση νερού μπορούν επίσης να προκαλέσουν οι διαφορές συγκέντρωσης του εδαφικού διαλύματος και οι διαφορές θερμοκρασίας. Οι τελευταίοι όμως παράγοντες είναι, συγκριτικός προς τις άλλες δυνάμεις, πολύ μικρότερης έντασης και ως εκ τούτου θεωρούνται αμελητέοι (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

1.6.1. Κινητική ενέργεια του νερού

Η κινητική ενέργεια εκφράζεται από τη σχέση:

$$E_a = \frac{mv^2}{2} \quad (1.15)$$

όπου m είναι η μάζα του νερού και v η ταχύτητα με την οποία κινείται μέσα στο έδαφος. Η ανά μονάδα βάρους νερού κινητική ενέργεια βρίσκεται αν διαιρέσουμε το δεξιό μέρος της (1.15) με το βάρος του νερού (που είναι mg), οπότε

$$E_V = \frac{v^2}{2g} \quad (1.16)$$

Η ποσότητα αυτή έχει διαστάσεις μήκους (L) και επικράτησε να λέγεται ύψος ταχύτητας. Επειδή η ταχύτητα που κινείται το νερό στο έδαφος είναι πολύ μικρή (συνήθως από 1 mm ή λιγότερο μέχρι μερικά cm την ώρα), η E_V είναι αμελητέα και δεν λαμβάνεται υπόψη κατά τη λύση πρακτικών προβλημάτων κίνησης του εδαφικού νερού (Τερζίδης και Παπαζαφειρίου, 1997).

1.6.2. Δυναμική ενέργεια του νερού

Η δυναμική ενέργεια του νερού οφείλεται κυρίως είτε σε βαρυτικές δυνάμεις είτε στις πιέσεις που ασκούνται σε αυτό μέσα στο έδαφος. Επομένως, διακρίνεται στη *δυναμική ενέργεια βαρύτητας* και στη *δυναμική ενέργεια πίεσης*.

α) Δυναμική ενέργεια βαρύτητας

Η ενέργεια που οφείλεται στη βαρύτητα είναι ανάλογη προς την απόσταση z από κάποιο επίπεδο αναφοράς και σε μέγεθος είναι ίση και αντίθετη με αυτή που χρειάζεται για να ανυψωθεί το νερό από το επίπεδο αναφοράς μέχρι τη θέση που βρίσκεται (Τερζίδης και Παπαζαφειρίου, 1997). Η σχέση που εκφράζει την ενέργεια αυτή είναι:

$$E_g = mgz = \rho_w Vgz \quad (1.17)$$

όπου m είναι η μάζα του νερού, ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού, V είναι ο όγκος του νερού, g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας (για την Ελλάδα περίπου $9,81 \text{ m/s}^2$) και z είναι το ύψος από ένα επίπεδο αναφοράς το οποίο επιλέγουμε αυθαίρετα. Συνήθως ως επίπεδο αναφοράς ($z = 0$) λαμβάνεται η μέση στάθμη της θάλασσας.

Η διαφορά δυναμικής ενέργειας που παρουσιάζει το νερό ανάμεσα σε δύο σημεία δημιουργεί την κίνησή του από τη θέση υψηλότερης ενέργειας προς τη θέση χαμηλότερης ενέργειας. Κατά τη μελέτη της κίνησης του νερού ανάμεσα σε δυο σημεία, εκείνο που ενδιαφέρει δεν είναι οι τιμές της δυναμικής ενέργειας του νερού στα σημεία αυτά, αλλά οι διαφορές τους (Αγγελάκη, 2004).

β) Δυναμική ενέργεια πίεσης

Η πίεση του νερού των πόρων του εδάφους μετριέται σε σχέση με την ατμοσφαιρική πίεση. Τα κορεσμένα εδάφη έχουν θετική πίεση, γιατί η πίεση του νερού είναι μεγαλύτερη από την ατμοσφαιρική, ενώ τα ακόρεστα εδάφη έχουν αρνητική, γιατί η πίεση του νερού είναι μικρότερη από την ατμοσφαιρική.

Λόγω της πίεσης, ένας στοιχειώδης όγκος dV εδαφικού νερού έχει δυναμική ενέργεια πίεσης ίση με το έργο dW που απαιτείται για να αποσπαστεί ο όγκος νερού dV από το έδαφος ($dW = Fdx = pdSdx - pdV$). Αρα:

$$E_p = pdV = \rho_w gh dV \quad (1.18)$$

όπου ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού, g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας και h είναι το ύψος πίεσης εκφρασμένο σε μονάδες μήκους (Αγγελάκη, 2004).

1.7. Βασικές ιδιότητες του νερού και του εδάφους απαραίτητες για την μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος

Οι κυριότερες παράμετροι, που συναντώνται στη μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος, είναι (Bear, 1972): το δυναμικό του εδαφικού νερού (Φ), το ύψος πίεσης του εδαφικού νερού (h), η περιεκτικότητα σε νερό (θ), η υδραυλική αγωγιμότητα (K), ο συντελεστής διάχυσης (D), η ειδική υδραυλική αγωγιμότητα (C).

Από τις παραπάνω παραμέτρους η πίεση h , η περιεχόμενη υγρασία θ και το ολικό δυναμικό Φ μπορούν για ένα ομογενές σύστημα, που βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας, να θεωρηθούν ως εντατικά μεγέθη καταστάσεως. Η υδραυλική αγωγιμότητα K , ο συντελεστής

διάχυσης D και η ειδική υδραυλική χωρητικότητα C θεωρούνται υδροδυναμικές παράμετροι, διότι προκύπτουν από μετρήσεις, είτε στο εργαστήριο, είτε στη φύση, κατά τη διάρκεια της κίνησης του νερού (Ευαγγελίδης, 2001).

1.7.1. Οι βασικές παράμετροι

α) Το δυναμικό του εδαφικού νερού (Φ) (soil water potential)

Η ολική ενέργεια του νερού στο έδαφος είναι ίση με τη δυναμική και την κινητική ενέργεια. Η κίνηση του νερού όμως μέσα στο έδαφος είναι πολύ αργή, με αποτέλεσμα η κινητική του ενέργεια να θεωρείται αμελητέα. Έτσι, στο έδαφος λαμβάνουμε υπόψη μόνο τη δυναμική ενέργεια, η οποία μεταβάλλεται σε μια ευρεία περιοχή (Ευαγγελίδης, 2001).

Γενικά θα λέγαμε ότι σαν *δυναμικό του εδαφικού νερού* ορίζεται το έργο που πρέπει να παραχθεί προκειμένου να μεταφερθεί μια ποσότητα νερού από μια θέση σε μια άλλη. Το νερό έχει την τάση να κινείται προς τη διεύθυνση της ελαττούμενης ενέργειας. Εκείνο που προκαλεί την κίνηση του εδαφικού νερού από σημείο σε σημείο δεν είναι οι απόλυτες ενέργειες των σημείων αυτών αλλά οι διαφορές τους (Ευαγγελίδης, 2001).

Ο όρος της δυναμικής ενέργειας του εδαφικού νερού ανά μονάδα βάρους, ανά μονάδα όγκου, ή ανά μονάδα μάζας, επικράτησε να καλείται *δυναμικό του εδαφικού νερού* (soil water potential) (Ευαγγελίδης, 2001). Σύμφωνα με την ορολογία της Διεθνούς Εδαφολογικής Εταιρείας (International Soil Science Society, 1963, 1976), ως *δυναμικό του εδαφικού νερού*, είναι το ποσό του έργου που πρέπει να καταναλωθεί ανά μονάδα ποσότητας καθαρού νερού, για να μεταφερθεί αντιστρεπτά και ισόθερμα μια απειροελάχιστη ποσότητα νερού από μία δεξαμενή με καθαρό νερό, που βρίσκεται σε ένα καθορισμένο επίπεδο αναφοράς και κάτω από συνθήκες ατμοσφαιρικής πίεσης, στο εδαφικό νερό που βρίσκεται στο υπό εξέταση σημείο του εδάφους. Αντιστρεπτά σημαίνει ότι δεν υπάρχει απώλεια ενέργειας λόγω τριβών, ενώ ισόθερμα ότι στο σύστημα δεν επέρχεται μεταβολή θερμοκρασίας. Επίσης, η μεταφερόμενη ποσότητα νερού πρέπει να είναι τέτοια, ώστε η μάζα του νερού στη δεξαμενή και στο έδαφος να παραμένει αμετάβλητη (Ευαγγελίδης, 2001).

Το νερό στο έδαφος δέχεται την επίδραση διάφορων δυνάμεων. Συνεπώς, τόσο η δυναμική του ενέργεια όσο και το δυναμικό του διαφέρει συνήθως από σημείο σε σημείο. Το συνολικό δυναμικό του εδαφικού νερού προκύπτει από το άθροισμα επιμέρους δυναμικών, το καθένα από τα οποία εκφράζει την επίδραση διαφόρων δυνάμεων σε αυτό. Σύμφωνα με τον Hillel (1980) το συνολικό δυναμικό αναπαρίσταται από μια σχέση της μορφής:

$$\Phi_t = \sum \Phi_i = \Phi_p + \Phi_g + \Phi_o + \Phi_{gas} \quad (1.19)$$

όπου Φ_p είναι το δυναμικό πίεσης ή μητρώο δυναμικό (pressure or matrix potential) (L) που προέρχεται από την αλληλοεπίδραση των δυνάμεων του εδάφους και του νερού, Φ_g είναι το δυναμικό βαρύτητας (gravitational potential) (L), Φ_o είναι το χημικό δυναμικό όσμωσης (osmotic potential) (L) και Φ_{gas} είναι το δυναμικό της αέριας φάσης (pneumatic potential) (L) που προέρχεται από μεταβολές της πίεσης του εξωτερικού αέρα.

Επειδή τα επιμέρους δυναμικά που οφείλονται στην όσμωση και την αέρια φάση συνήθως θεωρούνται αμελητέες ποσότητες σε σχέση με τα άλλα δύο (βαρύτητας και πίεσης), συμπεραίνουμε ότι το συνολικό δυναμικό του νερού είναι κυρίως το άθροισμα του δυναμικού βαρύτητας και του δυναμικού πίεσης. Επομένως η εξίσωση (1.19) γράφεται:

$$\Phi_t = \Phi_p + \Phi_g \quad (1.20)$$

Το *δυναμικό βαρύτητας* του νερού του εδάφους προσδιορίζεται σε κάθε σημείο του από το υψόμετρο θέσεως του σημείου αυτού ως προς ένα επίπεδο αναφοράς που εκλέγεται αυθαίρετα και έτσι ώστε να είναι πάντα θετικό. Μπορεί να εκφραστεί είτε ανά μονάδα μάζας, είτε ανά μονάδα όγκου, είτε ανά μονάδα βάρους. Εκφρασμένο ανά μονάδα βάρους γράφεται:

$$\Phi_g = \pm z \quad (1.21)$$

όπου $+z$ = άξονας θετικός κατευθυνόμενος προς τα πάνω και $-z$ = άξονας θετικός κατευθυνόμενος προς τα κάτω, με μονάδες μήκους (L) (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986). Γι' αυτό το λόγο καλείται και *ύψος θέσης*.

Το *δυναμικό πίεσης*, οφείλεται είτε στην πίεση του νερού στο υπό εξέταση σημείο ή στην πίεση του αέρα, η οποία είναι διαφορετική από αυτή που υπάρχει σε μία θέση αναφοράς. Εκφράζει δε το έργο που απαιτείται για την αύξηση της πίεσης του νερού από μια χαμηλή ενεργειακή κατάσταση (με υποθετική πίεση P_0) σε μια υψηλότερη (με πίεση P) και αναπαρίσταται από τη σχέση:

$$\Phi_p = P - P_0 / \gamma = \Delta p / \gamma \quad (1.22)$$

όπου Δp η μεταβολές της πίεσης και όπου γ το ειδικό βάρος του νερού. Επειδή οι διαστάσεις της πίεσης είναι (FL^{-2}) δηλαδή ($ML^{-1}T^{-2}$), ο όρος $\Delta p / \gamma$ έχει διαστάσεις ($ML^{-1}T^{-2}$)/($ML^{-2}T^{-2}$) δηλαδή μονάδες μήκους (L) (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 2003). Γι' αυτό το λόγο καλείται και *ύψος πίεσης* και συμβολίζεται με h , δηλαδή:

$$\Phi_p = h \quad (1.23)$$

Έτσι η σχέση (1.20) γράφεται:

$$\Phi_t = h \pm z = H \quad (1.24)$$

όπου h είναι το ύψος πίεσης του εδαφικού νερού (soil water pressure head), z είναι η στάθμη του τυχόντος σημείου του εδάφους ως προς ένα αυθαίρετο σύστημα αναφοράς και H είναι το υδραυλικό φορτίο (hydraulic head) (L). Στην εξίσωση (1.24) το πρόσημο (+) χρησιμοποιείται για θετικό άξονα διευθυνόμενο προς τα πάνω, ενώ το πρόσημο (-) για αρνητικό άξονα διευθυνόμενο προς τα κάτω.

Στην ακόρεστη κατάσταση του εδάφους η τιμή του ύψους πίεσης h είναι αρνητική και καλείται μύζηση (suction) Ψ .

$$\Phi_t = -\Psi \pm z = H \quad (1.25)$$

όπου οι διαστάσεις του Φ ή H είναι (L) (Ευαγγελίδης, 2001).

β) Το ύψος πίεσης του εδαφικού νερού (h) (soil water pressure head)

Το ύψος πίεσης του εδαφικού νερού είναι το ύψος μιας κατακόρυφης στήλης νερού με πίεση αριθμητικά ίση με την πίεση του εδαφικού νερού, (Bouma, 1977):

$$h = \frac{p_w - p_a}{\rho_w g} \quad (1.26)$$

όπου $p_w - p_a$ είναι η πίεση στο έδαφος (σχετική) ($M L^{-1} T^{-2}$), ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού ($M L^{-3}$) και g η επιτάχυνση της βαρύτητας ($L T^{-2}$).

Οι διαστάσεις του h είναι (L) (Ευαγγελίδης, 2001).

γ) Η περιεκτικότητα σε νερό (θ) (moisture content)

Είναι ο όγκος του νερού που περιέχεται ανά μονάδα όγκου του εδάφους. Μεταβάλλεται μεταξύ των τιμών θ_s (υγρασία κορεσμού) και θ_r (υπολειπόμενη υγρασία). Η υγρασία κορεσμού θ_s (saturated water content) είναι η μεγαλύτερη τιμή που μπορεί να φτάσει η υγρασία, όταν το νερό παρέχεται στο έδαφος σε περίσσεια ποσότητα. Συνήθως η υγρασία κορεσμού είναι μικρότερη από το πορώδες του εδάφους, λόγω των παγιδευμένων φυσαλίδων αέρα στο χώμα. Ο ακριβής ορισμός της υπολειπόμενης υγρασίας θ_r (residual water content),

παρουσιάζει μεγάλη ασάφεια και είναι ένα θέμα τριβών μεταξύ των ερευνητών (Γιαννόπουλος, 1985).

Οι διαστάσεις της υγρασίας (θ) είναι (L^3/L^3), ώστε να ξεχωρίζει από την υγρασία κατά βάρος (w) (Ευαγγελίδης, 2001).

1.7.2. Υδροδυναμικές παράμετροι

α) Η υδραυλική αγωγιμότητα (K) (hydraulic conductivity)

Με τον όρο αυτό αναφερόμαστε στην ικανότητα του εδάφους να μεταφέρει το νερό μέσα από τη μάζα του. Διακρίνεται σε κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα ή υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού (saturated hydraulic conductivity, K_s), όταν το νερό κινείται στην ζώνη κορεσμού και σε ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα (unsaturated hydraulic conductivity, K), όταν μελετάται η κίνηση του νερού σε ακόρεστο μέσο.

Είναι ο αρνητικός λόγος της ταχύτητας ροής προς την υδραυλική κλίση:

$$K(\theta) = - q / \text{grad } \Phi, (\Phi=h-z) \quad (1.27)$$

Η υδραυλική κλίση ($\text{grad } \Phi$) είναι αδιάστατη, συνεπώς οι διαστάσεις του K είναι εκείνες της ταχύτητας ροής q (LT^{-1}).

Το μέγεθος της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι ίσο με το μέγεθος της ταχύτητας ροής που παρατηρείται όταν η υδραυλική κλίση είναι ίση με τη μονάδα.

Η υδραυλική αγωγιμότητα είναι συνάρτηση τόσο της υγρασίας θ (Richards, 1931), όσο και της πίεσης h του εδαφικού νερού. Μπορεί να εκφρασθεί ως προς το ύψος πίεσης (h), ως προς την υγρασία (θ) ή ως προς τον αποτελεσματικό βαθμό κορεσμού (S_e). Η καμπύλη $K(h)$ επηρεάζεται έντονα από την υστέρηση (Poulouvassilis, 1969) ενώ η καμπύλη $K(\theta)$ επηρεάζεται ελάχιστα (Thony, 1970). Όπως για τη χαρακτηριστική καμπύλη έτσι και για την υδραυλική αγωγιμότητα υπάρχουν στη βιβλιογραφία θεωρητικά, εμπειρικά ή υβριδικά παραμετρικά μοντέλα που περιγράφουν την καμπύλη της. Όλα τα παραμετρικά μοντέλα υδραυλικής αγωγιμότητας χρησιμοποιούν την K_s ως το πρώτο σημείο της καμπύλης υδραυλικής αγωγιμότητας. Από τα μοντέλα αυτά, άλλα στηρίζονται στη στατιστική κατανομή του μεγέθους των πόρων, άλλα χρησιμοποιούν τις παραμέτρους της χαρακτηριστικής καμπύλης (Sakellariou-Maktantonaki 1987, Yannopoulos and Sidiropoulos 1994), η οποία είναι πιο εύκολο να προσδιορισθεί και τέλος άλλα είναι καθαρά εμπειρικά (Αλεξίου, 2005).

Η υδραυλική αγωγιμότητα είναι γενικά μεγαλύτερη στα χονδρόκοκκα εδάφη από ότι

στα λεπτόκοκκα. Στον παρακάτω πίνακα δίνονται μερικές τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας για ορισμένες κατηγορίες εδαφών (Τζιμόπουλος, 1983).

Πίνακας 1.2. Υδραυλική αγωγιμότητα για διάφορους τύπους εδαφών (Τζιμόπουλος, 1983).

Τύπος Εδάφους	K (cm/s)	Μέση τιμή του K (cm/s)
Χαλίκια	$(0,3-31,2) \cdot 10^{-1}$	$4,03 \cdot 10^{-1}$
Λεπτή άμμος	$(0,2 - 189) \cdot 10^{-4}$	$2,88 \cdot 10^{-3}$
Μέση άμμος	$(0,9-567) \cdot 10^{-4}$	$1,42 \cdot 10^{-2}$
Χονδρή άμμος	$(0,9-6610) \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-2}$
Πλύς	$(0,09-7090) \cdot 10^{-7}$	$2,83 \cdot 10^{-5}$
Άργιλος	$(0,1 -47) \cdot 10^{-8}$	$9 \cdot 10^{-8}$

Η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα K ως συνάρτηση της υγρασίας θ υπολογίζεται από την ημειμπειρική εξίσωση Mualem–Van Genuchten (Αγγελάκη, 2004):

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right\}^2 \quad (1.28)$$

όπου K_s είναι η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού του εδάφους, θ_s είναι η υγρασία κορεσμού του εδάφους, θ_r είναι η υπολειμματική υγρασία και m είναι παράμετρος που δίνεται από τη σχέση $m = 1 - \frac{1}{n}$, $0 < m < 1$.

β) Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα (C) (specific water capacity)

Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα, ορίζεται ως ο αρνητικός λόγος της μεταβολής της υγρασίας θ προς τη μεταβολή της μύζησης ψ (Richards, 1931):

$$C(\theta) = - \frac{d\theta}{d\psi} \quad (1.29)$$

Η φυσική σημασία της ειδικής υδραυλικής χωρητικότητας είναι ότι εκφράζει την αύξηση ή την ελάττωση της εδαφικής υγρασίας κατά $d\theta$ όταν μεταβληθεί η μύζηση κατά $d\psi$.

Οι διαστάσεις της είναι $[L^{-1}]$ (Αγγελάκη, 2004).

γ) Ο συντελεστής διάχυσης ή διαχυτικότητα (D) (hydraulic diffusivity)

Το 1907 ο Buckingham εισήγαγε τον όρο:

$$D(\theta) = -K(\theta) \frac{d\psi}{d\theta} \quad (1.30)$$

χωρίς όμως να τον ονομάσει (Swartzendruber 1969). Ο όρος αυτός εξομοιώθηκε με ένα συντελεστή διάχυσης από τους Childs και Collis-George (1948, 1950) και ονομάζεται σήμερα γενικά συντελεστής διάχυσης του εδαφικού νερού.

Η προσπάθεια αυτή έγινε, ώστε να εφαρμοσθούν οι μαθηματικές λύσεις του φαινομένου της διάχυσης, σε προβλήματα κίνησης του εδαφικού νερού, οι οποίες ήδη είχαν επιτευχθεί.

Έτσι, ο όρος διάχυση χρησιμοποιείται μόνο για τη μαθηματική ορολογία και όχι για το φυσικό φαινόμενο.

Οι διαστάσεις του D είναι ($L^2 T^{-1}$) (Ευαγγελίδης, 2001).

Η παραπάνω εξίσωση με τη βοήθεια της σχέσης (1.29) γίνεται:

$$D(\theta) = -\frac{K(\theta)}{c(\theta)} \quad (1.31)$$

όπου, η $K(\theta)$ δίνεται από τη σχέση (1.28) και η $C(\theta)$ δίνεται από τη σχέση (1.29).

1.8. Εξίσωση ροής σε πορώδη μέσα

Η εξίσωση ροής, που περιγράφει την κίνηση του νερού σε ένα πορώδες και ισοθερμικό μέσο, προκύπτει από τον συνδυασμό του νόμου Darcy και τη γενική αρχή της διατήρησης της μάζας ή της εξίσωσης της συνέχειας, όπως αλλιώς έχει επικρατήσει να ονομάζεται (Ευαγγελίδης, 2001).

1.8.1 Νόμος του Darcy

Για να κινηθεί το νερό μεταξύ δύο σημείων στο έδαφος, είναι απαραίτητες δύο συνθήκες. Πρώτον, πρέπει να υπάρχει διαφορά στο υδραυλικό φορτίο H μεταξύ των δύο σημείων (δηλαδή η διαφορά ΔH πρέπει να είναι μεγαλύτερη ή μικρότερη από το μηδέν) και δεύτερον, το έδαφος μεταξύ των σημείων αυτών πρέπει να είναι διαπερατό ώστε να επιτρέπει την κίνηση του νερού.

Το 1856 ο Γάλλος μηχανικός Henry Darcy δημοσίευσε μια πειραματική εργασία για την κίνηση του νερού σε κορεσμένο έδαφος. Σύμφωνα με αυτή έδωσε τη σχέση μεταξύ της παροχής q ανά μονάδα επιφανείας και της κλίσης i του υδραυλικού φορτίου, δηλαδή:

$$q = -K_s \cdot i \quad (1.32)$$

όπου το q έχει διαστάσεις παροχής ανά μονάδα επιφάνειας, δηλαδή διαστάσεις ταχύτητας ($L T^{-1}$) και καλείται ειδική παροχή ή ταχύτητα Darcy, το K_s είναι ο συντελεστής κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας και το i είναι η κλίση του υδραυλικού φορτίου H ως προς την κατεύθυνση της ροής L , όρος που αναλυτικότερα περιγράφεται ως:

$$i = \frac{H_2 - H_1}{\Delta l} = \frac{\Delta H}{\Delta l} \quad (1.33)$$

όπου $\Delta H = H_2 - H_1$ είναι η πτώση του υδραυλικού φορτίου. Το τμήμα του μήκους Δl κατά μήκος της ροής όπου συμβαίνει η πτώση του υδραυλικού φορτίου, μπορεί να έχει οποιοδήποτε προσανατολισμό στο χώρο, ακόμη και ενάντια στη βαρύτητα, ανάλογα με την κατεύθυνση της ροής.

Ο νόμος του Darcy ωστόσο διατυπώθηκε υπό ορισμένες παραδοχές. Προϋποθέτει στρωτή ροή σε κορεσμένα, ομοιογενή, ισοθερμικά και ασυμπίεστα πορώδη μέσα και μικρή ταχύτητα του νερού ώστε η κινητική του ενέργεια να αποτελεί αμελητέα ποσότητα.

Η υδραυλική αγωγιμότητα είναι η ποσότητα του νερού που εκρέει στη μονάδα του χρόνου ανά μονάδα επιφάνειας, όταν η υδραυλική κλίση είναι ίση με τη μονάδα. Ακόμα, η υδραυλική αγωγιμότητα εκφράζει την ευκολία με την οποία το εξεταζόμενο πορώδες μέσο επιτρέπει τη διέλευση του νερού. Η τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας παραμένει αμετάβλητη για το ίδιο πορώδες υλικό και για το ίδιο ρευστό, εφόσον δεν μεταβάλλεται η θερμοκρασία του (Ευαγγελίδης, 2001). Ο τύπος του Darcy έχει γενικευτεί σήμερα σε τριδιάστατο χώρο και καλείται νόμος του Darcy. Για ισότροπο και ομογενές πορώδες μέσο η εξίσωση (1.32) γράφεται:

$$\vec{q} = -K_s \overrightarrow{\text{grad}H} = -K_s \left(\frac{\partial H}{\partial x} i + \frac{\partial H}{\partial y} j + \frac{\partial H}{\partial z} k \right) \quad (1.34)$$

όπου x, y, z είναι οι διευθύνσεις των καρτεσιανών συντεταγμένων, i, j και k είναι τα μοναδιαία διανύσματα κατά τις διευθύνσεις x, y, z αντίστοιχα (Αλεξίου, 2005) και H είναι το ολικό δυναμικό ή υδραυλικό φορτίο, δηλαδή το άθροισμα του δυναμικού πίεσεως h και του δυναμικού της βαρύτητας z ($H = h \pm z$).

Η πιο σημαντική παραδοχή του νόμου του Darcy είναι αυτή της στρωτής ροής. Αυτό

συμβαίνει όταν τα υγρά κινούνται αργά και τα μόρια του νερού κινούνται κατά μήκος παράλληλων γραμμών, γεγονός που θεωρητικά απαντάται πιο συχνά στα κορεσμένα εδάφη. Στα ακόρεστα όμως εδάφη ή σε περιπτώσεις που αυξάνεται αρκετά η ταχύτητα της ροής (άντληση νερού από φρεάτιο) δεν συμβαίνει κάτι τέτοιο. Με τη χρήση του νόμου του Darcy σε ακόρεστα εδάφη, δεχόμαστε ότι στιγμιαία η ροή είναι στρωτή.

Για την ακόρεστη ροή ο νόμος του Darcy συμπληρώθηκε και επεκτάθηκε από τον Richards με αντικατάσταση της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας K_s από την ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους $K(\psi)$ καταλήγοντας στη σχέση:

$$\vec{q} = -K(\psi) \cdot \overrightarrow{gradH} \quad (1.35)$$

Επιπροσθέτως, όπως προαναφέρθηκε στην ακόρεστη ροή, το ύψος πίεσης h παίρνει αρνητικές τιμές όταν η ο κατακόρυφος άξονας κίνησης z έχει θετικές τιμές προς τα πάνω και συμβολίζεται με $\Psi = -h$. Συνεπώς το υδραυλικό φορτίο στην ακόρεστη ροή αναπαρίσταται για θετικό άξονα προς τα πάνω ως:

$$H = h + z = -\Psi + z \quad (1.36)$$

και για θετικό άξονα z προς τα κάτω ως:

$$H = h + z = -\Psi - z \quad (1.37)$$

Επειδή η συνάρτηση $K(\psi)$ επηρεάζεται πολύ από το φαινόμενο της υστέρησης, η εξίσωση (1.35) χρησιμοποιείται μόνο για διύγρανση ή για στράγγιση. Εάν πρόκειται να περιγραφεί το φαινόμενο της κίνησης του νερού στο σύνολό του (διύγρανση – στράγγιση), τότε προτιμότερο είναι να χρησιμοποιείται η συνάρτηση $K(\theta)$, η οποία επηρεάζεται πολύ λιγότερο από το φαινόμενο της υστέρησης, όπως απέδειξαν το 1966 οι Torpp και Miller, το 1969 ο Roulouassilis και το 1970 ο Thony (Αγγελάκη, 2004).

Με την προϋπόθεση ότι η υδραυλική αγωγιμότητα είναι συνάρτηση του ύψους πίεσης $K = K(h)$ ή της περιεχόμενης υγρασίας $K = K(\theta)$, η εξίσωση (1.35) γράφεται:

$$\vec{q} = -K(\theta) \overrightarrow{gradH} \quad (1.38)$$

ο οποίος εφαρμόζεται σε περιπτώσεις διύγρανσης και στράγγισης εδαφών, σύμφωνα με τα

παραπάνω. Συνδυάζοντας τις σχέσεις (1.38) και (1.36) προκύπτει ότι:

$$\vec{q} = K(\theta)\overrightarrow{\text{grad}}\Psi - K(\theta)\vec{z} \quad (1.39)$$

Ο νόμος του Darcy λαμβάνοντας υπόψη και τον ορισμό του συντελεστή διάχυσης με τη σχέση (1.30), τροποποιείται ως:

$$\vec{q} = -D(\theta)\overrightarrow{\text{grad}}\theta - K(\theta)\hat{k} \quad (1.40)$$

και οι τρεις συνιστώσες της ταχύτητας Darcy δίνονται από τις σχέσεις:

$$q_x = -D\frac{\partial\theta}{\partial x} \quad (1.40\alpha)$$

$$q_y = -D\frac{\partial\theta}{\partial y} \quad (1.40\beta)$$

$$q_z = -D\frac{\partial\theta}{\partial z} - K \quad (1.40\gamma)$$

1.8.2. Εξίσωση συνεχείας

Η εξίσωση συνεχείας που εκφράζει τη διατήρηση της μάζας του νερού μέσα σε ένα στοιχειώδη όγκο νερού, για ροή ασταθή σε ακόρεστο πορώδες μέσο γράφεται:

$$\frac{\partial}{\partial t}(p_w\theta) = -\text{div}(p_w\vec{q}) \quad (1.41)$$

όπου p_w , η πυκνότητα του νερού (ML^{-3}), θ η περιεκτικότητα σε νερό κατ' όγκο (L^3L^{-3}), q η ταχύτητα Darcy (LT^{-1}) και t ο χρόνος (T).

Για ασυμπίεστο υγρό και ροή ασταθή μονοδιάστατη κατακόρυφη η εξίσωση (1.41) γράφεται:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.42)$$

1.8.3. Εξίσωση κινήσεως

Από τον συνδυασμό της δυναμικής εξίσωσης (1.32) και της εξίσωσης συνεχείας (1.41) προκύπτει η εξίσωση κινήσεως για ασυμπίεστο υγρό που δίνεται από τον τύπο:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \operatorname{div}(K(\theta) \overrightarrow{\operatorname{grad} H}) \quad (1.43)$$

Για μονοδιάστατη κατακόρυφη ροή η σχέση (1.43) γράφεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad (1.44)$$

Στην εξίσωση (1.43) φαίνονται δύο μεταβλητές που επηρεάζουν την κίνηση: η περιεκτικότητα σε νερό θ και το υδραυλικό φορτίο H που συνδέονται ως γνωστό με τη σχέση $H = -\Psi(\theta) - z$.

Στην περίπτωση αυτή πρέπει κανείς να επιλέξει:

α) Εξίσωση ως προς θ

Αν στην εξίσωση (1.43) εισαχθεί ο συντελεστής διάχυσης (1.30) προκύπτει:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} - K(\theta) \right) \quad (1.45)$$

με άξονα θετικό προς τα κάτω.

Η εξίσωση (1.45) γνωστή σαν εξίσωση τύπου Fokker-Planck. Δεν επιτρέπει την περιγραφή της ροής σε κορεσμένη ζώνη όπου η υγρασία παίρνει την τιμή κορεσμού θ_s για την οποία ο συντελεστής διάχυσης, απειρίζεται. Γι' αυτό συνήθως κατά την επίλυση της εξίσωσης (1.45) η μεγαλύτερη τιμή της υγρασίας δεν φθάνει στην τιμή της θ_s .

Όπως είναι φανερό η εξίσωση αυτή δεν επιτρέπει την επίλυση της διήθησης του νερού με εφαρμογή στην επιφάνεια θετικού φορτίου, ούτε τη μελέτη του σχηματισμού ή της απορρόφησης μιας λάμας νερού που σχηματίζεται από μια βροχή έντασης μεγαλύτερης από την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού.

Η εξίσωση (1.44) επιλύθηκε με αναλυτικές και ημιαναλυτικές μεθόδους (Philip, 1969; Parlange, 1971; Τολίκας, 1981; Tolikas and Sidiropoulos, 1984), αριθμητικές μεθόδους όπως πεπερασμένες διαφορές (Vauclin et al., 1979; Haverkamp, 1983) και πεπερασμένα στοιχεία (Τζιμόπουλος, 1975 και Tzimopoulos, 1978).

Πλεονέκτημα της εν λόγω εξίσωσης είναι ότι περιέχει τη συνάρτηση $K(\theta)$, αντί της $K(\Psi)$ η οποία παρουσιάζει υστερικά φαινόμενα.

β) Εξίσωση ως προς Ψ

Αν στην εξίσωση (1.44) εισαχθεί ο όρος ειδική υδραυλική χωρητικότητα του ακόρεστου μέσου (1.29) προκύπτει:

$$C(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\Psi) \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} + 1 \right) \right) \quad (1.46)$$

Η εξίσωση (1.46), γνωστή ως εξίσωση τύπου Richards, έχει το προνόμιο να περιγράφει τη ροή και σε κορεσμένη ζώνη και άρει τους περιορισμούς επίλυσης που εμφανίζει η εξίσωση (1.45) (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

2.Υλικά και Μέθοδοι

Κεφάλαιο 2

Μέθοδοι και όργανα πειραματικής διαδικασίας

2.1. Γενικά

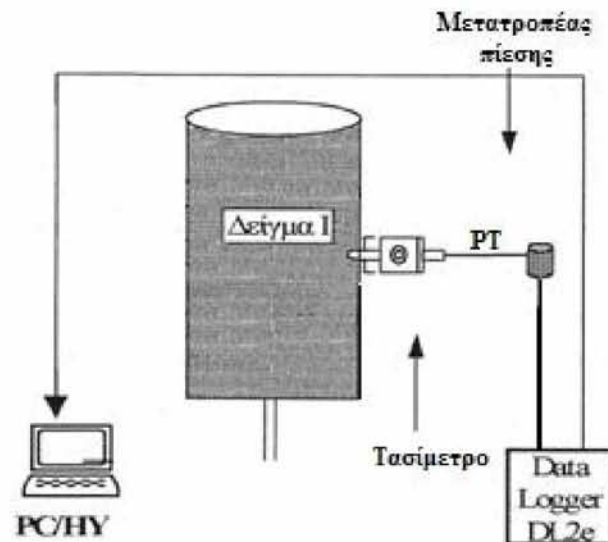
Προκειμένου να μελετηθεί η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος παρουσιάζονται πολλές δυσκολίες που μπορούν να ξεπεραστούν μόνο με ιδιαίτερα εξελιγμένο εξοπλισμό εφαρμόζοντας κάποιες παραδοχές. Συνεπώς ο εργαστηριακός πειραματισμός αποτελεί την καλύτερη λύση για την εξαγωγή ασφαλέστερων συμπερασμάτων στο θέμα που πραγματεύεται η διατριβή, δηλαδή την μελέτη της υδραυλικής αγωγιμότητας σε ακόρεστο έδαφος. Χρειάστηκαν πολλές επαναλήψεις των πειραμάτων και αποκτήθηκε μεγάλη εμπειρία κατά το σχεδιασμό της πειραματικής διάταξης, αλλά και κατά την εφαρμογή των πειραματικών μεθόδων.

Προκειμένου να υπάρξουν διευκολύνσεις για την διεξαγωγή των πειραμάτων και τον προσδιορισμό ασφαλών συμπερασμάτων, πάντα σε σχέση με τις συνθήκες του φυσικού περιβάλλοντος και ανάλογα με τη μεθοδολογία που χρησιμοποιείται, σε κάθε εργαστηριακό πείραμα γίνονται κάποιες παραδοχές και απλουστεύσεις. Έτσι, στο συγκεκριμένο εργαστηριακό πείραμα έγιναν οι παρακάτω παραδοχές:

- η πίεση της αέριας φάσης είναι πάντα σταθερή και ίση με την ατμοσφαιρική πίεση.
- η αέρια φάση δεν επηρεάζει την κίνηση της υγρής φάσης.
- ισχύει ο νόμος του Darcy για ακόρεστο έδαφος.
- ισχύουν οι εξισώσεις συνέχειας και κίνησης
- το εδαφικό δείγμα θεωρείται ομογενές και ισότροπο.
- η πυκνότητα του νερού είναι σταθερή.
- η ροή είναι ισόθερμη.
- η συρρίκνωση του εδάφους κατά τη στράγγιση και η διόγκωση κατά τη διύγρανση θεωρούνται αμελητέες.
- η επίδραση του δυναμικού της οσμωτικής πίεσης είναι αμελητέα διότι το νερό έχει τις ίδιες χημικές ιδιότητες σε όλο το προφίλ (Αγγελάκη, 2004).

Κατά τη διάρκεια του πειράματος γίνονταν καταγραφή των πιέσεων μέσα στη στήλη εδάφους. Η παρακολούθηση της μεταβολής των αρνητικών πιέσεων του εδαφικού νερού πραγματοποιήθηκε με συστήματα ταχείας ανταπόκρισης τα οποία ονομάζονται μετατροπείς

πίεσης, σε συνδυασμό με τασίμετρα (pressure transducers-tensiometers). Το όλο σύστημα αποτελείται από μικρές και εύχρηστες συσκευές οι οποίες είναι τοποθετημένες σε συγκεκριμένες θέσεις και μεταφέρουν τις μετρήσεις στο αντίστοιχο καταγραφικό μηχάνημα (data logger) (Watson,1965). Τα δεδομένα αποθηκεύονται σε Η/Υ, όπου έγινε και η τελική σύνθεση των αποτελεσμάτων και όλη η επεξεργασία (Σχήμα 2.1).



Σχήμα 2.1. Σχηματική παράσταση των συσκευών της πειραματικής διάταξης.



Εικόνα 1. Κατακόρυφη διάταξη του πειράματος με τα αντίστοιχα όργανα.

2.2. Δοχείο εδαφικής στήλης

Το δοχείο της εδαφικής στήλης αποτελείται από την κυλινδρική στήλη από πλέξιγκλας και τις βάσεις.

2.2.1. Κυλινδρική στήλη

Η κυλινδρική στήλη ή αλλιώς κολόνα, όπως συνήθως καλείται, είναι ένα κυλινδρικό δοχείο κατασκευασμένο από πλεξιγκλάς και αποτελεί τη βάση για όλες τις εργαστηριακές μετρήσεις. Η στήλη είναι κατάλληλα επεξεργασμένη με σπείρωμα (πάσο) στο κάτω άκρο της. Οι διαστάσεις της δίνονται στον παρακάτω πίνακα.

Πίνακας 2.1. Γεωμετρικά χαρακτηριστικά κυλινδρικού δοχείου.

ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ	ΔΙΑΣΤΑΣΕΙΣ
Μέση εσωτερική διάμετρος	6cm
Πάχος τοιχωμάτων	5mm
Διάμετρος οπών στη στήλη	18mm
Απόσταση μεταξύ οπών	10cm
Ύψος στήλης	55cm

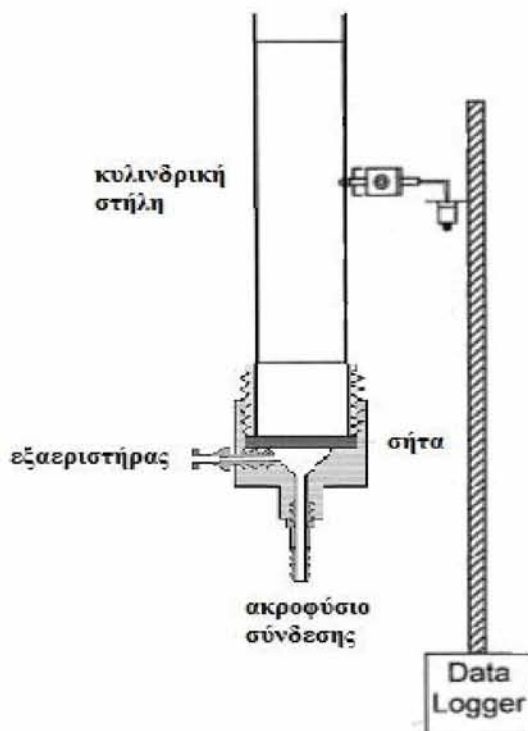
Μέσα στην στήλη τοποθετείται, αφού πρώτα υποστεί κατάλληλη επεξεργασία, το εδαφικό δείγμα. Ο τρόπος τοποθέτησης του εδαφικού υλικού μέσα στην στήλη παρουσιάζει ιδιαιτερότητα, διότι το δείγμα πρέπει να είναι ξηρό και ομογενοποιημένο. Η ομοιογένεια του πρέπει να συνίσταται ως προς την πυκνότητα και ως προς το πορώδες. Φυσικά στη φύση απόλυτα ομοιογενή εδάφη δεν υπάρχουν, ωστόσο η απλοποίηση αυτή είναι αναγκαία για τη διεξαγωγή πειραμάτων, την κατανόηση του φυσικού προβλήματος και την εξαγωγή συμπερασμάτων.

Κατά μήκος της στήλης υπάρχουν οπές συγκεκριμένης διατομής και σε καθορισμένα διαστήματα (Πίνακας 2.1), για την τοποθέτηση των τασιμέτρων (Ευαγγελίδης, 2001).

2.2.2. Βάση κυλινδρικής στήλης

Οι βάσεις των κυλινδρικών στηλών (Σχήμα 2.2) είναι ειδικά σχεδιασμένες, ώστε να μπορούν με κατάλληλη προσαρμογή να χρησιμοποιηθούν για τον πωματισμό της. Οι βάσεις είναι σχεδιασμένες, ώστε να δέχονται υδατοστεγώς ειδικό ύφασμα (γεωύφασμα-υψηλότερης υδραυλικής αγωγιμότητας από αυτή του εδαφικού δείγματος) ή σήτα ώστε να συγκρατείται το εδαφικό δείγμα της στήλης και να επιτρέπεται η διέλευση του νερού κατά τη στράγγιση του δείγματος. Στο κατώτερο σημείο της βάσης προσαρμόζεται διαφανής ελαστικός σωλήνας

που μεταφέρει το νερό από το εδαφικό δείγμα κατά τη στράγγιση. Οι βάσεις έχουν στα πλάγια βαλβίδα εξαέρωσης η οποία χρησιμεύει στην απομάκρυνση του παγιδευμένου αέρα κατά τη διάρκεια του πειράματος (Ευαγγελίδης, 2001).



Σχήμα 2.2. Κατασκευαστικές λεπτομέρειες της βάσης της στήλης.

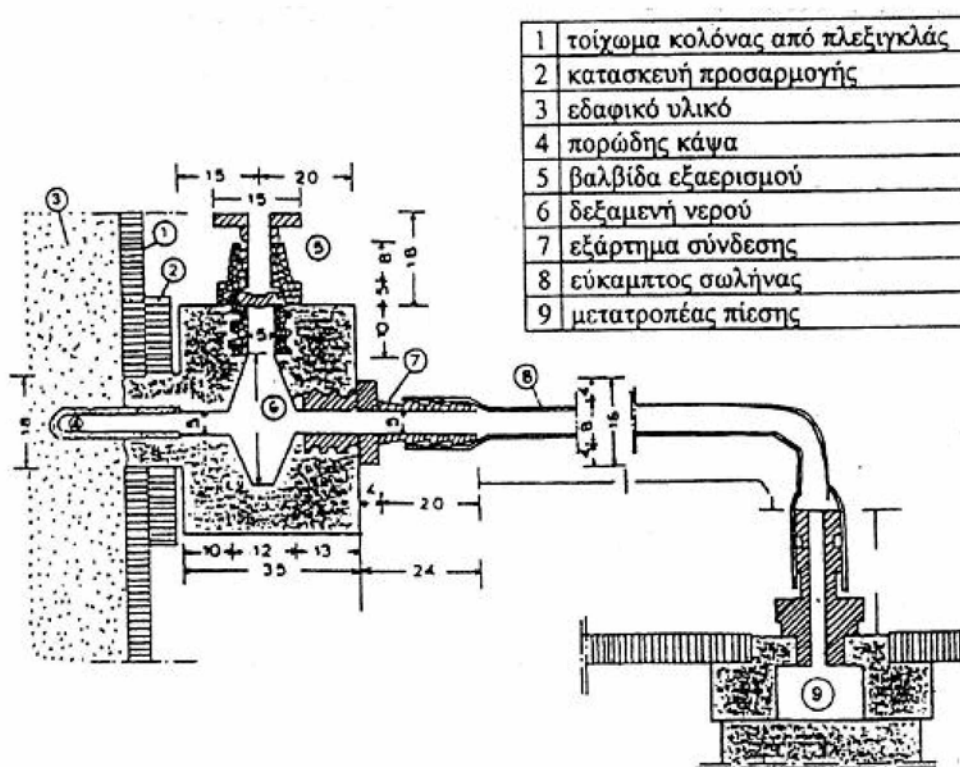
2.3. Μέτρηση της πίεσης

Η μέτρηση της πίεσης γίνεται χρησιμοποιώντας ένα σύστημα αισθητήρων που αποτελείται από κεραμικές κάψες - τασίμετρα (tensiometers), μετατροπείς πίεσης (pressure transducers), το σύστημα λήψης και καταγραφής των μεταβολών (Data Logger TDL2e) και το τροφοδοτικό σύστημα.

2.3.1. Αισθητήρες

Ο συνδυασμός τασίμετρο - μετατροπέας πίεσης (Σχήμα 2.3) είναι αναγκαίος για τη μέτρηση της μύζησης - πίεσης κατά τη διάρκεια του πειράματος. Τα τασίμετρα είναι τοποθετημένα σε επιλεγμένες θέσεις κατά μήκος της στήλης και σε ειδικές οπές, με συνέπεια η παρακολούθηση της μεταβολής της πίεσης να γίνεται μόνο στις συγκεκριμένες αυτές θέσεις. Η ακρίβεια των μετρήσεων εξαρτάται κατά κύριο λόγο από την ακρίβεια των μετατροπέων πίεσης και επίσης από την ακρίβεια των συμπληρωματικών ηλεκτρονικών οργάνων. Το πλήθος των τασιμέτρων, που χρησιμοποιείται εξαρτάται από το μήκος της στήλης, το είδος του πειράματος και το πλήθος των απαιτούμενων πληροφοριών. Η σωστή

συνεργασία των τασιμέτρων, των μετατροπέων πίεσης και των υπολοίπων οργάνων είναι απαραίτητη και προσδιορίζει την πραγματική ακρίβεια των μετρήσεων (Ευαγγελίδης, 2001). Η ακρίβεια των μετρήσεων εξαρτάται από τις κατασκευαστικές προδιαγραφές του μετατροπέα πίεσης. Η άμεση ανταπόκριση του συστήματος της λήψης πληροφοριών και η ακρίβεια των μετρήσεων εξαρτάται από το σωστό σχεδιάσμα των δεξαμενών νερού, που λειτουργούν σαν γέφυρες μεταξύ των μετατροπέων πίεσης και του εδαφικού δείγματος, από την καλή εφαρμογή των κεραμικών καψών με το εδαφικό δείγμα, δηλαδή χωρίς την ύπαρξη κενών, από την πλήρη απουσία φυσαλίδων στη δεξαμενή νερού και στο σωλήνα ανάμεσα στις κεραμικές κάψες και στους μετατροπείς πίεσης και από τη θερμοκρασία του χώρου, η οποία πρέπει να διατηρείται σταθερή σε όλη τη διάρκεια των μετρήσεων. Η θέση της στήλης είναι κατάλληλα επιλεγμένη, ώστε να επιτρέπει την εύκολη τοποθέτηση των δεξαμενών νερού και των σωλήνων και την παρακολούθηση των ενδείξεων που εμφανίζονται στα καταγραφικά μηχανήματα (Καλφούντζος, 2002).



Σχήμα 2.3. Σχηματική παράσταση κεραμικής κάψας - μετατροπέα πίεσης.

α) Τασίμετρα (tensiometers)

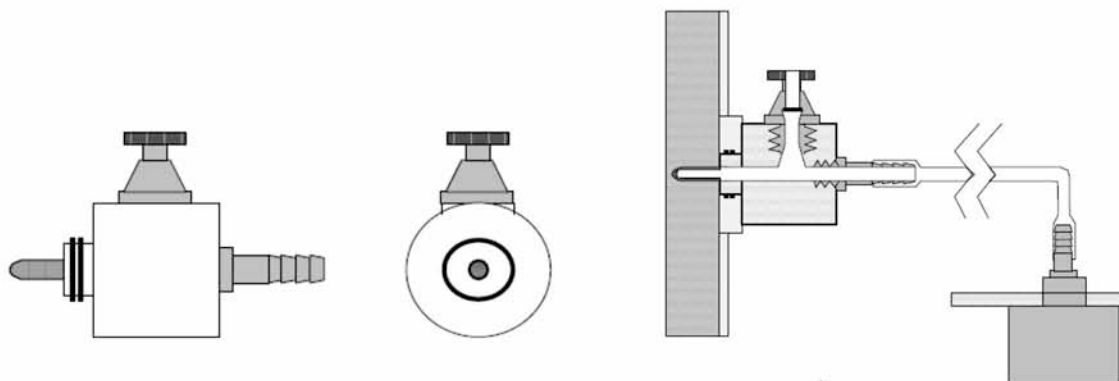
Τα τασίμετρα είναι τα εξαρτήματα που χρησιμεύουν σαν ενδιάμεσος κρίκος σύνδεσης των μετατροπέων πίεσης με το εδαφικό δείγμα. Τα τασίμετρα που χρησιμοποιήθηκαν (Σχήμα 2.4) είναι ουσιαστικά μια κυλινδρική δεξαμενή ειδικής κατασκευής με δυνατότητα προσαρμογής κεραμικής κάψας στη μία μεριά, ελαστικού διαφανή σωλήνα στην άλλη και

δυνατότητα εξαέρωσης. Η κεραμική κάψα του τασιμέτρου (ειδικών προδιαγραφών) εισχωρεί στο εδαφικό υλικό και μεταδίδει τις μεταβολές της πίεσης διαμέσου του ελαστικού σωλήνα στον μετατροπέα πίεσης απαγορεύοντας ταυτόχρονα την είσοδο ή έξοδο αέρα στο σύστημα τασίμετρο - μετατροπέας πίεσης. Τα τασίμετρα είναι κατασκευασμένα από υλικό αδρανές, όπως το τεφλόν, ως προς το χρησιμοποιούμενο ρευστό. Ο τρόπος προσαρμογής τους στις αντίστοιχες θέσεις φαίνεται στο Σχήμα 2.4. Για την επεξεργασία των μετρήσεων γίνεται η παραδοχή ότι η πίεση στο σημείο του εδαφικού δείγματος, όπου εισχωρεί η πορώδης κάψα, αποτελεί τη μέση πίεση του εδαφικού νερού όλης της οριζόντιας διατομής, η οποία ορίζεται από τον άξονα της κάψας στο αντίστοιχο ύψος (Ευαγγελίδης, 2001).

Οποιαδήποτε πρόσθετη εξωτερική καταπόνηση (δόνηση), κατά τη διάρκεια των μετρήσεων, έχει άμεση επίδραση στην ακρίβεια των πειραματικών μετρήσεων. Η επιλογή της μορφής (μέγεθος, σχήμα) της δεξαμενής νερού επιτρέπει την καλύτερη αξιοποίηση των δυνατοτήτων του μετατροπέα πίεσης, περιορίζοντας στο ελάχιστο την επιρροή των εξωτερικών παραγόντων (δονήσεις, θερμοκρασία, είσοδο αέρα) και επιτρέπει την άμεση παρέμβαση του ερευνητή, για την επιτυχή αντιμετώπιση τυχόν απροόπτων καταστάσεων, χωρίς να διαταραχθεί ένα μικρό τμήμα προς το εσωτερικό της στήλης, όπου τοποθετείται η κάψα, η οποία επιτρέπει τη μετάδοση των πιέσεων του εδαφικού νερού, απαγορεύει την είσοδο του αέρα και έρχεται σε τέλεια επαφή με το εδαφικό δείγμα (Καλφούντζος, 2002).

Η κάψα, η οποία είναι προσαρμοσμένη στην άκρη του τασίμετρου και έρχεται σε επαφή με το εδαφικό υλικό (Σχήμα 2.4) είναι μια πορώδης κυλινδρική κεραμική κάψα της εταιρείας Soil Moisture, κλειστή στο ένα άκρο. Η εξωτερική διάμετρος της κάψας αυτής είναι 6,35 mm, η εσωτερική 4,35 mm, το μήκος της 2,9 cm, η διάμετρο πόρων 2,5 μm, η παροχή ανά μονάδα επιφάνειας 50 ml/h/cm² και η τιμή πίεσης εισόδου του αέρα σε κορεσμένη κατάσταση 0,5 atm (Ευαγγελίδης, 2001).

Πριν την έναρξη των πειραμάτων η κεραμική κάψα πρέπει να είναι κορεσμένη. Στην Εικόνα 2 φαίνεται το σύστημα τασίμετρο - δεξαμενής νερού - εύκαμπτου σωλήνα, όταν ήδη έχει συνδεθεί με την εδαφική στήλη.



Σχήμα 2.4. Κατασκευαστικές λεπτομέρειες τασιμέτρων.



Εικόνα 2. Τασίμετρο συνδεδεμένο με μετατροπέα πίεσης.

β) Μετατροπείς πίεσης (pressure transducers)

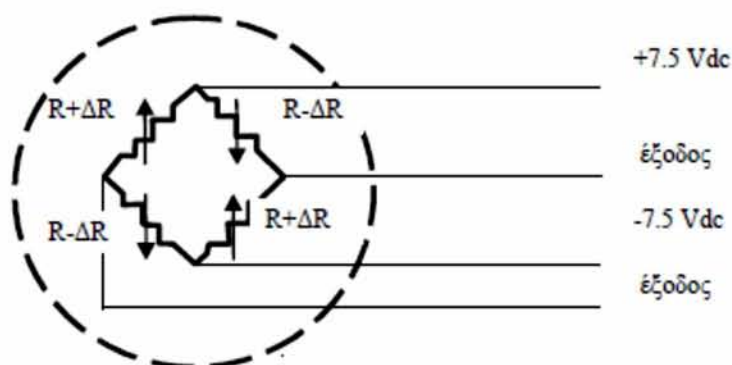
Οι μετατροπείς πίεσης είναι ευαίσθητα ηλεκτρικά όργανα, τα οποία σε συνδυασμό με τα τασίμετρα παρακολουθούν τις μεταβολές της πίεσης του εδαφικού νερού (θετικές ή αρνητικές) κατά τη διάρκεια της κίνησής του νερού μέσα στο έδαφος (Εικόνες 3 και 4) (Ευαγγελίδης, 2001).



Εικόνες 3 και 4. Μετατροπείς πίεσης.

Η σύνδεση του τασίμετρου με τον μετατροπέα πίεσης μέσω διαφανούς εύκαμπτου πλαστικού σωλήνα, πληρωμένου με αποσταγμένο νερό, εξασφαλίζει την μεταφορά της πίεσης, σύμφωνα με το νόμο του Pascal, όπου η αύξηση της πίεσης σε οποιοδήποτε σημείο σε ένα υγρό οδηγεί σε μια παρόμοια αύξηση σε κάθε άλλο σημείο στο υγρό (Αγγελάκη, 2004). Συγκεκριμένα οι μετατροπείς πίεσης περιέχουν μηχανισμό μετατροπής της κύρτωσης μιας ευαίσθητης μεταλλικής μεμβράνης, λόγω αλλαγής της πίεσης που δέχεται, σε μεταβολή ηλεκτρικού σήματος. Ο μηχανισμός μετατροπής αποτελείται από τέσσερις αντιστάσεις (R) (ροοστάτες), ενωμένες σε συνδεσμολογία γέφυρας Wheatstone, επικολλημένες πάνω στη μεταλλική μεμβράνη. Οι αντιστάσεις αυτές είναι ειδικά διαμορφωμένες έτσι, ώστε οι δύο από αυτές να αυξάνονται κατά την εφαρμογή θετικής πίεσης κατά ΔR και οι άλλες δύο να μειώνονται κατά την εφαρμογή αρνητικής πίεσης κατά ΔR (Ευαγγελίδης, 2001).

Η συνδεσμολογία σε γέφυρα Wheatstone (Σχήμα 2.5) χρησιμοποιείται, επειδή δίνει σήμα εξόδου διαφορικό, από μονοπολική τροφοδοσία, με θετική μεταβολή για θετικές πιέσεις και αρνητική μεταβολή για αρνητικές πιέσεις. Η συνδεσμολογία αυτή προσφέρει επίσης μεγάλη ανοχή σε εξωτερικούς ηλεκτρικούς παρασιτικούς παράγοντες.



Σχήμα 2.5. Γέφυρα Wheatstone του μετατροπέα πίεσης.

Οι μετατροπείς πίεσης, οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν στο συγκεκριμένο πείραμα, είναι της εταιρίας PIODEN CONTROLS LTD(UK) τύπου UP3 που τα τεχνικά τους χαρακτηριστικά παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα.

Πίνακας 2.2. Τεχνικά χαρακτηριστικά μετατροπέα πίεσης (Ευαγγελίδης, 2001).

PIODEN UP3	
Εύρος μετρήσεων	$\pm 5\text{Psi}$
Μέγιστη τάση τροφοδοσίας	7,5V
Αντίσταση γέφυρας	1000Ω

Ευαισθησία	4,659mV/V
Ακρίβεια	± 0,5 %F.R.O
Θερμοκρασία βαθμονόμησης	20°C

Οι μετατροπείς πίεσης στερεώνονται σε καθορισμένη θέση στον πρόβολο ανάρτησης με μια κατάλληλη διάταξη. Οι πλαστικοί σωλήνες που συνδέουν τους μετατροπείς πίεσης με τα τασίμετρα στην εδαφική στήλη εξαρτώνται από τις θέσεις των μετατροπέων πίεσης και έχουν μήκος από 10 έως 30 cm. Η αποθήκη του νερού στα τασίμετρα, καθώς και οι συνδετήριοι σωλήνες είναι πάντα πληρωμένοι με νερό, ώστε κάθε μεταβολή της πίεσης στο έδαφος να μεταφέρεται αμέσως στους μετατροπείς πίεσης (Καλφούντζος, 2002).

2.3.2. Τροφοδοτικό

Το σύστημα μετατροπέων πίεσης, λήψης και καταγραφής των πληροφοριών απαιτεί συνεχή τροφοδοσία με σταθερή και αμετάβλητη τάση. Το τροφοδοτικό των μετατροπέων πίεσης κατασκευάστηκε με ειδικές προδιαγραφές.

Παρέχει σταθερή τάση εξόδου 7,5 V, μέχρι 10 μετατροπείς πίεσης με μέγιστη διακύμανση 0,01 mV ανεξάρτητα από τη μεταβολή του φορτίου. Για την αποφυγή της εναλλασσόμενης τάσης, η τροφοδοσία του τροφοδοτικού των μετατροπέων έγινε από σταθερή πηγή τάσης η οποία προερχόταν από στοιχεία συσσωρευτών ξηρών στοιχείων.

Οι συσσωρευτές αυτοί φορτίζονται από σταθεροποιημένο DC-τροφοδοτικό (Direct Current) ελεγχόμενο, του οποίου η παραγωγή σε AC (Alternative Current) συνιστώσα είναι αδιάφορη για τη λειτουργία του συστήματος, καθώς η τροφοδοσία των μετατροπέων γίνεται καθαρά από DC-τάση. Για την αποφυγή της AC συνιστώσας κατά την διάρκεια φόρτισης των συσσωρευτών επιλέχθηκε φορτιστής σταθεροποιημένης τάσης του οποίου η AC συνιστώσα είναι 0,001 mV.

Προκειμένου να πιστοποιηθούν τα παραπάνω η τάση του συστήματος τροφοδοσίας των μετατροπέων καταγράφεται επί μακρό χρονικό διάστημα από τον καταχωρητή δεδομένων του οποίου η ευαισθησία είναι 1 μ V. Κατά την διάρκεια της φάσης αυτής τεκμηριώθηκε η απόλυτα σταθερή τάση σε επίπεδο 1 μ V του τροφοδοτικού (Καλφούντζος, 2002).

2.3.3. Καταχωρητής δεδομένων

Ο Delta-TDL2e καταχωρητής δεδομένων (Data Logger) είναι ένας μηχανισμός καταγραφής δεδομένων ικανός να λαμβάνει αναγνώσεις και να αποθηκεύει τα δεδομένα από

ένα μεγάλο εύρος πηγών. Αυτός έχει ανεξάρτητη πηγή ισχύος, ικανή να λειτουργεί κάτω από υγρές συνθήκες και σε υψηλές και χαμηλές θερμοκρασίες.

Ο Delta-TDL2e καταχωρητής που φαίνεται στην Εικόνα 5, είναι μια καλή επιλογή για όλες τις τάξεις των εφαρμογών καταγραφής. Χρησιμοποιεί ένα λογισμικό πρόγραμμα Η/Υ που προγραμματίζεται για τους αισθητήρες που συνδέονται και την συχνότητα καταγραφής των δεδομένων.

Ο καταχωρητής δεδομένων που χρησιμοποιήθηκε στην πειραματική διάταξη, διαθέτει 30 κανάλια μέτρησης τάσης. Τα κανάλια αυτά προγραμματίστηκαν ώστε να μετράνε διαφορικό. Με τον τρόπο αυτό μέτρησης για κάθε μετατροπέα πίεσης χρησιμοποιήθηκαν δύο κανάλια (ένα κανάλι για το υψηλό δυναμικό και ένα κανάλι για το χαμηλό δυναμικό της εξόδου του κάθε μετατροπέα).

Με την τεχνική αυτή που χρησιμοποιήθηκε, το σύστημα μέτρησης που είναι ο καταχωρητής δεδομένων, απορρίπτει κάθε παρασιτικό ηλεκτρομαγνητικό σήμα από επαγωγή ή από την γραμμή τροφοδοσίας με αποτέλεσμα ο καταχωρητής δεδομένων να μετρά πάντα την καθαρή διαφορά δυναμικού, που παράγει ο κάθε μετατροπέας.

Πέραν της μεθόδου διαφορικής μέτρησης, ο καταχωρητής δεδομένων διαθέτει για την κάθε είσοδο φίλτρο 50 Hz για τον επαγόμενο ηλεκτρομαγνητικό θόρυβο από παρακείμενες συσκευές, αλλά και από το ίδιο το δίκτυό του (τάση 220 V / 50Hz).

Ο καταχωρητής δεδομένων διαθέτει σειρά από ψηφιακά φίλτρα για υψηλοσυχνό θόρυβο σε όλες τις εισόδους, για επιπλέον διασφάλιση της καθαρότητας του σήματος μέτρησης.

Ο καταχωρητής δεδομένων προκειμένου να μετατρέψει το αναλογικό σήμα τάσης που παράγεται από τους μετατροπείς πίεσης χρησιμοποιεί A/D μετατροπέα στα 12 bit. Σημαντικό πλεονέκτημα του καταχωρητή δεδομένων είναι ότι πριν ψηφιοποιήσει το σήμα, ανιχνεύει την τάση του και στην συνέχεια «μετακινεί» τον A/D στην καταλληλότερη περιοχή έτσι ώστε να δίνει πάντα την μέγιστη διακριτική ικανότητα και κατά συνέπεια ακρίβεια μετατροπής.

Επίσης, διαθέτει τις παρακάτω περιοχές :

- 4 έως +4mV με διακριτική ικανότητα του A/D ίση με 1μV
- 32 έως +32mV με διακριτική ικανότητα του A/D ίση με 8μV
- 262 έως +262mV με διακριτική ικανότητα του A/D ίση με 64μV
- 2097mV έως +2097mV με διακριτική ικανότητα του A/D ίση με 0,5mV.

Έχει εσωτερικό ρολόι πραγματικού χρόνου, έτσι ώστε να καταγράφει μαζί με κάθε μέτρηση την μέρα και την ώρα λήψης της μέτρησης.

Οι μετατροπείς πίεσης συνδέονται διαφορικά στα κανάλια του καταχωρητή δεδομένων. Στην συνέχεια ο καταχωρητής δεδομένων συνδέεται στην σειριακή θύρα RS232 του υπολογιστή. Μέσω ενός απλού λογισμικού ο χειριστής δημιουργεί το πρόγραμμα

σάρωσης, καταγραφής και αν το επιθυμεί την μετατροπή της μετρούμενης τάσης σε μονάδες πίεσης. Το πρόγραμμα σάρωσης περιέχει πληροφορίες για το τι είναι το μετρούμενο μέγεθος (στην προκειμένη περίπτωση τάση), πόσοι αισθητήρες θα σαρώνονται, τη συχνότητα σάρωσης του κάθε αισθητήρα, τη συχνότητα με την οποία θα καταγράφονται οι λαμβανόμενες μετρήσεις στην μνήμη του καταχωρητή δεδομένων.

Ο καταχωρητής δεδομένων έχει την δυνατότητα μέγιστης ταχύτητας σάρωσης των 15 διαφορεικών καναλιών με συχνότητα 1 Hz. Ο χρήστης μπορεί να επιλέξει συχνότητα σάρωσης από μια μέτρηση ανά δευτερόλεπτο έως και μια μέτρηση ανά 24 ώρες. Επίσης για κάθε κανάλι μπορεί να επιλέξει διαφορετικό ρυθμό σάρωσης. Στην συνέχεια ο χρήστης προγραμματίζει τον ρυθμό καταγραφής για κάθε κανάλι. Ο ρυθμός καταγραφής μπορεί να είναι ίδιος με τον ρυθμό σάρωσης, ή μεγαλύτερος. Για παράδειγμα αν προγραμματιστεί ρυθμός σάρωσης μίας μέτρησης ανά δευτερόλεπτο και ρυθμός καταγραφής μίας μέτρησης ανά λεπτό, τότε ο καταχωρητής δεδομένων θα λαμβάνει 60 μετρήσεις ανά λεπτό από τους μετατροπείς πίεσης και κάθε ένα λεπτό θα καταγράφει στην μνήμη του τον μέσο όρο των 60 μετρήσεων.

Το λογισμικό πρόγραμμα περιέχει επιπλέον πληροφορίες, όπως το όνομα του κάθε μετατροπέα, ή κάποιο άλλο χαρακτηριστικό, έτσι ώστε να είναι εύκολος ο διαχωρισμός των μετρήσεων μετά την μεταφορά τους στον υπολογιστή. Το πρόγραμμα αποστέλλεται στην μνήμη του καταχωρητή δεδομένων και γίνεται εκκίνηση της καταγραφής. Ο καταχωρητής δεδομένων μπορεί πλέον να αποσυνδεθεί από τον υπολογιστή καθώς έχει τη δυνατότητα να λειτουργεί και εντελώς αυτόνομα. Μετά το πέρας του χρόνου των μετρήσεων και μέσω του λογισμικού του καταχωρητή δεδομένων, μετρήσεις μεταφέρονται από την μνήμη του καταχωρητή δεδομένων στον υπολογιστή και γίνεται καθαρισμός τις μνήμης.

Η μνήμη του είναι ικανή να καταχωρήσει έως και 64 χιλιάδες μετρήσεις. Οι μετρήσεις είναι σε μορφή πίνακα, όπου η πρώτη στήλη περιέχει την ημέρα και ώρα λήψης της κάθε μέτρησης, η δεύτερη στήλη των αριθμό των αισθητήρων και ακολουθούν οι στήλες με τις μετρήσεις των μετατροπέων πίεσης.

Αν κατά την διάρκεια καταγραφής των μετρήσεων διαγνώσει πρόβλημα (όπως ηλεκτρομαγνητικό θόρυβο πάνω από το όριο που μπορεί να φιλτράρει, πρόβλημα στην καλωδίωση, πρόβλημα στην λειτουργία των μετατροπέων, πρόβλημα στο τροφοδοτικό κ.λ.π.), τότε σε δεύτερη στήλη δίπλα από την στήλη των μετρήσεων του κάθε μετατροπέα, καταχωρεί κατάλληλο σύμβολο ανάλογα με το είδος του προβλήματος. Οι μετρήσεις εξάγονται από το λογισμικό σε μορφή ASCII, έτσι ώστε να είναι δυνατή η μεταφορά τους σε άλλο λογισμικό όπως το EXCEL για περαιτέρω επεξεργασία (Καλφούντζος, 2002).



Εικόνα 5. Καταχωρητής δεδομένων (Data Logger).

2.4. Βαθμονόμηση μετατροπέων πίεσης

Πριν από την έναρξη των πειραμάτων είναι αναγκαία η βαθμονόμηση του συστήματος. Η σχέση η οποία συνδέει την ψηφιακή ένδειξη του βολτόμετρου με την πίεση της εδαφικής υγρασίας είναι της μορφής:

$$Y=A+B X \quad (2.1)$$

όπου Y : η πίεση της εδαφικής υγρασίας (cm),

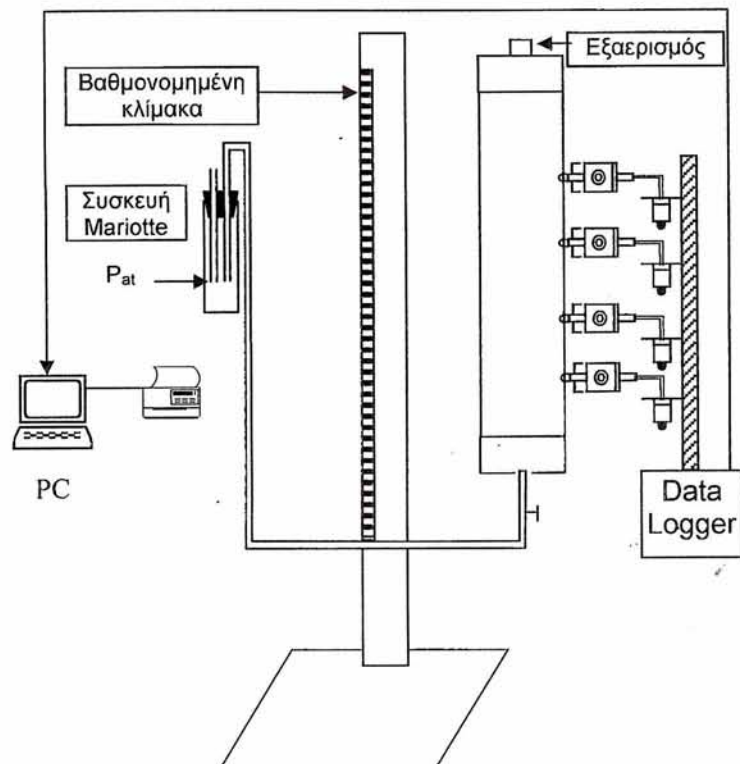
X : η ψηφιακή ένδειξη (mV),

A και B συντελεστές.

Βαθμονόμηση είναι η διαδικασία η οποία επιτρέπει τον προσδιορισμό των συντελεστών της εξίσωσης 2.1 μεταξύ της ψηφιακής ένδειξης (X) και του μετρούμενου φυσικού μεγέθους (Y) (Ευαγγελίδης, 2001).

Η βαθμονόμηση γίνεται με την ακόλουθη διαδικασία:

Σε διαφανή κυλινδρική από πλεξιγκλάς εσωτερικής διαμέτρου 6 cm και ύψους 72 cm τοποθετείται στο κάτω μέρος βάση με σωλήνα μεταφοράς νερού και στην κορυφή ένα βιδωτό κάλυμμα με βαλβίδα εξαερισμού. Η βαλβίδα εξαερισμού επιτρέπει την απομάκρυνση του παγιδευμένου αέρα. Στα τοιχώματα της στήλης προσαρμόζονται τέσσερις μετατροπείς πίεσης (Pressure Transducer, PT), σε αποστάσεις 18.5, 29.5, 40, και 51 εκατοστά από την κορυφή της. Στο Σχήμα 2.5 και στην Εικόνα 6 φαίνεται η πειραματική διάταξη της βαθμονόμησης.



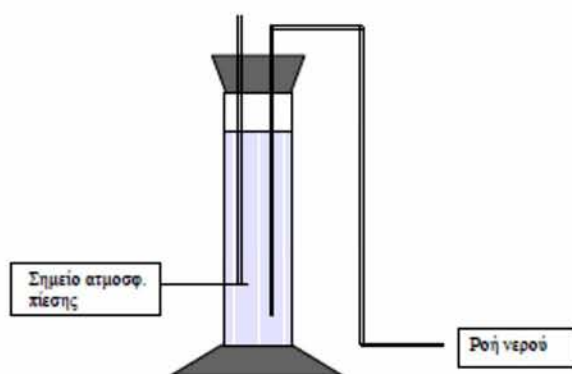
Σχήμα 2.5. Πειραματική διάταξη βαθμολόγησης.



Εικόνα 6. Βαθμολόγηση των μετατροπών πίεσης.

Στη συνέχεια, λαμβάνονται οι υψομετρικές θέσεις της στήλης που είναι τοποθετημένα τα ΡΤ και αφαιρείται η απόσταση της μεμβράνης που υπάρχει στο μεταλλικό κύλινδρο των ΡΤ, καθώς και οι υψομετρικές θέσεις για κάθε κάψα τενσιομέτρου. Σε όλο το διάστημα της προετοιμασίας για την βαθμονόμηση οι κάψες είναι τοποθετημένες σε δοχείο με αποσταγμένο νερό, ώστε να είναι κορεσμένες.

Σε μετακινούμενη βάση τοποθετήθηκε ένα δοχείο (συσκευή Mariotte) (Σχήμα 2.6, Εικόνες 7 και 8) που επικοινωνούσε με την στήλη με ένα εύκαμπτο διαφανή σωλήνα μέσω του πυθμένα της που με τη βοήθεια της οποίας εφαρμόζονται γνωστές πιέσεις. Στη συνέχεια, η στήλη γέμισε με αποσταγμένο νερό και έκλεισε αεροστεγώς, με τη βοήθεια της βαλβίδας εξαερισμού. Στην πληρωμένη με απιονισμένο νερό κολώνα συνδέθηκε φιάλη Mariotte. Η φιάλη Mariotte μετακινούταν κατακόρυφα έχοντας τη στάθμη του δοχείου σταθερή. Οι κάψες των τασιμέτρων τοποθετήθηκαν στην στήλη στις θέσεις που προαναφέρθηκαν. Οι μετατροπείς πίεσης τοποθετήθηκαν σε ένα μεταλλικό πρόβολο και συνδέθηκαν με τις κάψες με εύκαμπτους διαφανείς σωλήνες και τις δεξαμενές νερού. Οι μετατροπείς πίεσης δεν μετακινήθηκαν και συνδέονταν με τις κάψες στις ίδιες θέσεις, που τοποθετήθηκαν στην στήλη, σε όλη την διάρκεια των πειραματικών διαδικασιών. Η στήλη είχε την ίδια θέση σε όλη τη διάρκεια των πειραμάτων.



Σχήμα 2.6. Σκαρίφωμα της συσκευής Mariotte.



Εικόνα 7. Η συσκευή Mariotte στο πείραμα.



Εικόνα 8. Σημείο ατμοσφαιρικής πίεσης στη συσκευή Mariotte.

Γνωρίζοντας την θέση της στάθμης του δοχείου Mariotte και έχοντας τους μετατροπείς πίεσης σε σταθερή θέση στο μεταλλικό πρόβολο, υπολογίστηκε η υψομετρική διαφορά μεταξύ της μεμβράνης των μετατροπέων πίεσης και της στάθμης του δοχείου και άρα, η πίεση (θετική ή αρνητική) που εφαρμόστηκε στους μετατροπείς πίεσης (Σχήμα 2.5). Συγχρόνως καταγράφηκαν και οι τιμές σε mV από το καταγραφικό μηχάνημα. Έχοντας τα ζεύγη τιμών X και Y προσδιορίστηκαν οι τιμές των συντελεστών A και B της εξίσωσης (1.46), με κάποια από τις γνωστές μεθόδους βέλτιστης προσαρμογής (best fitting analysis). Η γραμμική παρεμβολή (linear regression) έγινε με την βοήθεια του λογισμικού προγράμματος Excel, το οποίο χρησιμοποιεί την μεθοδολογία των ελάχιστων τετραγώνων (Ragsdale, 1995).

Η βαθμονόμηση των μετατροπέων πίεσης έγινε για τον καθένα ξεχωριστά και η θέση τους διατηρήθηκε σταθερή σε όλη τη διάρκεια των πειραμάτων (Καλφούντζος, 2002).

2.5. Βοηθητικές Πειραματικές Συσκευές

A) Ψηφιακός ζυγός Adam Equipment, ακριβείας δύο δεκαδικών ψηφίων.



Εικόνα 9. Ψηφιακός ζυγός.

Β) Εργαστηριακός φούρνος Termax για την ξήρανση των εδαφικών δειγμάτων, με αυτόματη διακοπή λειτουργίας με την πάροδο 24 ωρών και ρύθμιση θερμοκρασίας από 0-220°C.



Εικόνες 10 και 11. Εργαστηριακός φούρνος.

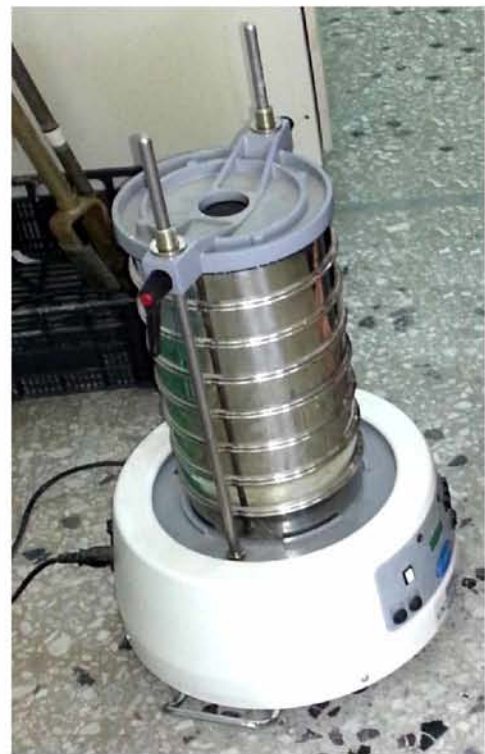
Γ) Συσκευή κοσκίνισματος του εδάφους Octagon 2000 στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Π.Θ. και αντίστοιχη στο Εργαστήριο Εδαφικών Πόρων του Τ.Ε.Ι. Λάρισας, μαζί με τις απαραίτητες διατομές κόσκινων (2,000 mm, 1,000 mm, 0,500 mm, 0,25 mm, 0,125 mm, 0,106 mm, 0,063 mm και 0,053 mm) της εταιρείας Endecotts τύπου ΜΚ-1.

Πίνακας 2.3. Αντιστοιχία ενεργού μεγέθους κόκκων και διαμέτρου κόσκινου (Σακελλαρίου, 2003).

Ενεργό Μέγεθος Κόκκων (Dx)	Διάμετρος Κόσκινου (mm)
10	2,0
20	0,85
30	0,84
40	0,425

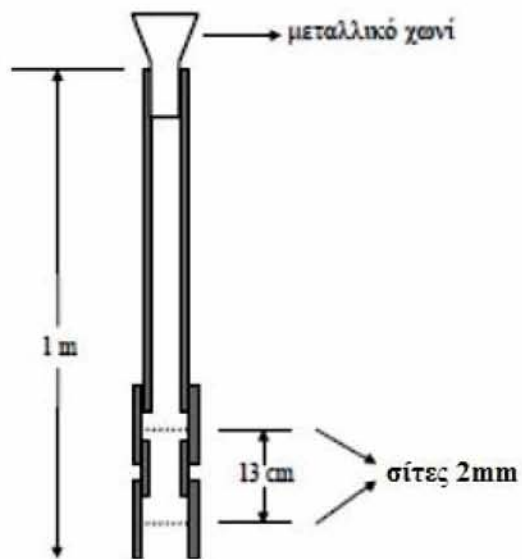
50	0,30
60	0,25
100	0,150
200	0,075

Και οι δύο συσκευές διαθέτουν χρονοδιακόπτη για την επιλογή του χρόνου κοσκίνισματος. Χρησιμοποιήθηκαν στις κοκκομετρικές αναλύσεις όπως και στην ομογενοποίηση των εδαφικών δειγμάτων.



Εικόνες 12 και 13. Συσκευές κοσκίνισματος με έξι κόσκινα διαφορετικών οπών (αριστερά: Εργαστήριο Υδραυλικής Π.Θ., δεξιά: Εργαστήριο Εδαφικών Πόρων Τ.Ε.Ι. Λάρισας).

Δ) Ειδική κατασκευή αποτελούμενη από σωλήνα μήκους 1m, διαμέτρου 5cm και πάχους 0,5cm με κατάλληλα προσαρμοσμένες σήτες στο ένα άκρο του για την ομοιόμορφη πλήρωση της στήλης με εδαφικό υλικό. Οι σήτες αυτές απέχουν μεταξύ τους 13cm και είναι δυνατόν να αντικατασταθούν με άλλες διαφορετικής διαμέτρου οπών, σε περίπτωση που κριθεί απαραίτητο. Η διάταξη αυτή χρησιμοποιήθηκε για την ομογενή πλήρωση της στήλης με έδαφος.



Σχήμα 2.7. Συσκευή πλήρωσης στήλης.

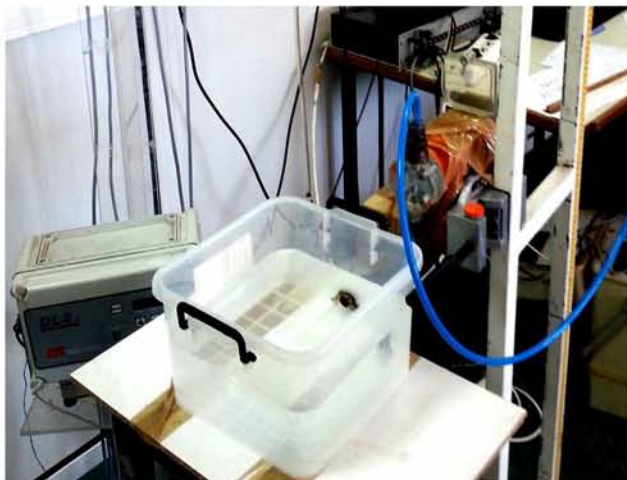


Εικόνα 14. Πλαστικός σωλήνα για την πλήρωση της στήλης.

Ε) Ηλεκτρονική δοσιμετρική αντλία Prominent A 308N με δυνατότητα σταθερής ελεγχόμενης παροχής μέχρι 7,51 l/h. Η αντλία αυτή είναι χρήσιμη για την ρύθμιση της παροχής του νερού.



Εικόνα 15. Δοσιμετρική αντλία.



Εικόνες 16 και 17. Δοσιμετρική αντλία και παρελκόμενα.

3. Αποτελέσματα

Κεφάλαιο 3

Πειραματική Διαδικασία και Αποτελέσματα

3.1. Γενικά

Σε αυτό το κεφάλαιο περιγράφεται η πειραματική διαδικασία που ακολουθήθηκε, οι μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν καθώς και τα αποτελέσματα που προέκυψαν. Η διαδικασία συνοπτικά έχει ως εξής:

Για την διεξαγωγή των πειραμάτων, τα εδαφικά δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν προέρχονταν από ποταμίσια άμμο.

Πριν την επιλογή και τοποθέτηση των εδαφικών δειγμάτων στην πειραματική στήλη, απομακρύνθηκαν τα ξένα υλικά (π.χ. ρίζες, ξύλα) και πραγματοποιήθηκε ξήρανση των δειγμάτων στον εργαστηριακό φούρνο (Εικόνες 10 και 11) στους 105°C για 24 ώρες. Ακολούθως, αφέθηκαν να αποκτήσουν θερμοκρασία δωματίου. Οι τυχόν σβώλοι που παρέμειναν μετά την ξήρανση, θρυμματίστηκαν με γουδί μέσα σε κατάλληλο δοχείο από πορσελάνη. Αμέσως μετά έγινε κοκκομετρική ανάλυση στο εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Π.Θ. και στο Εργαστήριο Εδαφικών Πόρων του Τ.Ε.Ι. Λάρισας με τη χρήση κόσκινων (Εικόνες 11 και 12). Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού των εδαφών (με τη μέθοδο του σταθερού φορτίου) με σκοπό την επιλογή κατάλληλου εδάφους για την πλήρωση της στήλης. Κατόπιν, στα τρία εδάφη που επιλέχθηκαν πραγματοποιήθηκε μηχανική ανάλυση. Έγινε αρχικά μία βαθμονόμηση του συστήματος τασιμέτρων-μετατροπέων πίεσης για τα δύο πρώτα εδάφη και έπειτα πραγματοποιήθηκε επαναληπτική βαθμονόμηση για το τρίτο έδαφος. Έπειτα, η στήλη πληρώθηκε τρεις φορές με το κάθε έδαφος ξεχωριστά. Στη συνέχεια, με τη βοήθεια της αντλίας, εφαρμόστηκαν διαφορετικές παροχές νερού στην επιφάνεια του εδάφους και ταυτόχρονα μελετήθηκε πειραματικά η πίεση των πόρων του εδάφους.

Γενικά, τα πειράματα είναι χρονοβόρα και απαιτούν λεπτομερή και προσεκτικό σχεδιασμό, διότι το παραμικρό λάθος μπορεί να σημαίνει καθυστέρηση εβδομάδων ή και την επανάληψη εξ' αρχής.

3.2. Κοκκομετρική ανάλυση

Κοκκομετρική ανάλυση ονομάζεται η διαδικασία κατά την οποία προσδιορίζεται η κατανομή του μεγέθους των σωματιδίων (κόκκων) και το ποσοστό τους επί του ολικού

βάρους του εδαφικού δείγματος. Κατά τη διαδικασία αυτή χρησιμοποιείται ειδικό μηχάνημα κοσκίνισματος (Εικόνες 11 και 12), στο οποίο τοποθετούνται κόσκινα διαφόρων διατομών.

Οι εργασίες οι οποίες γίνονται κατά την κοκκομετρική ανάλυση είναι: α) ζύγιση σε ψηφιακό ζυγό ακριβείας του εδαφικού δείγματος β) τοποθέτηση κοσκίων στη συσκευή κοσκίνισματος με σταδιακά φθίνουσα διατομή, γ) ρύθμιση της συσκευής για λειτουργία 10 λεπτών και δ) ζύγιση του συγκρατούμενου εδαφικού υλικού από κάθε κόσκινο συγκεκριμένης διατομής σε ψηφιακό ζυγό ακριβείας. (Εικόνα 9).

Το ποσοστό του εδαφικού δείγματος το οποίο συγκρατείται από κάθε κόσκινο υπολογίζεται από τη σχέση:

$$ΠΒα * D = 100 * (Βα / ΣΒα) \quad (3.1)$$

όπου D: η διάμετρος των οπών του κοσκίνου (mm),

ΠΒα: το ποσοστό του εδαφικού δείγματος, που συγκρατείται στο κόσκινο,

Βα: το βάρος της ποσότητας του εδαφικού δείγματος, που συγκρατήθηκε από το κόσκινο (g),

ΣΒα: το συνολικό βάρος του χρησιμοποιούμενου εδαφικού δείγματος.

Ο πίνακας που ακολουθεί, παρουσιάζει τα αποτελέσματα της εφαρμογής της παραπάνω εξίσωσης όπου υπολογίστηκε αρχικά το ποσοστό του εδάφους που διήλθε από τα κόσκινα. Τα ποσοστά της δεξιάς στήλης (ποσοστό % κατά βάρος διερχόμενων εδαφικών τεμαχιδίων), προκύπτουν, αφαιρώντας διαδοχικά από το συνολικό % ποσοστό του εδάφους, το επί τοις εκατό (%) κατά βάρος ποσοστό των συγκρατούμενων εδαφικών τεμαχίων.

Πίνακας 3.1. Κατανομή μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων για τα εδαφικά δείγματα.

Δείγμα εδάφους	a/a	D κόσκινου (mm)	Κλάσμα εδάφους μεικτό (μαζί με κόσκινο) (g)	Βάρος κόσκινου (g)	Καθαρό βάρος (άθροισμα-βάρος κοσκίνου) (g)	Ποσοστό κατά βάρος συγκρατούμενων εδαφικών τεμαχιδίων Πβα(Δκ)%	Ποσοστό κατά βάρος διερχόμενων εδαφικών τεμαχιδίων Πβα(διερχ)%
1ο	1	2	715,5	391,69			
	2	1	556,08	356,98	199,1	31,40576693	68,59423307
	3	0,5	532,96	315,44	217,52	34,31131302	34,28292006
	4	0,25	462,04	292,57	169,47	26,73197047	7,550949587
	5	0,106	325,82	277,95	47,87	7,550949587	0
	6	0,053	287,37	285,56			0
	7	συλλέκτης	251,87	245,39			
					633,96	100	
2ο	1	2					
	2	1			0	0	100

	3	0,5	757,3	316,5	440,8	44,93923824	55,06076176	
	4	0,25	670,24	293,66	376,58	38,39205611	16,66870565	
	5	0,106	420,16	278,74	141,42	14,41766577	2,251039883	
	6	0,053	308,21	286,13	22,08		2,251039883	
	7	συλλέκτης						
						980,88	97,74896012	
30	1	2	391,86	391,85	0,01	0,00100005	99,99899995	
	2	1	365,98	357,79	8,19	0,819040952	99,179959	
	3	0,5	819,79	316,04	503,75	50,37751888	48,80244012	
	4	0,25	667,81	293,32	374,49	37,45087254	11,35156758	
	5	0,106	381,2	278,59	102,61	10,26151308	1,090054503	
	6	0,053	290,64	285,73	4,91	0,491024551	0,599029951	
	7	0	251,21	245,22	5,99	0,599029951	0	
					999,95	100		
40	1	2	391,8	391,8	0	0	100	
	2	1	361,68	357,79	3,89	0,389171235	99,61082876	
	3	0,5	815,86	316,04	499,82	50,00400176	49,606827	
	4	0,25	676,27	293,32	382,95	38,31185722	11,29496979	
	5	0,106	380,52	278,59	101,93	10,19748689	1,097482892	
	6	0,053	289,05	285,73	3,32	0,332146144	0,765336748	
	7	0	252,87	245,22	7,65	0,765336748	0	
					999,56	100		
50	1	2	796,47	391,83	404,64	20,22805553	79,77194447	
	2	1	648,45	357,67	290,78	14,53616545	65,23577902	
	3	0,5	820,53	316,7	503,83	25,18658862	40,04919041	
	4	0,25	974,17	293,58	680,59	34,02286554	6,026324867	
	5	0,106	381,17	279,12	102,05	5,101505206	0,92481966	
	6	0,053	293,61	285,92	7,69	0,384425037	0,540394623	
	7	0	256,14	245,33	10,81	0,540394623	0	
					2000,39	100		
60	1	2	600,48	391,83	208,65	20,84936298	79,15063702	
	2	1	504,33	357,67	146,66	14,65500874	64,49562828	
	3	0,5	547,51	316,7	230,81	23,06370222	41,43192606	
	4	0,25	612,62	293,58	319,04	31,88008993	9,551836123	
	5	0,106	358,8	279,12	79,68	7,962028479	1,589807644	
	6	0,053	290,48	285,92	4,56	0,455658256	1,134149388	
	7	0	256,68	245,33	11,35	1,134149388	0	
					1000,75	100		
70	1	2	603,44	391,83	211,61	21,15275043	78,84724957	
	2	1	499,2	357,67	141,53	14,14748248	64,69976709	
	3	0,5	548	316,7	231,3	23,12098282	41,57878427	
	4	0,25	614,83	293,58	321,25	32,11247613	9,46630814	
	5	0,106	359,53	279,12	80,41	8,037865233	1,428442907	
	6	0,053	287,74	285,92	1,82	0,181929048	1,24651386	
	7	0	257,8	245,33	12,47	1,24651386	0	
					1000,39	100		

80	1	2	683,46	391,83	291,63	29,10275729	70,89724271
	2	1	541,8	357,67	184,13	18,37496382	52,52227888
	3	0,5	547,81	316,7	231,11	23,06325905	29,45901983
	4	0,25	494,45	293,58	200,87	20,0455058	9,413514026
	5	0,106	359,1	279,12	79,98	7,98147834	1,432035686
	6	0,053	287,66	285,92	1,74	0,173640564	1,258395122
	7	0	257,94	245,33	12,61	1,258395122	0
						1002,07	100
90	1	2	665,07	391,83	273,24	27,30052155	72,69947845
	2	1	541,25	357,67	183,58	18,34222569	54,35725276
	3	0,5	562,08	316,7	245,38	24,51691545	29,84033731
	4	0,25	500,42	293,58	206,84	20,66622704	9,174110265
	5	0,106	354,56	279,12	75,44	7,537517735	1,63659253
	6	0,053	288,71	285,92	2,79	0,278760266	1,357832264
	7	0	258,92	245,33	13,59	1,357832264	0
						1000,86	100
100	1	2	977,04	391,83	585,21	29,22791088	70,77208912
	2	1	731,53	357,67	373,86	18,67218052	52,0999086
	3	0,5	803,7	316,7	487	24,32287999	27,77702861
	4	0,25	706,09	293,58	412,51	20,60252818	7,174500432
	5	0,106	403,9	279,12	124,78	6,232051263	0,942449169
	6	0,053	294,89	285,92	8,97	0,448000479	0,49444869
	7	0	255,23	245,33	9,9	0,49444869	0
						2002,23	100
110	1	2	394,96	391,83	3,13	0,156463231	99,84353677
	2	1	912,9	357,67	555,23	27,75497758	72,08855919
	3	0,5	1155,39	316,7	838,69	41,92464771	30,16391148
	4	0,25	860,68	293,58	567,1	28,34833814	1,81557334
	5	0,106	311,85	279,12	32,73	1,636115513	0,179457827
	6	0,053	287,24	285,92	1,32	0,065984494	0,113473334
	7	0	247,6	245,33	2,27	0,113473334	0
						2000,47	100
120	1	2	393,76	391,83	1,93	0,192363278	99,80763672
	2	1	561,35	357,67	203,68	20,30080434	79,50683238
	3	0,5	679,14	316,7	362,44	36,12442814	43,38240424
	4	0,25	693,65	293,58	400,07	39,8750137	3,507390537
	5	0,106	312,17	279,12	33,05	3,29409654	0,213293997
	6	0,053	287,06	285,92	1,14	0,113623905	0,099670092
	7	0	246,33	245,33	1	0,099670092	0
						1003,31	100
130	1	2	399,76	391,83	7,93	0,78852904	99,21147096
	2	1	587,98	357,67	230,31	22,90115048	76,31032048
	3	0,5	685,35	316,7	368,65	36,65715394	39,65316655
	4	0,25	654,05	293,58	360,47	35,84376585	3,809400698
	5	0,106	313,58	279,12	34,46	3,42657134	0,382829358
	6	0,053	287,09	285,92	1,17	0,11634035	0,266489007

	7	0	248,01	245,33	2,68	0,266489007	0
					1005,67	100	
14o	1	2	392,95	391,83	1,12	0,111379616	99,88862038
	2	1	545,21	357,67	187,54	18,65011884	81,23850155
	3	0,5	653,73	316,7	337,03	33,51631413	47,72218742
	4	0,25	691,37	293,58	397,79	39,55865827	8,163529143
	5	0,106	352,64	279,12	73,52	7,311276192	0,852252951
	6	0,053	291,54	285,92	5,62	0,558886999	0,293365952
	7	0	248,28	245,33	2,95	0,293365952	0
					1005,57	100	
15o	1	2	598	403,9	194,1	19,41194119	80,58805881
	2	1	555,6	357,4	198,2	19,8219822	60,76607661
	3	0,5	559,6	297,7	261,9	26,19261926	34,57345735
	4	0,25	542,9	277	265,9	26,59265927	7,98079808
	5	0,125	329,5	263,8	65,7	6,570657066	1,410141014
	6	0,063	268,8	258,3	10,5	1,050105011	0,360036004
	7	0	249,4	245,8	3,6	0,360036004	0
					999,9	100	
16o	1	2	506,2	403,9	102,3	10,23614169	89,76385831
	2	1	515,7	357,4	158,3	15,8395037	73,92435461
	3	0,5	556,7	297,7	259	25,91554933	48,00880528
	4	0,25	641,4	277	364,4	36,46187713	11,54692816
	5	0,125	347,6	263,8	83,8	8,385031019	3,161897138
	6	0,063	282,8	258,3	24,5	2,451470883	0,710426256
	7	0	252,9	245,8	7,1	0,710426256	0
					999,4	100	
17o	1	2	631,5	403,9	227,6	22,77138569	77,22861431
	2	1	573,7	357,4	216,3	21,64082041	55,5877939
	3	0,5	538,2	297,7	240,5	24,06203102	31,52576288
	4	0,25	524,6	277	247,6	24,77238619	6,753376688
	5	0,125	318,5	263,8	54,7	5,472736368	1,28064032
	6	0,063	266,1	258,3	7,8	0,780390195	0,500250125
	7	0	250,8	245,8	5	0,500250125	0
					999,5	100	
18o	1	2	512,6	391,9	120,7	12,08571142	87,91428858
	2	1	518,2	358,2	160	16,02082708	71,8934615
	3	0,5	587,8	317,4	270,4	27,07519776	44,81826374
	4	0,25	645	294,5	350,5	35,09562431	9,722639431
	5	0,106	363,5	279	84,5	8,460999299	1,261640132
	6	0,053	293,3	285,9	7,4	0,740963252	0,52067688
	7	0	250,4	245,2	5,2	0,52067688	0
					998,7	100	

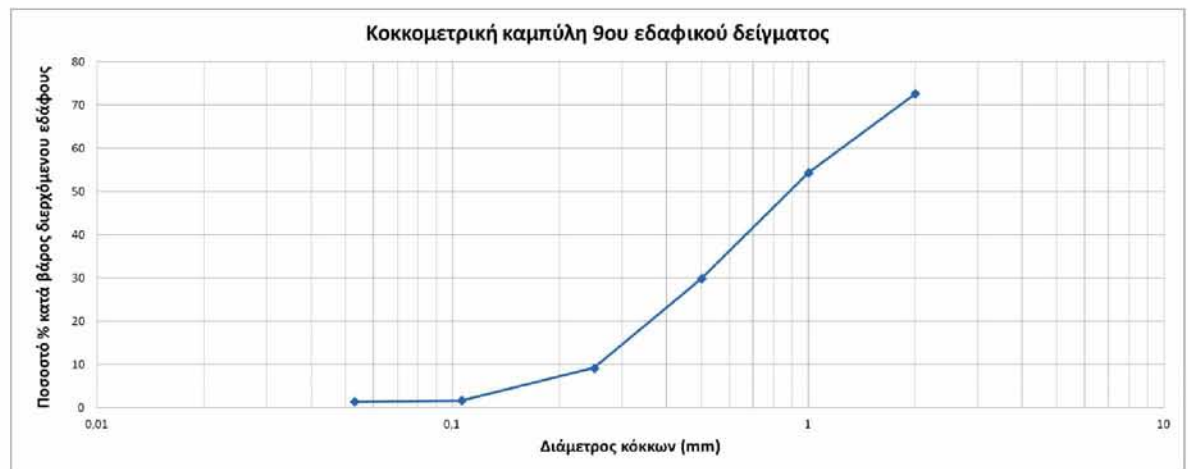
Η κοκκομετρική σύσταση για τον τύπο εδαφικού δείγματος παριστάνεται με μια αθροιστική καμπύλη κατανομής του μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων και παρουσιάζεται

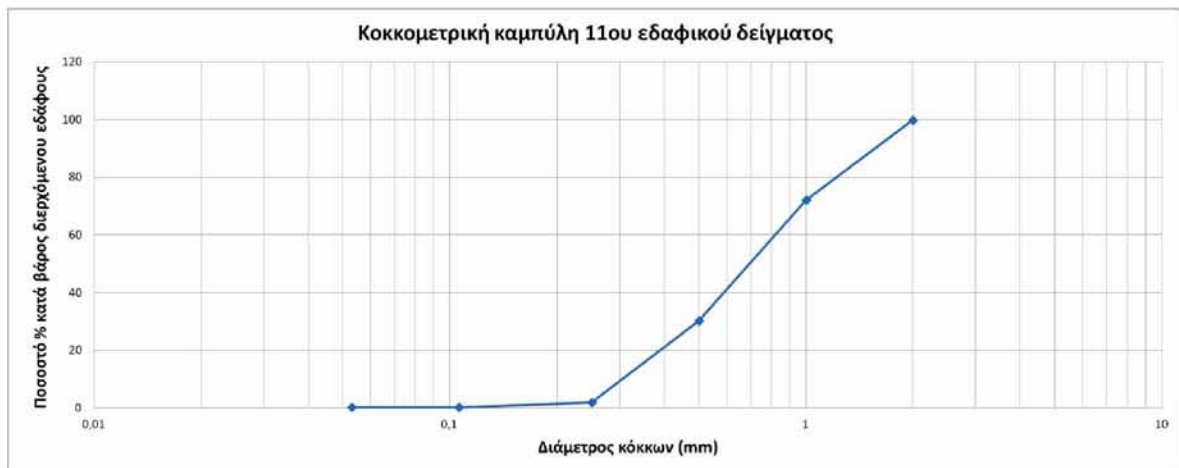
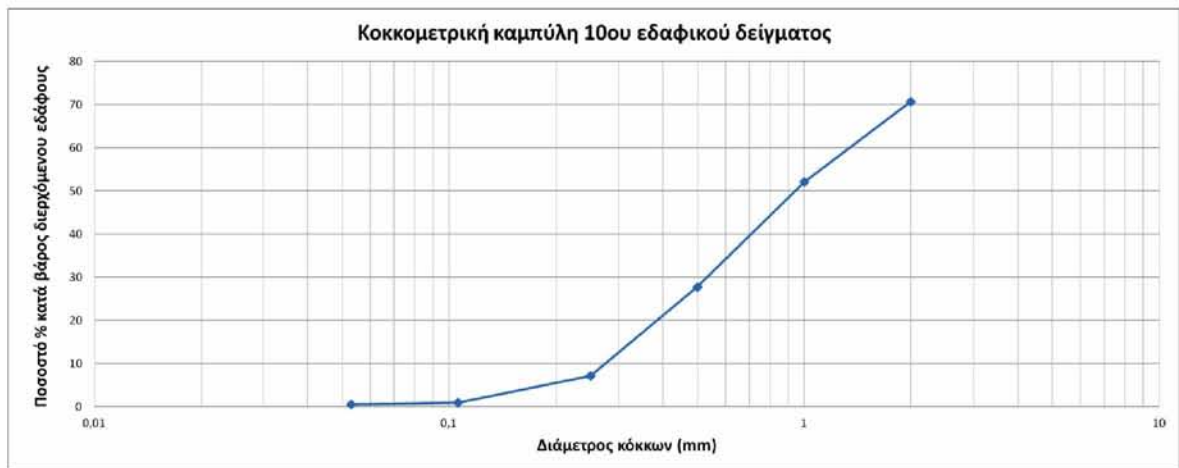
σε ημιλογαριθμική κλίμακα. Η κοκκομετρική καμπύλη δίνει πληροφορίες όσον αφορά στην ομοιομορφία του εδάφους από πλευράς μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων.

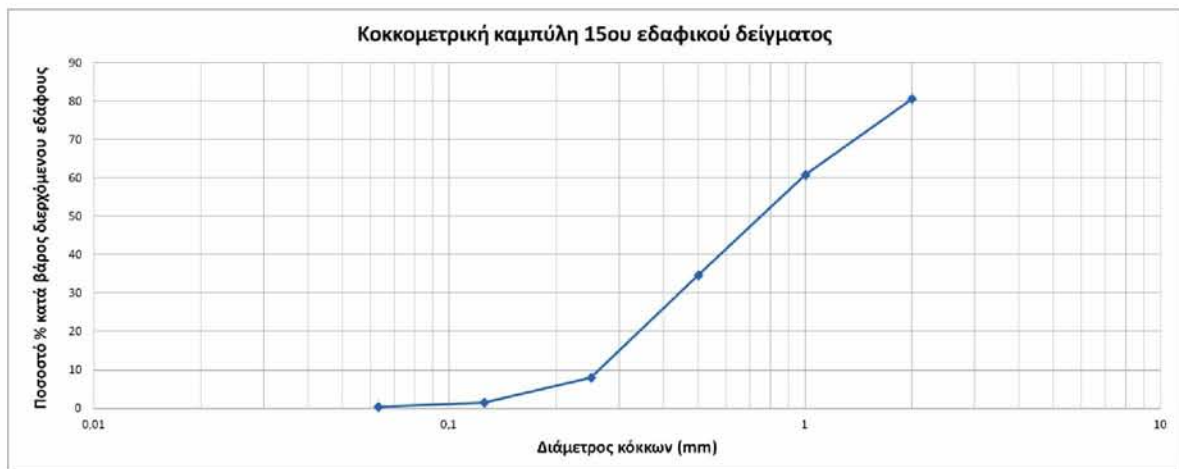
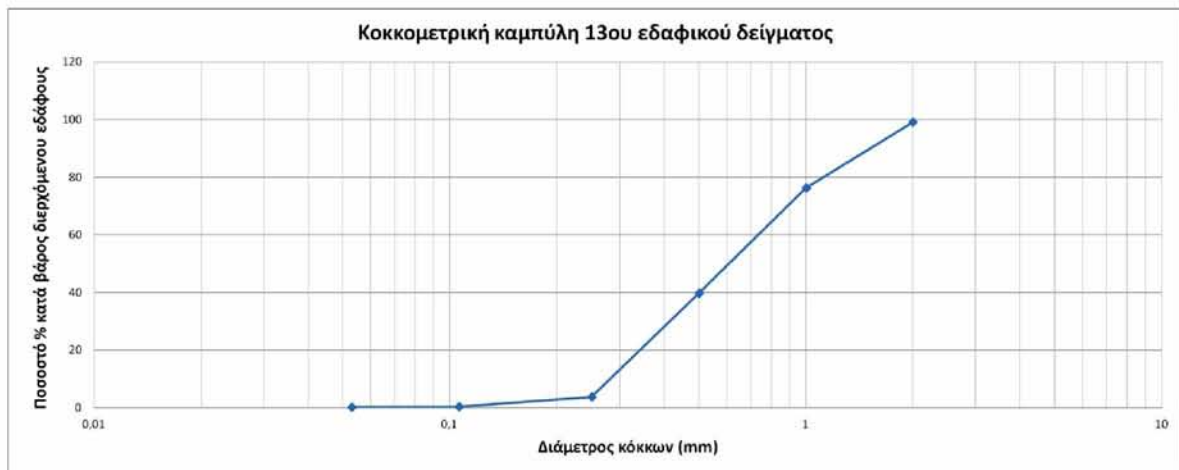
Παρακάτω παρατίθενται οι κοκκομετρικές καμπύλες όλων των εδαφικών δειγμάτων.

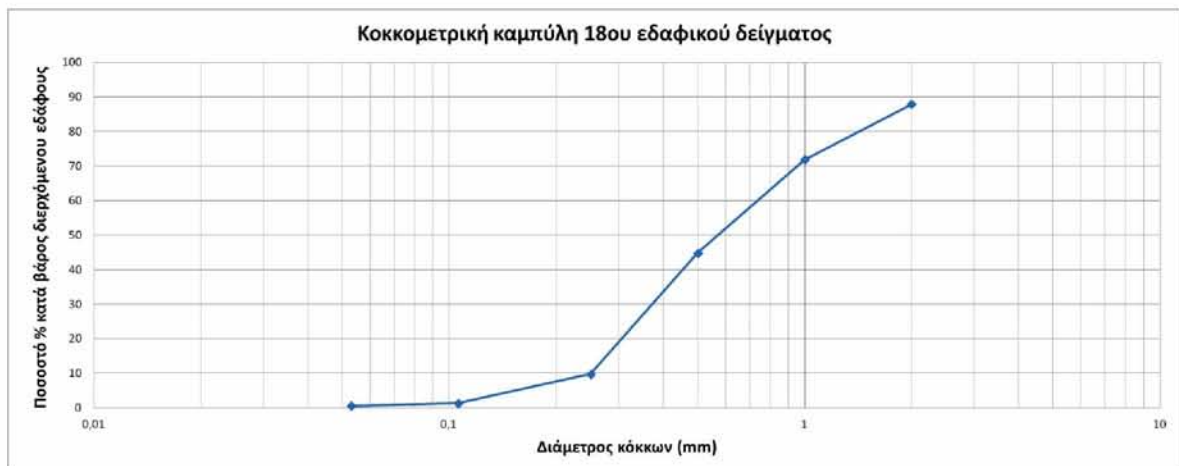
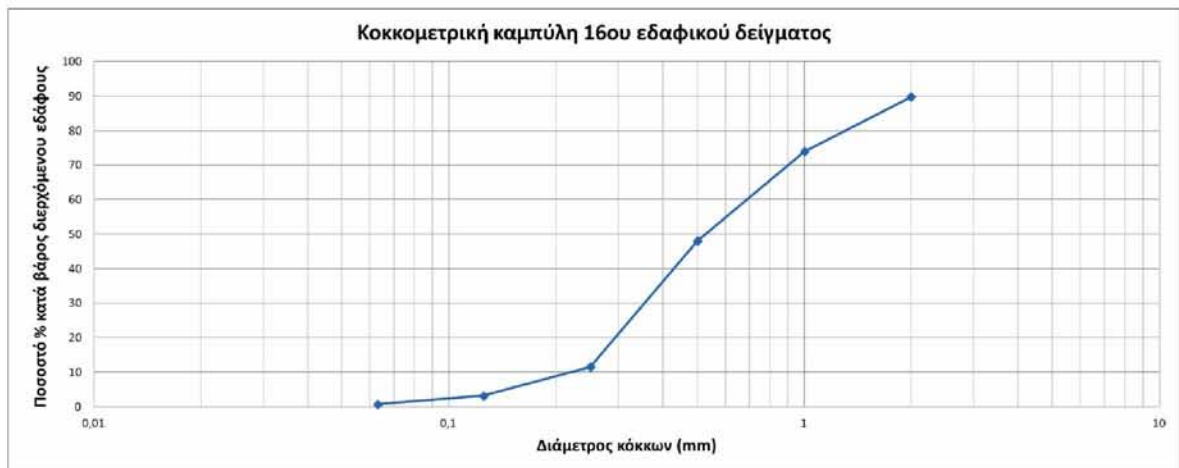












Διαγράμματα 1-18. Κοκκομετρικές καμπύλες όλων των εδαφικών δειγμάτων.

3.3. Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού των εδαφικών δειγμάτων

Η μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού των εδαφικών δειγμάτων έγινε με τη μέθοδο σταθερού φορτίου (συσκευή Darcy).

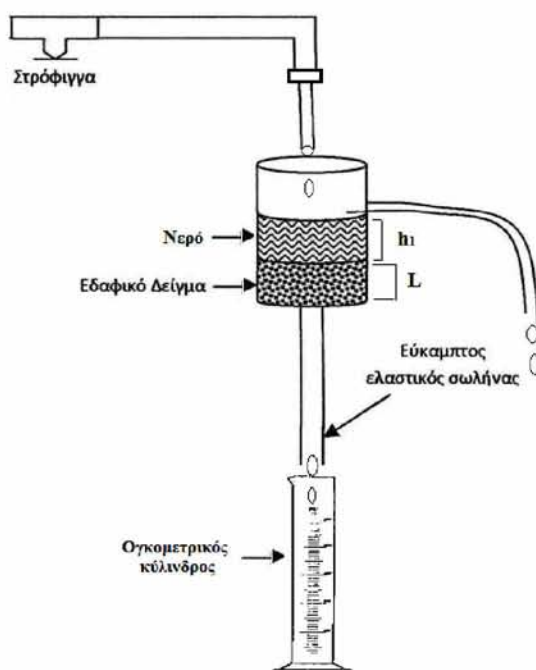
Το 1856 ο Henry Darcy δημοσίευσε μια εργασία πάνω στη ροή του νερού δια μέσου ομογενούς άμμου. Από τα πειράματά του ο Darcy συμπέρανε ότι η παροχή Q που περνά μέσα από την επιφάνεια A της συσκευής ($A=\pi D^2/4$) είναι ανάλογη προς την επιφάνεια του εδάφους A , την διαφορά φορτίου h_1-h_2 , το αντίστροφο του μήκους L και ενός συντελεστή K_s που ονομάζεται υδραυλική αγωγιμότητα, και η οποία ορίζεται από τη σχέση:

$$Q = K_s A \Delta H L^{-1} \quad (3.2)$$

όπου Q είναι η παροχή νερού που ισούται με V/t (V είναι ο όγκος νερού που διέρχεται από το εδαφικό δείγμα και t είναι ο χρόνος), A είναι η επιφάνεια του εδαφικού δείγματος, ΔH είναι η διαφορά φορτίου, L είναι το ύψος του εδαφικού δείγματος και K_s είναι η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού. Από τη σχέση (1.48) προκύπτει:

$$K_s = \frac{VL}{tA\Delta H} \quad (3.3)$$

Επειδή η πυκνότητα του νερού είναι 1g/cm^3 , προκύπτει ότι οι μετρήσεις της μάζας νερού ισοδυναμούν με μετρήσεις όγκου.



Σχήμα 3.1. Διάταξη μέτρησης της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού με τη μέθοδο σταθερού φορτίου.



Εικόνα 18. Συσσκευή Darcy σταθερού φορτίου.

Η γενική αρχή λειτουργίας της διάταξης του Σχήματος 3.1 είναι η εξής: νερό παροχετεύεται στο πάνω μέρος του δοχείου που περιέχει το έδαφος. Η στάθμη του νερού στο δοχείο διατηρείται σταθερή λόγω απορροής του πλεονάζοντος νερού μέσω ενός εύκαμπτου σωλήνα, ενώ το νερό που διηθείται καταλήγει σε ογκομετρικό κύλινδρο έως ότου σταθεροποιηθεί ο ρυθμός ροής του εκκρέοντος νερού.

Συνεπώς, για τα εδαφικά δείγματα του πειράματος οι υδραυλικές αγωγιμότητες κορεσμού φαίνονται στον παρακάτω πίνακα.

Πίνακας 3.2. Υδραυλικές αγωγιμότητες κορεσμού των εδαφικών δειγμάτων.

Δείγμα εδάφους	Κόσκινα (μm)	K_s (cm/min)	K_s (cm/h)
1ο		2,7214	141,9188
2ο		0,4179	25,0796
3ο		1,3404	80,422
4ο		1,1985	71,9129
5ο		0,4566	27,3954
6ο		0,575	34,5011
7ο		1,0239	61,4342
8ο		1,0387	62,3245
9ο		2,8537	171,2211
10ο		3,3351	200,1062
11ο		3,8814	232,8822
12ο		2,3971	143,8285
13ο		2,3292	139,7511
14ο		0,7861	47,166
15ο	125	1,8511	111,0669

	250	3,8414	230,4819
16ο	125	0,1437	8,6253
	250	1,5481	92,8875
17ο	250	1,4794	88,7611
18ο	250	0,9703	58,2152

Τα εδαφικά δείγματα που επιλέχθηκαν για την πλήρωση της εδαφικής στήλης ήταν το 4ο (72cm/h), το 16ο (93cm/h) και το 18ο (58cm/h). Έγινε η επιλογή των συγκεκριμένων αυτών εδαφικών δειγμάτων διότι υπήρχε ικανοποιητική διασπορά στις τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού K_s . Η πειραματική μελέτη της πίεσης του εδάφους σε στήλη που διαβρέχεται κατακόρυφα με διαφορετικές εντάσεις βροχής είναι πολύ δύσκολη και χρονοβόρα διαδικασία. Επομένως, λαμβάνοντας υπόψη όλες τις πειραματικές δυσκολίες, έγινε η καλύτερη επιλογή των εδαφικών δειγμάτων.

Το 16ο και 18ο έδαφος, προέρχονται από ένα μόνο κλάσμα εδάφους και πιο συγκεκριμένα από έδαφος των οποίων οι κόκκοι έχουν διάμετρο 250 μm .

3.4. Μηχανική ανάλυση

Πριν την τοποθέτηση των παραπάνω επιλεγμένων εδαφικών δειγμάτων στη στήλη πραγματοποιήθηκε μηχανική ανάλυση με τη μέθοδο Βουγιούκου για το πρώτο εδαφικό δείγμα στο Περιφερειακό Εργαστήριο Γεωργικών Εφαρμογών και Ανάλυσης Λιπασμάτων Λάρισας (Π.Ε.Γ.Ε.Α.Λ.) και για τα άλλα δύο στο Πρότυπο Εργαστηριακό Κέντρο Αναλύσεων Βόλου (Q&Q Analysis).

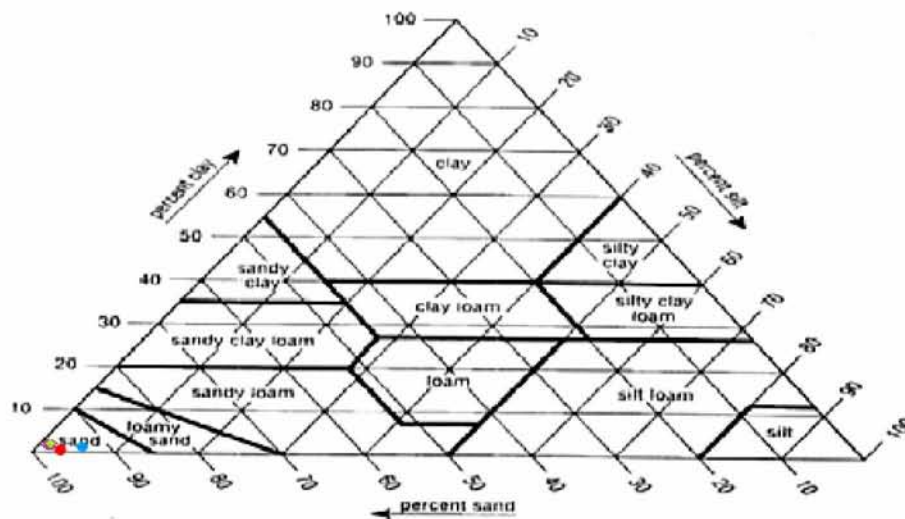
Τα δείγματα υφίστανται μηχανική ανάλυση για τον προσδιορισμό της ποσότητας άμμου, ιλύος και αργίλου, τα οποία περιέχουν. Τα ποσοστά αυτά χαρακτηρίζουν και τον τύπο των εδαφών.

Οι μηχανικές αναλύσεις των δειγμάτων φαίνονται στον παρακάτω πίνακα:

Πίνακας 3.3. Μηχανική ανάλυση των εδαφικών δειγμάτων.

a/a	Δείγμα εδάφους	K_s εδαφών (cm/h)	Ποσοστό % σε άμμο	Ποσοστό % σε ιλύ	Ποσοστό % σε άργιλο
1	16ο	93	96,9	0,34	2,76
2	4ο	72	94	5	1
3	18ο	58	96,9	0,34	2,76

Σύμφωνα με αυτά τα ποσοστά από το τρίγωνο μηχανικής ανάλυσης προκύπτει ότι τα εδάφη είναι αμμώδη (Sand-S) (Σχήμα 3.2).



Σχήμα 3.2. Τρίγωνο μηχανικής ανάλυσης κατάταξης εδαφικών δειγμάτων.

3.5. Βαθμονόμηση μετατροπέων πίεσης

Η βαθμονόμηση του συστήματος τασίμετρο - μετατροπέας πίεσης έγινε σύμφωνα με τη διαδικασία η οποία περιγράφεται στη παράγραφο 2.4. Ιδιαίτερη προσοχή έπρεπε να δοθεί, ώστε να μην μετακινηθεί μετά τη βαθμονόμηση ο μετατροπέας πίεσης, διότι η πίεση η οποία μετράται από το τασίμετρο, είναι επαυξημένη κατά την απόσταση την οποία απέχει το τασίμετρο από τον αντίστοιχο μετατροπέα πίεσης.

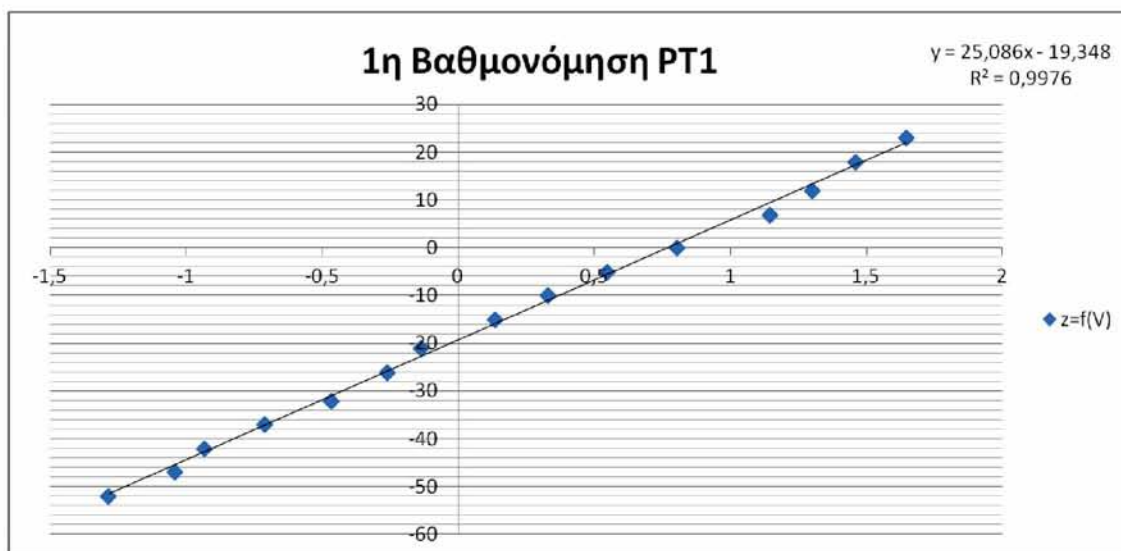
Πραγματοποιήθηκε δύο φορές η βαθμονόμηση του συστήματος. Μία στην αρχή του πειράματος πριν τοποθετηθεί στην στήλη το πρώτο έδαφος και άλλη μία πριν την τοποθέτηση του τρίτου εδαφικού δείγματος. Η δεύτερη επανάληψη της βαθμονόμησης έγινε για έλεγχο της λειτουργίας του τασιμέτρου και διότι παρήλθε αρκετό χρονικό διάστημα που το τασίμετρο βρισκόταν πάνω στη εδαφική στήλη που είχε στραγγίσει. Επομένως, η επαναβαθμονόμηση κρίθηκε αναγκαία.

Για την διεκπεραίωση του πειράματος χρησιμοποιήθηκαν τα πιο κατάλληλα τασίμετρα, όπως προέκυψαν από τις δύο βαθμονομήσεις. Σε κάθε μία βαθμονομήθηκαν τέσσερις μετατροπείς πίεσης, ωστόσο από την πρώτη βαθμονόμηση επιλέχθηκε το PT1 (Chanel 11) που χρησιμοποιήθηκε στα δύο πρώτα δείγματα εδάφους και από την δεύτερη το PT3 (Chanel 13) που χρησιμοποιήθηκε στο τρίτο εδαφικό δείγμα.

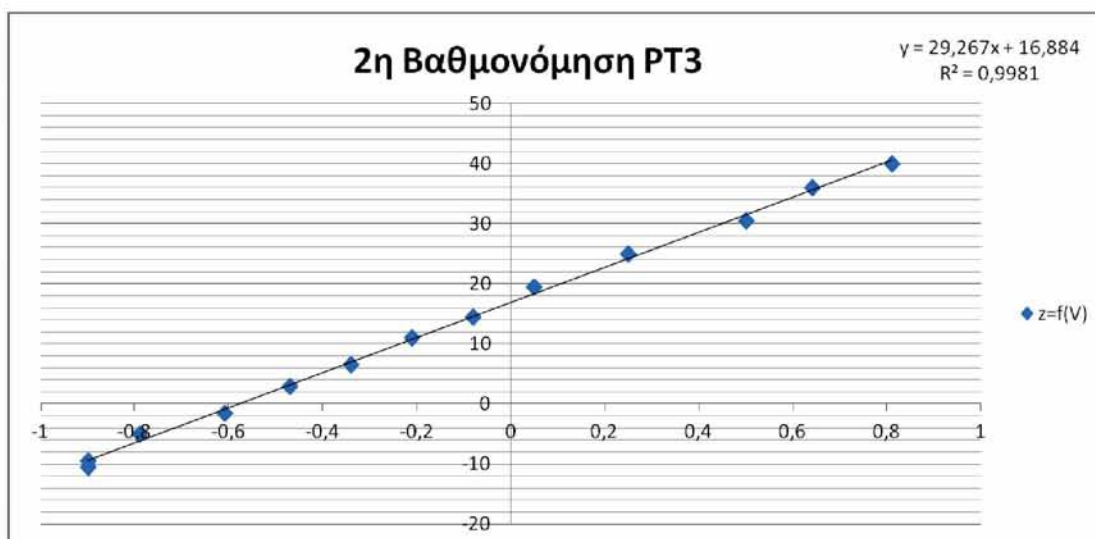
Τα αποτελέσματα των βαθμονομήσεων, δηλαδή οι τιμές των συντελεστών A και B για τον καθένα μετατροπέα πίεσης που χρησιμοποιήθηκε και για τις δύο βαθμονομήσεις δίνονται στον Πίνακα 3.4, ενώ οι γραφικές παραστάσεις της εξίσωσης (2.1) απεικονίζονται στα Διαγράμματα 19 και 20.

Πίνακας 3.4. Συντελεστές εξίσωσης τασιμέτρων πρώτης και δεύτερης βαθμονόμησης.

	Μορφή Εξίσωσης: $Y = A + B * X$			
	Μετατροπέας πίεσης	Συντελεστής		Συντελεστής προσδιορισμού
	(P.T.)	A	B	R ²
1η Βαθμονόμηση	P.T.1	25,086	-19,348	0,9976
2η Βαθμονόμηση	P.T.3	29,267	16,884	0,9981



Διάγραμμα 19. Καμπύλη πρώτης βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης PT1 (Channel 11).



Διάγραμμα 20. Καμπύλη δεύτερης βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης PT3 (Channel 13).

3.6. Πλήρωση στήλης

Η τοποθέτηση του εδαφικού υλικού μέσα στην κυλινδρική στήλη γίνεται με προσοχή και με μια ιδιαίτερη διαδικασία, ώστε το εδαφικό δείγμα να είναι ομοιόμορφα κατανεμημένο χωρίς πυκνώματα ή κενά. Η ειδική κατασκευή που απεικονίζεται στο Σχήμα 2.7 και στην Εικόνα 14, χρησιμοποιείται για την πλήρωση της στήλης. Το εδαφικό υλικό πρέπει να πέφτει

με σταθερό ρυθμό και η απόσταση του κάτω άκρου της συσκευής γεμίματος να απέχει από τη στάθμη του εδαφικού δείγματος μέσα στην στήλη περίπου 5cm (Ευαγγελίδης 2001).

Στη βάση της στήλης σε όλα τα εδαφικά δείγματα είχε χρησιμοποιηθεί σήτα ώστε να συγκρατείται το εδαφικό δείγμα της στήλης και να επιτρέπεται η διέλευση του νερού κατά τη στράγγιση όπως έχει προαναφερθεί.

Το ύψος της εδαφικής στήλης ήταν για το πρώτο έδαφος ($K_s=93$ cm/h) 39,5cm, για το δεύτερο ($K_s=72$ cm/h) 41,5cm και για το τρίτο ($K_s=58$ cm/h) 42cm.

Η τοποθέτηση των τασιμέτρων γινόταν αμέσως μετά τη διέλευση του υγρού μετώπου από τις θέσεις των τασιμέτρων κατά την διάρκεια της πρώτης διύγρανσης του δείγματος και πριν τον κορεσμό. Ιδιαίτερη προσοχή χρειάζεται στην τοποθέτηση των τασιμέτρων για την αποφυγή διαρροής νερού. Επίσης, απαγορεύεται η τοποθέτηση των τασιμέτρων σε ξηρό έδαφος, διότι μπορεί να υπάρξει διαρροή εδαφικού υλικού. Η κίνηση του νερού μέσα στην εδαφική στήλη πρέπει να είναι αρκετά αργή, ώστε να μην εγκλωβιστεί αέρας και να υπάρχει χρονικό περιθώριο για την τοποθέτησή τους. Στη συνέχεια, έγινε πολύ καλή μόνωση ώστε να αποφευχθούν τυχόν διαρροές νερού. Οι αποστάσεις των τασιμέτρων στα εδαφικά δείγματα ήταν οι παρακάτω:

Πίνακας 3.5. Αποστάσεις τασιμέτρων από την επιφάνεια του εδάφους.

Εδαφικό Δείγμα	Τασίμετρο	Απόσταση από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος (cm)
1ο	PT1 (Chanel 11)	6,5
2ο	PT1 (Chanel 11)	4
3ο	PT3 (Chanel 13)	14,5

3.7. Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας ως προς την πίεση σε ακόρεστο έδαφος.

Με την βοήθεια αντλίας τύπου Prominent (Εικόνες 15, 16 και 17) εφαρμόστηκαν στην κορυφή της κυλινδρικής στήλης σταθερές παροχές υποπολλαπλάσιες της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού. Ο εύκαμπτος διαφανής σωλήνας της βάσης της στήλης συνδέθηκε με ένα ογκομετρικό κύλινδρο, στον οποίο συλλεγόταν το νερό που στράγγιζε. Κατά τη διάρκεια της στράγγισης γίνεται ταυτόχρονη παρακολούθηση των μεταβολών της πίεσης και της ποσότητας του στραγγιζόμενου νερού. Ο όγκος του εξερχόμενου νερού από τα δείγματα μετρούνταν ανά 5 λεπτά. Όταν η εξερχόμενη παροχή σταθεροποιούνταν με την πάροδο του χρόνου, λαμβάνονταν οι τιμές των πιέσεων. Η πειραματική αυτή διαδικασία στηρίζεται αποκλειστικά στο νόμο του Darcy:

$$q = -D(\theta) \frac{d(\theta)}{dz} + K(\theta) = K(\Psi) \frac{d(\Psi)}{dz} + K(\Psi) \quad (3.1)$$

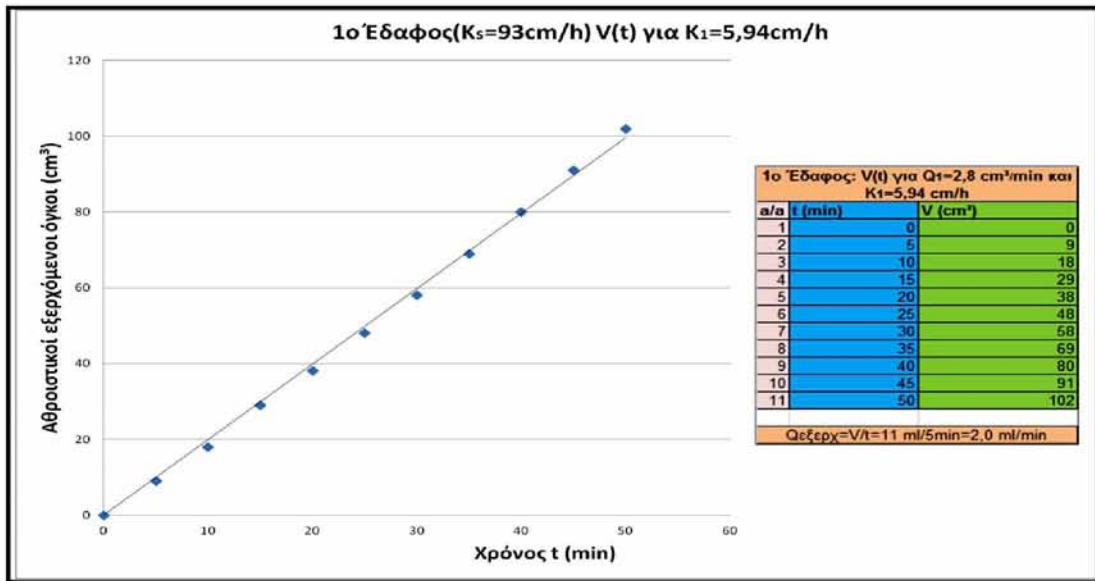
Στην προκειμένη περίπτωση επειδή οι θ και Ψ είναι σταθερές κατά μήκος της κολώνας, $d\theta/dZ=0$ και $d\Psi/dZ=0$, προκύπτει ότι $q = Q/A = K(\theta \text{ ή } \Psi)$, δηλαδή η υδραυλική αγωγιμότητα του δείγματος για μια συγκεκριμένη υγρασία ή μύζηση συμπίπτει με την παροχή Darcy (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

Οι παροχές που εφαρμόστηκαν στο πρώτο εδαφικό δείγμα ήταν $2,5 \text{ cm}^3/\text{min}$, $5,1 \text{ cm}^3/\text{min}$, $9 \text{ cm}^3/\text{min}$, $14,5 \text{ cm}^3/\text{min}$, $19 \text{ cm}^3/\text{min}$, $23 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $29,5 \text{ cm}^3/\text{min}$. Στο δεύτερο ήταν $2,8 \text{ cm}^3/\text{min}$, $5,3 \text{ cm}^3/\text{min}$, $18 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $22 \text{ cm}^3/\text{min}$. Ενώ στο τρίτο ήταν $4,5 \text{ cm}^3/\text{min}$, $6 \text{ cm}^3/\text{min}$, $8,1 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $12 \text{ cm}^3/\text{min}$. Στον Πίνακα 3.6 φαίνονται οι παροχές με τις αντίστοιχες υδραυλικές αγωγιμότητες.

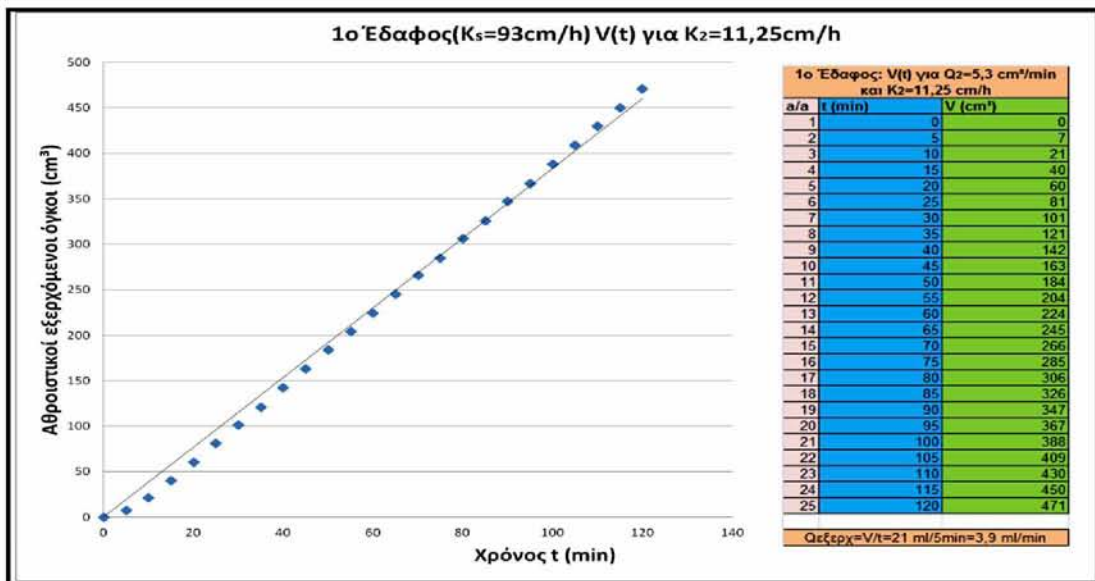
Πίνακας 3.6. Παροχές που εφαρμόστηκαν στα δείγματα εδάφους και αντίστοιχες υδραυλικές αγωγιμότητες.

Εδαφικά Δείγματα	Υδραυλική Αγωγιμότητα Κορεσμού Εδαφικών Δειγμάτων	Παροχή	Υδραυλική Αγωγιμότητα
	K_s (cm/h)	Q (cm ³ /min)	$K=q=Q/a$ (cm/h)
1ο	93	2,8	5,94
		5,3	11,25
		18	38,22
		22	46,7
2ο	72	2,5	5,3
		5,1	10,83
		9	19,1
		14,5	30,8
		19	40,3
		23	48,8
3ο	58	29,5	62,6
		4,5	9,55
		6	12,7
		8,1	17,2
		12	25,47

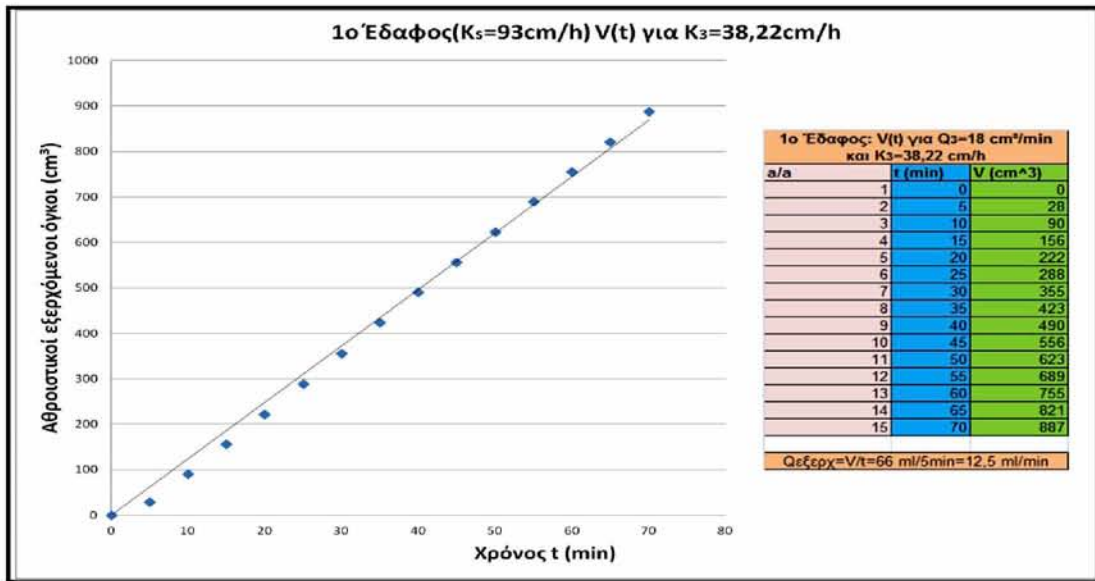
Οι μεταβολές των εξερχόμενων όγκων νερού σε συνάρτηση με τον χρόνο φαίνονται στα παρακάτω διαγράμματα.



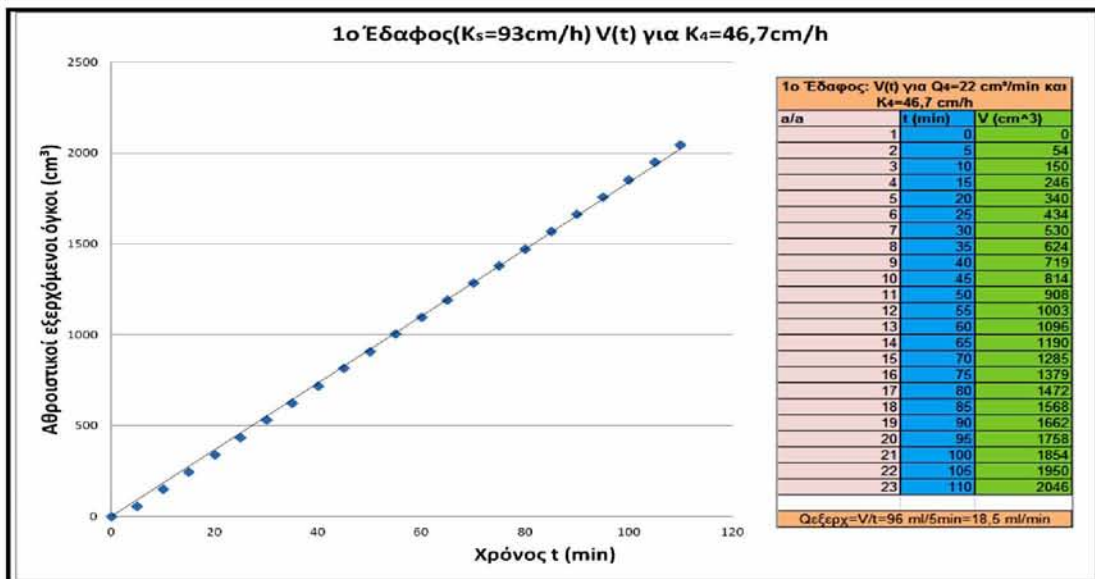
Διάγραμμα 21. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το πρώτο εδαφικό δείγμα και για την πρώτη παροχή ($Q_1=2,8\text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_1=5,94\text{ cm/h}$).



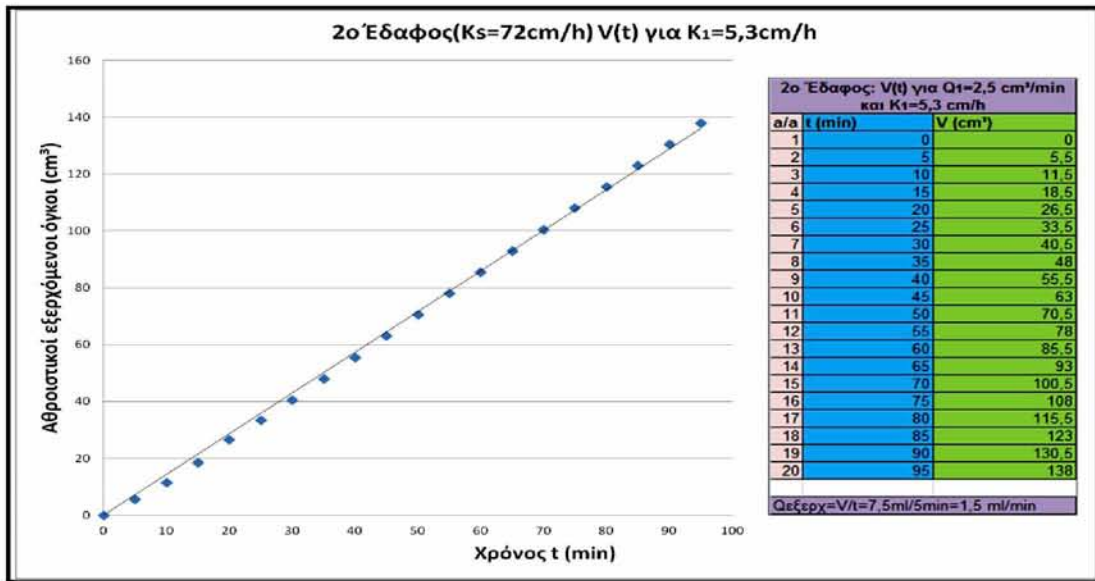
Διάγραμμα 22. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το πρώτο εδαφικό δείγμα και για την δεύτερη παροχή ($Q_2=5,3\text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_2=11,25\text{ cm/h}$).



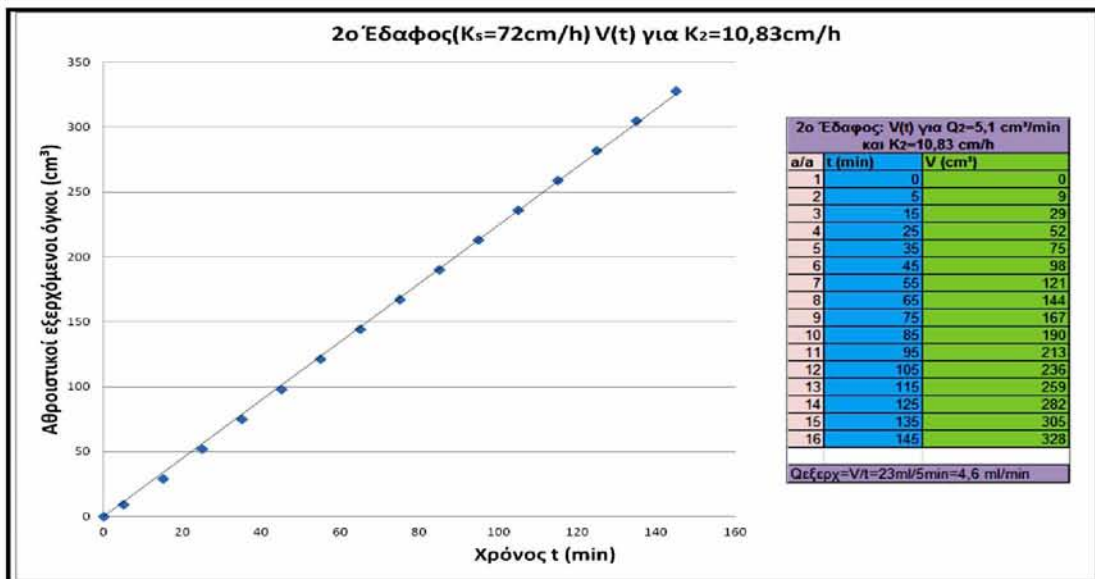
Διάγραμμα 23. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το πρώτο εδαφικό δείγμα και για την τρίτη παροχή ($Q_3=18\text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_3=38,22\text{ cm/h}$).



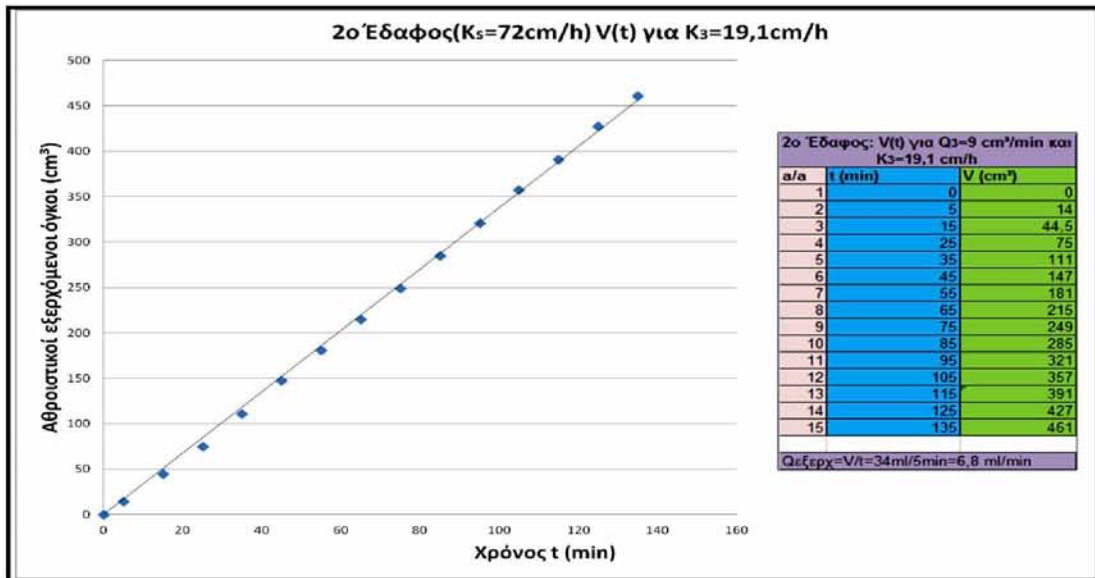
Διάγραμμα 24. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το πρώτο εδαφικό δείγμα και για την τέταρτη παροχή ($Q_4=22\text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_4=46,7\text{ cm/h}$).



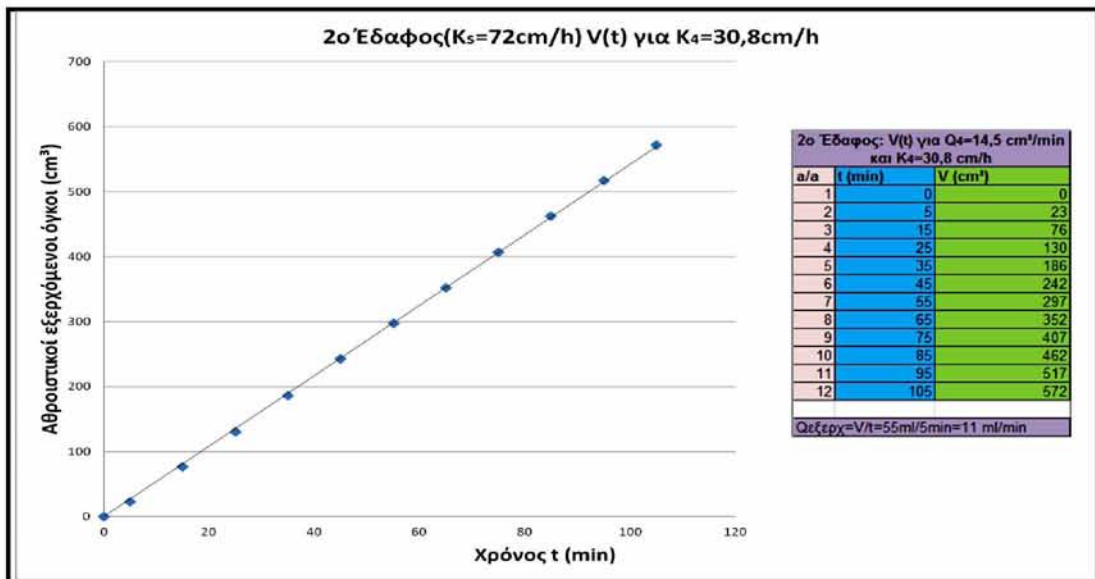
Διάγραμμα 25. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα και για την πρώτη παροχή ($Q_1=2,5\text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_1=5,3\text{ cm/h}$).



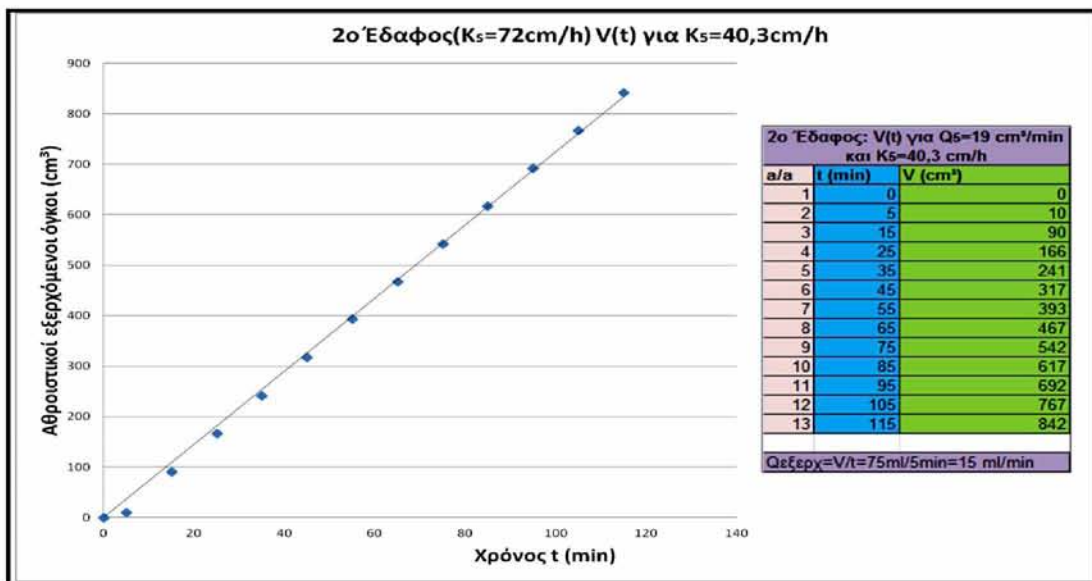
Διάγραμμα 26. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα και για την δεύτερη παροχή ($Q_2=5,1\text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_2=10,83\text{ cm/h}$).



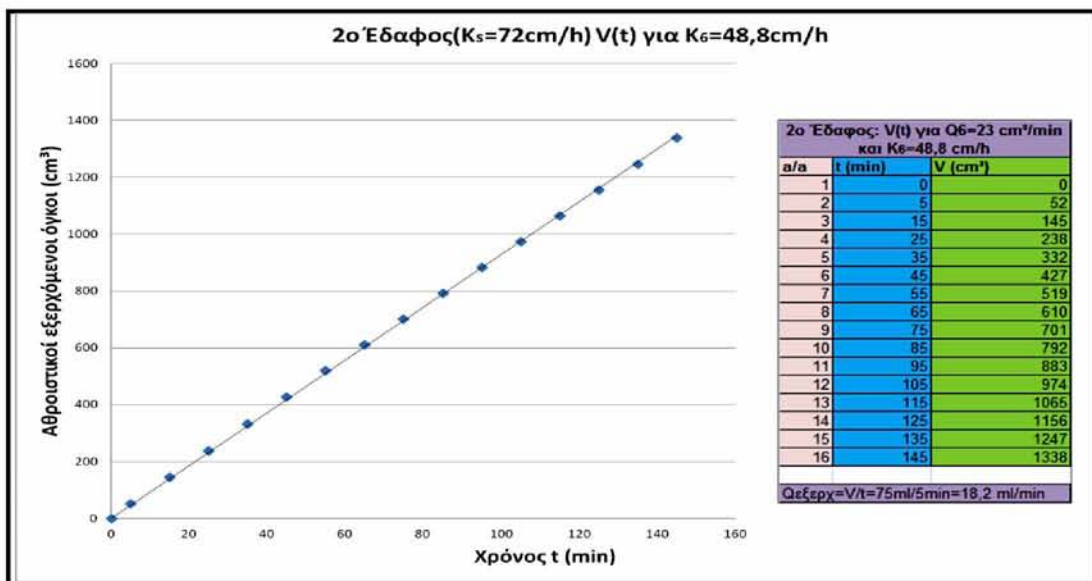
Διάγραμμα 27. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα και για την τρίτη παροχή ($Q_3=9\text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_3=19,1\text{ cm/h}$).



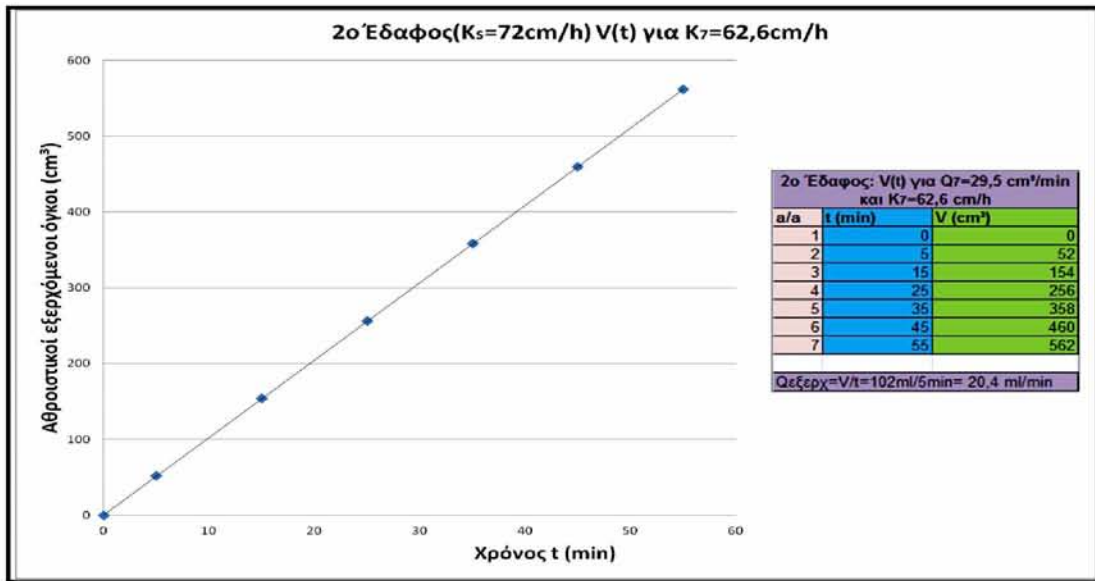
Διάγραμμα 28. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα και για την τέταρτη παροχή ($Q_4=14,5\text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_4=30,8\text{ cm/h}$).



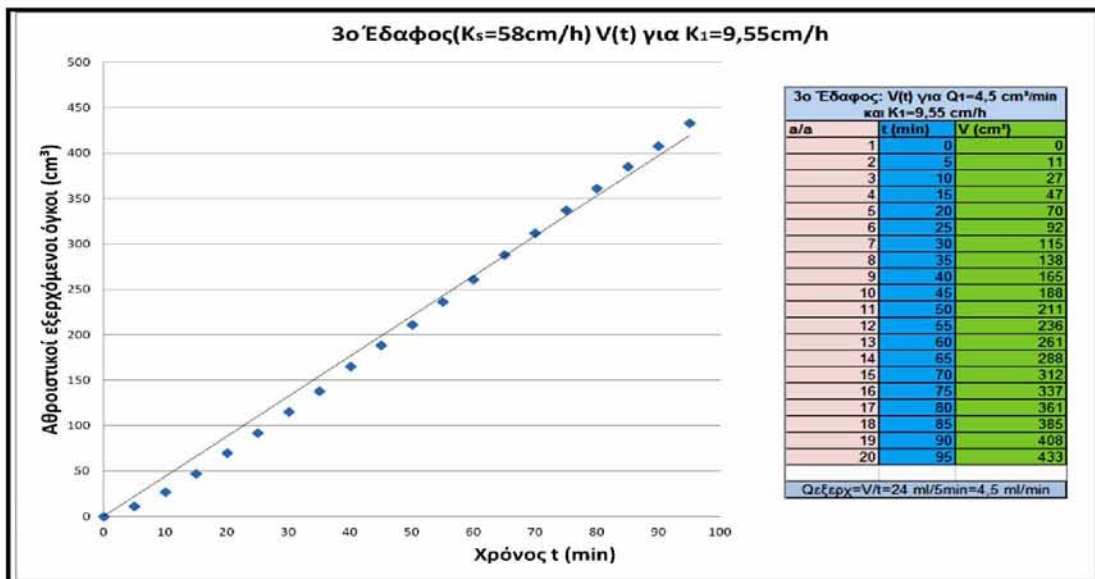
Διάγραμμα 29. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα και για την πέμπτη παροχή ($Q_5=19\text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_5=40,3\text{ cm/h}$).



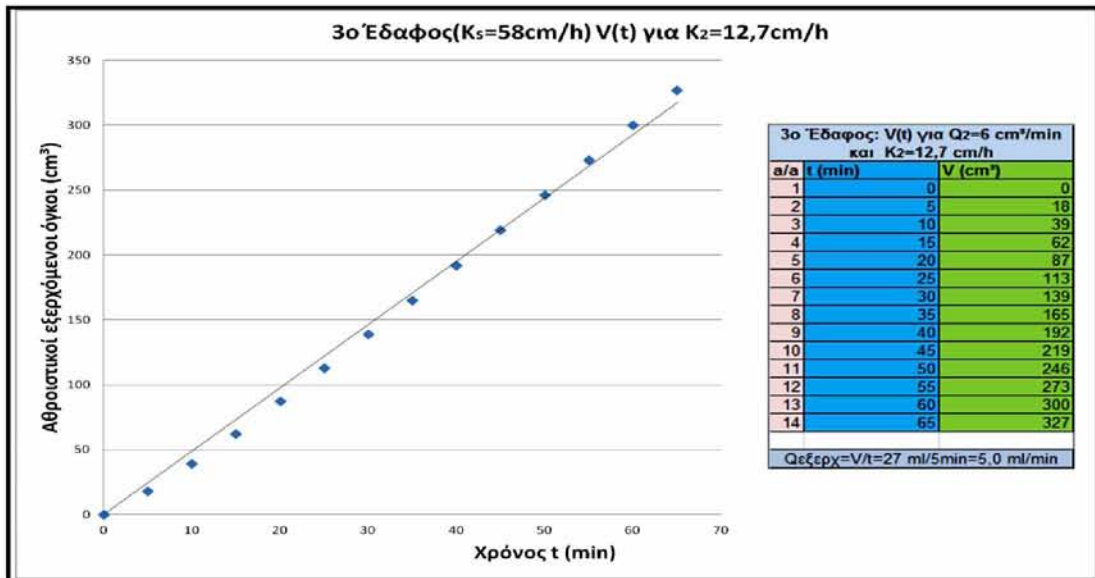
Διάγραμμα 30. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα και για την έκτη παροχή ($Q_6=23\text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_6=48,8\text{ cm/h}$).



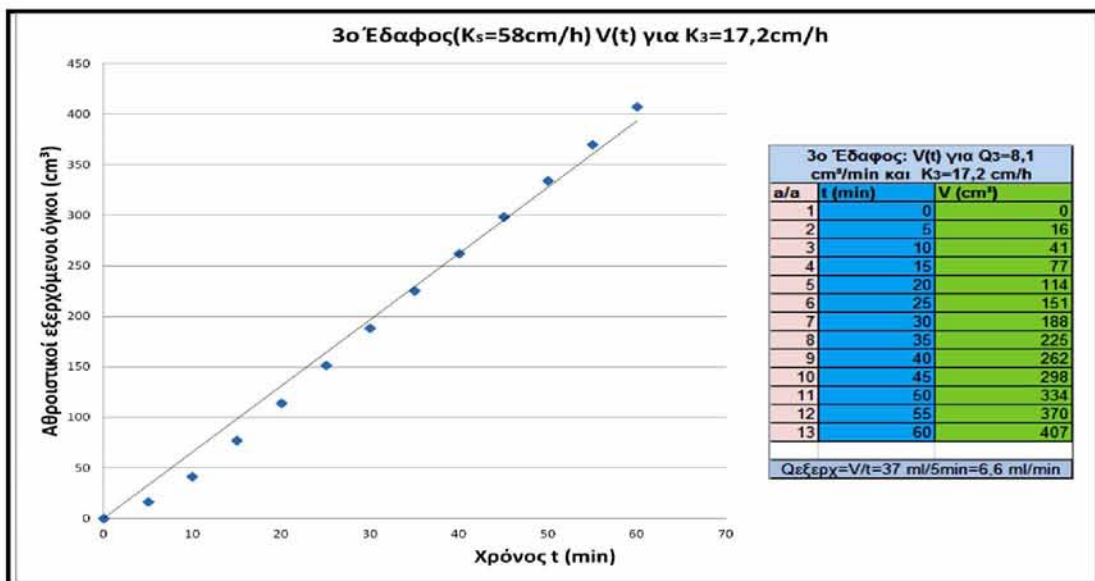
Διάγραμμα 31. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα και για την έβδομη παροχή ($Q_7=29,5\text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_7=62,6\text{ cm/h}$).



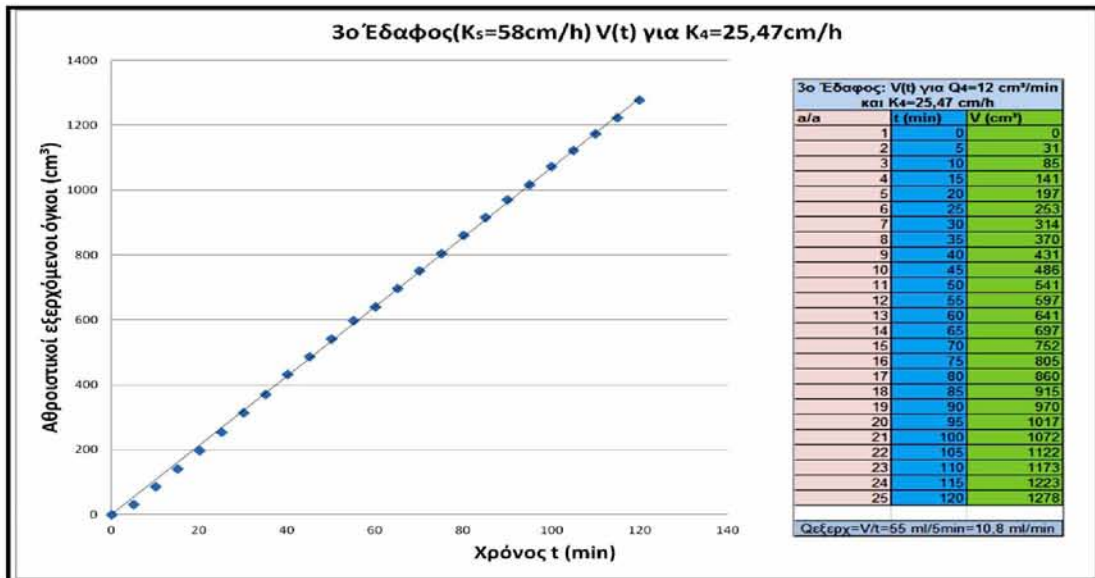
Διάγραμμα 32. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το τρίτο εδαφικό δείγμα και για την πρώτη παροχή ($Q_1=4,5\text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_1=9,55\text{ cm/h}$).



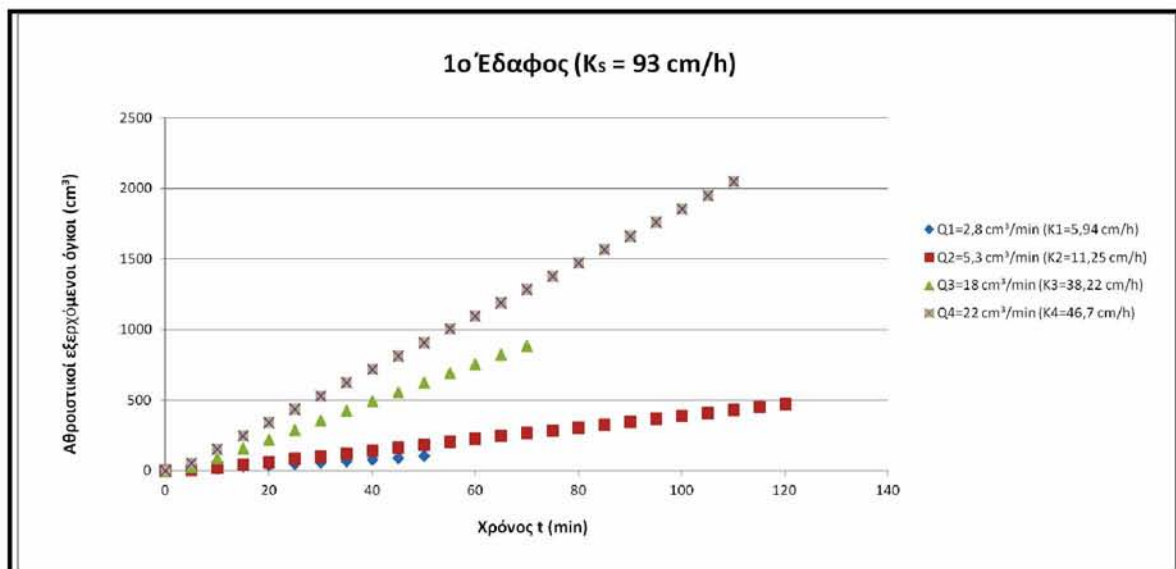
Διάγραμμα 33. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το τρίτο εδαφικό δείγμα και για την δεύτερη παροχή ($Q_2=6 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_2=12,7 \text{ cm/h}$).



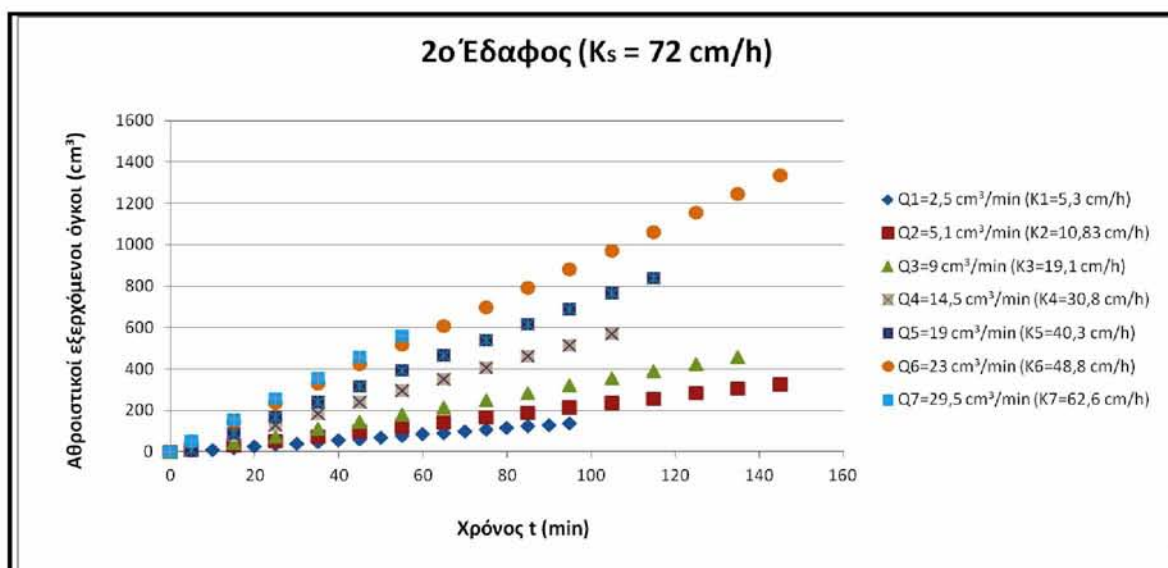
Διάγραμμα 34. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το τρίτο εδαφικό δείγμα και για την τρίτη παροχή ($Q_3=8,1 \text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_3=17,2 \text{ cm/h}$).



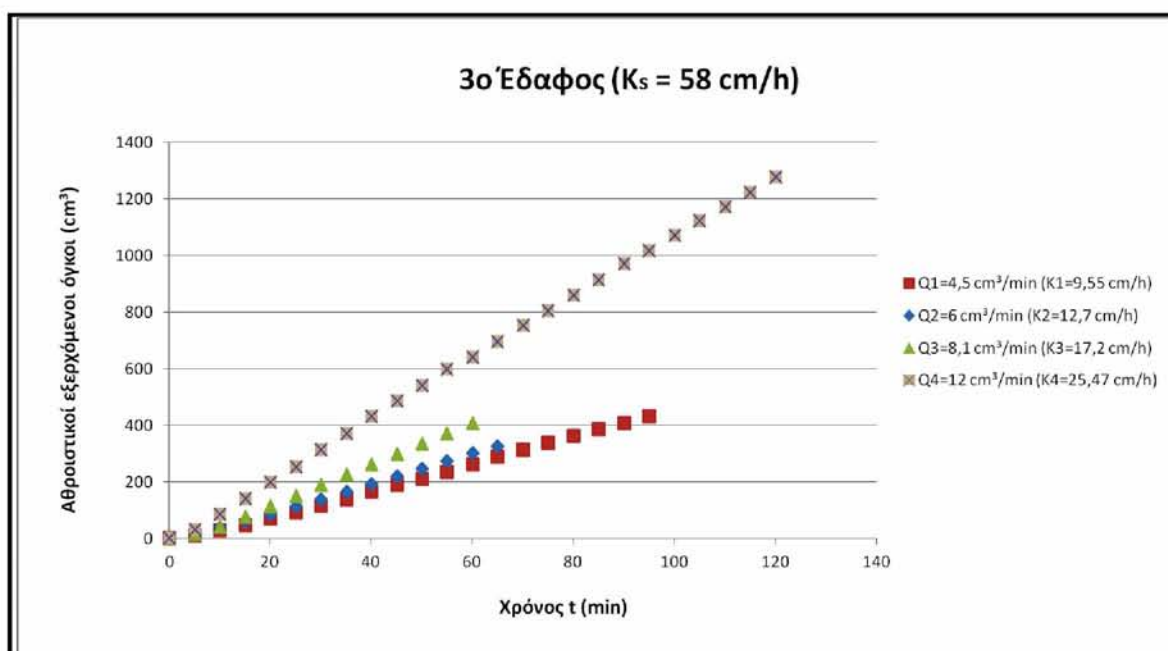
Διάγραμμα 35. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το τρίτο εδαφικό δείγμα και για την τέταρτη παροχή ($Q_4=12\text{ cm}^3/\text{min}$ και $K_4=25,47\text{ cm/h}$).



Διάγραμμα 36. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το πρώτο εδαφικό δείγμα για όλες τις εφαρμοζόμενες παροχές.

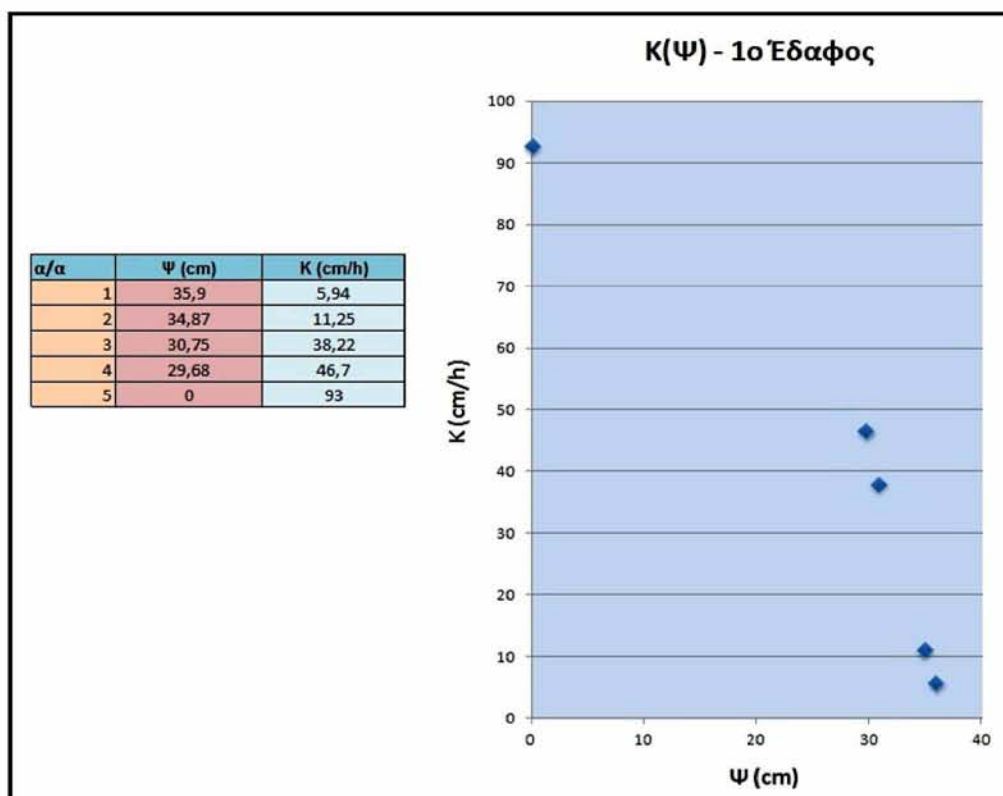


Διάγραμμα 37. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα για όλες τις εφαρμοζόμενες παροχές.

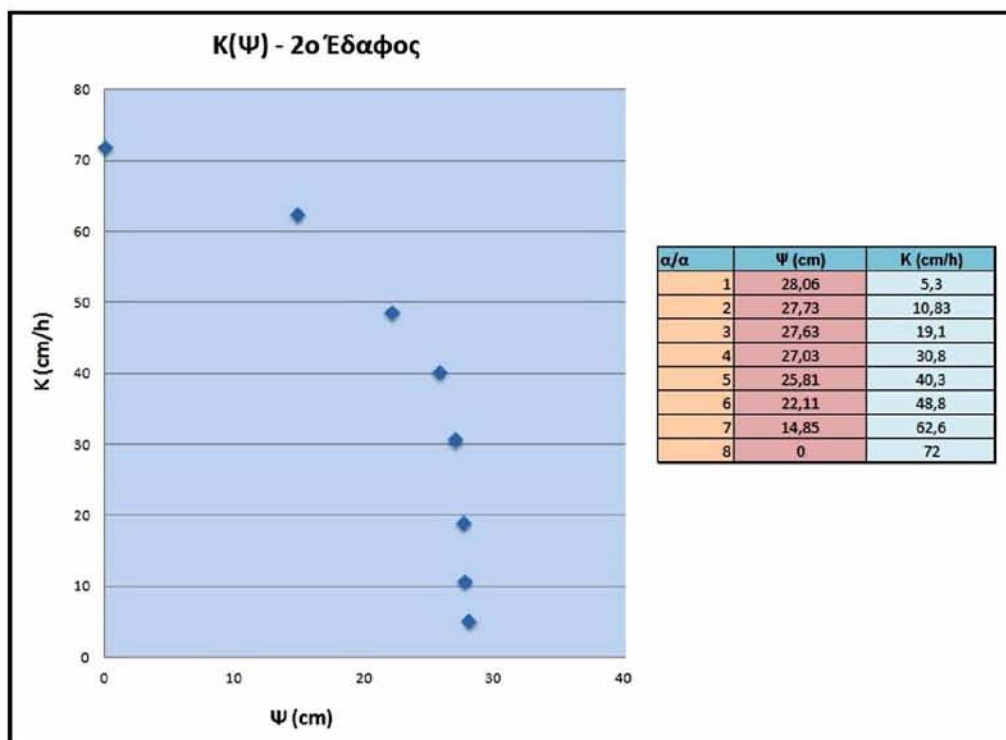


Διάγραμμα 38. Αθροιστικοί εξερχόμενοι όγκοι νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το τρίτο εδαφικό δείγμα για όλες τις εφαρμοζόμενες παροχές.

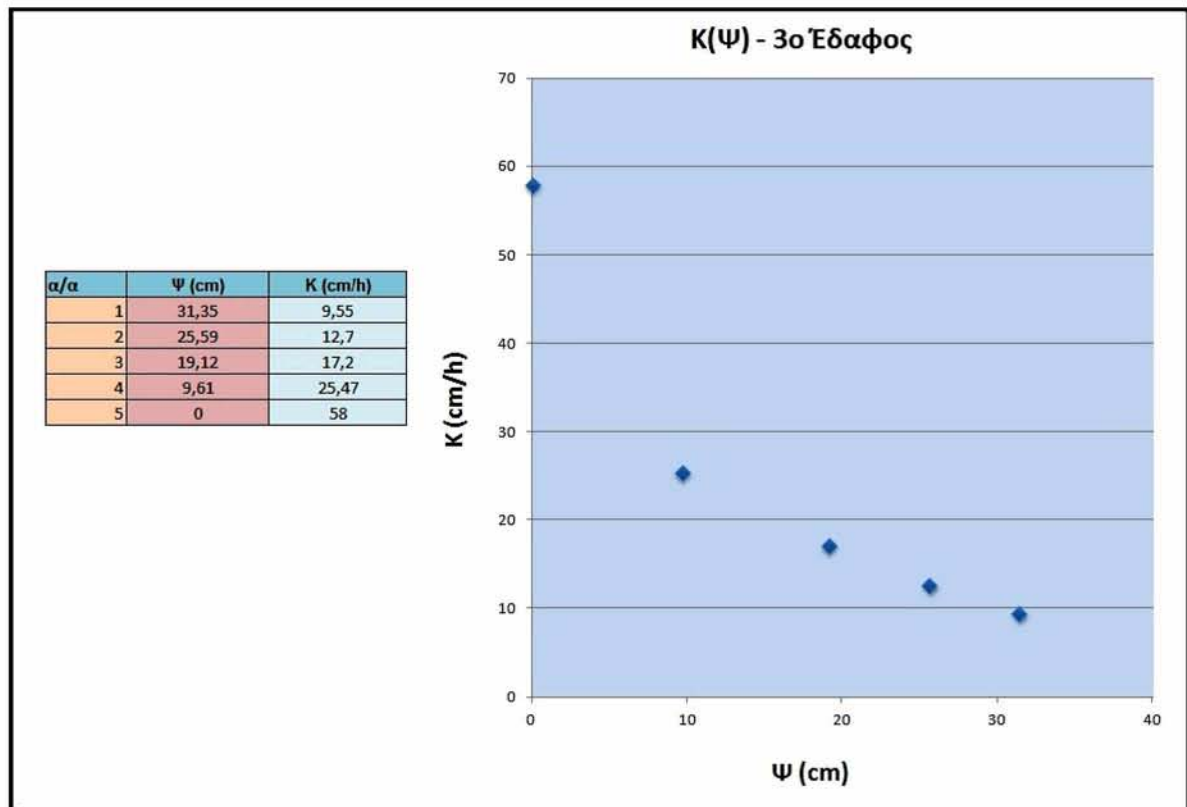
Οι μεταβολές της υδραυλικής αγωγιμότητας ως προς την πίεση φαίνονται στα παρακάτω διαγράμματα.



Διάγραμμα 39. Μεταβολή της υδραυλικής αγωγιμότητας (Κ) ως προς την πίεση (h) ή μύξηση (Ψ) για το πρώτο εδαφικό δείγμα.



Διάγραμμα 40. Μεταβολή της υδραυλικής αγωγιμότητας (Κ) ως προς την πίεση (h) ή μύξηση (Ψ) για το δεύτερο εδαφικό δείγμα.



Διάγραμμα 41. Μεταβολή της υδραυλικής αγωγιμότητας (Κ) ως προς την πίεση (h) ή μύζηση (Ψ) για το τρίτο εδαφικό δείγμα.

4. Συζήτηση

Κεφάλαιο 4

Συμπεράσματα - Συζήτηση

Ο κύριος σκοπός της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής ήταν η μελέτη της υδραυλικής αγωγιμότητας ως προς την πίεση σε ακόρεστο έδαφος.

Τα πειράματα πραγματοποιήθηκαν στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας και μέρος της προετοιμασίας των εδαφικών δειγμάτων πραγματοποιήθηκε στο Εργαστήριο Εδαφικών Πόρων του Τ.Ε.Ι. Λάρισας.

Για την διεξαγωγή των πειραμάτων επιλέχθηκαν τρία εδαφικά δείγματα για τα οποία οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού είχαν αρκετή απόκλιση μεταξύ τους. Η επιλογή αυτών των εδαφών έγινε ανάμεσα σε πολλά εδαφικά δείγματα. Πριν την έναρξη των πειραμάτων, πραγματοποιήθηκαν πειράματα υπολογισμού της κοκκομετρικής σύστασης και της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού (K_s) κάθε εδάφους με τη μέθοδο σταθερού φορτίου. Από την κοκκομετρική ανάλυση και τη μηχανική ανάλυση και τα τρία εδαφικά δείγματα χαρακτηρίστηκαν ως αμμώδη (S). Ταυτόχρονα, πραγματοποιήθηκαν και δύο πειράματα βαθμονόμησης των μετατροπέων πίεσης, που είναι απαραίτητη προϋπόθεση για τον μετέπειτα υπολογισμό των πιέσεων του εδαφικού νερού.

Οι διαδικασίες αυτές προπορεύτηκαν του κυρίως πειράματος, ήταν χρονοβόρες αλλά ήταν αναγκαίες.

Το κάθε εδαφικό δείγμα τοποθετήθηκε σε πειραματική κυλινδρική στήλη από πλέξιγκλας με σκοπό τον προσδιορισμό της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας σε σχέση με τη μύζηση. Ταυτόχρονα λαμβάνονταν και ογκομετρικές μετρήσεις του εξερχόμενου νερού από τον πυθμένα της εδαφικής στήλης. Κατόπιν, πραγματοποιήθηκαν οι κατάλληλες συνδέσεις με τις κεραμικές κάψες, τους μετατροπείς πίεσης, τον καταγραφέα δεδομένων (data logger) και τον Η/Υ. Οι μετρήσεις της μύζησης έγιναν με τη βοήθεια τασιμέτρων και μετατροπέων πίεσης καθώς η μύζηση είναι μια παράμετρος εξαιρετικής ευαισθησίας, διότι μεταβάλλεται πολύ γρήγορα σε συνάρτηση με το χρόνο.

Η διαβροχή των εδαφικών δειγμάτων έγινε ξεχωριστά για κάθε δείγμα από την κορυφή της στήλης εφαρμόζοντας σταθερές υποπολλαπλάσιες της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού με ταυτόχρονη μέτρηση της πίεσης του νερού των πόρων του

εδάφους. Από τις μετρήσεις που σχεδιάστηκαν τα πειραματικά σημεία των αθροιστικών εξερχόμενων όγκων του νερού (V) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) καθώς και τα πειραματικά σημεία της υδραυλικής αγωγιμότητας (K) σε συνάρτηση με την μύζηση (Ψ) σε ακόρεστη κατάσταση.

Τα παραπάνω πειράματα είναι χρονοβόρα και απαιτούν λεπτομερή και προσεκτικό σχεδιασμό και διαχείριση. Αν για οποιοδήποτε λόγο διαταραχθεί η διεξαγωγή τους μπορεί να προκληθεί καθυστέρηση της πειραματικής διαδικασίας ή επανάληψή τους.

Τα αποτελέσματα που εξήχθησαν και οι μέθοδοι που ακολουθήθηκαν στην παρούσα μεταπτυχιακή εργασία μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως εργαλεία για την περαιτέρω διερεύνηση των υδροδυναμικών παραμέτρων των συγκεκριμένων εδαφών, καθώς και σε μελέτες άρδευσης και στράγγισης, καθώς επίσης και στην πρόβλεψη της κίνησης του νερού στο έδαφος. Από την εισαγωγή των υδροδυναμικών παραμέτρων σε μαθηματικά μοντέλα εξάγονται χρήσιμα συμπεράσματα για τη μελέτη των προβλημάτων άρδευσης. Όλα τα παραπάνω αποτελούν σημαντικά πειραματικά δεδομένα για περαιτέρω έρευνα στο πεδίο της ακόρεστης ροής.

5. Βιβλιογραφία

1. Aslyng, H.C. et al. (1963). *Soil physics terminology*. Inter. Soc. Et Soil Science, Bull. 23.
2. Bear, J. (1972). *Dynamics of fluids in porous media*. Elsevier Science, New York, pp. 764.
3. Bouma, J. (1977). *Soil survey and the study of water in unsaturated soil*. Soil Survey Papers, No. 13, Neth. Soil Survey Inst., Wageningen, pp. 107.
4. Buckingham, E. (1907). *Studies on the movement of soil moisture*. U. S. Dept. Agr. Soils Bull., 38.
5. Childs, E. C., and N., Collis - George (1948). *Discussions*. Faraday Society, No 3: 78 - 85.
6. Childs, E. C., and N., Collis - George (1950). *The control of soil water*. Academic Press, N. Y., Advances in Agronomy, (3): 233 - 272.
7. Childs, E. C. (1969). *An introduction to the physical basis of soil water phenomena*. John Willey & Sons, New York., 493 pp.
8. Haverkamp, R. (1983). *Résolution de l'équation de l'infiltration de l'eau dans le sol. Approches analytiques et numériques*. Thèse de Docteurs - Sciences Physiques, Université de Grenoble.
9. Hillel, D. (1980). *Fundamentals of soil physics*. Academic Press, New York, N.Y., pp. 413.
10. Hillel, D. (2004). *Introduction to environmental Soil Physics*. Elsevier Science (USA), p. 13.
11. International Soil Science Society (1963). *Soil Physics terminology*. H. C. Aslyng (Chairman) Bull., vol. 23:7-10.
12. International Soil Science Society (1976). *Soil Physics terminology*. G. H. Bolt (Chairman) Bull., vol. 49:16-22.
13. Kirkham, D. and W.L. Powers (1972). *Advanced soil physics*. Wiley Interscience.
14. Parlange, J.Y. (1971). *Theory of water movement in soils: 2. One-dimensional infiltration*. Soil Sci. 111 (3): 170-174.
15. Philip, J.R. (1969). *Theory of infiltration*. Advances in Hydrosociences 5:215- 296.
16. Poulouvasilis, A. (1969). *The effect of pore water hysteresis on the hydraulic conductivity*. Soil Sci., Vol 20, pp. 52 - 56.
17. Poulouvasilis A. (1962). *Hysteresis of pore water: an application of the concept of the independent domains*. Soil Sci., (93), pp. 405 - 412.

18. Ragsdale, T.C. (1995). *Spreadsheet modeling and decision analysis*. Virginia Polytechnic Institute and State University, USA, pp. 718.
19. Richards, L. A. (1931). *Capillary conduction of liquids through porous medium*. Physics., vol. 1:318-333.
20. Sakellariou-Maktantonaki, M., C. Tzimopoulos and D. Gouliaras (1987). Analysis of a closed-form analytical model to predict the hydraulic conductivity function. *Journal of Hydrology*, 92: 289-300.
21. Swartzenduber, D. (1969). *The flow of water in unsaturated soils*. In: R. J. M de Wiest (Editor), *Flow through porous media*, Academic Press, New York, pp 215-292.
22. Tapsoba, A. and Korhola, E.-R. (2006). *Κοινοβουλευτική Συνέλευση ίσης εκπροσώπησης ΑΚΕ-ΕΕ*.
23. Thony, J. L. (1970). *Etude experimentale des phenomenes d' hysteresis dans les ecoulements en milieux poreux non satures*. These de Docteur - Ingeniur Universite de Grenoble, Grenoble, pp. 140.
24. Tolikas, P. and E. Sidiropoulos (1984). *Nonlinear diffusion with linearly varying diffusivity*. J. Hydrol. 71:181 -190.
25. Topp, G. C. and E. E., Miller (1966). *Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass - bead media*. Soil Sci. Soc. Amer., Proc Vol. 30, pp. 156 - 162.
26. Touma, J. 1984. *Étude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés: rôle de l' air influence de l' écoulement multidimensionnel de l' eau*. Thèse de Docteur es-sciences Physiques, Université de Grenoble.
27. Tzimopoulos, C. (1978). *Finite elements solution of unsaturated porous media flow*. Proc. of the second intern. Conf. on Finite Elements in Water Resources, London, Pentech Press: 1.37-1.49.
28. Vauclin, M., R. Haverkamp et G. Vachaud (1979). *Resolution numerique d' une equation de diffusion non linéaire*. Presses Universitaires de Grenoble.
29. Yannopoulos, S. and E. Sidiropoulos (1994). Hydraulic conductivity prediction models, as employed in unsaturated flow simulations. International conference on Hydraulic Engineering Software, Hydrosoft, 94. In: *Hydraulic Engineering Software V Vol. 1: Water Resources and distribution*. W. R. Blain and K. L. Katsifarakis (Eds.), Computational mechanics Publications, Southampton Boston, p. 205-212.
30. Watson, K.K. (1965). *Some operating characteristics of a rapid response tensiometer system*. Water Resour. Res., vol. 1(4):577-586.
31. WWW Document

- <<http://users.ntua.gr/mgsakel/Classification.pdf>> Access date: 1/6/2015
32. Αγγελάκη, Α. (2004). *Διερεύνηση των υδροδυναμικών παραμέτρων σε ακόρεστη ροή με πειραματικές μεθόδους και μαθηματικά μοντέλα*. Διδακτορική διατριβή, Π.Θ., 254 σελ.
 33. Αλεξίου, Ι. (2005). *Ανάλυση και προσομοίωση του συστήματος νερού-εδάφους-ατμόσφαιρας σε σχέση με την ανάπτυξη και απόδοση ετήσιων καλλιεργειών*. Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη 2005, σελ 16, 24.
 34. Γιαννόπουλος, Σ. (1985). *Μεταφορά νερού στο σύστημα έδαφος - φυτό - ατμόσφαιρα: Αβεβαιότητα στην εκτίμηση των υδροδυναμικών παραμέτρων*. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, 243 σελ.
 35. *Έκθεση σχετικά με το νερό στις αναπτυσσόμενες χώρες*. Available at <http://www.europarl.europa.eu/meetdocs/2004_2009/documents/pr/622/622557/622557el.pdf> Last updated: 17/2/2011
 36. Ευαγγελίδης, Χ. (2001). *Ανάλυση του φαινομένου ροής - συγκέντρωσης σε ακόρεστη κατάσταση με πειραματικές και θεωρητικές διαδικασίες. Περίπτωση οριζόντιας ροής*. Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ., 202 σελ.
 37. Καλφούντζος, Δ.Κ. (2002). *Πειραματικές διαδικασίες διήθησης - στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση*. Διδακτορική διατριβή, Π.Θ., σελ. 198.
 38. Μπούμπουκα-Σάσσαλου, Α. (1996). *Επίδραση των καλλιεργητικών φροντίδων και των κλιματολογικών συνθηκών στις χαρακτηριστικές καμπύλες υγρασίας της επιφανειακής εδαφικής στρώσης*. Διδακτορική διατριβή, Γ.Π.Α., 188 σελ.
 39. Σακελλαρίου, Μ (2003). *Εργαστηριακές Δοκιμές Εδαφομηχανικής*. Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα. Available at <<http://portal.survey.ntua.gr/main/labs/struct/LabTest.pdf>>
 40. Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ. (1986). *Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης - στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων*. Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ., 236 σελ.
 41. Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ. (2003). *Σημειώσεις Γενικής Υδραυλικής & Στοιχείων Υδρολογίας*. Πανεπιστημιακές Εκδόσεις Θεσσαλίας, Βόλος, 2004.
 42. Σακκαλλής, Μ. (2011). *Σημειώσεις Εδαφολογίας (Μετάφραση Αγγλικών Σημειώσεων Δασικού Κολεγίου Κύπρου)*. Available at <[http://www.moa.gov.cy/moa/fd/fd.nsf/all/826195642F28D88EC2257909002D6FC8/\\$file/%CE%95%CE%B4%CE%AC%CF%86%CE%B7.pdf?openelement](http://www.moa.gov.cy/moa/fd/fd.nsf/all/826195642F28D88EC2257909002D6FC8/$file/%CE%95%CE%B4%CE%AC%CF%86%CE%B7.pdf?openelement)> Access date: 1/6/2015

43. Τζιμόπουλος, Χ. (1975). *Θεωρία πεπερασμένων στοιχείων, εφαρμογές στις ροές σε πορώδη μέσα*. Μεταπτυχιακό Τμήμα Εγγείων Βελτιώσεων. Σεμινάριο, Θεσσαλονίκη.
44. Τερζίδης, Γ.Α. και Παπαζαφειρίου, Ζ.Γ. (1997). *Γεωργική Υδραυλική*. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
45. Τολίκας, Π. 1981. *Αναλυτικές λύσεις για την επίλυση του προβλήματος της οριζόντιας και κατακόρυφης διήθησης του νερού*. Διατριβή επί υφηγεσία.
46. Τζιμόπουλος, Χ. (1983). *Στραγγίσεις-Υδραυλική φρεάτων*. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη [Online]. Available at <http://users.auth.gr/~evan/sye/straggiseis/SCANED%20BOOK/book.pdf> Access date: 10/5/2015