

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΚΑΙ
ΑΓΡΟΤΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΣΕ ΣΥΜΠΡΑΞΗ ΜΕ ΤΟ
ΤΜΗΜΑ ΑΥΤΟΜΑΤΙΣΜΟΥ ΤΟΥ Τ.Ε.Ι. ΧΑΛΚΙΔΑΣ

“ΑΥΤΟΜΑΤΙΣΜΟΙ ΣΤΙΣ ΑΡΔΕΥΣΕΙΣ, ΤΙΣ ΓΕΩΡΓΙΚΕΣ
ΚΑΤΑΣΚΕΥΕΣ ΚΑΙ ΣΤΗΝ ΕΚΜΗΧΑΝΙΣΗ ΤΗΣ ΓΕΩΡΓΙΑΣ”

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

«ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΩΝ
ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕ ΑΚΟΡΕΣΤΗ ΡΟΗ ΣΕ
ΣΤΡΩΜΑΤΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΕΔΑΦΟΣ»

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ

ΠΙΤΣΙΛΚΑ Α. ΑΝΑΣΤΑΣΙΑ
ΓΕΩΠΟΝΟΣ

ΒΟΛΟΣ 2010

«ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕ ΑΚΟΡΕΣΤΗ ΡΟΗ ΣΕ ΣΤΡΩΜΑΤΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΕΔΑΦΟΣ»

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

1. **Μαρία Σακελλαρίου - Μακραντωνάκη, Δρ.**, Καθηγήτρια του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας με γνωστικό αντικείμενο «Αρδεύσεις – Στραγγίσεις, Υδραυλική». Επιβλέπουσα της πτυχιακής
2. **Δημήτρου Ανθή, Ph.D.** Αναπληρώτρια Καθηγήτρια με γνωστικό αντικείμενο «Εδαφολογία με έμφαση στη Χημεία εδάφους».
3. **Αλεξίου Ιωάννης**, Ερευνητής ΕΘΙΑΓΕ

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η υπόδειξη του θέματος της μεταπτυχιακής μου διατριβής έγινε από την Καθηγήτρια και Διευθύντρια του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής του Π. Θ. κ. Μαρία Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη την οποία θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά, τόσο για τις πολύτιμες και ουσιαστικές συμβουλές και υποδείξεις της, όσο και για το ιδιαίτερο ενδιαφέρον της καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής μου.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω την Δρ. Αναστασία Αγγελάκη, Φυσικό, ΙΔΑΧ του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής, για τον πολύτιμο χρόνο που διέθεσε σε όλη την πορεία της διατριβής καθώς και για την ουσιαστική της συμβολή, τόσο στο πειραματικό, όσο και στο θεωρητικό μέρος.

Επιπλέον θα ήθελα να ευχαριστήσω την Αναπληρώτρια Καθηγήτρια κ. Δημήτρου τον Δρ. Αλεξίου και για τον χρόνο που αφιέρωσαν για την διόρθωση της διατριβής.

Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για την αμέριστη συμπαράσταση και βοήθεια που υπέδειξε όλο το χρονικό διάστημα των σπουδών μου.

**Στους γονείς μου και
στην αδερφή μου Αγγελική**

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΤΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΕ ΑΚΟΡΕΣΤΑ ΕΔΑΦΗ

1.1	Γενικά.....	13
1.2	Βασικά φυσικά μεγέθη του εδάφους.....	15
1.3	Κινητική ενέργεια του νερού.....	19
1.4	Δυναμική ενέργεια του νερού.....	19
	1.4.1 Δυναμική ενέργεια βαρύτητας	20
	1.4.2 Δυναμική ενέργεια πίεσης	20
1.5	Δυναμικό βαρύτητας.....	21
1.6	Δυναμικό πίεσης.....	21
1.7	Χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους.....	23
1.8	Ο νόμος του Darcy.....	25
1.9	Η υδραυλική αγωγιμότητα.....	27
1.10	Ο συντελεστής διάχυσης.....	29
1.11	Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα.....	29
1.12	Η απορροφητικότητα.....	29
1.13	Η εξίσωση συνέχειας	30
1.14	Η εξίσωση Richards.....	31
1.15	Η διήθηση του νερού στο έδαφος και οι παράγοντες που την επηρεάζουν.....	34
1.16	Διηθητικότητα και ταχύτητα διήθησης.....	36
1.17	Αθροιστική διήθηση.....	38
1.18	Μαθηματικά μοντέλα διήθησης.....	40

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

	ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ	43
2.1	Εισαγωγή.....	43
2.2	Μέθοδοι μετρήσεων.....	45
	2.2.1 Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας.....	45
	2.2.2 Μέθοδος TDR.....	46
	2.2.3 Μέτρηση της πίεσης.....	53
2.3	Λοιπές συσκευές.....	58

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

	ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ	60
3.1	Γενικά.....	60
3.2	Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση.....	60
3.3	Βαθμονόμηση μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer).....	64
3.4	Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού του εδαφικού δείγματος, με τη μέθοδο σταθερού φορτίου.....	69
3.5	Η πειραματική στήλη και η πλήρωσή της με το εδαφικό δείγμα.....	70
3.6	Μελέτη της αθροιστικής διήθησης.....	71
3.7	Χαρακτηριστικές καμπύλες πρώτου εδάφους – Υστέρηση.....	77
	3.7.α Πρώτη στράγγιση.....	80
	3.7.β Δεύτερη διύγρανση.....	85
	3.7.γ Χαρακτηριστικές καμπύλες.....	90

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

	ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	91
4.1	Mualem – van Genuchten, μοντέλο πρόβλεψης χαρακτηριστικών καμπύλων, χαρακτηριστικές καμπύλες πηλοαμμόδους (LS) εδάφους (πάνω στρώση)....	91
4.2	Υπολογισμός της εξίσωσης του συντελεστή διάχυσης-πηλοαμμόδες (LS) έδαφος (πάνω στρώση)	94
4.3	Υπολογισμός της απορροφητικότητας του πηλοαμμόδους (LS) εδάφους (πάνω στρώση)	95
4.4	Χαρακτηριστικές καμπύλες του αμμόδους (S) εδάφους (κάτω στρώση) ...	96
4.5	Υπολογισμός της εξίσωσης του συντελεστή διάχυσης-αμμόδες (S) έδαφος (κάτω στρώση)	98
4.6	Υπολογισμός της απορροφητικότητας του αμμόδους (S) εδάφους (κάτω στρώση)	99
4.7	Σύγκριση των τιμών απορροφητικότητας των δύο εδαφικών στρώσεων.....	101
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	103

ΑΝΤΙ ΠΡΟΛΟΓΟΥ

Δεν είναι τυχαίο το όνομά μου. **“Νερό”**.

Είναι προσεκτικά επιλεγμένα αυτά τα γράμματα.

Κρύβουν μεγάλη δυσκολία για εκείνον που θα το φωνάξει για πρώτη φορά.

“Νερό”.

Είναι μόνο για να δοθεί σε μένα η απαραίτητη σημασία από το σώμα αυτό, που εγώ το συνθέτω, εγώ το διατηρώ και το ζω.

Ξανά και ξανά θα αναφωνήσει το σώμα το όνομά μου, για να το λυτρώσω από τη δίψα του, να πλύνω το δέρμα του, να το δροσίσω.

“Νερό”, θα φωνάξει και άλλες στιγμές, που θα με διαθέσει για άλλους σκοπούς.

Μα πώς να συγκριθούν με τις στιγμές που με αναζητά για αυτό το ίδιο;

Κι εγώ, καταδικασμένο σε μία ατέρμονη κίνηση, να ξεκινάω και να επιστρέφω πάντα στο ίδιο σημείο, είμαι παρόν όποτε με ζητήσει.

Μα το καλώ κι εγώ το σώμα.

Η μνήμη της συμβίωσής μας στην αρχή της ζωής του, είναι αυτή που του προκαλεί μία ακόρεστη επιθυμία να ζήσει ξανά μέσα μου.

Η ίδια μου η ύλη, αν και τόσο γνώριμη, είναι σε κάθε μας συνάντηση η αιτία της τέρψης του, σα να ‘ναι κάθε φορά κάτι πρωτόγνωρο γι’ αυτό.

Τόσο πρωτόγνωρο που ίσως με φοβάται τις στιγμές που δεν έχω την εικόνα που έχει συνηθίσει.

Γιατί αμέτρητες φορές το ‘χω σκοτώσει αυτό το σώμα, και άλλες τόσες το ‘χω ξαναγεννήσει, πιστός εργάτης μιας λειτουργίας που μου ‘χει ανατεθεί.

Με θεοποίησε το σώμα, από ευγνωμοσύνη ή από φόβο.

Με λάτρεψε, με σιχάθηκε, με μίσησε και πάλι από την αρχή με γνώρισε και αέναα θα μπαίνει συνεχώς στην ίδια αυτή διαδικασία.

Μέχρι να αποφασίσει αν είμαι φίλος ή εχθρός.

Τόσο χρήσιμο φίλο δεν είχε ξαναβρεί το σώμα και τόσο συχνή σκέψη δεν είχε για άλλον το μυαλό του.

**“ΑΡΤΕΜΙΣ ΝΙΚΟΛΟΠΟΥΛΟΥ
ΑΡΧΙΤΕΚΤΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΟΣ”**

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το νερό είναι ένα κοινωνικό αγαθό, αναντικατάστατο για την επιβίωση, την υγεία και την οικονομική ανάπτυξη με σημαντική πολιτιστική ή ακόμα και θρησκευτική αξία. Η διαθεσιμότητά του βελτιώνει την ευημερία τόσο του ατόμου όσο και του κοινωνικού συνόλου. Καλή ποιότητα νερού για τον κάθε άνθρωπο σημαίνει ταυτόχρονα και καλύτερη ποιότητα νερού για ολόκληρο το κοινωνικό σύνολο. Με αυτή την έννοια το νερό δεν είναι μόνο κοινωνικό αλλά και ένα κοινό αγαθό και αποτελεί δικαίωμα όλων η πρόσβαση σε καθαρό νερό. Τα κοινωνικά αγαθά μπορούν σε μερικές περιπτώσεις όμως να έχουν και τα χαρακτηριστικά ενός ιδιωτικού αγαθού. Περισσότερο νερό για κάποιον ιδιώτη μπορεί να σημαίνει λιγότερο νερό για άλλους, οι οποίοι μοιράζονται τον ίδιο πόρο.

Νερό και ζωή είναι αναπόσπαστα δεμένες έννοιες και χωρίς νερό δεν μπορεί να υπάρξει ζωή, τουλάχιστον όπως τη γνωρίζουμε. Η εκτεταμένη έλλειψη του νερού, η σταδιακή καταστροφή και υποβάθμισή του και η επιδείνωση των συνθηκών ρύπανσης των πηγών ύδρευσης και άρδευσης σε πολλές περιοχές της γης, αποτελούν σήμερα μια σοβαρή και υπαρκτή απειλή για την ανθρωπότητα.

Το νερό είναι ένας πολύτιμος αλλά και εύάλωτος φυσικός πόρος. Η έλλειψη του, καθώς και η αυξανόμενη ζήτηση του, καταλήγουν σε σύνθετα και αλληλένδετα προβλήματα με επιπτώσεις στην κοινωνία, την οικονομία και την καθημερινή μας ζωή. Το νερό αποτελεί ένα από τα πολυτιμότερα αγαθά του πλανήτη μας και απαραίτητο στοιχείο για την ύπαρξη ζωής. Δυστυχώς, τα τελευταία χρόνια σε πολλές περιοχές του πλανήτη και στην Ελλάδα, παρουσιάζονται σημαντικά προβλήματα έλλειψης νερού, που προέρχονται κυρίως από την κακή διαχείρισή του. Δυσοίωνα για το μέλλον είναι τα συμπεράσματα των διαφόρων συνεδρίων με αντικείμενο το νερό. Σήμερα 900 εκατ. άνθρωποι παγκοσμίως δεν έχουν πρόσβαση σε πόσιμο νερό και 2,3 δισ.

αντιμετωπίζουν σχεδόν καθημερινά σοβαρά προβλήματα υγείας, τα οποία οφείλονται στην κάκιστη ποιότητα των υδάτινων πόρων που έχουν στη διάθεσή τους. Σύμφωνα με στοιχεία, το 87,4% του νερού που καταναλώνεται στον κόσμο χρησιμοποιείται στη γεωργία, το 8% χρησιμοποιείται στη βιομηχανία και το 4,6% καταναλώνεται για οικιακή χρήση. Σε μια άνυδρη εποχή, η Ελλάδα καταναλώνει το 87% της συνολικής ποσότητας νερού για τη γεωργία, με αρδευτικά δίκτυα που παρουσιάζουν μεγάλες απώλειες, υδροβόρες μεθόδους άρδευσης και παράνομες γεωτρήσεις. Σαν αποτέλεσμα πολλές εκτάσεις με καλλιέργειες απειλούνται σήμερα από τη ξηρασία, ενώ 1,5 εκατομμύριο στρέμματα παρουσιάζουν μεγάλη συγκέντρωση αλάτων εξαιτίας της ακατάλληλης άρδευσης, που δεν λαμβάνει υπόψη τις ανάγκες κάθε καλλιέργειας σε σχέση με το τοπικό κλίμα και το έδαφος. Σχετικά με την ποιότητα των νερών στις αγροτικές περιοχές παρατηρούνται: Τάση αύξησης της αλατότητας στην παράκτια ζώνη, ιδίως το καλοκαίρι (η θάλασσα μπαίνει μέσα στον υδροφόρο ορίζοντα) και πτώση στάθμης σε όλες τις περιοχές γεωτρήσεων. Ο αριθμός των γεωτρήσεων σε όλη τη χώρα σύμφωνα με στοιχεία του ΙΓΜΕ φτάνει τις 170.000. Αυξημένες συγκεντρώσεις νιτρικών ιόντων από τα λιπάσματα καθώς και φυτοφαρμάκων που ευρέως χρησιμοποιούνται στις γεωργικές εκμεταλλεύσεις (σε κάποιες περιπτώσεις οι συγκεντρώσεις είναι δεκαπλάσιες του ορίου για το πόσιμο νερό που θέτει η Ευρωπαϊκή Ένωση). Εφόσον το μεγαλύτερο ποσοστό νερού καταναλώνεται στη γεωργία, είναι απαραίτητη η λήψη μέτρων που θα οδηγήσουν σε σωστή και βιώσιμη διαχείριση των υδατικών πόρων στον αγροτικό χώρο. Θα πρέπει λοιπόν, οι ασχολούμενοι με τη διαχείριση υδατικών πόρων για αρδευτικούς σκοπούς να έχουν πλήρη γνώση της κίνησης του νερού μέσα στο έδαφος, καθώς και των παραμέτρων που συμμετέχουν στις σχέσεις νερού-εδάφους. Οι γνώσεις αυτές αφορούν στην αθροιστική διήθηση, στη διάχυση, στην υδραυλική αγωγιμότητα, αλλά και στην απορροφητικότητα του εδάφους και συνεισφέρουν στον

υπολογισμό της έντασης βροχής άρδευσης, αλλά και στις μελέτες στραγγίσεων. Έτσι η διαχείριση των διαθέσιμων αποθεμάτων νερού στη γεωργία μπορεί να γίνει με τον πλέον ορθολογικό τρόπο.

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.

Το 1856 ο Darcy πρότεινε ένα νόμο που συνδέει την ταχύτητα ροής του νερού με το δυναμικό και την υδραυλική αγωγιμότητα για κορεσμένο έδαφος. Ο Buckingham (1907), ασχολήθηκε με τη μελέτη της ακόρεστης ροής, πρότεινε μια εξίσωση για την κίνηση του νερού στη ζώνη αερισμού και εισήγαγε τον όρο του συντελεστή διάχυσης.

Οι Green & Ampt (1911) μελέτησαν την αθροιστική διήθηση του νερού μέσα σε ακόρεστο έδαφος δίνοντας μία εξίσωση που περιγράφει το φαινόμενο, βασιζόμενοι στην εξίσωση Poiseuille για τους τριχοειδείς σωλήνες.

Ο Gardner (1958) πρότεινε μια εκθετική εξίσωση, προκειμένου να περιγράψει τη σχέση μεταξύ της υδραυλικής αγωγιμότητας και της τάσης του νερού των πόρων του εδάφους.

Ο Childs (1969) συνέτεινε στη συστηματική εμπέδωση γνώσεων που αφορούν την ακόρεστη ροή, αλλά και τη δημιουργία ιδιαίτερης επιστήμης του συστήματος νερό-έδαφος.

Το 1931 ο Richards επέκτεινε το νόμο του Darcy και στην ακόρεστη ροή παρουσιάζοντας τη γνωστή εξίσωση, η οποία προς τιμήν του πήρε το όνομά του, θεωρώντας ότι ο αέρας που υπάρχει στην ακόρεστη ζώνη δεν επηρεάζει την κίνηση του νερού. Η επίλυση της εξίσωσης Richards έχει αποτελέσει αντικείμενο έρευνας για πολλούς ερευνητές, εκ των οποίων αναφορικά παρατίθενται οι παρακάτω:

Ο Klute (1952) παρουσίασε μια εξίσωση τύπου διάχυσης από την εξίσωση του Richards. Ο Tzimopoulos (1978) επέλυσε την εξίσωση Richards με πεπερασμένα στοιχεία. Οι Yannopoulos and Tzimopoulos

(1983), μελέτησαν την επίδραση του φορτίου στην επιφάνεια του εδάφους στην κατακόρυφη μονοδιάστατη διήθηση. Μετέτρεψαν την εξίσωση του Richards με τη βοήθεια του μετασχηματισμού Kirchhoff και την ολοκλήρωσαν με την αριθμητική μέθοδο Crank-Nicolson. Τέλος, υπολόγισαν τα προφίλ υγρασίας για πέντε διαφορετικά φορτία στην επιφάνεια του εδάφους. Με την επίλυση της εξίσωσης αυτής έχουν ασχοληθεί και πολλοί άλλοι ερευνητές, μεταξύ των οποίων είναι οι Καλφούντζος (2002), Ευαγγελίδης (2001), Αραμπατζής (2000), Wu and Pan (1997), Kunze and Nielsen (1982), κτλ.

Η μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος οδηγεί στον προσδιορισμό των υδροδυναμικών παραμέτρων και στη μελέτη του φαινομένου της υστέρησης. Η Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη (1980,1986) και Sakellariou-Makrantonaki (1991,1997) ασχολήθηκε με το φαινόμενο της υστέρησης σε στήλες εδαφικών δειγμάτων και με την επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων σε προβλήματα αρδεύσεων. Απέδειξε πως η παράμετρος n στο μοντέλο Mualem-van Genuchten επηρεάζει τη μορφή της χαρακτηριστικής καμπύλης του εδάφους, ενώ η παράμετρος α προκαλεί την παράλληλη μετατόπισή της, χωρίς να επηρεάζει σημαντικά την προώθηση του μετώπου. Για την περίπτωση των στρωματοποιημένων εδαφών, χρησιμοποίησε για την επίλυση της εξίσωσης του Richards το υπολογιστικό σχήμα Laasonen και απέδειξε τη σύμπτωση της προσομοίωσης με τα πειραματικά αποτελέσματα. Ο Γιαννόπουλος (1995) συνέκρινε τα μοντέλα πρόβλεψης της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας που βασίζονται στην καμπύλη $\theta(h)$ του Brutsaert και στις εξισώσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας του Mualem και του Burdine. Οι Γιακουμάκης κ.α. (1991) ασχολήθηκαν με την αριθμητική προσομοίωση της διύγρανσης σε στήλη εδάφους, με θεώρηση και της υστέρησης στη σχέση μύζησης-υγρασίας και έδειξαν ότι η καλύτερη σύμπτωση μεταξύ αριθμητικών και πειραματικών αποτελεσμάτων επιτυγχάνεται στην περίπτωση που η υστέρηση λαμβάνεται υπόψη της προσομοίωσης. Οι

Tzimopoulos et al (1998) πρότειναν ένα αλγόριθμο για την εκτίμηση των παραμέτρων της χαρακτηριστικής καμπύλης του εδάφους με τη μέθοδο των συζυγών διευθύνσεων. Με τη μελέτη των υδροδυναμικών παραμέτρων και το φαινόμενο της υστέρησης έχουν ασχοληθεί πολλοί ερευνητές, όπως οι Bruckler et al (2002), Young et al (2002), Wu et al (1996), Kerkides and Elmaloglou(1991), και πολλοί άλλοι.

Σε ότι αφορά την **αθροιστική διήθηση** ο Kostiaikov (1932) παρουσίασε ένα απλό εμπειρικό μοντέλο περιγραφής της για την κατακόρυφη ροή, το οποίο τροποποιήθηκε αργότερα, ώστε να προβλέπεται και ο τελικός σταθερός ρυθμός μεταβολής της διήθησης. Αργότερα, το 1950, αυτό αποδείχθηκε πειραματικά από τους Childs and Collis-George, οι οποίοι έδωσαν πειραματικές τιμές της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας και όρισαν το συντελεστή διάχυσης $D(\theta)$. Εμπειρικές εκθετικές συναρτήσεις που εκφράζουν την αθροιστική διήθηση, έχουν παρουσιαστεί από διάφορους ερευνητές με πιο γνωστή την εξίσωση του Horton (1940).

Ο Philip το 1957 έδωσε ένα μοντέλο αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο, την αρχική υγρασία και την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα K_s . Αργότερα, ο Philip (1958) από την εξίσωση του προφίλ υγρασίας εξήγαγε μία εξίσωση αθροιστικής διήθησης εισάγοντας μία νέα παράμετρο που την ονόμασε **απορροφητικότητα (Sorptivity) S** του εδάφους. Ο Philip (1969), έδωσε, επίσης, μία εξίσωση για τους μεγάλους χρόνους διήθησης ($t > t_c$), όπου t_c αποτελεί ένα κρίσιμο χρόνο, πέραν του οποίου ενεργούν οι δυνάμεις βαρύτητας και αναπτύσσεται το προφίλ του απείρου. Αργότερα, ο Philip (1983) μελέτησε περιπτώσεις κατά τις οποίες θεωρεί την επιφάνεια του εδάφους μικρή σε σχέση με το βάθος διήθησης, οπότε η λύση των εξισώσεων διήθησης σε μία διάσταση για μικρούς μετρήσιμους χρόνους, μπορούν να χρησιμοποιηθούν με επιτυχία.

Ο Raats (1970) μελέτησε τη διήθηση του νερού σε μία διάσταση και κατέληξε ότι μπορεί να χρησιμοποιηθεί εξίσωση διήθησης για μεγάλους

χρόνους διήθησης. Ο Parlange (1971, 1972, 1975), πρότεινε ένα διπαραμετρικό μοντέλο, θεωρώντας ότι ο συντελεστής διάχυσης D (Diffusivity) και η κλίση $dK/d\theta$ είναι δέλτα συναρτήσεις. Οι παράμετροι στο μοντέλο του είναι η απορροφητικότητα S (Sorptivity) και η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού K_s . Ο Knight (1983) μελέτησε τη διήθηση, για την περίπτωση που ενεργούν δυνάμεις βαρύτητας και η επιφάνεια του εδάφους πλημμυρίζεται με νερό (post-ponding infiltration) και κατέληξε σε μία εξίσωση που ισχύει για μεγάλους χρόνους διήθησης. Απέδειξε ότι για μεγάλους χρόνους διήθησης, διαφορετικές παροχές στην επιφάνεια του εδάφους, προκαλούν παράλληλη μετατόπιση της καμπύλης της αδιάστατης αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με τον αδιάστατο χρόνο. Κατέληξε, λοιπόν, στο συμπέρασμα ότι σε μεγάλους χρόνους διήθησης οι φυσικές παράμετροι που επηρεάζουν το φαινόμενο της διήθησης είναι τρεις, δηλαδή η απορροφητικότητα, η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού και η αρχική διηθητικότητα. Ο Touma (1984), παρατήρησε ότι η εξίσωση του Philip η οποία περιγράφει το φαινόμενο της διήθησης σε μικρούς και μεγάλους χρόνους, δε δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα, καθώς οι παράμετροι S και A είναι παράμετροι αριθμητικής προσομοίωσης και δεν έχουν φυσική σημασία. Η χρήση λοιπόν της εξίσωσης αυτής πιθανόν να μη δίνει αντικειμενικά αποτελέσματα για την απορροφητικότητα του εδάφους. Αργότερα, το 1990 οι Parlange et al, εξήγαγαν μία τριπαραμετρική εξίσωση για τη διήθηση ξεκινώντας από την εξίσωση Richards θεωρώντας ότι σε συνθήκη σταθερού φορτίου στην επιφάνεια του εδάφους, η υγρασία σε μικρή απόσταση από το υγρό μέτωπο βρίσκεται κοντά στον κορεσμό και ότι ο συντελεστής διάχυσης D και η κλίση $dK/d\theta$ είναι ανάλογα ποσά. Ο Τζιμόπουλος (1991) εξήγαγε μια γενικευμένη εξίσωση για τη διήθηση, η οποία περιλαμβάνει την επιρροή τόσο των τριχοειδών δυνάμεων, όσο και των δυνάμεων βαρύτητας και η οποία συμπεριφέρεται ικανοποιητικά τόσο για μικρούς, όσο και για μεγάλους χρόνους διήθησης και μάλιστα συμπίπτει με αυτή του Parlange,

τόσο στους μεγάλους όσο και στους μικρούς χρόνους του φαινομένου. Από την εξίσωση αυτή μπορεί να υπολογιστεί η απορροφητικότητα S του εδάφους, καθώς και η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού K_s . Ταυτόχρονα πραγματοποίησε σύγκριση μεταξύ διαφόρων μοντέλων διήθησης. Το μοντέλο του Kostiaκον αποδείχθηκε ανεπαρκές να περιγράψει τη διήθηση, τουλάχιστο για τους πολύ μικρούς χρόνους διήθησης, αλλά οι μέγιστοι χρόνοι εφαρμογής, όπως τους πρότεινε ο Kostiaκον, θεωρήθηκαν ικανοποιητικοί. Αποδείχθηκε επίσης ότι για $t \rightarrow 0$ το μοντέλο των Green & Ampt, αλλά και αυτό του Parlange καταλήγουν στη μονοδιάστατη οριζόντια διήθηση του Philip. Οι ερευνητές που ασχολήθηκαν με το σημαντικό φαινόμενο της διήθησης του νερού στο έδαφος είναι πάρα πολλοί, με πιο γνωστούς τους Aggelidis (1975), Kunze and Hmida (1983), Glass et al (1989), Swartzendruber and van Genuchten (1997), Wu and Pan (1997), Zhang (1997), Wang et al (1998), Vandervaere et al (2000), Serrano (2001), Schwartz and Evett (2002), Argyrokastritis and Kerkides (2003), Αγγελάκη (2004).

Η μελέτη της διήθησης του νερού στο έδαφος παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, γιατί μπορεί να οδηγήσει στον υπολογισμό μιας από τις σημαντικές παραμέτρους του εδάφους, την απορροφητικότητα. Ο Dirksen (1975) πρότεινε μια πειραματική διάταξη, που συνιστά την εφαρμογή νερού στην επιφάνεια του εδάφους με πολύ αρνητικό φορτίο πίεσης (Unsaturated Sorpivity Devise- USD), για τη μέτρηση της απορροφητικότητας του εδάφους, η οποία μπορεί να χρησιμοποιηθεί και στον αγρό και η οποία βελτιώθηκε αργότερα από τους Clothier and White (1981). Οι ίδιοι επεκτείνανε τη μέθοδο αυτή, ώστε μετά τον υπολογισμό της απορροφητικότητας να εκτιμάται και ο συντελεστής διάχυσης του εδάφους. Ο Bouwer (1978) ασχολήθηκε με την απορροφητικότητα και θεώρησε ότι αυτή εξαρτάται από δύο παράγοντες: τη δομή του εδάφους και την αρχική περιεχόμενη στο έδαφος υγρασία. Ο Young (1981) πρότεινε μία σχέση για την απορροφητικότητα S , σύμφωνα με την οποία,

η απορροφητικότητα, εκτός από την αρχική υγρασία του εδάφους, εξαρτάται και από την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού. Οι Chong and Green (1983) συνέκριναν διάφορες μεθόδους υπολογισμού της απορροφητικότητας του εδάφους, έδειξαν ότι η σχέση που συνδέει την απορροφητικότητα με την αρχική υγρασία του εδάφους είναι μη γραμμική και παρουσίασαν τις εφαρμογές που μπορεί να έχει η γνώση της απορροφητικότητας (όπως την πρόβλεψη της διήθησης του νερού στο έδαφος). Οι Poulouvasilis et al (1989) εξήγαγαν μία εξίσωση διήθησης στην οποία η απορροφητικότητα μεταβάλλεται με το χρόνο. Οι Minasny and McBratney (2000), εκτίμησαν την απορροφητικότητα του εδάφους με τη βοήθεια περατόμετρου. Χρησιμοποίησαν την εξίσωση του Philip και υπολόγισαν την απορροφητικότητα του εδάφους. Ταυτόχρονα, υπολόγισαν την απορροφητικότητα στους αρχικούς χρόνους διήθησης, όπου οι τριχοειδείς δυνάμεις υπερτερούν των δυνάμεων βαρύτητας και απέδειξαν ότι ο υπολογισμός της απορροφητικότητας στους αρχικούς χρόνους διήθησης οδηγεί σε υπερεκτίμηση της απορροφητικότητας. Οι Αργυροκαστρίτης κ.α. (2002) μελέτησαν το φαινόμενο της διήθησης υπό συνθήκες κατάκλισης για διάφορους τύπους εδαφών και κατέληξαν σε μία εξίσωση με χρονικά μεταβαλλόμενη απορροφητικότητα.

Τα τελευταία χρόνια, η έρευνα που αφορά στη διήθηση και γενικότερα στην κίνηση του νερού στο έδαφος, έχει επεκταθεί σε πεδία όπως για παράδειγμα τη διήθηση του επαναχρησιμοποιούμενου νερού που προέρχεται από υγρά αστικά απόβλητα, τα φαινόμενα της υστέρησης κατά την κίνηση επαναχρησιμοποιούμενου νερού στο έδαφος, κτλ. (Lin et al 2003, Greenwald 2000, Parissopoulos and Wheeler 1992, Siegrist 1987, κτλ.).

Το φαινόμενο της αθροιστικής διήθησης στο έδαφος είναι ένα πάρα πολύ σημαντικό φαινόμενο με τη βοήθεια του οποίου μπορεί να υπολογιστεί η ένταση της βροχής άρδευσης στα δίκτυα άρδευσης με καταιονισμό. Ο μηχανισμός διήθησης του νερού στο έδαφος επιδρά άμεσα

στον τρόπο άρδευσης, στη δόση άρδευσης και συνεπώς στην εξοικονόμηση νερού. Επίσης η απορροφητικότητα του εδάφους επηρεάζει τη διαδικασία της διήθησης και της στράγγισης του νερού στο έδαφος. Είναι αναγκαίο λοιπόν από τα μοντέλα που εκφράζουν τη διήθηση του νερού στο έδαφος να επιλεγθεί αυτό που προσομοιάζει καλύτερα το φυσικό φαινόμενο.

Η κατάσταση των υδατικών πόρων σε παγκόσμιο επίπεδο, φθάνει στα επίπεδα κρίσης σε πολλές περιοχές του κόσμου. Η αναμενόμενη ζήτηση νερού υπερβαίνει κατά πολύ τα διαθέσιμα αποθέματα. Η επέκταση των ανθρώπινων δραστηριοτήτων προκάλεσε τη διασπορά της μόλυνσης στο περιβάλλον. Σήμερα, η όξινη βροχή, τα επικίνδυνα χημικά απόβλητα, οι λιπάνσεις, τα εντομοκτόνα, τα βαρέα μέταλλα, τα ραδιενεργά κατάλοιπα, τα απόβλητα των υπονόμων και τα στερεά απορρίμματα αποτελούν την πλέον σοβαρή απειλή της ποιότητας και της ποσότητας του υπόγειου και του επιφανειακού νερού. Επομένως, οι υπάρχουσες πολιτικές διατήρησης της ποιότητας και της ποσότητας του υπόγειου και του επιφανειακού νερού είναι αναθεωρούμενες, ενώ νέες αναπτύσσονται. Η ακριβής γνώση των πολύπλοκων σχέσεων νερού-εδάφους, με τη διεξαγωγή επαρκών μετρήσεων μεγάλης ακρίβειας σε ένα αναλυτικό σύστημα προσέγγισης κατά την εφαρμογή κατάλληλων μεθόδων ορθολογικής διαχείρισης των υδατικών αποθεμάτων, παρουσιάζει μεγάλο ενδιαφέρον. Ένα σύστημα προσέγγισης περιλαμβάνει την ανάπτυξη και κάνει πιο έγκυρα τα μοντέλα προσομοίωσης, που μπορούν να βοηθήσουν τους επιστήμονες ώστε να έχουν καλύτερη γνώση των σύνθετων και αλληλεπιδρώντων διαδικασιών που επηρεάζουν την κίνηση του νερού.

Το υπόγειο νερό χωρίζεται κατά την κατακόρυφη διεύθυνση σε δύο ζώνες: τη ζώνη κορεσμού, όπου όλοι οι πόροι είναι γεμάτοι με νερό και τη ζώνη αερισμού ή ακόρεστη ζώνη, στην οποία οι πόροι περιέχουν νερό και αέρα. Νερό υπάρχει στους μικρούς πόρους στο έδαφος, ενώ ο αέρας απαντάται στους μεγάλους πόρους. Η κίνηση του νερού στο έδαφος, στο

οποίο νερό και αέρας συνυπάρχουν, ονομάζεται ακόρεστη ροή.

Η κίνηση του νερού στο έδαφος, τόσο στη ζώνη κορεσμού όσο και στη ζώνη αερισμού, έχει αποτελέσει αντικείμενο εκτεταμένης έρευνας. Όμως η μελέτη της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος παρουσιάζει πολλές δυσχέρειες, που οφείλονται σε πολλούς παράγοντες, όπως:

- Στο φαινόμενο της υστέρησης, το οποίο καθιστά τη μελέτη της κίνησης του νερού στην ακόρεστη ζώνη ακόμη πιο περίπλοκη.
- Στην ύπαρξη της αέριας φάσης, στις μεταβολές της θερμοκρασίας, στην συμπιεστότητα του αέρα, στην μεταφορά διαλυμένων ουσιών κ.ά.

Η ακόρεστη ροή μπορεί να ταξινομηθεί σε δύο τύπους (Iwata *et al.*, 1995). Στον πρώτο τύπο όπου ο αέρας είναι εγκλωβισμένος μέσα στο έδαφος και στον δεύτερο τύπο, όπου η αέρια φάση στους πόρους του εδάφους είναι συνεχής. Ο Yamazaki (1948) ονόμασε την πρώτη περίπτωση ως σύστημα κλειστού τύπου και την δεύτερη ως ακόρεστη ροή σε ανοικτό σύστημα.

Η μελέτη της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος ξεκίνησε το 1907 από τον Buckingham (Swartzendruber, 1969), ο οποίος στην εργασία του για το τριχοειδές δυναμικό και την κίνηση του νερού στο έδαφος, πρότεινε μία εξίσωση κίνησης σε αναλογία με τη ροή θερμότητας ή τη ροή νερού σε έναν σωλήνα.

Ο Richards το 1931 (Bear, 1972) επέκτεινε το νόμο του Darcy και για την ακόρεστη ροή και η εξίσωση που προέκυψε, προς τιμήν του ονομάζεται εξίσωση Richards. Ο Klute (1952), παρουσίασε μία εξίσωση τύπου διάχυσης από τη δυναμική εξίσωση του Richards. Ο Philip δημοσίευσε σημαντικό αριθμό εργασιών πάνω στην ακόρεστη κίνηση του νερού κάτω από διαφορετικές οριακές συνθήκες, χρησιμοποιώντας την εξίσωση διάχυσης. Η συστηματική, όμως, μελέτη και η δημιουργία ιδιαίτερης επιστήμης για την κίνηση του νερού μέσα σε ακόρεστα πορώδη ξεκίνησε από τον Childs, ο οποίος με την εργασία του 'An Introduction to

the Physical Basis of Soil Water Phenomena' (1969), έδωσε μια πλήρη περιγραφή της κίνησης αυτής.

Οι υδραυλικές ιδιότητες των εδαφών (υδραυλική αγωγιμότητα, χαρακτηριστική καμπύλη) έχει αποδειχθεί ότι μεταβάλλονται τόσο ως προς την οριζόντια όσο και ως προς την κατακόρυφη διεύθυνση (Russo and Bresler, 1981; Vieira *et al.*, 1981; Byers and Stephens, 1983; Greenholtz *et al.*, 1988). Η επαλήθευση μοντέλων πρόβλεψης των υδραυλικών ιδιοτήτων στο εργαστήριο ή στον αγρό, που να εξετάζουν και τις τρεις διαστάσεις (x,y,z) κίνησης του νερού στο έδαφος είναι πολύ δύσκολη. Τα πειραματικά δεδομένα, συνήθως, λαμβάνονται μόνο ως προς μια καθορισμένη διεύθυνση και κυρίως προς την κατακόρυφη διεύθυνση (Yeh and Harvey, 1990).

Τα τελευταία χρόνια αρκετές μαθηματικές αναλύσεις και υπολογισμοί της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος πραγματοποιήθηκαν με τη χρήση των Η/Υ. Επίσης η ανάπτυξη της σύγχρονης τεχνολογίας, οδήγησε τους ερευνητές στην αυτόματη καταγραφή δεδομένων (υγρασία, εδαφική τάση) και στην ανάπτυξη και παρουσίαση μαθηματικών μοντέλων που περιγράφουν την κίνηση του νερού στο έδαφος. Αυτό αποκτά ιδιαίτερο ενδιαφέρον σήμερα, που το πρόβλημα της έλλειψης νερού γίνεται πιο έντονο και νέα συστήματα άρδευσης αρχίζουν να βρίσκουν εφαρμογή, όπως η υπόγεια άρδευση, για τη μελέτη της οποίας είναι απαραίτητη η γνώση της κίνησης του νερού στο έδαφος.

Η παρούσα διατριβή πραγματεύεται την επίλυση προβλημάτων κατά την στράγγιση στρωματοποιημένων εδαφών τα οποία εμφανίζονται στην πράξη. Συγκεκριμένα σε προβλήματα υπόγειας άρδευσης είναι απαραίτητο να γνωρίζει κάποιος πως κινείται το νερό στο έδαφος, καθώς και τις υδροδυναμικές παραμέτρους του εδάφους.

Μελετάται η αθροιστική διήθηση σε στρωματοποιημένο έδαφος, επίσης η στράγγιση και η διύγρανση σε στήλη στρωματοποιημένου εδάφους, με μέτρηση της υγρασίας και της πίεσης με τη βοήθεια

κατάλληλων αισθητήρων, για δύο εδαφικές στρώσεις (πηλοαμμώδες και αμμώδες).

Στην πειραματική διαδικασία χρησιμοποιήθηκαν δύο τύποι εδαφών με διαφορετικές υδραυλικές ιδιότητες, για τα οποία έγινε μηχανική ανάλυση και σχεδιάστηκαν οι κοκκομετρικές τους καμπύλες, μετρήθηκε η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού με την μέθοδο του σταθερού φορτίου, πραγματοποιήθηκαν δύο διαφορετικοί κύκλοι πειραμάτων (στον πρώτο κύκλο μελετήθηκε πειραματικά η αθροιστική διήθηση του νερού και τα μέτωπα υγρασίας μέσα από το εδαφικό δείγμα και κατά το δεύτερο πειραματικό κύκλο σχεδιάστηκαν οι καμπύλες $\psi(\theta)$ για την πρώτη στράγγιση και τη δεύτερη διύγρανση).

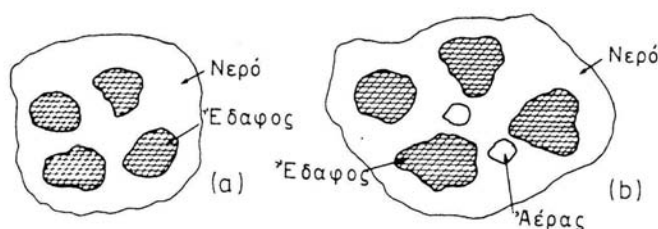
Τα πειράματα πραγματοποιήθηκαν στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Π.Θ.

Κατά τη θεωρητική επεξεργασία των πειραματικών δεδομένων:

- Έγινε σύγκριση των τιμών της αθροιστικής διήθησης με τις τιμές που προκύπτουν από την ολοκλήρωση των προφίλ υγρασίας.
- Πραγματοποιήθηκε για το πηλοαμμώδες έδαφος, υπολογισμός της κλίσης dI/dt για μεγάλους χρόνους διήθησης και σύγκρισή της με την πειραματική τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού.
- Χρησιμοποιήθηκε το υπολογιστικό μοντέλο RETC, μέσω του οποίου έγινε προσομοίωση της 2^{ης} διύγρανσης με την εξίσωση του μοντέλου Van Genuchten, για τις δύο εδαφικές στρώσεις.
- Υπολογίστηκε η εξίσωση του συντελεστή διάχυσης $D(\theta)$ για τις δύο εδαφικές στρώσεις.
- Υπολογίστηκε με αναλυτική μέθοδο η απορροφητικότητα S του πηλοαμμώδους εδάφους (πάνω στρώση)
- Υπολογίστηκε με αριθμητική ανάλυση η απορροφητικότητα S του αμμώδους εδάφους (κάτω στρώση).

ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΤΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΕ ΑΚΟΡΕΣΤΑ ΕΔΑΦΗ**1.1. Γενικά**

Το νερό αποτελεί βασικό στοιχείο του κύκλου της ζωής και αποτελεί έναν από τους βασικότερους παράγοντες της οικονομικής και κοινωνικής ανάπτυξης κάθε χώρας. Η ακριβής γνώση των μηχανισμών κίνησης του νερού μέσα στο έδαφος, επιτρέπει τη σωστή και ορθολογική διαχείριση των πολύτιμων υδάτινων πόρων του πλανήτη μας και την επίλυση πολλών προβλημάτων ύψιστης περιβαλλοντικής σημασίας. Για να γίνει δυνατή όμως η μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος, προαπαιτείται η γνώση και χρήση παραμέτρων και μεταβλητών ώστε να είναι δυνατή η περιγραφή του φαινομένου από μαθηματική άποψη. Γενικά το έδαφος είναι ένα πορώδες υλικό, το οποίο αποτελείται από τη στερεά φάση (solid matrix), που συνίσταται από τα σωματίδια του εδάφους, την υγρή φάση η οποία περιλαμβάνει το νερό του εδάφους και την αέρια φάση (Σχήμα 1.1).



Σχήμα 1.1 (α) Κορεσμένο έδαφος, (b) Ακόρεστο έδαφος

Το νερό του εδάφους μπορεί να χωριστεί σε δύο ζώνες αν παρατηρηθεί από κατακόρυφη τομή (Σχήμα 1.2):

- Τη *ζώνη κορεσμού* στην οποία όλοι οι πόροι του εδάφους είναι γεμάτοι με νερό. Το ανώτερο όριο αυτής της ζώνης καλείται *φρεατική στάθμη* και η πίεση σε όλα τα σημεία της φρεατικής στάθμης είναι ίση με την ατμοσφαιρική. Το κατώτερο όριο της ζώνης περιορίζεται συνήθως από ένα διαπερατό όριο.

Κορεσμένο ονομάζεται το έδαφος του οποίου όλοι οι πόροι περιέχουν νερό.

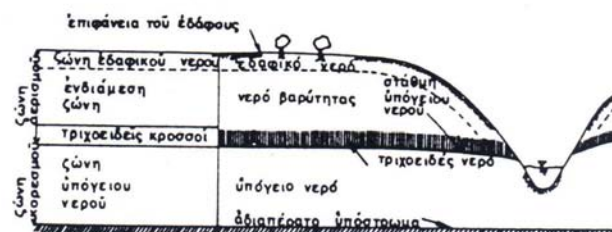
- Τη *ζώνη αερισμού* η οποία εκτείνεται από τη φρεατική στάθμη μέχρι την επιφάνεια του εδάφους. Οι πόροι του εδάφους στη ζώνη αυτή είναι γεμάτοι με νερό, αέρα και υδρατμούς.

Ακόρεστο ονομάζεται το έδαφος του οποίου οι πόροι περιέχουν νερό και αέρα. Στο Σχήμα 1.1 δίνεται μία εικόνα των πόρων ενός κορεσμένου (α) και ενός ακόρεστου εδάφους (β).

Η ζώνη αερισμού χωρίζεται σε 3 υποζώνες:

1. Τη *ζώνη του εδαφικού νερού*, όπου το νερό εκτείνεται συνήθως από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι τη ζώνη των ριζών των φυτών.
2. Την *ενδιάμεση ζώνη* και
3. Την *τριχοειδή ζώνη* ή *τριχοειδή κροσσό*.

Η ταυτόχρονη ροή δύο μη μειγνυόμενων ρευστών, αέρα και νερού, όπου όμως θεωρείται ότι η αέρια φάση δεν μετέχει στην κίνηση, ονομάζεται *ακόρεστη ροή*.



Σχήμα 1.2. Σχηματική διάταξη της κατανομής του νερού στο έδαφος (Γιαννόπουλος, 1978)

1.2 Βασικά φυσικά μεγέθη του εδάφους

Οι φυσικές ιδιότητες τόσο του νερού όσο και του εδάφους καθορίζουν την κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος. Στο Σχήμα 1.3 παρουσιάζεται μία εικόνα ενός ακόρεστου εδάφους. Στο ίδιο σχήμα φαίνονται οι όγκοι και οι μάζες του αέρα (V_a , M_a , αντίστοιχα), του νερού (V_w , M_w) και στερεού (V_s , M_s) που υπάρχουν σε ένα ακόρεστο έδαφος, σε μία παράσταση ιδεατού εδάφους. Ως V_t και M_t αναφέρονται ο συνολικός όγκος και η συνολική μάζα της αέριας, της υγρής και της στερεής φάσης αντίστοιχα.

Τα φυσικά μεγέθη που αποτελούν τη βάση για τη μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος είναι τα εξής:

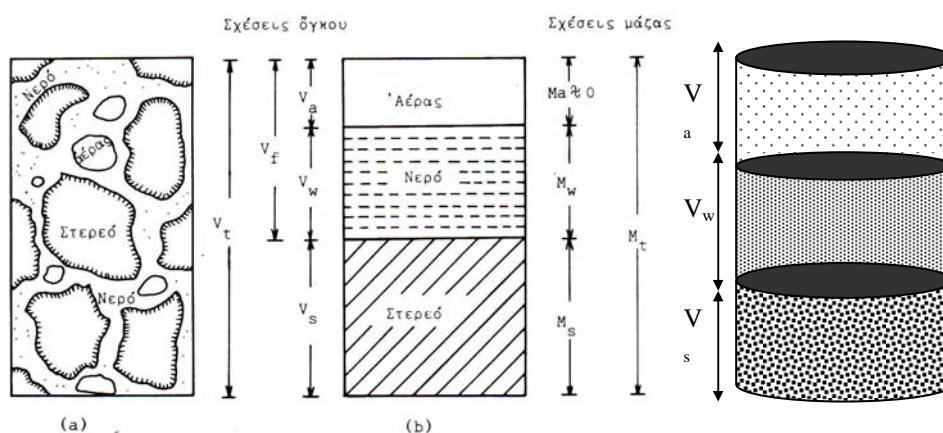
α) Πυκνότητα στερεού, ρ_s

Η πυκνότητα ρ_s αποτελεί το μέτρο της συγκέντρωσης της ύλης του στερεού και ορίζεται ως η μάζα στη μονάδα του όγκου και δίνεται από τον τύπο:

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (1.1)$$

όπου M_s είναι η μάζα της στερεάς φάσης του εδάφους και V_s είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η στερεά φάση του εδάφους.

Οι διαστάσεις της είναι $[ML^{-3}]$.



Σχήμα 1.3 Σχηματική παράσταση εδαφικού δείγματος

(a) Πραγματικό έδαφος

(b) Ιδεατό έδαφος
β) Φαινόμενη πυκνότητα σε ξηρή κατάσταση, ρ_b

Φαινόμενη πυκνότητα σε ξηρή κατάσταση ονομάζεται η μάζα του ξηρού εδάφους ανά μονάδα συνολικού όγκου V_t και δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_s + V_a} \quad (1.2)$$

όπου V_s είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η στερεά φάση και V_a είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η αέρια φάση του εδάφους.

γ) Ειδικό βάρος, γ

Το ειδικό βάρος ορίζεται ως το βάρος ανά μονάδα όγκου και δίνεται από τη σχέση:

$$\gamma = \frac{Mg}{V} = \rho g \quad (1.3)$$

όπου g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας, η οποία για την Ελλάδα έχει τιμή περίπου $9,81 \text{ m/s}^2$.

Το ειδικό βάρος έχει διαστάσεις: $[\text{ML}^{-2}\text{T}^{-2}]$.

δ) Πορώδες, n

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

$$n = \frac{V_f}{V_t} = \frac{V_a + V_w}{V_s + V_a + V_w} \quad (1.4)$$

Η δομή του εδάφους και το μέγεθος των σωματιδίων παίζουν σπουδαίο ρόλο στον προσδιορισμό του πορώδους. Έτσι:

Για τα χονδρόκκοκα εδάφη (αμμώδη) το πορώδες έχει τιμή: 35 – 50 %, ενώ για τα λεπτόκκοκα εδάφη (αργιλώδη), τιμή: 40 – 60 %.

Το πορώδες δεν μας δίνει πληροφορίες για την κατανομή των πόρων στο έδαφος, γιατί αποτελεί μακροσκοπική ιδιότητα.

Στο σημείο αυτό κρίνεται σκόπιμο να αναφερθούν μερικοί ορισμοί που αφορούν τους πόρους του εδάφους:

Χώρος κενών ή χώρος πόρων (void space or pore space) είναι η υγρή φάση μαζί με την αέρια φάση.

Πορώδες Μέσο (porous medium) είναι το έδαφος στο σύνολό του, δηλαδή η στερεά μαζί με την υγρή και την αέρια φάση.

Αποτελεσματικός χώρος πόρων (effective pore space) είναι ο χώρος εκείνων των πόρων, οι οποίοι συνδέονται μεταξύ τους.

Μη αποτελεσματικοί πόροι (blind pores) είναι εκείνοι που ναι μεν αλληλοσυνδέονται, αλλά έχουν το ένα άκρο τους κλειστό.

ε) Δείκτης κενών, e

Ο δείκτης κενών είναι ο λόγος του συνολικού όγκου της αέριας και της υγρής φάσης δια του όγκου της στερεής φάσης του εδάφους και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$e = \frac{V_a + V_w}{V_s} = \frac{V_f}{V_t - V_f} = \frac{n}{1 - n} \quad (1.5)$$

όπου V_f είναι ο όγκος της αέριας και της υγρής φάσης μαζί.

Ο δείκτης κενών είναι αδιάστατο μέγεθος.

στ) Περιεκτικότητα σε νερό ή υγρασία του εδάφους

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

i) Υγρασία κατά βάρος, w (%)

Υγρασία κατά βάρος w (%) είναι η μάζα του νερού (M_w) σε σχέση με τη μάζα των σωματιδίων του ξηρού εδάφους (M_s) και είναι αδιάστατο μέγεθος.

$$w = \frac{M_w}{M_s} \quad (1.6)$$

Ξηρό έδαφος καλείται το αποξηραμένο έδαφος σε φούρνο, στους 105 °C.

ii) Υγρασία κατ' όγκο θ (%)

Η υγρασία κατ' όγκο είναι ο όγκος του νερού (V_w) σε σχέση με τον ολικό όγκο του εδαφικού δείγματος ($V_t = V_f + V_s$).

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w}{V_s + V_f} \quad (1.7)$$

Για αμμώδη εδάφη σε κατάσταση κορεσμού η υγρασία κορεσμού θ_s κυμαίνεται από 40 έως 50 %.

Για αργιλώδη εδάφη σε κατάσταση κορεσμού η υγρασία κορεσμού θ_s παίρνει τιμές έως 60 % ή και περισσότερο.

Για την κατάσταση κορεσμού ισχύει: $\theta_s = n$, δηλαδή η υγρασία κορεσμού ισούται με το πορώδες.

Στην πραγματικότητα, όμως, η περιεκτικότητα σε νερό στο φυσικό κορεσμό είναι μικρότερη από το πορώδες του εδάφους λόγω των φυσαλίδων του αέρα που παγιδεύονται μέσα στο έδαφος, κατά τη διάρκεια των κύκλων στράγγισης και διύγρανσης (Poulovassilis, 1962).

ζ) Βαθμός κορεσμού, S

Ο βαθμός κορεσμού εκφράζει τον όγκο του νερού μέσα στους πόρους του εδαφικού δείγματος σε ποσοστά % (αδιάστατο μέγεθος).

$$S = \frac{V_w}{V_f} = \frac{V_w}{V_a + V_w} \quad (1.8)$$

Για ξηρό έδαφος: $S = 0 \%$

Για κορεσμένο έδαφος: $S = 100 \%$ (Τζιμόπουλος, 1994).

Η υγρασία, το πορώδες και ο βαθμός κορεσμού συνδέονται με τη σχέση:

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w(V_a + V_w)}{V_t(V_a + V_w)} = S \cdot n \quad (1.9)$$

1.3 Κινητική ενέργεια του νερού

Η *κινητική* ενέργεια του νερού είναι ανάλογη του τετραγώνου της ταχύτητάς του και δίνεται από τη σχέση:

$$E_v = \frac{1}{2}mv^2, \quad (1.10)$$

όπου m είναι η μάζα και v η ταχύτητα του νερού.

Στην Υδραυλική, ορίζεται ως *ύψος ταχύτητας* (με διαστάσεις μήκους, [L]), ο λόγος της κινητικής ενέργειας του νερού προς το βάρος του:

$$H_v = \frac{E_v}{mg} = \frac{v^2}{2g}. \quad (1.11)$$

Η κίνηση του νερού στο έδαφος είναι πολύ αργή και επομένως μπορεί να θεωρηθεί ότι η κινητική του ενέργεια είναι αμελητέα, οπότε το νερό θεωρείται ότι έχει μόνο δυναμική ενέργεια.

1.4 Δυναμική ενέργεια του νερού

Η δυναμική ενέργεια του νερού διακρίνεται στη *δυναμική ενέργεια βαρύτητας* και τη *δυναμική ενέργεια πίεσης*.

1.4.1. Δυναμική ενέργεια βαρύτητας

Δυναμική ενέργεια βαρύτητας είναι η ενέργεια που έχει το νερό λόγω της θέσης του και δίνεται από τη σχέση:

$$E_g = mgz = \rho_w Vgz, \quad (1.12)$$

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. Για κάθε σώμα που μετακινείται ανάμεσα σε δύο θέσεις ισχύει ότι η μεταβολή στη δυναμική του ενέργεια ισούται με το αντίθετο του έργου του βάρους του.

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.

1.4.2 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 ($dW = Fdx = p dSdx = p dV$).

Άρα:

$$E_p = p dV = \rho_w g h dV, \quad (1.13)$$

Στην εξίσωση (1.13) ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού, g είναι η επιτάχυνση

της βαρύτητας και h είναι το ύψος πίεσης εκφρασμένο σε μονάδες μήκους.

1.5 Δυναμικό βαρύτητας

Ως δυναμικό στη φυσική, ορίζεται ο λόγος του έργου που απαιτείται για να μεταφερθεί εκτός πεδίου δυνάμεων κατάλληλο υπόθεμα (το οποίο εξαρτάται από το είδος του πεδίου), προς το υπόθεμα αυτό.

Έτσι, το δυναμικό βαρύτητας φ_g εκφραζόμενο σαν το λόγο δυναμικής ενέργειας προς μονάδα μάζας γράφεται ως:

$$\varphi_g = \frac{E_g}{m} = gz, \quad (1.14)$$

ή εκφραζόμενο σαν το λόγο δυναμικής ενέργειας ανά μονάδα βάρους, γράφεται ως:

$$\varphi_g = H_g = \frac{E_g}{mg} = z. \quad (1.15)$$

Στην περίπτωση αυτή το δυναμικό έχει διαστάσεις μήκους [L] και καλείται *ύψος θέσης*.

1.6 Δυναμικό πίεσης

Το δυναμικό πίεσης εκφρασμένο σαν το λόγο της δυναμικής ενέργειας του νερού προς τη μονάδα του όγκου, γράφεται:

$$\Phi_p = \frac{E_p}{dV} = p = \rho_w \cdot g \cdot h = \gamma \quad (1.16)$$

ή εκφρασμένο ανά μονάδα βάρους γράφεται:

$$H_p = h = \frac{p}{\gamma} \quad (1.17)$$

Το δυναμικό βαρύτητας ονομάζεται *ύψος πίεσης* και έχει διαστάσεις μήκους [L].

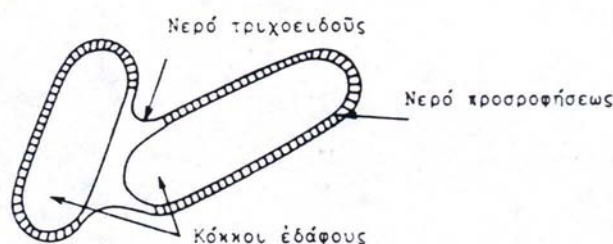
Στις παραπάνω σχέσεις, ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού, g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας, h είναι το ύψος πίεσης εκφρασμένο σε μονάδες μήκους και γ είναι το ειδικό βάρος του νερού.

Η αρνητική τιμή του ύψους πίεσης ονομάζεται *μύζηση (suction) ψ* :

$$\psi = -h \quad (1.18)$$

Το δυναμικό της αρνητικής πίεσης ονομάζεται *τριχοειδές δυναμικό* και το 1963 καθιερώθηκε από την I.S.S.S. (International Soc. of Soil Sciences), ως *μητρώο δυναμικό (matrix potential)*.

Το μητρώο δυναμικό του νερού του εδάφους προκύπτει από τις δυνάμεις του τριχοειδούς, καθώς και από τις δυνάμεις προσροφήσεως, που οφείλονται στο στερεό μητρώο. Έτσι, για αργιλώδη εδάφη η προσρόφηση παίζει σημαντικό ρόλο και δημιουργεί γύρω από τους κόκκους του εδάφους λεπτά υδάτινα φιλμ, τα οποία συγκρατούνται στους κόκκους ακόμα και στις υψηλές μυζήσεις. Στα αμμώδη εδάφη τα φαινόμενα τριχοειδούς κυριαρχούν και η προσρόφηση δεν παίζει μεγάλο ρόλο. Γενικά, όμως, τα υδάτινα υμένια βρίσκονται σε ισορροπία με τα κοίλα μέρη του νερού του τριχοειδούς (Σχήμα 1.4) και έτσι, το δυναμικό πίεσης προκύπτει από τη συνδυασμένη δράση και των δύο μηχανισμών, χωρίς να είναι δυνατό να απομονωθεί ο ένας μηχανισμός από τον άλλο (Τζιμόπουλος 1979).



Σχήμα 1.4 Ισορροπία μεταξύ των υδάτινων υμένων και του νερού του τριχοειδούς.

Υδραυλικό φορτίο ονομάζεται το άθροισμα του δυναμικού βαρύτητας και του δυναμικού πίεσης. Ισχύει λοιπόν η εξίσωση:

$$H = H_g + H_p = z + h \quad (1.19)$$

όπου H είναι το *υδραυλικό φορτίο*, h είναι το *ύψος πίεσης* του νερού των

εδαφικών πόρων – θετικό για την κορεσμένη ροή, αρνητικό για την ακόρεστη ροή – και z είναι το *ύψος θέσης*, για άξονα θετικό προς τα πάνω.

Στη σχέση (1.19) λαμβάνονται υπόψη μόνο τα δυναμικά βαρύτητας και πίεσης, παραλείποντας άλλες τυχόν επιδράσεις (π.χ. οσμωτική πίεση).

Το ύψος πίεσης του εδαφικού νερού ορίζεται και ως το ύψος κατακόρυφης στήλης νερού, η οποία ασκεί στη βάση της πίεση κατά απόλυτη τιμή ίση με την πίεση του εδαφικού νερού. Το ύψος πίεσης του νερού δίνεται από τον τύπο:

$$h = \frac{p_w - p_a}{\rho_w g} \quad (1.20)$$

όπου p_w είναι η απόλυτη πίεση του εδαφικού νερού, p_a είναι η ατμοσφαιρική πίεση, ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού και g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας.

Στην ακόρεστη ζώνη, επειδή $p_a > p_w$ συνεπάγεται ότι $h < 0$. Στην ελεύθερη επιφάνεια του υδροφόρου στρώματος, επειδή $p_a = p_w$ είναι $h = 0$ και στο υδροφόρο στρώμα όπου $p_a < p_w$, είναι $h > 0$.

Αξίζει εδώ να σημειωθεί ότι ο λόγος της διαφοράς ενέργειας προς ένα μικρό διάστημα μήκους εκφράζει τη δύναμη που εφαρμόζεται στο εδαφικό νερό με κατεύθυνση από υψηλότερα προς χαμηλότερα δυναμικά. Η δύναμη αυτή ισούται με την κλίση $-dp/ds$, όπου το αρνητικό πρόσημο εκφράζει ότι η δύναμη δρα προς την κατεύθυνση των ελαττούμενων δυναμικών.

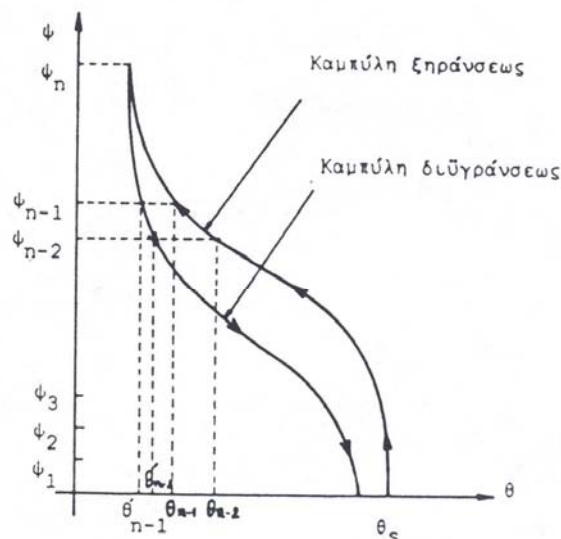
1.7 Η Χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους

Χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους είναι η γραφική παράσταση της μύζησης σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία, δηλαδή η γραφική παράσταση της σχέσης $\psi = \psi(\theta)$. Η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους αποτελεί πηγή σημαντικών πληροφοριών για την κίνηση του νερού και γενικά για το μηχανισμό διήθησης, αλλά και για τη μεταφορά ουσιών στην ακόρεστη ζώνη.

Κατά τη στράγγιση, όταν το νερό απομακρύνεται από το έδαφος, η

πίεση ή το δυναμικό του νερού που παραμένει στο έδαφος μειώνεται, εκφράζεται δηλαδή με μεγαλύτερο αρνητικό αριθμό. Η μύζηση δηλαδή αυξάνεται. Κατά τη διύγρανση, όταν δηλαδή προστίθεται νερό στο έδαφος, η πίεση, ή το δυναμικό του αυξάνεται, δηλαδή εκφράζεται με μικρότερους αρνητικούς αριθμούς. Άρα η μύζηση μειώνεται. Οι καμπύλες στράγγισης και διύγρανσης έχουν συνήθως σιγμοειδή μορφή και ποτέ δε συμπίπτουν. Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό ως *υστέρηση (hysteresis)*. Το φαινόμενο της υστέρησης έχει αποδοθεί σε πολλούς παράγοντες όπως στον εγκλωβισμό αέρα σε τυφλούς πόρους, στη διαφορετική γωνία επαφής κατά τη στράγγιση και τη διύγρανση, στην ανομοιόμορφη κατανομή του πορώδους και στο φαινόμενο της επίδρασης της φιάλης με μελάνι (the ink bottle effect), σύμφωνα με το οποίο, για το γέμισμα ενός πόρου απαιτείται μύζηση μικρότερη από ότι για το άδειασμα του πόρου.

Στο Σχήμα 1.5 φαίνεται η μορφή των χαρακτηριστικών καμπυλών στράγγισης και διύγρανσης, καθώς και το φαινόμενο της υστέρησης, για ένα τύπο εδάφους.



Σχήμα 1.5 Χαρακτηριστικές καμπύλες υγρασίας με φαινόμενα υστέρησης

1.8 Ο νόμος του Darcy

Το 1856 ο Γάλλος μηχανικός Henry Darcy δημοσίευσε μια πειραματική εργασία για τη ροή του νερού δια μέσου ομογενούς κορεσμένης άμμου. Από τα πειράματά του ο Darcy έδωσε τη σχέση μεταξύ της παροχής ανά μονάδα επιφάνειας q , και της κλίσης του υδραυλικού φορτίου i , η οποία είναι:

$$q = -Ki \quad (1.21)$$

όπου το q έχει διαστάσεις παροχής ανά μονάδα επιφάνειας, δηλαδή διαστάσεις ταχύτητας [$L \cdot T^{-1}$] και λέγεται *ειδική παροχή ή ταχύτητα Darcy*. Το i είναι η κλίση του υδραυλικού φορτίου H ως προς την κατεύθυνση της ροής s :

$$i = \frac{dH}{ds}, \quad (1.22)$$

K είναι ένας συντελεστής αναλογίας που αναφέρεται στη διεθνή βιβλιογραφία ως *Υδραυλική Αγωγιμότητα*.

Ο τύπος του Darcy έχει γενικευτεί σήμερα σε τρισδιάστατο χώρο και καλείται Νόμος του Darcy. Για ισότροπο και ομογενές μέσο είναι:

$$\vec{q} = -K \overrightarrow{\text{grad}H}, \quad (1.23)$$

όπου:

$$\vec{q} = q_x i + q_y j + q_z k, \quad (1.24)$$

$$\overrightarrow{\text{grad}H} = \frac{\partial H}{\partial x} i + \frac{\partial H}{\partial y} j + \frac{\partial H}{\partial z} k. \quad (1.25)$$

H είναι το ολικό δυναμικό ή υδραυλικό φορτίο, δηλαδή το άθροισμα του δυναμικού βαρύτητας z και του δυναμικού πίεσης h , γιατί όπως ήδη έχει αναφερθεί, το ύψος ταχύτητας θεωρείται αμελητέο κατά την κίνηση του νερού στο έδαφος. Έτσι ισχύει η σχέση:

$$H = z \pm h \quad (1.26)$$

Ο τύπος (1.23) μπορεί να προκύψει και απευθείας από τις εξισώσεις Navier – Stokes έπειτα από ορισμένες μαθηματικές επεξεργασίες και απλουστευτικές παραδοχές (Bear 1972).

Το 1931 ο Richards επέκτεινε το Νόμο του Darcy και για την περίπτωση της ακόρεστης ροής:

$$\vec{q} = -K(\psi) \cdot \overrightarrow{\text{grad}H} . \quad (1.27)$$

όπου $K(\psi)$ είναι η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους.

Στην περίπτωση της ακόρεστης ροής το υδραυλικό φορτίο είναι:

$$H = h + z = -\psi + z , \quad (1.28)$$

για άξονα z θετικό προς τα πάνω. Το h είναι η αρνητική πίεση του νερού των πόρων του εδάφους.

Επειδή η συνάρτηση $K(\psi)$ επηρεάζεται πολύ από το φαινόμενο της υστέρησης, η εξίσωση (1.27) 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 Torp και Miller, το 1969 ο Roulonassilis και το 1970 ο Thony. (Αγγελακη, 2004) . Επομένως, η εξίσωση (1.27) γράφεται:

$$\vec{q} = -K(\theta) \overrightarrow{\text{grad}H} . \quad (1.29)$$

Η εξίσωση (1.29) λόγω της (1.28) γράφεται:

$$\vec{q} = K(\theta) \overrightarrow{\text{grad}\psi} - K(\theta)k . \quad (1.30)$$

Ορίζεται ως *συντελεστής διάχυσης του εδαφικού νερού (soil – water diffusivity)*, το γινόμενο της υδραυλικής αγωγιμότητας $K(\theta)$ επί την κλίση

$d\psi/d\theta$:

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

Ο νόμος του Darcy λόγω της σχέσης (1.31), γίνεται:

$$\vec{q} = -D(\theta) \overrightarrow{\text{grad}\theta} - K(\theta)k \quad (1.32)$$

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

$$q_x = -D \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (1.32\alpha)$$

$$q_y = -D \frac{\partial \theta}{\partial y} \quad (1.32\beta)$$

$$q_z = -D \frac{\partial \theta}{\partial z} - K \quad (1.32\gamma)$$

1.9 Η υδραυλική αγωγιμότητα

Ως υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους ορίζεται η ικανότητα που έχει το έδαφος να μεταφέρει το νερό μέσα από τη μάζα του. Όταν η μεταφορά του νερού γίνεται στην ακόρεστη ζώνη, τότε μιλάμε για *τριχοειδή ή ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα (unsaturated hydraulic conductivity, K)*, ενώ για κίνηση του νερού στην κορεσμένη ζώνη μιλάμε για *υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού ή κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα (saturated hydraulic conductivity, K_s)*.

Η σχέση που δίνει την υδραυλική αγωγιμότητα προκύπτει από το νόμο του Darcy

$$K = \left| -\frac{\bar{q}}{\text{grad}H} \right| \quad (1.33)$$

Είναι λοιπόν φανερό ότι η υδραυλική αγωγιμότητα ισούται με το λόγο της ειδικής παροχής προς την υδραυλική κλίση και θα ισούται με την ειδική παροχή όταν η υδραυλική κλίση ισούται με τη μονάδα. Έτσι οι διαστάσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι διαστάσεις ταχύτητας $[LT^{-1}]$.

Η υδραυλική αγωγιμότητα είναι συνάρτηση της εδαφικής υγρασίας $K(\theta)$, αλλά και της πίεσης $K(\psi)$. Όπως, ήδη, έχει αναφερθεί, συνήθως χρησιμοποιείται η $K(\theta)$, επειδή η συνάρτηση $K(\theta)$ επηρεάζεται λιγότερο από υστερητικά φαινόμενα, σε σχέση με την $K(\psi)$.

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, 1994).

Πίνακας 1.1 Υδραυλική αγωγιμότητα για διάφορους τύπους εδαφών
(Τζιμόπουλος, 1994)

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	$(0,9 - 6610) \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-2}$
Ιλύς	$(0,09 - 7090) \cdot 10^{-7}$	$2,83 \cdot 10^{-5}$
Άργιλος	$(0,1 - 47) \cdot 10^{-8}$	$9 \cdot 10^{-8}$

1.10 Ο συντελεστής διάχυσης

Το 1907 ο Buckingham εισήγαγε τον όρο:

$$D(\theta) = -K(\theta) \frac{d\psi}{d\theta} \quad (1.34)$$

χωρίς όμως να τον ονομάσει. 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 (soil – water diffusivity D)*. Οι διαστάσεις του D είναι $[L^2T^{-1}]$.

1.11 Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα

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

$$C(\theta) = -\frac{d\theta}{d\psi} \quad (1.35)$$

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 $[L^{-1}]$.

1.12 Η απορροφητικότητα

Η *απορροφητικότητα (sorptivity S)* του εδάφους, είναι το φυσικό χαρακτηριστικό που έχει το έδαφος να συγκρατεί το νερό εξαιτίας των τριχοειδών δυνάμεων. Η απορροφητικότητα του εδάφους είναι συνάρτηση της αρχικής υγρασίας του εδάφους θ_0 και της εφαρμοζόμενης οριακής συνθήκης θ_1 .

Ο όρος *απορροφητικότητα (sorptivity)* δόθηκε από τον Philip (Philip 1958, 1969), σαν μια καινούργια παράμετρος της εξίσωσης διήθησης που εξήγαγε από τα προφίλ υγρασίας και δίνεται από τη σχέση:

$$S^2 = 2K_s(\theta_1 - \theta_0)(H_0 - H_f) \quad (1.36)$$

όπου K_s είναι η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα, θ_0 είναι η αρχική υγρασία του εδάφους, θ_1 είναι η εφαρμοζόμενη οριακή συνθήκη, H_0 είναι το μέτωπο πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους (δηλαδή το ύψος του νερού στην επιφάνεια του εδάφους) και H_f είναι η ενεργός μύζηση στο υγρό μέτωπο.

Πειραματικά, η απορροφητικότητα μπορεί να υπολογιστεί χρησιμοποιώντας τη σχέση (Philip 1969):

$$I = S \cdot t^{1/2}, \quad (1.37)$$

όπου I είναι η αθροιστική διήθηση, S είναι η απορροφητικότητα και t είναι ο χρόνος. Η εξίσωση (1.37) μπορεί να χρησιμοποιηθεί μόνο για τους αρχικούς χρόνους διήθησης, όταν η ταχύτητα διήθησης είναι πολύ μεγάλη.

Η απορροφητικότητα μπορεί επίσης να υπολογιστεί από τη σχέση (Vauclin et Haverkamp, 1985):

$$S^2 = 2 \int_{\theta_i}^{\theta_s} \theta \cdot D(\theta) d\theta \quad (1.38)$$

η οποία αποτελεί πρώτης τάξης προσέγγιση, ή από τη βέλτιστη (optimum) λύση του Parlange (1975):

$$S^2 = \int_{\theta_i}^{\theta_s} (1 + \theta) \cdot D(\theta) d\theta. \quad (1.39)$$

Οι διαστάσεις της απορροφητικότητας είναι $[LT^{-1/2}]$ (Αγγελακη, 2004).

1.13 Η εξίσωση της συνέχειας

Θεωρούμε έναν όγκο αναφοράς U (control volume) που περικλείει μια μάζα νερού M ίση με :

$$M = \iiint_U (\rho\theta) dU, \quad (1.40)$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα του νερού και θ είναι η εδαφική υγρασία. Η μεταβολή της μάζας του νερού σε συνάρτηση με το χρόνο είναι μηδέν:

$$\frac{dM}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_{U_{\text{system}}} (\rho\theta) dU = 0 \quad (1.41)$$

Εφαρμόζουμε στη (1.41) το θεώρημα μεταφοράς του Reynold's οπότε:

$$\iiint_{U_{\text{cv}}} \left\{ \frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \overrightarrow{\text{div}}(\rho\theta\vec{V}) \right\} dU = 0 \quad (1.42)$$

ή επειδή ο όγκος U είναι αυθαίρετος, είναι:

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \overrightarrow{\text{div}}(\rho\theta\vec{V}) = 0 \quad (1.43)$$

και για ρευστό ασυμπίεστο, όπως είναι το νερό (δηλαδή $\rho = \text{σταθ.}$) ισχύει:

$$\left. \begin{aligned} \rho \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\rho \overrightarrow{\text{div}}(\theta \vec{v}) &\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}}(\theta \vec{v}) \\ \text{και επειδή } \vec{q} = \theta \vec{v} & \end{aligned} \right\} \Leftrightarrow$$

$$\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \vec{q} = -\left\{ \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right\} \quad (1.44)$$

Στην παραπάνω σχέση \vec{v} είναι η μέση ταχύτητα του νερού διαμέσου των πόρων. Η εξίσωση (1.44) αποτελεί την *εξίσωση συνέχειας* για την περίπτωση της ακόρεστης ροής.

Για μονοδιάστατη κατακόρυφη κίνηση, η σχέση (1.44) γίνεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \vec{q} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.45)$$

1.14 Η εξίσωση Richards

Η εξίσωση Richards προκύπτει από το συνδυασμό του νόμου του Darcy με την εξίσωση συνέχειας:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \left\{ K(\theta) \overrightarrow{\text{grad}} \psi - K(\theta) k \right\} \Leftrightarrow \quad (1.46)$$

$$\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \right\} + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.47)$$

Για την περίπτωση αυτή η παράγωγος $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ γράφεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\psi} \frac{d\psi}{dt} = -C(\theta) \frac{d\psi}{dt}, \quad (1.48)$$

όπου $C(\theta) = -\frac{d\theta}{d\psi}$ και αποτελεί την ειδική υδραυλική χωρητικότητα (*specific water capacity*) του ακόρεστου μέσου.

Έτσι με τη σχέση (1.48) η εξίσωση (1.47) γράφεται:

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.49)$$

Η εξίσωση (1.49) αποτελεί την εξίσωση Richards για την κίνηση του νερού στο έδαφος.

- Για την περίπτωση της εξίσωσης (1.32) η εξίσωση συνεχείας γίνεται:

$$\frac{d\theta}{dt} = \overrightarrow{\text{div}} \cdot \left(D \overrightarrow{\text{grad}} \theta \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.50)$$

ή

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.51)$$

Οι εξισώσεις (1.49) και (1.51) είναι οι γενικές εξισώσεις συνέχειας και κίνησης του νερού σε ακόρεστο πορώδες μέσο, στο χώρο των τριών διαστάσεων και η μεν (1.49) περιγράφει τη χωροχρονική κατανομή της

μύζησης, η δε (1.51) περιγράφει τη χωροχρονική κατανομή της εδαφικής υγρασίας. Οι εξισώσεις αυτές είναι εξισώσεις με μερικούς παραγώγους μη γραμμικές, γιατί η υδραυλική αγωγιμότητα K και ο συντελεστής διάχυσης D είναι συναρτήσεις των ψ και θ . Οι εξισώσεις αυτές δεν έχουν ακόμη λυθεί με αναλυτικές λύσεις, παρά μόνο με αριθμητικές και αριθμητικοαναλυτικές. Εάν παραλειφθεί ο τελευταίος όρος που εκφράζει τη επίδραση της βαρύτητας, τότε οι εξισώσεις έχουν τη μαθηματική μορφή μη γραμμικών εξισώσεων της θερμότητας.

Από τις εξισώσεις (1.49) και (1.51) προκύπτουν εύκολα οι εξισώσεις της μονοδιάστατης και δισδιάστατης ροής:

- Μονοδιάστατη ροή:

$$\text{Διεύθυνση } x \quad C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \quad (1.49\alpha)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad (1.51\alpha)$$

$$\text{Διεύθυνση } z \quad C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.49\beta)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.51\beta)$$

- Δισδιάστατη ροή:

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.49\gamma)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.51\gamma)$$

1.15 Η διήθηση του νερού στο έδαφος και οι παράγοντες που την επηρεάζουν

Κατά τη διάρκεια της άρδευσης ή βροχής το νερό κινείται μέσω της επιφάνειας του εδάφους προς βαθύτερα στρώματα και με κατεύθυνση προς το κέντρο της Γης. Η διαδικασία αυτή της εισροής του νερού στο έδαφος, ονομάζεται *διήθηση (infiltration)*.

Η διήθηση εξαρτάται από πολλούς παράγοντες όπως :

1. Η κατάσταση της επιφάνειας του εδάφους (π.χ. σχήμα και μέγεθος της διατομής των αρδευτικών αυλακιών), (Λαζακίδης και Σφήκας, 1991).

2. Η δομή, η υφή, η μηχανική σύσταση, η ομοιογένεια των κόκκων και των πόρων του εδάφους παίζουν επίσης σημαντικότατο ρόλο στο μηχανισμό διήθησης. Εδάφη που έχουν μεγάλους πόρους και ανοιχτή δομή παρουσιάζουν μεγάλη διηθητικότητα ενώ το αντίθετο συμβαίνει με τα συνεκτικά εδάφη, που αν και έχουν μεγάλο πορώδες, το μέγεθος των πόρων είναι μικρό. Μερικά εδάφη όταν διαβρέχονται διαστέλλονται με αποτέλεσμα να κλείνουν οι πόροι τους και να γίνονται σχεδόν αδιαπέραστα στο νερό και όταν ξηραίνονται σχηματίζουν ρωγμές. Στα αμμώδη εδάφη είναι δυνατό να παρατηρηθεί ταχύτητα διήθησης μεγαλύτερη των 25 cm/h, ενώ στα αργιλώδη ενδέχεται να είναι σχεδόν μηδενική, όταν έχει προκληθεί διάσπαση της δομής με την εκτέλεση για παράδειγμα καλλιεργητικών και άλλων εργασιών με εσφαλμένο τρόπο (Παπαγρηγοράκης και Στόκα, 1988).

3. Λεπτή συμπαγής κρούστα που περιορίζει δραστικά τη διήθηση (Vandervaere et al, 1998). Η κρούστα αυτή δημιουργείται από την πρόσκρουση των σταγόνων της βροχής ή του καταιονισμού, ή κυρίως από τη μεταφορά λεπτόκοκκου υλικού με το νερό που εφαρμόζεται στο χωράφι με επιφανειακή άρδευση, το οποίο γεμίζει τους πόρους ανάμεσα στα εδαφομόρια. Η κρούστα αυτή μπορεί να προληφθεί αν η επιφάνεια του χωραφιού καλυφθεί από την καλλιέργεια και μπορεί να καταστραφεί με ελαφρό σκάλισμα πριν την εφαρμογή της άρδευσης.

4. Υπεδάφιας αδιαπέραστης στρώσης . Δημιουργείται κυρίως από τα εδαφοκαλλιεργητικά μηχανήματα που συμπιέζουν το έδαφος αμέσως κάτω από το βάθος στο οποίο φθάνουν (10 με 15 cm), με αποτέλεσμα να δημιουργείται στο βάθος αυτό μια συμπαγής στρώση που εμποδίζει τη διήθηση του νερού. Η στρώση αυτή μπορεί να καταστραφεί με βαθιά άροση ή χρήση υπεδαφοκαλλιεργητών, ώστε στη θέση της συμπαγούς αυτής στρώσης να δημιουργηθούν ευρείς πόροι που να επιτρέπουν την άνετη κίνηση του νερού προς μεγαλύτερα βάθη.

5. Η περιεκτικότητα του εδάφους σε οργανική ουσία είναι ένας παράγοντας που επηρεάζει σημαντικά τη διήθηση του νερού. Εδάφη με μεγάλη περιεκτικότητα σε οργανικά υλικά, έχουν σχετικά υψηλό πορώδες και παρουσιάζουν καλή διήθηση . Σε αρκετά συνεκτικά εδάφη με κακή διήθηση, η προσθήκη οργανικής ουσίας βελτιώνει αρκετά την κίνηση του νερού.

6. Τα φερτά υλικά του νερού μπορούν να επηρεάσουν άμεσα την καθοδική κίνηση του νερού αφού το αρδευτικό νερό μεταφέρει λεπτόκοκκα υλικά και τα αποθέτει στο χωράφι. Σε αμμώδη εδάφη, όταν το νερό μεταφέρει σημαντικές ποσότητες αργίλου και ιλύος, βελτιώνονται τα χαρακτηριστικά του εδάφους και περιορίζεται η πολύ γρήγορη διήθηση του νερού, όμως στα αργιλώδη εδάφη τέτοιο νερό μπορεί να καταστήσει την επιφάνειά τους αδιαπέραστη.

7. Η περιεκτικότητα του νερού σε άλατα. Η χρόνια άρδευση με νερό που περιέχει άλατα προκαλεί προσθήκη των αλάτων στο έδαφος καταστρέφοντας τη δομή του. Για να βελτιωθεί το έδαφος, απαιτείται έκπλυση του εδάφους, ώστε να απομακρυνθούν τα άλατα (π.χ. με τη δημιουργία ορυζώνα, μετά από περίπου ένα χρόνο, τα άλατα έχουν ξεπλυθεί).

8. Η θερμοκρασία του νερού είναι και αυτή ένας παράγοντας που επηρεάζει το μηχανισμό διήθησης, γιατί επηρεάζει το ιξώδες του νερού.

Νερό χαμηλής θερμοκρασίας έχει μεγαλύτερο ιξώδες και μικρότερη διηθητικότητα από νερό υψηλής θερμοκρασίας.

9. Η αρχική υγρασία του εδάφους επηρεάζει τη διήθηση του νερού κυρίως στην αρχή της .

Η διήθηση είναι μία πολύ σημαντική διαδικασία κατά τη διάρκεια της άρδευσης, γιατί από αυτήν εξαρτάται το ποσό του αρδευτικού νερού που θα εισέλθει στο έδαφος, ενώ το υπόλοιπο ποσό απορρέει επιφανειακά. Η πλήρης γνώση λοιπόν του μηχανισμού διήθησης , είναι σημαντική γιατί καθορίζει την παροχή εφαρμογής του αρδευτικού νερού, αλλά και την ικανότητα συμπλήρωσης του ελλείμματος εδαφικής υγρασίας, καθώς και τον εμπλουτισμό των υπόγειων νερών. Για το λόγο αυτό, πολλοί είναι οι ερευνητές που ασχολήθηκαν με το θέμα αυτό και εξήγαγαν διάφορες εξισώσεις που το περιγράφουν (Green & Ampt 1911, Kostiaikov 1932, Horton 1940, Talsma and Parlange 1972, Onstad et al 1973, Knight 1983, Kunze 1983, Parlange 1971, 1972, 1975, 1982, 1985, 1990, Philip 1957, 1958, 1969, 1973, 1983, Touma et al 1984, Tzimopoulos 1991, κ.α., Αγγελάκη, 2004).

1.16 Διηθητικότητα και ταχύτητα διήθησης

Διηθητικότητα ονομάζεται η μέγιστη ροή που το εδαφικό προφίλ μπορεί να απορροφήσει διαμέσου της επιφάνειάς του, στην οποία βρίσκεται νερό υπό πίεση ίση με την ατμοσφαιρική (Τζιμόπουλος, 1981).

Όταν κατά τη διάρκεια της βροχής η του ποτίσματος η ένταση του νερού στην επιφάνεια του εδάφους είναι μικρότερη από τη διηθητικότητα, το νερό διηθείται αρκετά γρήγορα προς τα κάτω , ενώ όταν η ένταση της βροχής ξεπερνά τη διηθητικότητα, η διαδικασία διήθησης καθορίζεται από το μέτωπο της εδαφικής υγρασίας, τότε το πλεονάζον νερό δρα δυσμενώς επί της επιφάνειας του εδάφους, διαλύει τα συσσωματώματα και σχηματίζει την επιβλαβή κρούστα. Αν το νερό αυτό δε διηθηθεί, εξατμίζεται ή απορρέει. Στις περιπτώσεις αυτές μειώνεται ο βαθμός απόδοσης κατά την εφαρμογή του αρδευτικού νερού

ανεξάρτητα από τη διηθητική ικανότητα του εδάφους. Αυτό σημαίνει απώλεια πολύτιμου αρδευτικού νερού, απώλεια υδατοδιαλυτών θρεπτικών συστατικών του εδάφους και του λεπτόκοκκου υλικού του. Αν, όμως, μετρηθεί από πριν η διηθητικότητα του εδάφους, μπορεί να υπολογιστεί ο χρόνος εφαρμογής του νερού για τη χορήγηση της απαιτούμενης κάθε φορά αρδευτικής δόσης, μπορεί να υπολογιστεί η παροχή ανά μονάδα αρδευτικής δόσης, καθώς επίσης και η παροχή ανά μονάδα αρδευόμενης επιφάνειας.

Με την πάροδο του χρόνου η διηθητικότητα ελαττώνεται και για μεγάλους χρόνους τείνει ασυμπτωτικά σε μία σταθερή τιμή που λέγεται *σταθερή διηθητικότητα* ή *τελική* ή *βασική διηθητικότητα*. Πολλές φορές συνχέεται ο όρος *διηθητικότητα* με τον όρο *ταχύτητα διήθησης*. Ο Hillel (1974, 1980) διαχωρίζει τις δύο έννοιες και δίνει για τη *διηθητικότητα* τον ορισμό που αναφέρθηκε παραπάνω, ενώ για την *ταχύτητα διήθησης* δίνει τον ορισμό της ροής του νερού διαμέσου της επιφάνειας του εδάφους με συνθήκες διαφορετικής της ατμοσφαιρικής. Η ελάττωση της ταχύτητας διήθησης με την πάροδο του χρόνου οφείλεται σε διάφορους παράγοντες, όπως στην παραμόρφωση της δομής του εδάφους, στα μικρά σωματίδια που προχωρούν μαζί με το νερό και φράζουν τους πόρους του εδάφους, στη συμπίεστικότητα εγκλωβισμένων φυσαλίδων αέρα μέσα στους πόρους του εδάφους, αλλά κυρίως οφείλεται στη μείωση της υδραυλικής κλίσης. Η συνεχής μείωση της υδραυλικής κλίσης κοντά στην επιφάνεια του εδάφους έχει σαν αποτέλεσμα τη συνεχή μείωση της ταχύτητας διήθησης, η οποία σταθεροποιείται τελικά σε μία τιμή (Σχήμα 1.6, Τζιμόπουλος, 1981). Η σταθερή αυτή τιμή της ταχύτητας διήθησης είναι πρακτικά ίση με την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού του εδάφους (K_s).



Σχήμα 1.6 Ταχύτητα διήθησης σαν συνάρτηση του χρόνου κατά τη διάρκεια ἄρδευσης με ένταση σταθερή, μικρότερη από την αρχική τιμή της διηθητικότητας του εδάφους, αλλά μεγαλύτερη από την τελική τιμή αυτής.

1.17 Αθροιστική διήθηση

Αθροιστική διήθηση (*cumulative infiltration I*), είναι το ολοκλήρωμα της διηθητικότητας (ή ταχύτητας διήθησης) ως προς το χρόνο:

$$I = \int i dt \quad (1.52)$$

Η αθροιστική διήθηση I ορίζεται και ως το ολοκλήρωμα ως προς το βάθος της εδαφικής υγρασίας $\theta(z,t)$:

$$I = \int_0^z (\theta - \theta_i) dz \quad (1.53)$$

όπου $\theta(z,t)$ είναι η εδαφική υγρασία στο χρόνο t και θ_i είναι η αρχική υγρασία του εδάφους. Γνωρίζουμε ότι η ταχύτητα διήθησης ή στιγμιαία διηθητικότητα ή απλώς διηθητικότητα δίνεται από τη σχέση $i = dI/dt$. Τα όρια των μεταβλητών $I(t)$ και $i(t)$ είναι:

$$\lim_{t \rightarrow 0} I(t) = 0, \quad \lim_{t \rightarrow \infty} I(t) = \infty \quad (1.54)$$

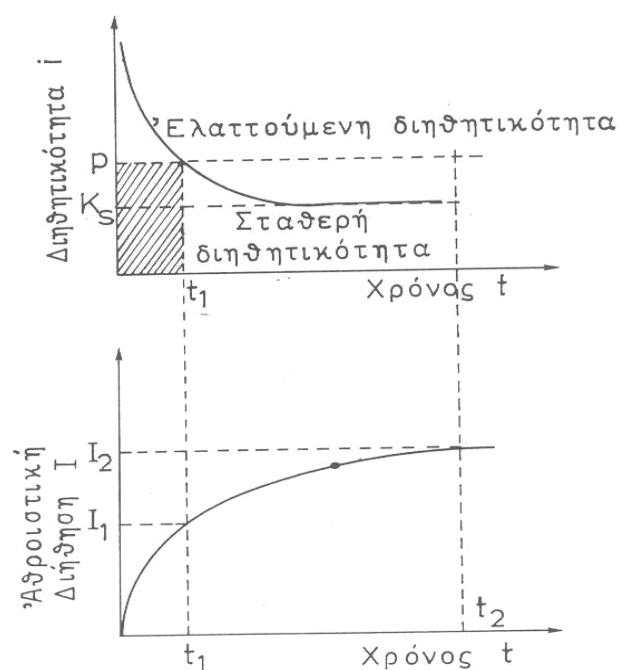
$$\lim_{t \rightarrow 0} i(t) = \infty, \quad \lim_{t \rightarrow \infty} i(t) = K_s \quad (1.55)$$

όπου K_s είναι η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα, δηλαδή η υδραυλική

αγωγιμότητα που αντιστοιχεί στην υγρασία κορεσμού $\theta = \theta_s$.

Η αθροιστική διήθηση είναι συνάρτηση του χρόνου και η κλίση της μειώνεται προοδευτικά με το χρόνο (Σχήμα 1.7). Η φυσική σημασία της αθροιστικής διήθησης είναι ότι εκφράζει αθροιστικά την ποσότητα του νερού που έχει περάσει σε μια δεδομένη χρονική στιγμή από την επιφάνεια του εδάφους.

Οι καμπύλες $i(t)$ και $I(t)$ είναι μεγάλης σημασίας για τις αρδεύσεις, γιατί από αυτές μπορεί να καθοριστεί τόσο ο ρυθμός εφαρμογής του νερού όσο και η διάρκεια της άρδευσης.



Σχήμα 1.7 Διηθητικότητα και αθροιστική διήθηση σαν συνάρτηση του χρόνου όταν στην επιφάνεια του εδάφους εφαρμόζεται μια λεπτή στρώση νερού.

Στο Σχήμα 1.7 φαίνεται η διηθητικότητα και η αθροιστική διήθηση σαν συνάρτηση του χρόνου, όταν στην επιφάνεια του εδάφους εφαρμόζεται μια λεπτή στρώση νερού.

1.18 Μαθηματικά μοντέλα διήθησης

Για την περιγραφή του πολύπλοκου φαινομένου της διήθησης έχουν αναπτυχθεί διάφορες εξισώσεις τόσο θεωρητικές όσο και εμπειρικές. Μερικά από τα πιο σημαντικά μοντέλα που χρησιμοποιούνται παρουσιάζονται ενδεικτικά στη συνέχεια:

α) Εξίσωση Kostiakov

Ο Kostiakov (1932) πρότεινε μία εκθετική εξίσωση για τον υπολογισμό της αθροιστικής διήθησης I . Η εξίσωση αυτή είναι:

$$I(t) = K \cdot t^b \quad (1.56)$$

όπου K και b είναι σταθερές ($K > 0$, $0 < b < 1$), οι οποίες δεν έχουν καμία φυσική σημασία, εξαρτώνται από το έδαφος και τις αρχικές συνθήκες και προσδιορίζονται από την επεξεργασία των πειραματικών μετρήσεων.

β) Εξίσωση Horton

Το 1940 προτάθηκε από τον Horton η παρακάτω τριπαραμετρική εξίσωση διήθησης:

$$I = i_c t + (i_o - i_c)(1 - e^{-bt}) / b \quad (1.57)$$

$$i_p = i_c + (i_o - i_c)e^{-bt} \quad (1.58)$$

όπου i_c είναι η τελική διηθητικότητα, i_o είναι η διηθητικότητα στο χρόνο $t=0$ και b είναι μια εδαφική παράμετρος που καθορίζει την ταχύτητα μείωσης της διηθητικότητας. Οι παράμετροι i_o και b εξαρτώνται από την αρχική υγρασία του εδάφους και από την παροχή που εφαρμόζεται. Στα ομογενή εδάφη το i_c είναι ελάχιστα μικρότερο από την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού K_s .

γ) Εξίσωση του Philip

Η εξίσωση του Philip (1957, 1969) αποτελεί ημιαναλυτική λύση της εξίσωσης κίνησης του νερού στην ακόρεστη ζώνη και δίνεται με τη μορφή χρονικών σειρών. Η λύση αυτή προήλθε από τη διερεύνηση της εξίσωσης

κίνησης του νερού σε ομογενές έδαφος, όταν στην επιφάνειά του έχουμε συνθήκες κατάκλισης και έχει τη μορφή:

$$I(t) = K_i t + \sum_{m=1}^m S_m t^{m/2}, \quad (1.59)$$

όπου K_i είναι η υδραυλική αγωγιμότητα που αντιστοιχεί στην αρχικά περιεχόμενη εδαφική υγρασία $\theta = \theta_i$ και S_m είναι μία σειρά συντελεστών οι οποίοι υπολογίζονται ως συναρτήσεις των εδαφικών χαρακτηριστικών και των αρχικών και οριακών συνθηκών της διήθησης. Ο συντελεστής S_m για $m=1$ λέγεται *απορροφητικότητα (sorptivity)*, (Philip, 1958).

δ) Εξίσωση Τζιμόπουλου

Ο Τζιμόπουλος (1991) εισήγαγε τη γενικευμένη εξίσωση του Philip με τη μορφή:

$$I(t) = St^{1/2} + H(t - t_c) [I_c + K_s(t - t_c) - St^{1/2}], \quad (1.60)$$

όπου $H(t-t_c)$ είναι η συνάρτηση βαθμίδα του Heaviside και t_c είναι ο χρόνος σχηματισμού του προφίλ του απείρου, πέραν του οποίου ενεργούν οι δυνάμεις βαρύτητας.

ε) Εξίσωση του Parlange

Το μοντέλο αθροιστικής διήθησης του Parlange (1971, 1972, 1975) έχει 2 παραμέτρους :

1. την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού και
2. την απορροφητικότητα

και για το λόγο αυτό καλείται διπαραμετρικό μοντέλο αθροιστικής διήθησης (Αγγελακη , 2004). Το μοντέλο αυτό δίνεται από την εξίσωση :

$$Ks t = I + S^2 / 2KS \{ \exp(-2IKs/S^2) - 1 \} \quad (\text{Αγγελάκη} , 2004).$$

στ) Εξίσωση Green & Ampt

Το μοντέλο των Green & Ampt αφορά την περίπτωση κατά την οποία το νερό λιμνάζει στην επιφάνεια ενός εδάφους που είναι βαθύ, ομογενές και με ομοιόμορφη αρχική υγρασία και δίνεται από την εξίσωση :

$$K_s t = I - S^2 / 2K_s \ln\{1 + 2K_s / S^2 I\} \text{ (Αγγελάκη , 2004)}.$$

ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

2.1 Εισαγωγή

Στην παρούσα πτυχιακή διατριβή πραγματοποιήθηκαν στο εργαστήριο πειράματα προκειμένου να μελετηθεί η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος. Η μελέτη των ανωτέρω στον αγρό παρουσιάζει πολλές δυσκολίες και γι' αυτό συνήθως γίνεται μία προσομοίωση των συνθηκών του αγρού στο εργαστήριο.

Σε κάθε εργαστηριακό πείραμα γίνονται κάποιες παραδοχές και απλουστεύσεις σε σχέση με τις πραγματικές συνθήκες που υπάρχουν στη φύση. Έτσι στο συγκεκριμένο εργαστηριακό πείραμα έγιναν οι παρακάτω παραδοχές και απλουστεύσεις :

- Η πίεση της αέριας φάσης είναι πάντα σταθερή και ίση με την ατμοσφαιρική πίεση.
- Η αέρια φάση δεν επηρεάζει την κίνηση της υγρής φάσης.
- Το εδαφικό δείγμα είναι 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.
- Το οσμωτικό δυναμικό θεωρείται αμελητέο.
- Για τα πειραματικά σημεία της χαρακτηριστικής καμπύλης $\psi(\theta)$ τα οποία προέκυψαν από τις αντίστοιχες καμπύλες $\psi(t)$ και $\theta(t)$, θεωρήθηκε ότι προήλθαν από διαδοχικές καταστάσεις

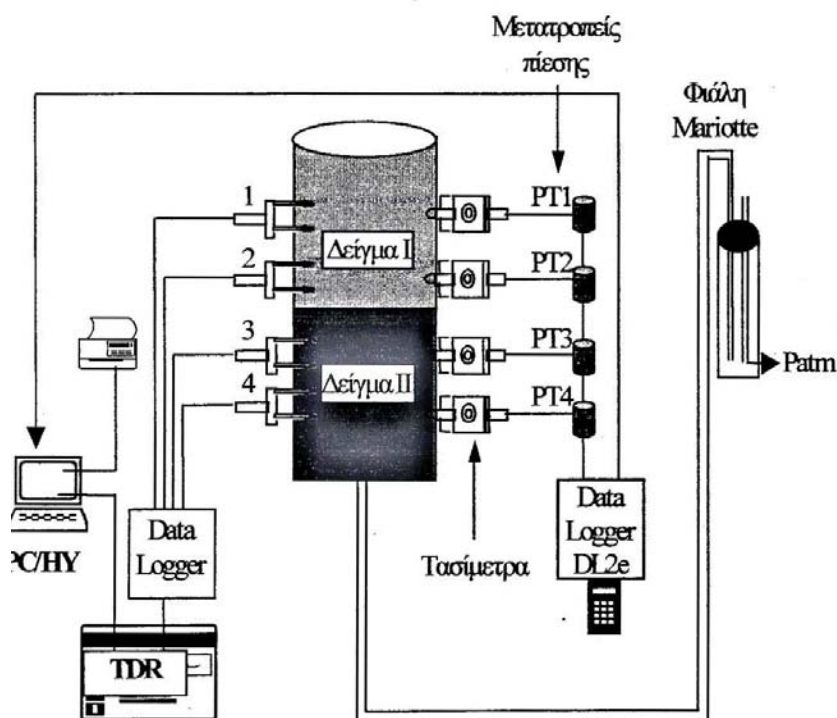
ισορροπίας κατά τα διάφορα στάδια, τόσο της διύγρανσης, όσο και της στράγγισης

Ακόμα, σε κάθε πείραμα κίνησης νερού είναι απαραίτητος είτε ο απευθείας είτε ο έμμεσος υπολογισμός των υδροδυναμικών μεταβλητών h (ύψους πίεσης) και θ (εδαφικής υγρασίας) και της παραμέτρου K_s (υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού). Στην παρούσα διατριβή για τον υπολογισμό των μεταβλητών και των παραμέτρων, χρειάστηκαν πολλές επαναλήψεις των πειραμάτων και αποκτήθηκε μεγάλη εμπειρία κατά το σχεδιασμό της πειραματικής διάταξης, αλλά και κατά την εφαρμογή των πειραματικών μεθόδων.

Ο συνδυασμός των παραμέτρων αυτών επιτρέπει την άμεση παρακολούθηση της ακόρεστης ροής του νερού στο εδαφικό δείγμα. Η αδυναμία των κλασσικών μεθόδων, η απουσία ακρίβειας, οι χρονοβόρες και δαπανηρές πειραματικές εργασίες, οδήγησαν τους ερευνητές να αναζητούν και να αναπτύσσουν, νέες, απλούστερες και αποτελεσματικές μεθόδους έρευνας.

Για την παρακολούθηση της εδαφικής υγρασίας εφαρμόστηκε η μη ραδιενεργός μέθοδος TDR, (Time Domain Reflectometry) η οποία είναι γρήγορη και ανεξάρτητη του εδαφικού. Οι κυματοδηγοί μήκους 5 cm σχεδιάστηκαν από το Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας σε συνεργασία με την εταιρία Soil Moisture Equipment Corp. για τις ανάγκες της παρούσας πειραματικής διαδικασίας.

Για την παρακολούθηση της μεταβολής των αρνητικών πιέσεων του εδαφικού νερού χρησιμοποιήθηκαν τασίμετρα – μετατροπείς πίεσης (tensiometers – press transducers). Τα τασίμετρα παρακολουθούν την μεταβολή της πίεσης του νερού που συγκρατείται από το εδαφικό δείγμα, σε συγκεκριμένες θέσεις και μεταβιβάζουν τις πληροφορίες στο αντίστοιχο καταγραφικό μηχάνημα (data logger system) για την άμεση και γρήγορη παρακολούθηση των μεταβολών αυτών.



2.2 Μέθοδοι μετρήσεων

2.2.1 Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας

Η μέτρηση της εδαφικής υγρασίας μπορεί να γίνει με διάφορους τρόπους:

1. Με ζύγιση του εδάφους πριν και μετά τη διύγρανσή του και από τη διαφορά των δύο μετρήσεων πραγματοποιείται ο υπολογισμός της υγρασίας του. Η μέθοδος αυτή είναι μεν απλή, αλλά χρονοβόρα.

2. Με χρήση της συσκευής διάχυσης νετρονίων. Δε συνιστάται η χρήση της συσκευής αυτής για μέτρηση της υγρασίας των επιφανειακών στρώσεων του εδάφους.

3. Με μέτρηση της τάσης, εφόσον είναι γνωστή η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται τα *τενσιόμετρα*. Τενσιόμετρα στα οποία η αποκατάσταση της ισορροπίας ανάμεσα στην εσωτερική και εξωτερική τάση γίνεται πολύ γρήγορα, έχουν σχεδιαστεί από τους Miller (1951), Leonard και Low (1962), κ.λπ.

4. Η μέθοδος της ηλεκτρικής αντίστασης στηρίζεται στην αρχή ότι μια μεταβολή της εδαφικής υγρασίας προκαλεί αντίστοιχη μεταβολή στην

ηλεκτρική αντίσταση του εδάφους ή κάποιου άλλου πορώδους μέσου που είναι τοποθετημένο μέσα στο έδαφος και βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας με αυτό.

5. Μια άλλη πολύ διαδεδομένη μέθοδος μέτρησης της εδαφικής υγρασίας, η οποία εφαρμόζεται στο εργαστήριο, είναι η *μέθοδος εκπομπής γ ακτινοβολίας*.

6. Μία σχετικά πρόσφατη μέθοδος για τη μέτρηση της υγρασίας στο έδαφος είναι η μέθοδος TDR, η οποία επίσης χρησιμοποιήθηκε στα εργαστηριακά πειράματα και θα αναπτυχθεί αναλυτικά πιο κάτω.

2.2.2 Μέθοδος TDR

i) Θεωρία

Η μέθοδος TDR (Time Domain Reflectometry) είναι μία απλή, αυτόματη και μη ραδιενεργός μέθοδος, η οποία δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα για την εδαφική υγρασία χωρίς ιδιαίτερες δυσκολίες στη χρήση και χωρίς να είναι χρονοβόρα. Επιπλέον, δεν εξαρτάται από τον τύπο του εδάφους και χρησιμοποιείται με την ίδια ευκολία στον αγρό και στο εργαστήριο.

Η μέθοδος TDR βασίζεται στη σχέση που συνδέει τη διηλεκτρική σταθερά ενός υλικού με την υγρασία που αυτό περιέχει.

Ένας πυκνωτής ο οποίος μεταξύ των οπλισμών του περιέχει κάποιο διηλεκτρικό υλικό διηλεκτρικής σταθεράς K , έχει χωρητικότητα που δίνεται από τη σχέση:

$$C = K \cdot C_0 \quad (2.1)$$

όπου C_0 είναι η χωρητικότητα του ίδιου πυκνωτή, όταν μεταξύ των οπλισμών του υπάρχει κενό ή αέρας. Η διηλεκτρική σταθερά ενός υλικού είναι αδιάστατο μέγεθος.

Όταν ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα ταξιδεύει διαμέσου μιας γραμμής μεταφοράς (transmission line) ή κυματοδηγού (waveguide), μέσα σε κάποιο υλικό, τότε η ταχύτητα του κύματος αυτού εξαρτάται από τη

διηλεκτρική σταθερά (dielectric constant) του υλικού που περιβάλλει τη γραμμή μεταφοράς. Συγκεκριμένα, η σχέση μεταξύ ταχύτητας του κύματος και διηλεκτρικής σταθεράς είναι αντιστρόφως ανάλογη, δηλαδή όσο μεγαλύτερη είναι η διηλεκτρική σταθερά, τόσο μικρότερη είναι η ταχύτητα με την οποία διαδίδεται το κύμα μέσα στο υλικό αυτό.

Έστω ότι το υλικό μέσα στο οποίο διαδίδεται το ηλεκτρομαγνητικό κύμα είναι το έδαφος. Το έδαφος αποτελείται από αέρα, νερό, ανόργανα και οργανικά υλικά. Η διηλεκτρικές σταθερές για τα συστατικά του εδάφους αναγράφονται στον Πίνακα 3.1:

Πίνακας 2.1 Διηλεκτρικές σταθερές των συστατικών του εδάφους

Υλικό	Διηλεκτρική Σταθερά
Αέρας	1
Ανόργανα Υλικά	2 – 4
Νερό	80

Από τον Πίνακα 2.1 είναι φανερό πως η διηλεκτρική σταθερά του εδάφους καθορίζεται κυρίως από τη διηλεκτρική σταθερά του νερού που περιέχει. Αυτό έχει ως συνέπεια, η ταχύτητα με την οποία διαδίδεται ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα μέσα σε ένα κυματοδηγό, ο οποίος έχει θαφτεί μέσα στο έδαφος και η οποία εξαρτάται από τη διηλεκτρική σταθερά του εδάφους, ουσιαστικά να εξαρτάται από την περιεχόμενη σε αυτό υγρασία.

Τα μικροκύματα είναι ακίνδυνα μη ορατά ηλεκτρομαγνητικά κύματα με μήκος κύματος μεγαλύτερο των 700 nm. Όταν μία δέσμη μικροκυμάτων διαδοθεί μέσα σε μια γραμμή μεταφοράς η οποία έχει εισέλθει προσεκτικά σε έδαφος, τότε όταν αυτή φτάσει στο τέλος της γραμμής μεταφοράς, τότε η δέσμη θα ανακλαστεί και θεωρητικά όλη η ενέργεια της δέσμης θα επιστρέψει πίσω, όπως ακριβώς συμβαίνει με το ορατό φως, όταν αυτό ανακλάται στην επιφάνεια ενός κατόπτρου. Αν η απόσταση που διατρέχει το κύμα είναι γνωστή - ίση με τη γραμμή

μεταφοράς, την οποία θα αναφέρεται στο εξής ως κυματοδηγός (waveguide) - , τότε είναι δυνατός ο υπολογισμός του χρόνου (transit time) που απαιτείται για να διατρέξει το κύμα την απόσταση αυτή (one way), με τη βοήθεια της σχέσης:

$$c = \frac{L}{t} \quad (2.2)$$

όπου L είναι το μήκος του κυματοδηγού σε cm, t είναι ο χρόνος μεταφοράς (ίσος με το χρόνο που απαιτείται για να διανύσει το κύμα τον κυματοδηγό προς τη μια κατεύθυνση) σε ns και c είναι η ταχύτητα του κύματος μέσα στο υλικό.

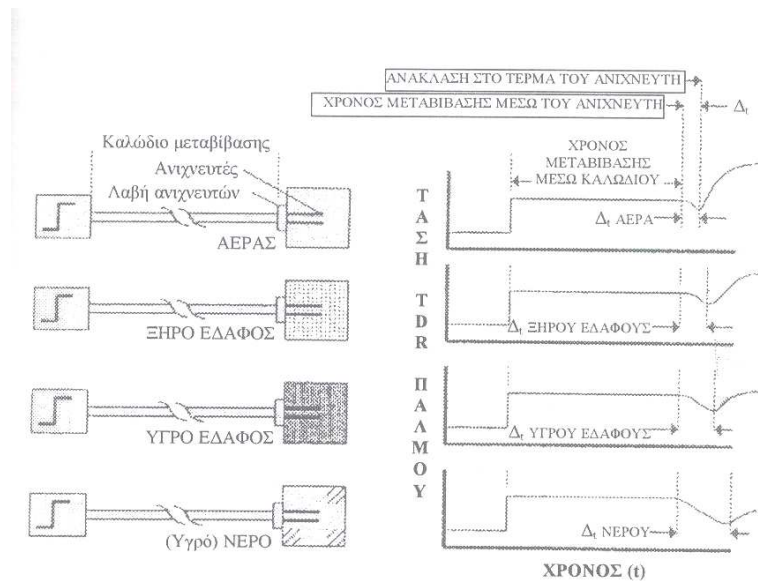
Η ταχύτητα c του κύματος μέσα στο υλικό διάδοσης συνδέεται με τη φαινόμενη διηλεκτρική σταθερά του υλικού K_α και την ταχύτητα του φωτός στο κενό c_o με τη σχέση:

$$c = \frac{c_o}{\sqrt{K_\alpha}} \quad (2.3)$$

Η φαινομενική διηλεκτρική σταθερά του υλικού, που περιβάλλει τον κυματοδηγό μπορεί επομένως να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$K_\alpha = \left(\frac{tc_o}{L} \right)^2 \quad (2.4)$$

Στο Σχήμα 2.1 παρουσιάζονται κάποια τυπικά διαγράμματα της τάσης του παλμού σαν συνάρτηση του χρόνου για διάφορες περιπτώσεις, από τις οποίες φαίνεται ο χρόνος μεταβίβασης του παλμού.



Σχήμα 2.1 Τυπικά διαγράμματα χρόνου ανάκλασης ηλεκτρικού παλμού για τον αέρα, για ξηρό έδαφος, για υγρό έδαφος και νερό

Προσεκτικές μετρήσεις στα εργαστήρια της Soil Moisture Equipment Corp. - η οποία είναι η εταιρεία κατασκευής του TDR -, έδειξαν τα εξής: Όταν το έδαφος είναι ξηρό, η φαινομενική διηλεκτρική σταθερά του εδάφους κυμαίνεται από 2 έως 4. Όταν το 25% της χωρητικότητας του εδάφους είναι νερό, τότε η φαινομενική διηλεκτρική σταθερά του εδάφους είναι 11 – 12. Σε εδάφη που χρησιμοποιούνται για καλλιέργειες έχει αποδειχτεί ότι η τιμή της φαινομενικής διηλεκτρικής σταθεράς του εδάφους (K_a) είναι ανεξάρτητη του τύπου του εδάφους και ότι εξαρτάται αποκλειστικά από την περιεχόμενη σε αυτό υγρασία.

Η σχέση της K_a με την υγρασία (% κ.ο.) του εδάφους, έγινε με μετρήσεις της K_a σε κελιά δοκιμών, στα οποία η υγρασία (% κ.ο.) ήταν γνωστή. Η σχέση αυτή χρησιμοποιείται από τη συσκευή TDR για απευθείας μετρήσεις στον αγρό ή στο εργαστήριο, της κατ' όγκο υγρασίας του εδάφους.

ii) Το σύστημα μέτρησης του TDR

Η συσκευή TDR είναι εφοδιασμένη με ένα πολύ ευαίσθητο χρονόμετρο, το οποίο μπορεί να μετρά χρόνους της τάξης των ps ($1\text{ps} = 10^{-12}\text{ s}$). Προκειμένου να γίνει μία μέτρηση, ξεκινά μια σειρά από χρονικούς κύκλους. Σε κάθε τέτοιο κύκλο, αποστέλλεται ένας παλμός στους κυματοδηγούς. Το λογισμικό του TDR, που μετρά την ενεργό τιμή της τάσης στη γραμμή μεταφοράς για ένα συγκεκριμένο χρόνο, δημιουργεί το κατάλληλο γράφημα, από το οποίο, η ίδια η συσκευή, υπολογίζει το χρόνο ανάκλασης του παλμού και τη διηλεκτρική σταθερά K_α του εδάφους.

Η σχέση που συνδέει τη διηλεκτρική σταθερά του εδάφους με την υγρασία του, είναι η εξής (Topp et al. 1980):

$$\theta = -0.053 + 0.29 K_\alpha - 5.5 \cdot 10^{-4} K_\alpha^2 + 4.3 \cdot 10^{-6} K_\alpha^3 \quad (2.5)$$

όπου K_α είναι η διηλεκτρική σταθερά, η οποία δίνεται από την εξίσωση (2.4). Σημειώνεται ότι η διηλεκτρική σταθερά αναφέρεται πολλές φορές στη βιβλιογραφία με το ελληνικό γράμμα ϵ .

Έχει αποδειχθεί ότι η εξίσωση (2.5) δίνει πολύ καλά αποτελέσματα για ένα μεγάλο εύρος εδαφικών τύπων. Οι Roth et al (1990) έδειξαν ότι το σφάλμα κατά τη μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με χρήση της εξίσωσης (2.5) είναι μικρότερο του $0,013\text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

Η συσκευή TDR λοιπόν, σύμφωνα με τα προαναφερθέντα, χρησιμοποιώντας όλα τα παραπάνω, δίνει τις μετρήσεις της υγρασίας (% κ.ο.) του εδάφους.

Στον Πίνακα 2.2 δίνονται τα τεχνικά χαρακτηριστικά της συσκευής TDR και στην Εικόνα 2.1 απεικονίζεται η συσκευή.

Η συσκευή TDR είναι μία αξιόπιστη συσκευή για τη μέτρηση της εδαφικής υγρασίας, η οποία έχει δύο βασικά πλεονεκτήματα:

α. Είναι εντελώς ακίνδυνη, από την άποψη της εκπομπής ακτινοβολίας.

β. Δεν απαιτεί βαθμονόμηση πριν την έναρξη των πειραμάτων. Η βαθμονόμηση γίνεται άπαξ στα εργαστήρια της κατασκευάστριας εταιρείας με τη χρήση γ ακτινοβολίας.



Εικόνα 2.1 Η Συσκευή TDR

Πίνακας 2.2 Τεχνικά χαρακτηριστικά της συσκευής TDR (Trace 6050X1)

Εύρος μέτρησης	0 – 100% περιεχόμενη υγρασία κατ' όγκο
Ακρίβεια μέτρησης	± 2% ή καλύτερη όταν χρησιμοποιείται ο υποδοχέας του κατασκευαστή.
Θερμοκρασία λειτουργίας	0 – 45°C.
Πηγή ισχύος	Εφοδιασμένο με δύο ηλεκτρολυτικές μπαταρίες ολικής χωρητικότητας 7 A h. Χρόνος επαναφόρτισης: 12 h.

	Υποδοχή βοηθητικής πηγής 18 – 24 V AC ή DC, 2 A, για επαναφόρτιση μπαταρίας ή ανεξάρτητη λειτουργία. Υποδοχή εξωτερικής μπαταρίας 12 V για ανεξάρτητη λειτουργία.
Θύρες σύνδεσης	BNC θύρα – για σύνδεση κυματοδηγών. RS – 232 σειριακή θύρα για μεταφορά δεδομένων. Θύρα multiplex 15 pin D – SUB, για διαδοχική και συνεχή καταγραφή από πολλαπλούς αισθητήρες.
Μνήμη	256 KB με ικανότητα αποθήκευσης τουλάχιστον 170 γραφημάτων / 5400 αναγνώσεις. Δυνατότητα καταγραφής με εύρος λήψης μέτρησης. Αυτογραφική ικανότητα ανάγνωσης με εσωτερικό εύρος (χρονικό βήμα) από μία την ημέρα έως μία το λεπτό.
Ηλεκτρονικά Χαρακτηριστικά	Μέγεθος τάσης μετρούμενου παλμού: 1.5 V. Ανάλυση μετρήσεων: 10 ps. Οθόνη: 128X256 LCD. Ενδεικτική λυχνία φόρτισης συσσωρευτή. Προστασία από βραχυκύκλωμα.

Είναι πάρα πολλοί οι ερευνητές που έχουν ασχοληθεί τα τελευταία χρόνια με τη μέθοδο μέτρησης της εδαφικής υγρασίας με τη συσκευή TDR. Έχουν γίνει προτάσεις βελτίωσης της εξίσωσης που συνδέει την εδαφική υγρασία με τη διηλεκτρική σταθερά, έχει μελετηθεί το κατά πόσο άλλοι παράγοντες όπως το μήκος του κυματοδηγού, η δομή και η πυκνότητα του εδάφους, το εύρος μέτρησης κλπ, μπορούν να επηρεάσουν τις μετρήσεις και γενικότερα έχουν γίνει προτάσεις βελτίωσης της μεθόδου (Ferre et al 2003 & 1996, Lin C – P 2003,

Persson and Haridy 2003, Carlos et al 2002, Caron et al 2002, Huisman et al 2002, Nadler et al 2002 & 1991, Persson et al 2002, Kalfountzos et al 2002 & 2000, Σακελλαρίου κ.α 1997, Young et al 1997, Timlin and Pachepsky 1996 & 2002, Vanclooster et al 1995 & 1993, Hook and Livingston 1995, Ward et al 1994, Heimovaara and Bouten 1994, Heimovaara 1994 & 1990, Dalton 1992, Kachanoski et al 1992, Knight 1992, Zeggelin et al 1992, Baker et al 1989, Dalton and van Genuchten 1986, Dasberg and Dalton 1985, κλπ).

2.2.3 Μέτρηση της πίεσης

Για τη μέτρηση της πίεσης χρησιμοποιήθηκε ένα αυτόματο σύστημα που αποτελείται από δεξαμενή νερού συνδεδεμένη με κεραμική κάψα (tensionmeter), η οποία εισέρχεται στο εδαφικό δείγμα, από το μετατροπέα πίεσης (pressure transducer), από το σύστημα ελέγχου και καταγραφής των μετρήσεων (Data Logger TDL2e) και τέλος από το τροφοδοτικό σύστημα.

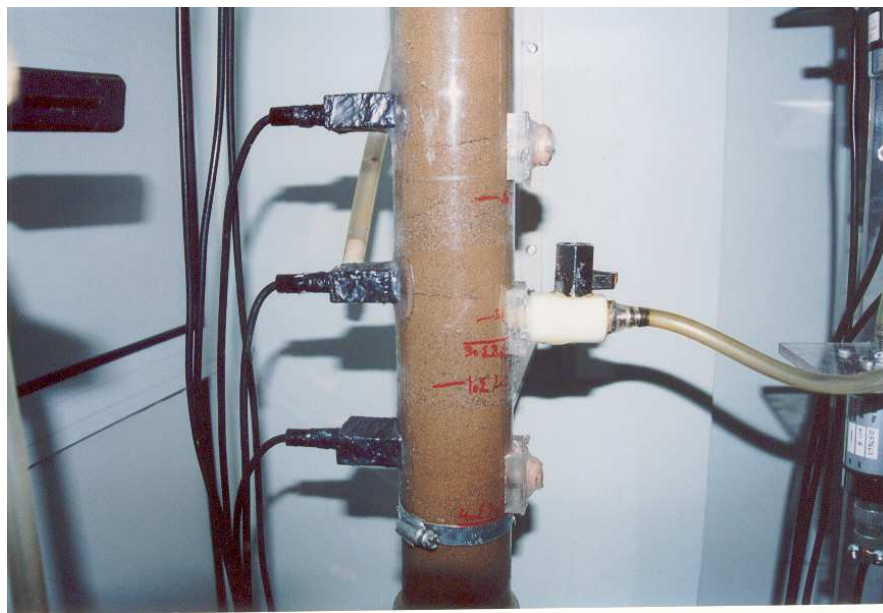
Η άμεση ανταπόκριση του συστήματος και η ακρίβεια της μεθόδου εξαρτάται από της κατασκευαστικές προδιαγραφές, αλλά και από πολλούς άλλους παράγοντες, όπως το σωστό σχεδιασμό της δεξαμενής νερού, την άμεση επαφή της κεραμικής κάψας με το έδαφος, δηλαδή χωρίς την ύπαρξη κενών, την καλή εφαρμογή του συστήματος κάψα-δεξαμενή νερού με την κολόνα, την πλήρη απουσία φυσαλίδων από το όλο σύστημα και τη θερμοκρασία του χώρου, η οποία πρέπει να διατηρείται σταθερή σε όλη τη διάρκεια των μετρήσεων.

Το τασίμετρο (tensiometer) του συστήματος μέτρησης πίεσης αποτελείται από μία διάταξη που περιλαμβάνει την κεραμική κάψα, η οποία είναι προσαρμοσμένη σε κυλινδρική δεξαμενή. Η κεραμική κάψα, που είναι κυλινδρική και κλειστή κατά το ένα άκρο της, έχει εξωτερική διάμετρο 6,35 mm και εσωτερική 4,35 mm, μήκος 2,9 cm, διάμετρο πόρων 2,5 μm , παροχή ανά μονάδα επιφάνειας 50 ml/h·cm² και τιμή εισόδου του αέρα 0,5 atm.

Η δεξαμενή νερού με την οποία είναι συνδεδεμένη η κεραμική κάψα, είναι πάντα πληρωμένη με νερό και διαθέτει βαλβίδα εξαέρωσης.

Πριν την έναρξη των πειραμάτων η κεραμική κάψα πρέπει να είναι κορεσμένη.

Στην Εικόνα 2.2 φαίνεται το σύστημα κεραμικής κάψας – δεξαμενής νερού – εύκαμπτου σωλήνα, όταν ήδη έχει συνδεθεί με την εδαφική στήλη.



Εικόνα 2.2 Σύστημα κεραμικής κάψας – δεξαμενής νερού – εύκαμπτου σωλήνα όταν ήδη έχει συνδεθεί με την εδαφική στήλη (Αγγελάκη, 2004)

Ο μετατροπέας πίεσης (pressure transducer) (Εικόνα 2.3) είναι ηλεκτρικό όργανο που χρησιμοποιείται για τη μετατροπή της πίεσης σε ηλεκτρικό σήμα, ώστε να μπορούμε να λάβουμε τις μετρήσεις πίεσης στον Η/Υ. Ο μετατροπέας πίεσης συνδέεται με το τασίμετρο διαμέσου εύκαμπτου σωλήνα γεμάτου με νερό, ώστε να μεταφέρεται σε αυτόν η πίεση που δέχεται το τασίμετρο σύμφωνα με το Νόμο του Pascal. Ο μετατροπέας πίεσης περιέχει μία πολύ ευαίσθητη μεταλλική μεμβράνη, η οποία γίνεται κοίλη ή κυρτή, όταν δέχεται αρνητικές ή θετικές πιέσεις, αντίστοιχα. Στη μεμβράνη επικολλώνται τέσσερις μεταβλητές

αντιστάσεις (ροοστάτες R), σε συνδεσμολογία γέφυρας Wheatstone. Όταν εφαρμόζεται θετική πίεση στη μεμβράνη, τότε οι δύο αντιστάσεις αυξάνονται κατά ΔR και οι άλλες δύο μειώνονται κατά ΔR . Όταν εφαρμόζεται αρνητική πίεση συμβαίνει ακριβώς το αντίθετο. Η συνδεσμολογία αυτή έχει μεγάλη αντοχή σε εξωτερικούς ηλεκτρικούς παράγοντες και χρησιμοποιείται, γιατί δίνει σήμα εξόδου διαφορικό από μονοπολική τροφοδοσία, με θετική μεταβολή για θετικές πιέσεις και αρνητική μεταβολή για αρνητικές πιέσεις.



Εικόνα 2.3 Μετατροπέας πίεσης (pressure transducer)

Στα πειράματα της παρούσας έρευνας χρησιμοποιήθηκε μετατροπέας πίεσης της Εταιρείας Pioden Controls Ltd (UK) με τεχνικά χαρακτηριστικά που δίνονται στον Πίνακα 2.3.

Πίνακας 2.3 Τεχνικά χαρακτηριστικά μετατροπέα πίεσης

Εύρος μετρήσεων	± 5 Psi
Μέγιστη τάση τροφοδοσίας	7.5 V
Αντίσταση γέφυρας	1 K Ω
Ευαισθησία	4.659 mV/V
Ακρίβεια	$\pm 0.5\%$ F.R.O.
Θερμοκρασία βαθμονόμησης	20°C

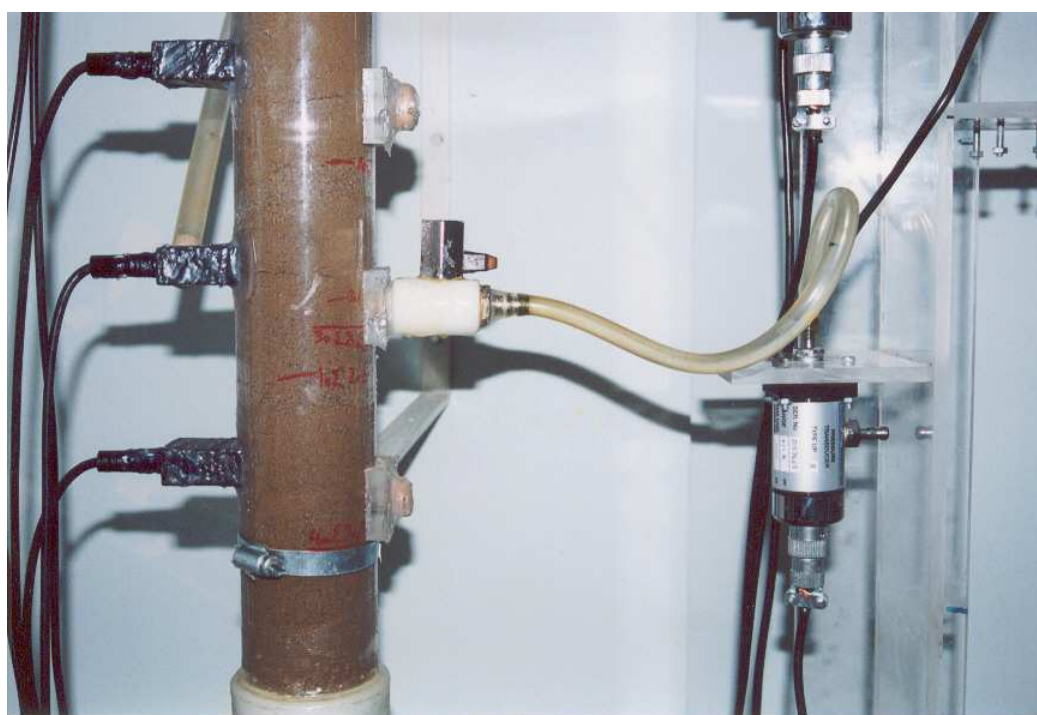
Πριν από την έναρξη των πειραμάτων είναι αναγκαία η βαθμονόμηση του συστήματος.

Το σύστημα του μετατροπέα πίεσης απαιτεί τροφοδοσία με συνεχή τάση. Το τροφοδοτικό που χρησιμοποιήθηκε παρέχει σταθερή τάση εξόδου 7.5 V, έως 10 μετατροπείς πίεσης με μέγιστη διακύμανση 0.01 V ανεξάρτητα από τη μεταβολή φορτίου.

Ο Καταχωρητής Δεδομένων (Data Logger) είναι τύπου Delta – TDL2e και αποτελεί έναν αυτόματο μηχανισμό λήψης και αποθήκευσης δεδομένων. Έχει ανεξάρτητη πηγή και μπορεί να λειτουργεί ακόμα και σε πολύ υγρές συνθήκες, τόσο σε υψηλές όσο και σε χαμηλές θερμοκρασίες. Ο καταχωρητής δεδομένων συνδέεται με τον μετατροπέα πίεσης και με τον Η/Υ στη σειρική θύρα RS232. Μπορεί όμως να λειτουργεί και αυτόνομα χωρίς να είναι συνδεδεμένος σε Η/Υ. Στον Η/Υ με τον οποίο είναι συνδεδεμένος ο καταχωρητής δεδομένων έχει εγκατασταθεί το κατάλληλο λογισμικό με το οποίο ο χρήστης μπορεί να ρυθμίζει τις συνθήκες λήψης των μετρήσεων (μονάδες, αριθμός αισθητήρων, συχνότητα σάρωσης για κάθε αισθητήρα, συχνότητα με την οποία θα καταγράφονται οι μετρήσεις στη μνήμη του καταχωρητή κλπ). Στην Εικόνα 2.4 απεικονίζεται ο καταχωρητής δεδομένων και στην Εικόνα 2.5 φαίνεται η όλη διάταξη μέτρησης της πίεσης.



Εικόνα 2.4 Καταχωρητής δεδομένων (Data Logger)



Εικόνα 2.5 Σύστημα κεραμικής κάψας – δεξαμενής νερού – εύκαμπτου σωλήνα όταν ήδη έχει συνδεθεί με την εδαφική στήλη και το μετατροπέα πίεσης (Αγγελάκη, 2004).

2.3 Λοιπές συσκευές

1. Για τη ζύγιση των εδαφικών δειγμάτων χρησιμοποιήθηκε ο ζυγός ακρίβειας δύο δεκαδικών ψηφίων της Εικόνας 2.6.



Εικόνα 2.6 Ψηφιακός ζυγός Adam Equipment, ακρίβειας 2 δεκαδικών ψηφίων

2. Για την ξήρανση των εδαφικών δειγμάτων χρησιμοποιήθηκε πυριαντήριο το οποίο απεικονίζεται στην Εικόνα 2.7.



Εικόνα 2.7 Εργαστηριακός φούρνος Termaks

3. Χρησιμοποιήθηκε συσκευή κοσκινίσματος του εδάφους Octagon 2000 (Εικόνα 2.8), που αποτελείται από σειρά κόσκινων με ελλατούμενη διάμετρο οπών από πάνω προς τα κάτω. Οι διαμέτροι των οπών των κόσκινων που διαθέτει η συσκευή είναι: 2,000 mm, 1,000 mm, 0,500 mm, 0,250 mm, 0,106 mm και 0,053 mm.



Εικόνα 2.8 Συσκευή κοσκινίσματος με έξι κόσκινα διαφορετικών οπών

ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ

3.1 Γενικά

Εδώ περιγράφονται οι πειραματικές εργασίες που έγιναν σε στήλη στρωματοποιημένου εδάφους. Συγκεκριμένα, χρησιμοποιήθηκαν δύο τύποι εδαφών με διαφορετικές υδραυλικές ιδιότητες, για τα οποία έγινε μηχανική ανάλυση και σχεδιάστηκαν οι κοκκομετρικές τους καμπύλες. Μετρήθηκε πειραματικά η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού με την μέθοδο του σταθερού φορτίου. Πραγματοποιήθηκαν δύο διαφορετικοί κύκλοι πειραμάτων: στον πρώτο κύκλο μελετήθηκε πειραματικά η αθροιστική διήθηση του νερού και τα μέτωπα υγρασίας μέσα από το εδαφικό δείγμα και κατά το δεύτερο πειραματικό κύκλο σχεδιάστηκαν οι καμπύλες $\psi(\theta)$ για την πρώτη στράγγιση και τη δεύτερη διύγρανση.

3.2 Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση

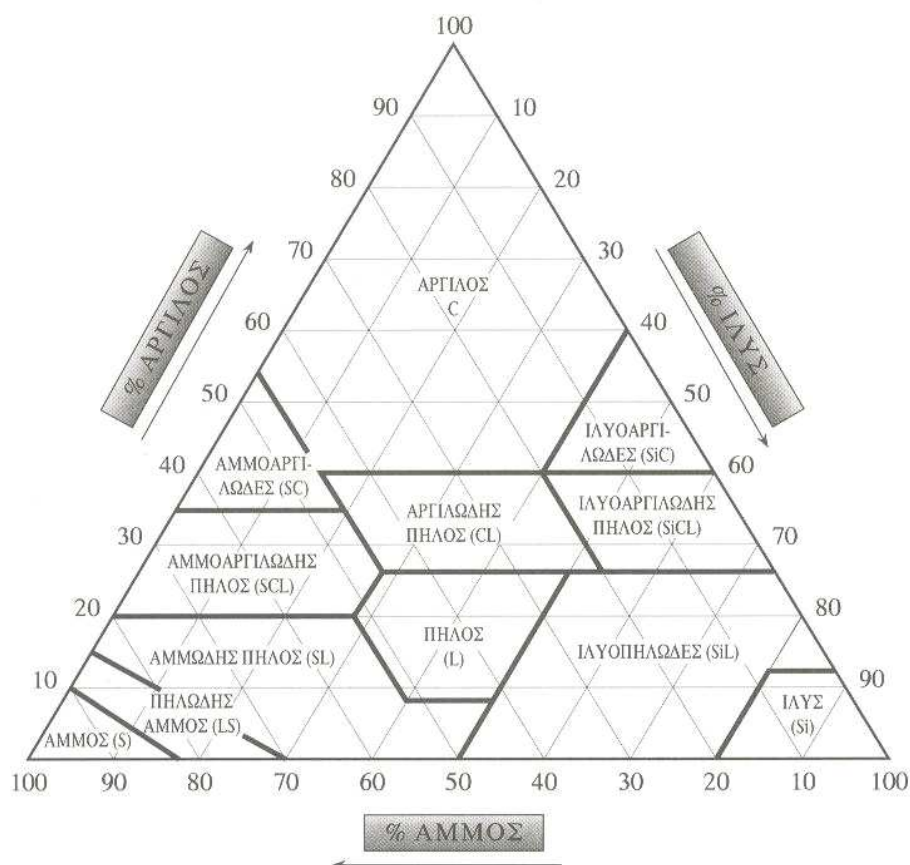
Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν ήταν αμμοπηλώδες και αμμώδες έδαφος. Για τον προσδιορισμό της μηχανικής σύστασης των εδαφών αυτών, έγινε μηχανική ανάλυση (μέθοδος Βουγιούκου) (Μήτσιος 2000, 2001) στο εργαστήριο του Ινστιτούτου Χαρτογράφησης και Ταξινόμησης Εδαφών Λάρισας (IXTEL). Από τη μηχανική ανάλυση των δειγμάτων αυτών προέκυψαν:

- 1.Αμμοπηλώδες: περιεκτικότητα 79% άμμο, 10% ιλύς και 11% άργιλο,
- 2.Αμμώδες: περιεκτικότητα 94% άμμο, 2% ιλύς και 4% άργιλο,

οπότε τα εδάφη χαρακτηρίστηκαν: 1.πηλοαμμώδες (Sandy Loam - SL) και 2.αμμώδες (Sandy - S), με βάση το τριγωνικό διάγραμμα κατάταξης των εδαφών (Σχήμα 3.1).

Πριν την τοποθέτηση των εδαφικών δειγμάτων στην πειραματική

στήλη, απομακρύνθηκαν τα ξένα υλικά και στη συνέχεια, τοποθετήθηκαν τα δείγματα στο πυριαντήριο στους 105°C για 24 ώρες. Μετά έγινε κονιοποίηση του εδάφους και αφέθηκε να αποκτήσει τη θερμοκρασία του περιβάλλοντος (20 – 21°C). Αμέσως μετά έγινε κοκκομετρική ανάλυση των δειγμάτων με τη χρήση κόσκινων.



Σχήμα 3.1 Διάγραμμα κατάταξης εδαφών

Το ποσοστό του εδάφους που συγκρατήθηκε από κάθε κόσκινο υπολογίστηκε από την εξίσωση:

$$\text{Πβ}\alpha(\Delta\kappa)\% = 100 \cdot (\text{Β}\alpha / \Sigma\text{Β}\alpha) \quad (3.1)$$

όπου:

Πβ α : το ποσοστό του εδαφικού υλικού που συγκρατήθηκε στο κόσκινο.

$\Delta\kappa$: η διάμετρος των οπών του κόσκινου (mm).

Β α : η μάζα του εδάφους που συγκρατήθηκε από το κόσκινο(g).

Σβα: το συνολικό βάρος του εδάφους που πέρασε από τα κόσκινα (g).

Στη συνέχεια υπολογίστηκε το ποσοστό του εδάφους που διήλθε από τα κόσκινα.

Τα αποτελέσματα της κοκκομετρικής ανάλυσης φαίνονται στον Πίνακα 3.1.α. και Πίνακα 3.1.β. Η κοκκομετρική σύσταση για τον κάθε τύπο εδαφικού δείγματος παριστάνεται με μια αθροιστική καμπύλη κατανομής του μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων και παρουσιάζεται σε ημιλογαριθμική κλίμακα στο Σχήμα 3.2.α. και Σχήμα 3.2.β. Η κοκκομετρική καμπύλη δίνει πληροφορίες όσον αφορά στην ομοιομορφία του εδάφους από πλευράς μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων.

Πίνακας 3.1.α. Κατανομή μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων για το εδαφικό δείγμα S

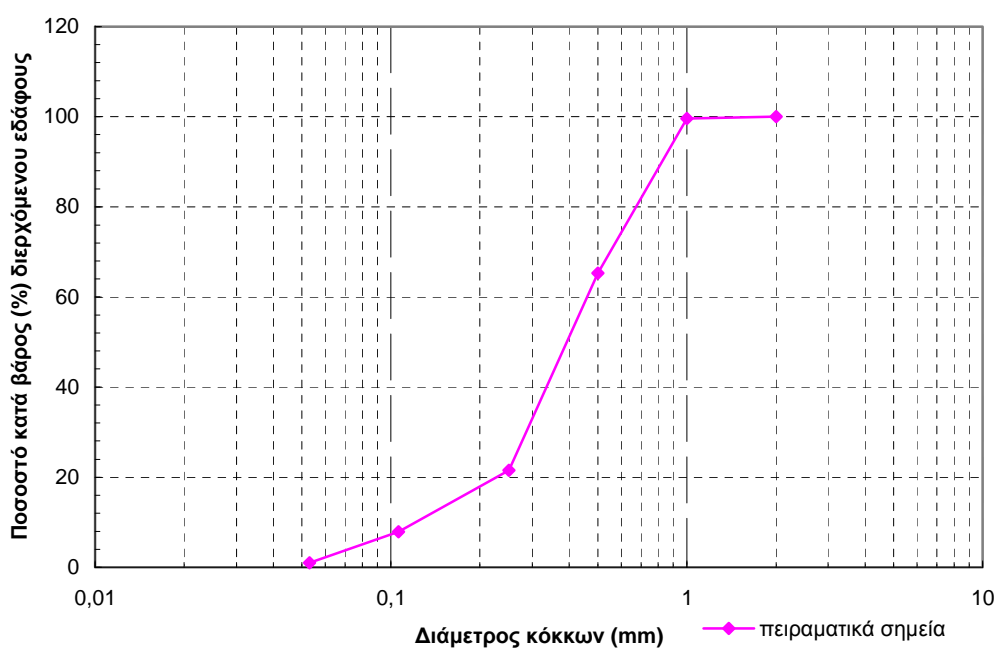
α/α	Διάμετρος κόσκινου (mm)	Ποσοστό % κατά βάρος συγκρατούμενων εδαφικών τεμαχιδίων	Ποσοστό % κατά βάρος διερχόμενων εδαφικών τεμαχιδίων (αθροιστικά)
1	2,000	0	100
2	1,000	0,39	99,61
3	0,500	34,29	65,32
4	0,250	43,8	21,52
5	0,106	13,61	7,91
6	0,053	6,88	1,03

Πίνακας 3.1.β. Κατανομή μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων για το εδαφικό

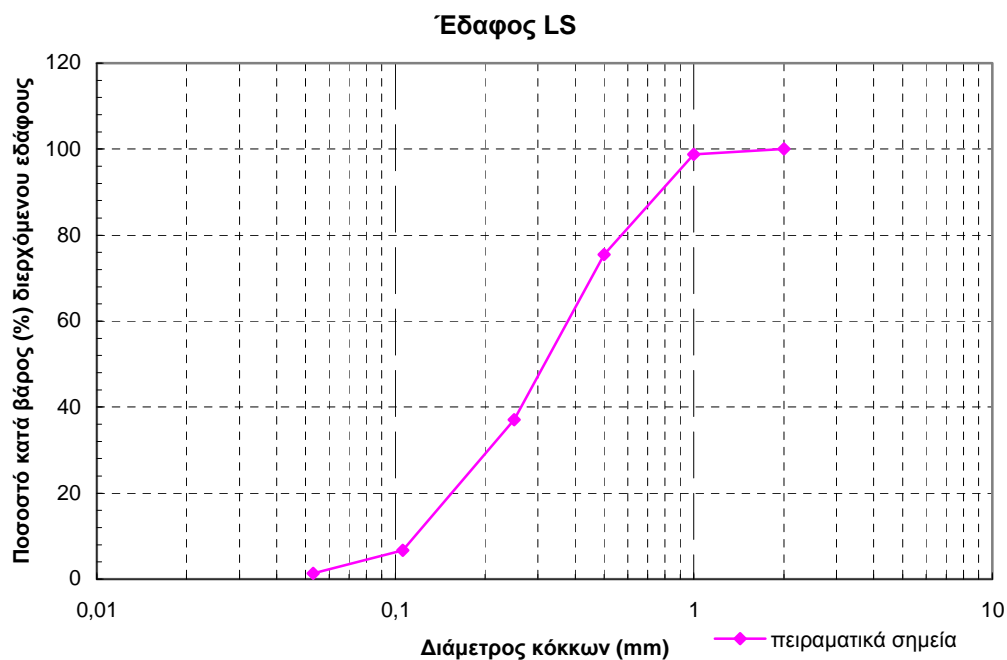
δείγμα LS

α/α	Διάμετρος κόσκινου (mm)	Ποσοστό % κατά βάρος συγκρατούμενων εδαφικών τεμαχιδίων	Ποσοστό % κατά βάρος διερχόμενων εδαφικών τεμαχιδίων (αθροιστικά)
1	2,000	0	100
2	1,000	1,27	98,73
3	0,500	23,19	75,54
4	0,250	52,35	37,03
5	0,106	30,33	6,70
6	0,053	5,34	1,36

Εδαφος S



Σχήμα 3.2.α. Κοκκομετρική καμπύλη εδαφικού δείγματος S



Σχήμα 3.2.β. Κοκκομετρική καμπύλη εδαφικού δείγματος **LS**

3.3 Βαθμονόμηση μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer)

Πριν αρχίσει να εκτελείται το πείραμα έγινε η βαθμονόμηση των Pressure Transducers (P.T.), που χρησιμοποιήθηκαν. Με τη βαθμονόμηση υπολογίστηκαν οι συντελεστές της σχέσης που συνδέει την τάση του συστήματος λήψης πληροφοριών (data logging system) με την πίεση του νερού στο έδαφος. Η σχέση αυτή είναι γραμμική της μορφής:

$$Y=A \cdot X+B \quad (3.2)$$

όπου: Y είναι η πίεση του νερού στο έδαφος, X είναι η ένδειξη του συστήματος λήψης πληροφοριών (data logging system) σε mV και A , B είναι οι συντελεστές που υπολογίζονται από τη βαθμονόμηση του συστήματος.

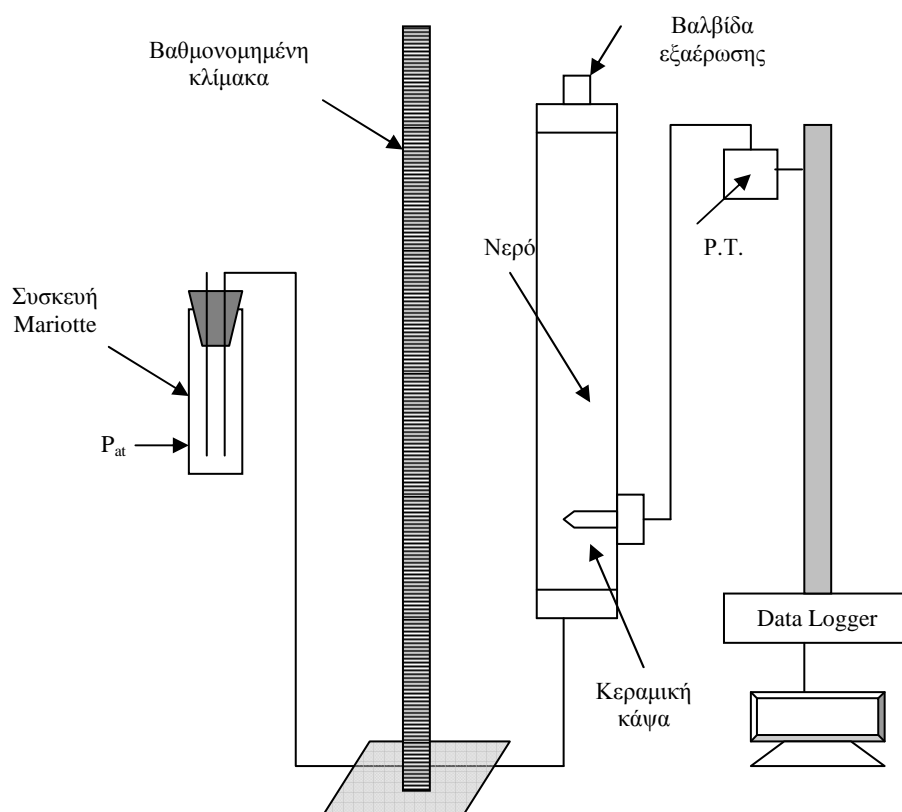
Για τη διαδικασία της βαθμονόμησης χρησιμοποιήθηκε μια διαφανής στήλη ειδικής κατασκευής από πλεξιγκλάς με εσωτερική διάμετρο 6cm

που είχε στην κορυφή της βαλβίδα εξαερισμού, ώστε να απομακρύνονται οι φυσαλίδες παγιδευμένου αέρα. Κατά τη βαθμονόμηση, η βαλβίδα ήταν κλειστή, ώστε να μπορεί να μετρηθεί η πίεση μέσα στην στήλη.

Στη συνέχεια στη στήλη τοποθετήθηκαν οι κεραμικές κάψες και συνδέθηκαν οι τέσσερις μετατροπείς πίεσης (pressure transducer). Οι θέσεις των μετατροπέων πίεσης και της στήλης ήταν σταθερές καθ' όλη τη διάρκεια των πειραμάτων και σε αποστάσεις 25, 36.5, 52.5, 63.5cm από την κορυφή της. Στο κάτω μέρος της στήλης συνδέθηκε ένας εύκαμπτος σωλήνας και συνδέθηκε με τη στήλη Mariotte. Η στήλη είχε συνεχώς σταθερή στάθμη και είχε τοποθετηθεί σε κατάλληλη συσκευή, ώστε να μπορεί να μετακινείται εύκολα κατά τον κατακόρυφο άξονα.

Στην συνέχεια έγινε πλήρωση με νερό και απομακρύνθηκε ο εγκλωβισμένος αέρας και γινόταν συνεχής έλεγχος για διαρροές. Στο Σχήμα 3.3 παρουσιάζεται ένα σκαρίφημα της διάταξης βαθμονόμησης των pressure transducers.

Η στήλη Mariotte μετακινούταν κατακόρυφα και λαμβάνονταν για κάθε θέση του δοχείου (Y σε cm) σε σχέση με την κεραμική κάψα, οι ενδείξεις τάσης του καταγραφικού (X σε mV). Αυτή η διαδικασία έγινε τόσο κατά την άνοδο του δοχείου (δηλαδή με κατεύθυνση από κάτω προς τα πάνω), όσο και κατά την κάθοδό του (δηλαδή με κατεύθυνση από πάνω προς τα κάτω). Από τις μετρήσεις που ελήφθησαν σχεδιάστηκε η γραφική παράσταση $Y=f(X)$, για κάθε έναν από τους μετατροπείς της πίεσης, οι οποίες είναι ευθείες και από τις οποίες υπολογίστηκε η γραμμική σχέση που συνδέει τις δύο μεταβλητές (Σχήμα 3.4). Έτσι υπολογίστηκαν οι σταθερές A και B των εξισώσεων (3.2) με την γραμμική παρεμβολή (linear regression), του λογισμικού προγράμματος Excel, το οποίο χρησιμοποιεί τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων.



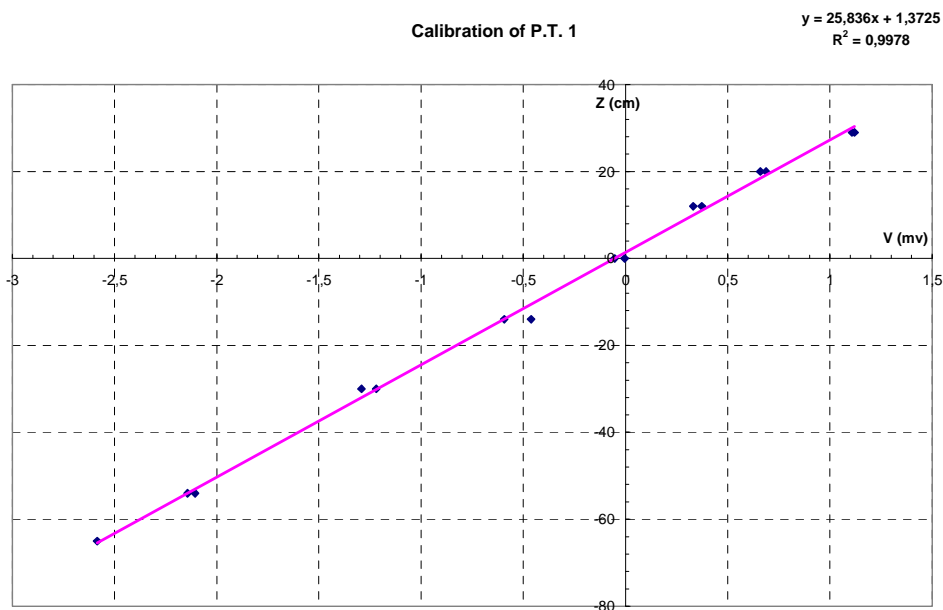
Σχήμα 3.3 Πειραματική διάταξη βαθμονόμησης του pressure transducer (P.T.)

Για τον πρώτο μετατροπέα πίεσης P.T. 1 από την εξίσωση:
 $Y=25,836X-1,3725$ (με συντελεστή προσδιορισμού $R^2=0,9978$),
 προσδιορίστηκαν οι σταθερές:

$$A = 25,83$$

$$B = -1,3725$$

οι οποίες εισήχθησαν στο λογισμικό πρόγραμμα του συστήματος μέτρησης της πίεσης, ώστε να λαμβάνονται οι μετρήσεις σε μονάδες πίεσης (mbar). Αναλόγως προσδιορίστηκαν οι εξισώσεις και για τους άλλους τρεις μετατροπείς της πίεσης.



Σχήμα 3.4.α. Γραφική παράσταση βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης (P.T.1)

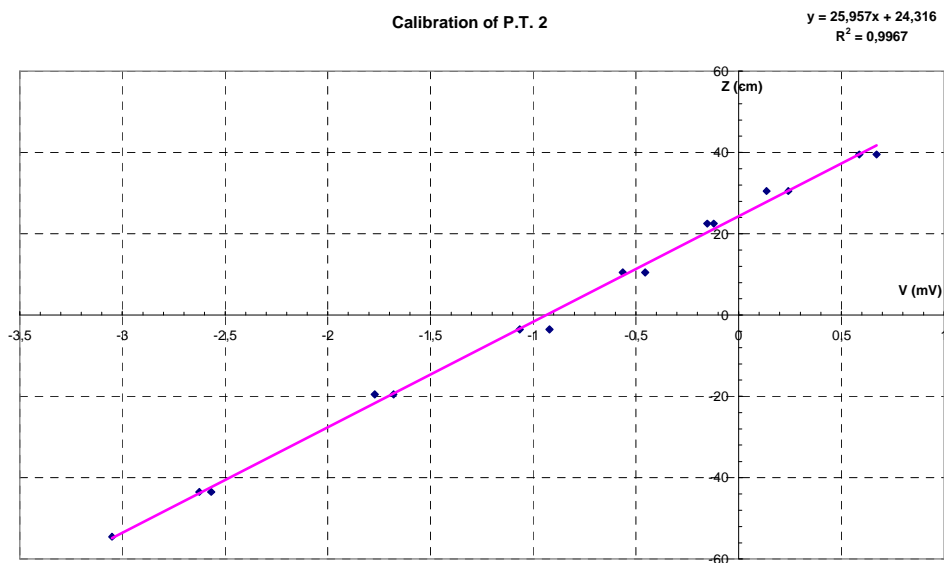
Για τον δεύτερο μετατροπέα πίεσης P.T. 2 από την εξίσωση:

$$Y = 25,957X - 24,316 \quad (\text{με συντελεστή προσδιορισμού } R^2 = 0,9967),$$

προσδιορίστηκαν οι σταθερές:

$$A = 25,95$$

$$B = -24,316$$

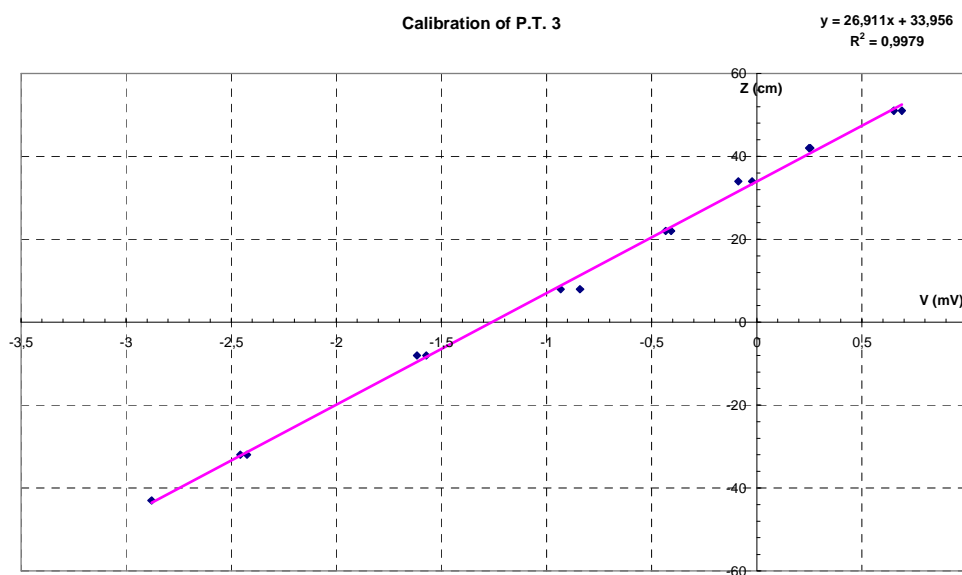


Σχήμα 3.4.β. Γραφική παράσταση βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης

(P.T.2)

P.T. 3: $Y=26,911X-33,956$ (με συντελεστή προσδιορισμού $R^2=0,9979$):

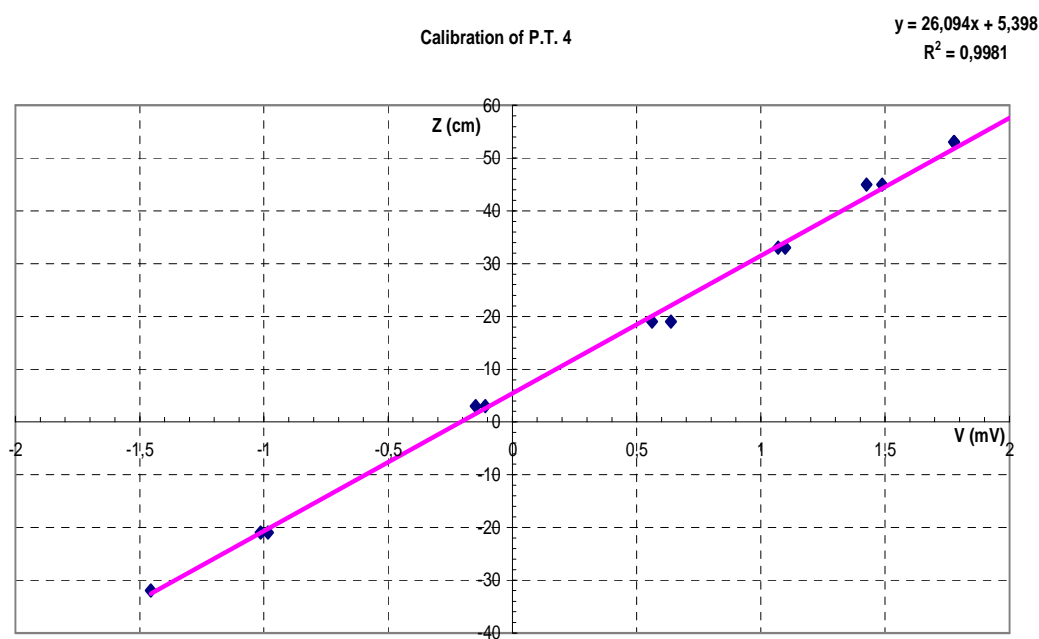
$A = 26,911$ $B = -33,956$



Σχήμα 3.4.γ. Γραφική παράσταση βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης
(P.T.3)

P.T. 4: $Y=26,094X-5,398$ (με συντελεστή προσδιορισμού $R^2=0,9979$),

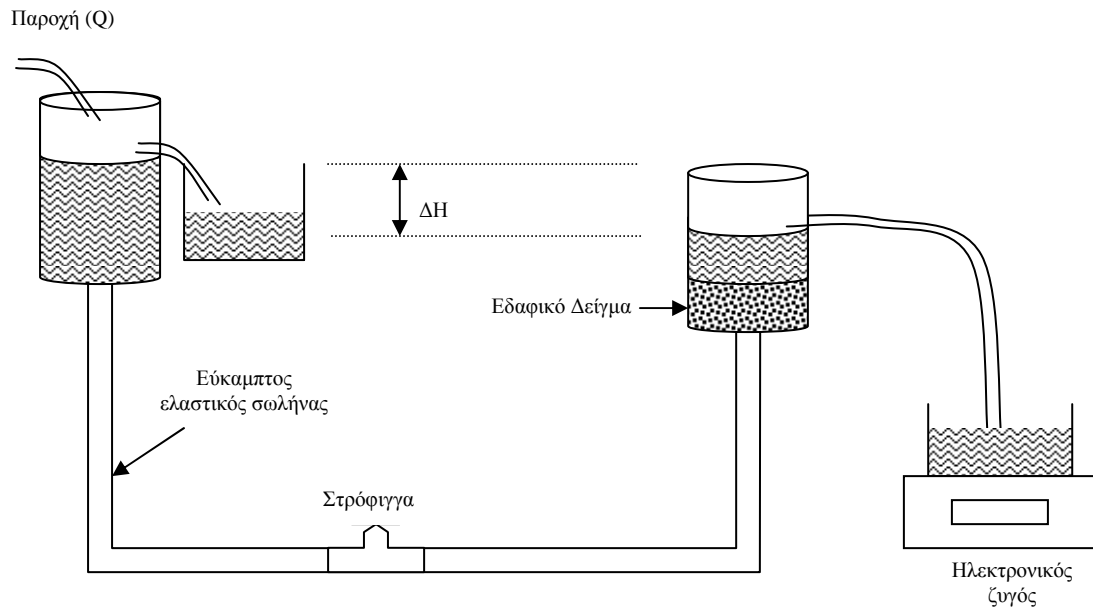
$A = 26,094$ $B = -5,398$



Σχήμα 3.4.δ. Γραφική παράσταση βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης
(P.T.4)

3.4 Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού του εδαφικού δείγματος, με τη μέθοδο σταθερού φορτίου

Για τη μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού χρησιμοποιήθηκε η διάταξη που φαίνεται στο Σχήμα 3.5.



Σχήμα 3.5 Διάταξη μέτρησης της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού με τη μέθοδο σταθερού φορτίου

Σύμφωνα με τον Darcy (1856), ισχύει η σχέση:

$$Q = K_s \cdot A \cdot \Delta H \cdot L^{-1} \quad (3.3)$$

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 και ισούται με $\pi D^2/4$, ΔH είναι η διαφορά φορτίου, L είναι το ύψος του εδαφικού δείγματος και K_s είναι η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού. Από τη σχέση (3.3) προκύπτει:

$$K_s = \frac{VL}{t\Delta H} \quad (3.4)$$

Επειδή η πυκνότητα του νερού έχει τιμή 1g/cm^3 , προκύπτει ότι οι

μετρήσεις μάζας νερού ισοδυναμούν με μετρήσεις όγκου.

Για το πηλοαμμώδες εδαφικό δείγμα λοιπόν, η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού υπολογίστηκε:

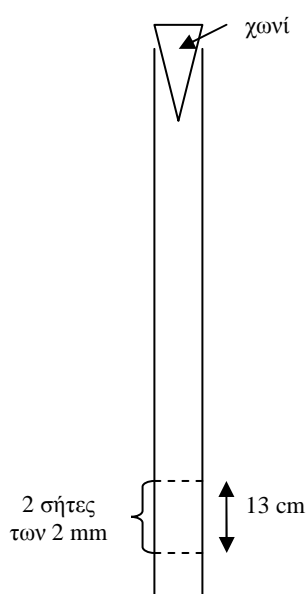
$$K_s = 0,17 \text{ cm/min}$$

Για το αμμώδες εδαφικό δείγμα, οι μετρήσεις είχαν ως εξής:

$$K_s = 1,49 \text{ cm/min}$$

3.5 Η πειραματική στήλη και η πλήρωσή της με το εδαφικό δείγμα

Η πειραματική στήλη που χρησιμοποιήθηκε για τη μελέτη της κίνησης του νερού στα δυο εδαφικά μας δείγματα, είναι μία κολόνα από πλεξιγκλάς εσωτερικής διαμέτρου 6 cm και ύψους 1 m. Στον πυθμένα της τοποθετήθηκε γεώφασμα, υδραυλικής αγωγιμότητας πολύ μεγαλύτερης από αυτή του εδάφους με το οποίο επρόκειτο να πληρωθεί. Η πλήρωσή της με τα εδαφικά δείγματα γίνεται με ειδικό τρόπο, ώστε να επιτευχθεί η καλύτερη δυνατή ομοιογένεια του δείγματος μέσα σε αυτή. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε μία πλαστική σωλήνα μήκους 1m και εσωτερικής διαμέτρου 4,2cm, στο κάτω άκρο του οποίου είναι τοποθετημένες δύο σήτες σε απόσταση 13cm μεταξύ τους και με διάμετρο οπών 2 mm (Σχήματα 3.6).



Σχήμα 3.6 Πλαστική σωλήνα για την πλήρωση της στήλης

Η πειραματική στήλη διαθέτει από τη μία πλευρά της υποδοχές για τους αισθητήρες – κυματοδηγούς της συσκευής μέτρησης υγρασίας TDR. Η τοποθέτηση των αισθητήρων υγρασίας γινόταν διαδοχικά. Όταν η στάθμη του εδάφους έφτανε στη θέση υποδοχής, τότε τοποθετούνταν και ο εκάστοτε αισθητήρας υγρασίας. Τοποθετήθηκαν συνολικά 5 αισθητήρες υγρασίας σε διάφορες αποστάσεις από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος όπως φαίνεται στον πίνακα 3.2

Πίνακας 3.2 Αποστάσεις των αισθητήρων υγρασίας από την επιφάνεια του εδάφους

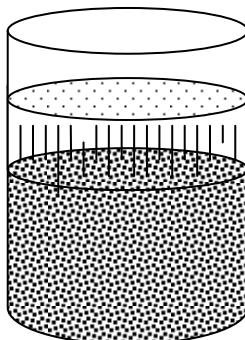
α/α	Αισθητήρας TDR	Απόσταση από επιφάνεια εδάφους (βάθος) z (cm)
1	Z_1	7,5
2	Z_2	23
3	Z_3	33
4	Z_4	48
5	Z_5	58

Στη συνέχεια έγινε πολύ καλή μόνωση ώστε να αποφευχθούν τυχόν διαρροές νερού και ξεκίνησαν τα πειράματα που αφορούσαν την κίνηση του νερού στο έδαφος.

3.6 Μελέτη της αθροιστικής διήθησης

Για τη μελέτη της αθροιστικής διήθησης χρησιμοποιήθηκε η διάταξη που φαίνεται στη φωτογραφία του σχήματος 3.8. Η διαβροχή με νερό γινόταν από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος, με τη βοήθεια του ογκομετρικού δοχείου 1. Σε απόσταση 5cm πάνω από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος προσαρμόστηκε διάτρητη κυκλική επιφάνεια ίδιας διαμέτρου με την κολόνα με σκοπό την ομοιόμορφη διαβροχή του

εδάφους (Σχήμα 3.7).



Σχήμα 3.7 Σχηματικό διάγραμμα του τρόπου διαβροχής του εδάφους

Ρυθμίζοντας τη ροή του ογκομετρικού δοχείου 1 με τη βοήθεια της στρόφιγγάς του, επιτεύχθηκε στην επιφάνεια του εδάφους σταθερό φορτίο ίσο με 2mm περίπου, το οποίο παρέμενε σταθερό με υπερχειλίση καθ' όλη τη διάρκεια του πειράματος.

Καταγράφοντας ταυτόχρονα και ανά συγκεκριμένο χρονικό διάστημα τις ενδείξεις τόσο του ογκομετρικού δοχείου 1 – του οποίου η στάθμη κατέβαινε – όσο και του ογκομετρικού δοχείου 2 – του οποίου η στάθμη ανέβαινε, μετρήθηκε από τη διαφορά των ενδείξεων ο αθροιστικός εισερχόμενος όγκος νερού μέσα από την εδαφική στήλη.

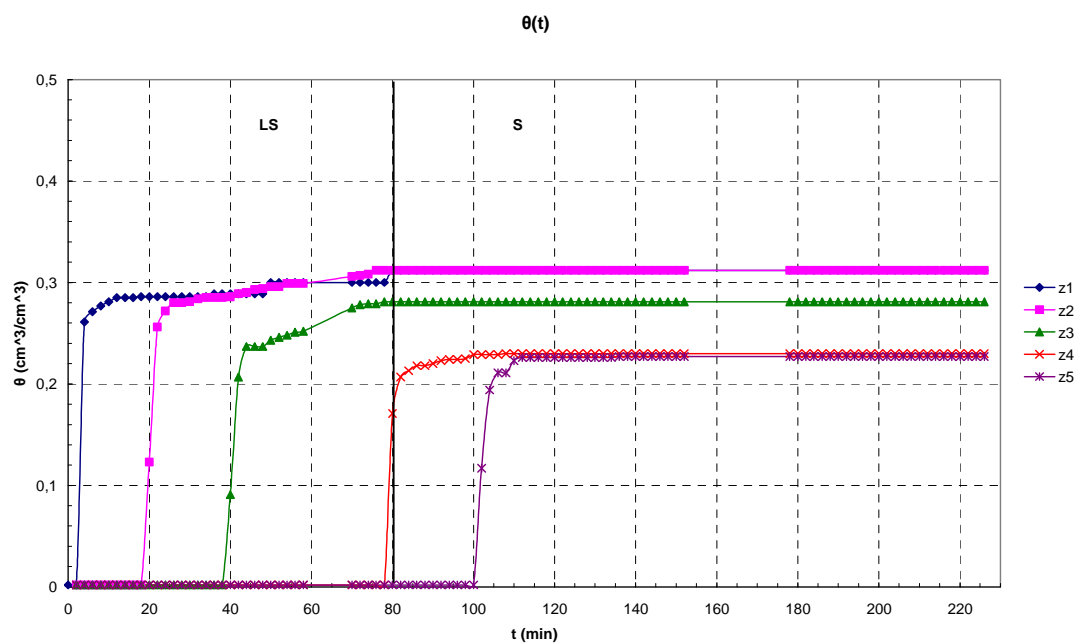
Ταυτοχρόνως με τις παραπάνω ογκομετρικές μετρήσεις, είχε ρυθμιστεί η συσκευή TDR να λαμβάνει μετρήσεις υγρασίας ανά συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα.

Πριν τη διαβροχή του εδάφους, πέντε κυματοδηγοί TDR παρεμβλήθηκαν στη στήλη προκειμένου να μετρηθεί η υγρασία του εδάφους στα βάθη 7cm, 23,5cm, 33,5cm, 48,5cm και 58,5cm, από την επιφάνεια της στήλης.



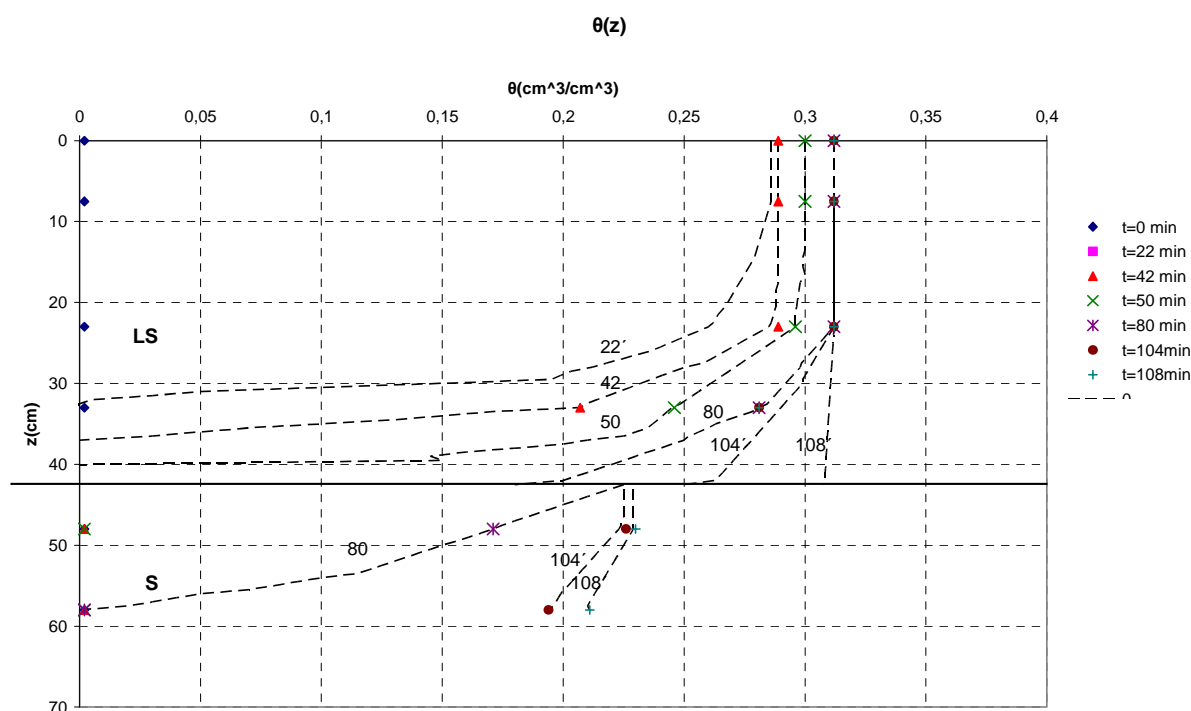
Σχήμα 3.8 Πειραματική διάταξη για τη μελέτη της αθροιστικής διήθησης

Η υγρασία σε σχέση με το χρόνο $\theta(t)$ και με το βάθος $\theta(z)$, φαίνεται στα δύο παρακάτω σχήματα.



Σχήμα 3.9: Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο για κάθε αισθητήρα TDR

Στο σχήμα 3.10 παρουσιάζονται οι καμπύλες υγρασίας σε συνάρτηση με το βάθος, για τους 5 αισθητήρες του TDR.



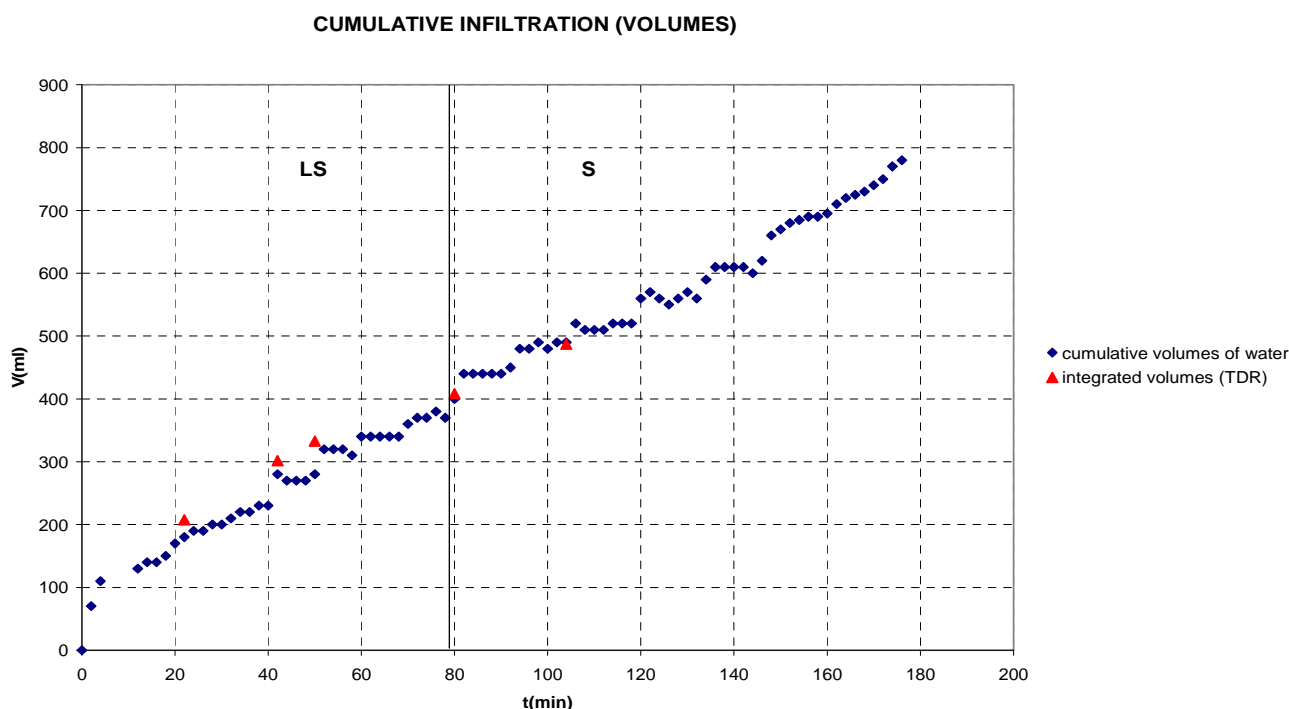
Σχήμα 3.10 Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το βάθος, (μέτωπα εδαφικής υγρασίας)

Από τα σχήματα 3.9, 3.10 παρατηρείται ότι στους αρχικούς χρόνους του φαινομένου, η κλίση της καμπύλης είναι πολύ μεγάλη. Για μικρούς χρόνους, λοιπόν, το φαινόμενο της διήθησης είναι πολύ έντονο, ενώ στη συνέχεια η κλίση αυτή μειώνεται αρκετά. Όπως είναι γνωστό, η κλίση της καμπύλης dI/dt εκφράζει τη στιγμιαία διηθητικότητα (όταν στην επιφάνεια του εδάφους επικρατούν συνθήκες ατμοσφαιρικής πίεσης) ή την ταχύτητα διήθησης (όταν στην επιφάνεια του εδάφους επικρατούν συνθήκες πίεσης διαφορετικής της ατμοσφαιρικής).

Η ελάττωση της ταχύτητας διήθησης με την πάροδο του χρόνου οφείλεται σε διάφορους παράγοντες, όπως στην παραμόρφωση της δομής του εδάφους, στα μικρά σωματίδια που προχωρούν μαζί με το νερό και φράζουν τους πόρους του εδάφους, στη συμπίεστικότητα εγκλωβισμένων φυσαλίδων αέρα μέσα στους πόρους του εδάφους, αλλά κυρίως οφείλεται στη μείωση της υδραυλικής κλίσης. Συγκεκριμένα, όταν αρχίζει το

φαινόμενο της διήθησης στο ξηρό έδαφος, τότε η επιφάνεια του εδάφους κατακλύζεται με νερό με αποτέλεσμα να κορεστεί απότομα. Τότε η υδραυλική κλίση στη στρώση του εδάφους που βρίσκεται πολύ κοντά στην επιφάνεια είναι πολύ απότομη. Όμως με την πάροδο του χρόνου, η υγρασία προχωρά σε μεγαλύτερα βάθη και η παραπάνω κλίση μειώνεται. Η συνεχής μείωση της υδραυλικής κλίσης κοντά στην επιφάνεια του εδάφους έχει σαν αποτέλεσμα τη συνεχή μείωση της ταχύτητας διήθησης, η οποία σταθεροποιείται τελικά σε μία τιμή. Η σταθερή αυτή τιμή της ταχύτητας διήθησης είναι πρακτικά ίση με την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού του εδάφους (K_s).

Στο σχήμα 3.11 απεικονίζεται η καμπύλη του αθροιστικού εισερχόμενου όγκου σε συνάρτηση με το χρόνο και οι εισερχόμενοι αθροιστικοί όγκοι νερού που προέκυψαν από την ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας.



Σχήμα 3.11. Πειραματικοί εισερχόμενοι αθροιστικοί όγκοι νερού σε συνάρτηση με το χρόνο και εισερχόμενοι αθροιστικοί όγκοι νερού που προέκυψαν από την ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο

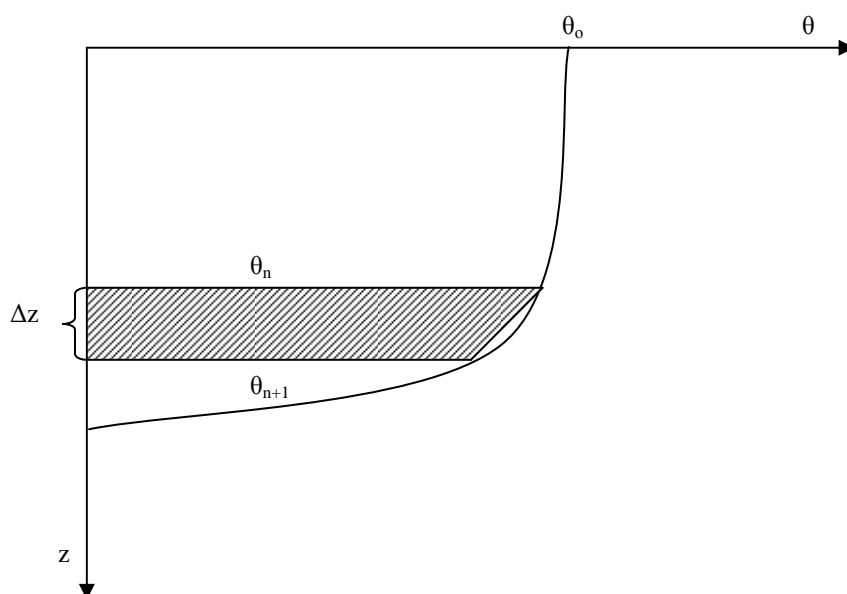
Διαιρώντας όλα τα σημεία (όγκους) του σχήματος με το εμβαδόν της

διατομής $E = \pi D^2/4 = 28,26 \text{ cm}^2$. Ο λόγος V/E μας δίνει την αθροιστική διήθηση I . Οι αθροιστικοί όγκοι του νερού σε σχέση με το χρόνο υπολογίστηκαν χρησιμοποιώντας τα πειραματικά δεδομένα ογκομέτρησης. Η υγρασία του εδάφους υπολογίστηκε επίσης χρησιμοποιώντας τα δεδομένα από το TDR. Οι αθροιστικοί όγκοι που προέκυψαν από την ολοκλήρωση των προφίλ υγρασίας προσεγγίζουν ικανοποιητικά τους πειραματικούς εισερχόμενους αθροιστικούς όγκους.

Στο Σχήμα 3.10, δεδομένου ότι ο άξονας των x εκφράζει την εδαφική υγρασία και ο άξονας των y το βάθος, το εμβαδόν μεταξύ της γραφικής παράστασης – για ένα συγκεκριμένο χρόνο – και του άξονα x , πολλαπλασιασμένο με το εμβαδόν της διατομής της εδαφικής στήλης, μας δίνει το συνολικό – αθροιστικό – όγκο νερού που έχει διέλθει από την εδαφική στήλη από την αρχή του χρόνου και μέχρι αυτή τη χρονική στιγμή.

Ο υπολογισμός του εκάστοτε εμβαδού για τις διάφορες χρονικές στιγμές έγινε με τη μέθοδο του τραπεζίου και έτσι προέκυψε η ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας.

Στο Σχήμα 3.12 παρουσιάζεται ένα υποθετικό προφίλ υγρασίας.



Σχήμα 3.12 Υποθετικό προφίλ υγρασίας

Το γραμμοσκιασμένο εμβαδόν δίνεται από τον τύπο του τραπεζίου:

$$E = \frac{\Delta z}{2}(\theta_i + \theta_{i+1}) \quad (3.5)$$

Άρα το ολικό εμβαδόν μεταξύ καμπύλης και άξονα θ , είναι:

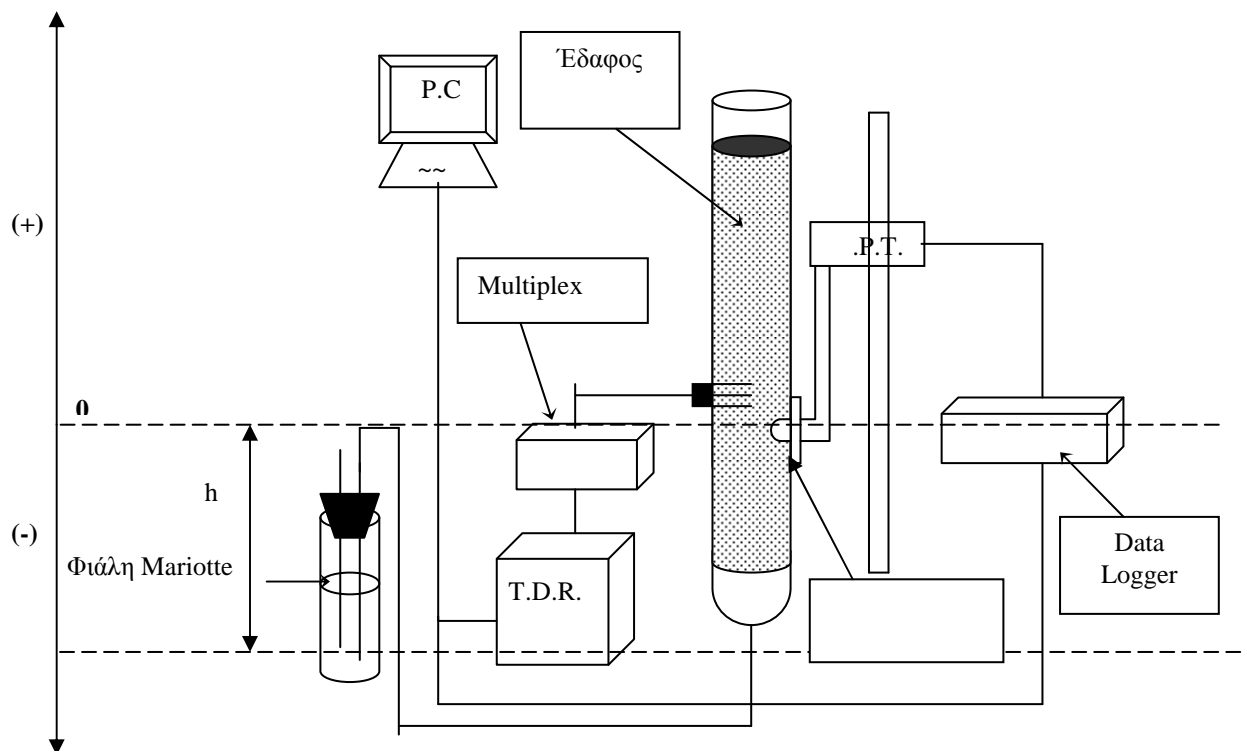
$$\begin{aligned} E_{ολ} &= \frac{\Delta z}{2}(\theta_o + \theta_1) + \frac{\Delta z}{2}(\theta_1 + \theta_2) + \frac{\Delta z}{2}(\theta_2 + \theta_3) + \dots + \frac{\Delta z}{2}(\theta_{n-1} + \theta_n) \Rightarrow \\ E_{ολ} &= \frac{\Delta z}{2}(\theta_o + 2\theta_1 + 2\theta_2 + 2\theta_3 + \dots + \theta_n) \Rightarrow \\ E_{ολ} &= \Delta z \left(\frac{\theta_o}{2} + \theta_1 + \theta_2 + \theta_3 + \dots + \frac{\theta_n}{2} \right) \end{aligned} \quad (3.6)$$

Η σχέση (3.6) υπολογίζει κατά προσέγγιση το εμβαδόν μεταξύ της καμπύλης και του άξονα θ και προφανώς όσο μικρότερα είναι τα διαστήματα Δz , τόσο πιο ακριβές είναι το αποτέλεσμα που εξάγεται.

Στο Σχήμα 3.12 παρατηρείται ότι ένα τμήμα του εμβαδού μεταξύ γραφικής παράστασης και άξονα θ , μένει έξω από τον υπολογισμό. Το σχήμα αυτό μπορεί να προσεγγιστεί ικανοποιητικά με τρίγωνο και σωστότερο είναι να υπολογίζεται το εμβαδόν του και να προστίθεται στην τιμή που προκύπτει από τη σχέση (3.6). Αυτή ακριβώς η διαδικασία ακολουθήθηκε για την ολοκλήρωση των προφίλ υγρασίας και οι αθροιστικοί όγκοι που προέκυψαν με τον τρόπο αυτό, συγκρίθηκαν με τους πειραματικούς αθροιστικούς όγκους που προέκυψαν από την ογκομέτρηση. Τα αποτελέσματα φαίνονται στο Σχήμα 3.9. Παρατηρείται ότι οι όγκοι που προκύπτουν από την ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας και οι πειραματικοί όγκοι, παρουσιάζουν καλή ταύτιση.

3.7 Χαρακτηριστικές καμπύλες εδάφους - Υστέρηση

Μία δεύτερη πειραματική διαδικασία ακολουθήθηκε προκειμένου να ευρεθούν οι χαρακτηριστικές καμπύλες του εδάφους κατά την 1^η στράγγιση και τη 2^η διύγρανση. Η πειραματική διάταξη που χρησιμοποιήθηκε παρατίθεται στο Σχήμα 3.13 (Angelaki et al, 2002):



Σχήμα 3.13 Πειραματική διάταξη για τη μελέτη των χαρακτηριστικών καμπυλών του εδάφους

Με την ολοκλήρωση του πειράματος της αθροιστικής διήθησης, μελετήθηκε η ομοιομορφία της υγρασίας κορεσμού (θ_s) μέσα στην εδαφική στήλη. Με τη βοήθεια των τιμών υγρασίας κορεσμού που ελήφθησαν από το TDR, ελέγχθηκε η ομοιομορφία της υγρασίας κατά μήκος της κολώνας πειραματισμού.

Η μέση τιμή της υγρασίας κορεσμού για το πηλοαμμώδες έδαφος βρέθηκε ίση με

$$\theta_s = (0,3016) \text{ cm}^3/\text{cm}^3$$

και για το αμμώδες έδαφος βρέθηκε ίση με

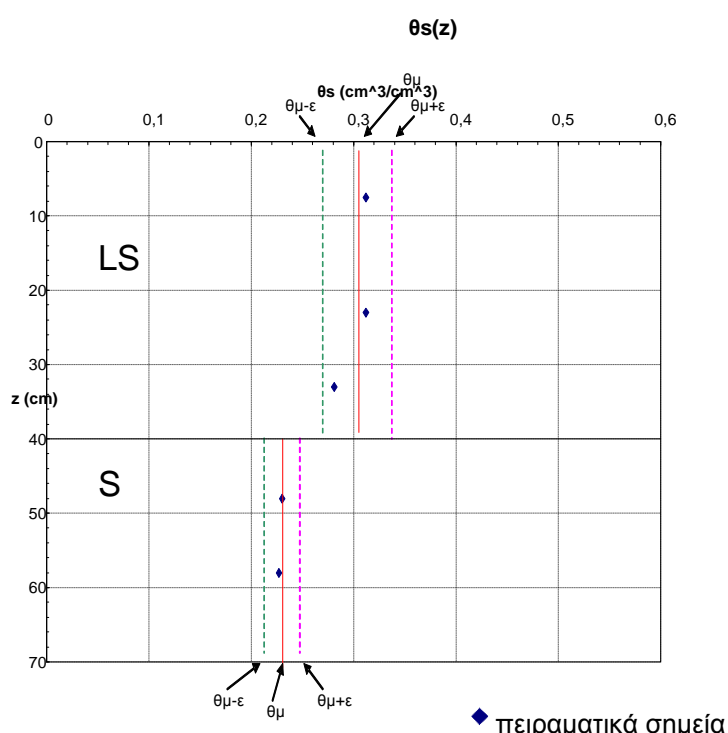
$$\theta_s = (0,2285) \text{ cm}^3/\text{cm}^3$$

Η κατανομή των σχετικών συχνοτήτων των πειραματικών τιμών, δίνει μεγάλη συγκέντρωση στην περιοχή της μέσης τιμής με μικρές αποκλίσεις εκατέρωθεν αυτής. Άρα η κατανομή θεωρείται κανονική.

Η πιθανότητα να βρίσκονται οι πειραματικές τιμές στην περιοχή από $\mu - \sigma$ έως $\mu + \sigma$ είναι (Αγγελάκη, 2004):

$$Prob[\mu - \sigma \leq x \leq \mu + \sigma] = Prob[-1 \leq z \leq 1] \approx 0,49, \text{ όπου: } z = (x - \mu) / \sigma$$

Όπως φαίνεται και στο παρακάτω σχήμα, παρατηρείται ομοιομορφία της υγρασίας κορεσμού κατά μήκος της εδαφικής στήλης, τόσο στην πάνω, όσο και στην κάτω εδαφική στρώση.



Σχήμα 3.14 Έλεγχος ομοιομορφίας κορεσμού για το εδαφικό δείγμα

3.7.α Πρώτη στράγγιση

Μετά τον κορεσμό της στήλης που πραγματοποιήθηκε από τον πυθμένα της κατά την πρώτη διύγρανση ξεκίνησε η διαδικασία της πρώτης στράγγισης. Ο εύκαμπτος διαφανής σωλήνας της βάσης της στήλης συνδέθηκε με ένα δοχείο, στο οποίο συλλεγόταν το νερό που στράγγιζε. Στον πυθμένα της στήλης υπήρχε γαιούφασμα μεγαλύτερης υδραυλικής αγωγιμότητας από αυτή του εδαφικού δείγματος για να συγκρατεί το έδαφος αλλά να μην λιμνάζει το νερό.

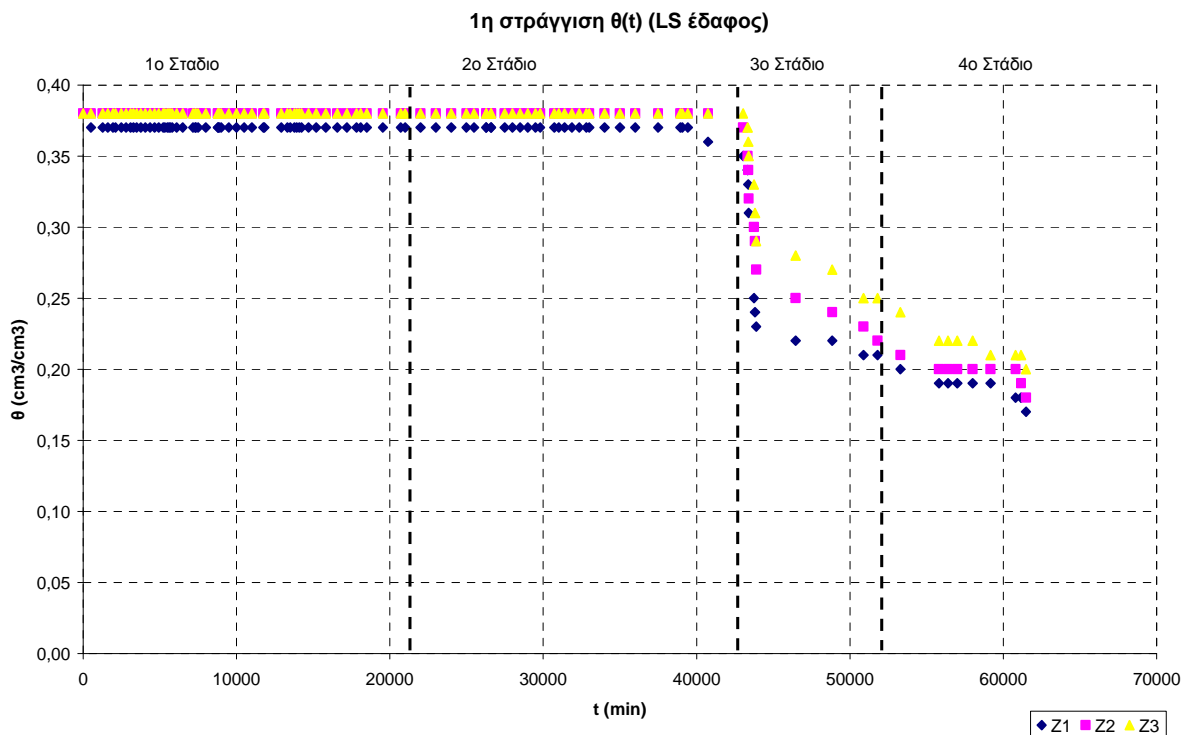
Κατά τη διάρκεια της στράγγισης έγινε ταυτόχρονη παρακολούθηση των μεταβολών της εδαφικής υγρασίας, της πίεσης και της ποσότητας του μεταγγιζόμενου νερού. Η εδαφική στήλη, μετά από κάποιο χρονικό διάστημα, αρχίζει να παρουσιάζει σταθερό προφίλ υγρασίας ως προς το βάθος και αφ' ότου αρχίσουν να σταθεροποιούνται και οι τιμές της πίεσης, τότε η στράγγιση για τη συγκεκριμένη πίεση έχει περατωθεί.

Η πρώτη στράγγιση έγινε σε τέσσερα στάδια μετακινώντας την φιάλη Mariotte στην ανάλογη θέση κάθε φορά. η κατακόρυφη απόσταση της επιφάνειας του δοχείου στράγγισης από την κεραμική κάψα, καθώς και η χρονική διάρκεια του κάθε σταδίου ήταν:

- **1^ο Στάδιο:** + 25 cm, $\Delta t_1 = 20715$ min.
- **2^ο Στάδιο:** 44,5 cm, $\Delta t_2 = 22318$ min.
- **3^ο Στάδιο:** 79,5 cm, $\Delta t_3 = 8768$ min.
- **4^ο Στάδιο:** 84,5cm, $\Delta t_3 = 9686$ min.

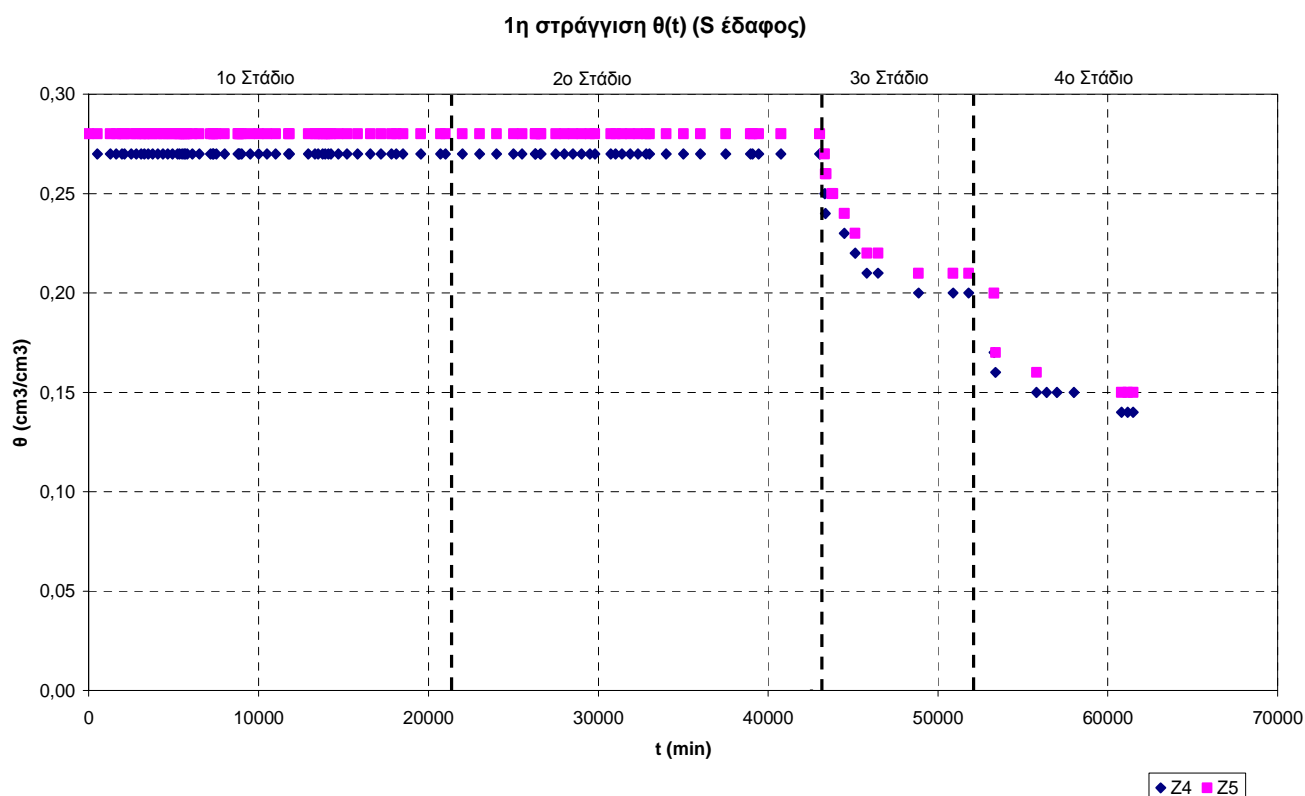
Το πείραμα διήρκεσε συνολικά 61487 min (1025 h).

Η μεταβολή της υγρασίας ως προς το χρόνο δίδεται στα σχήματα 3.15 και 3.16.



Σχήμα 3.15 Πειραματικές τιμές της υγρασίας ως προς το χρόνο στο πηλοαμμώδες έδαφος (πάνω στρώση), κατά την 1^η στράγγιση.

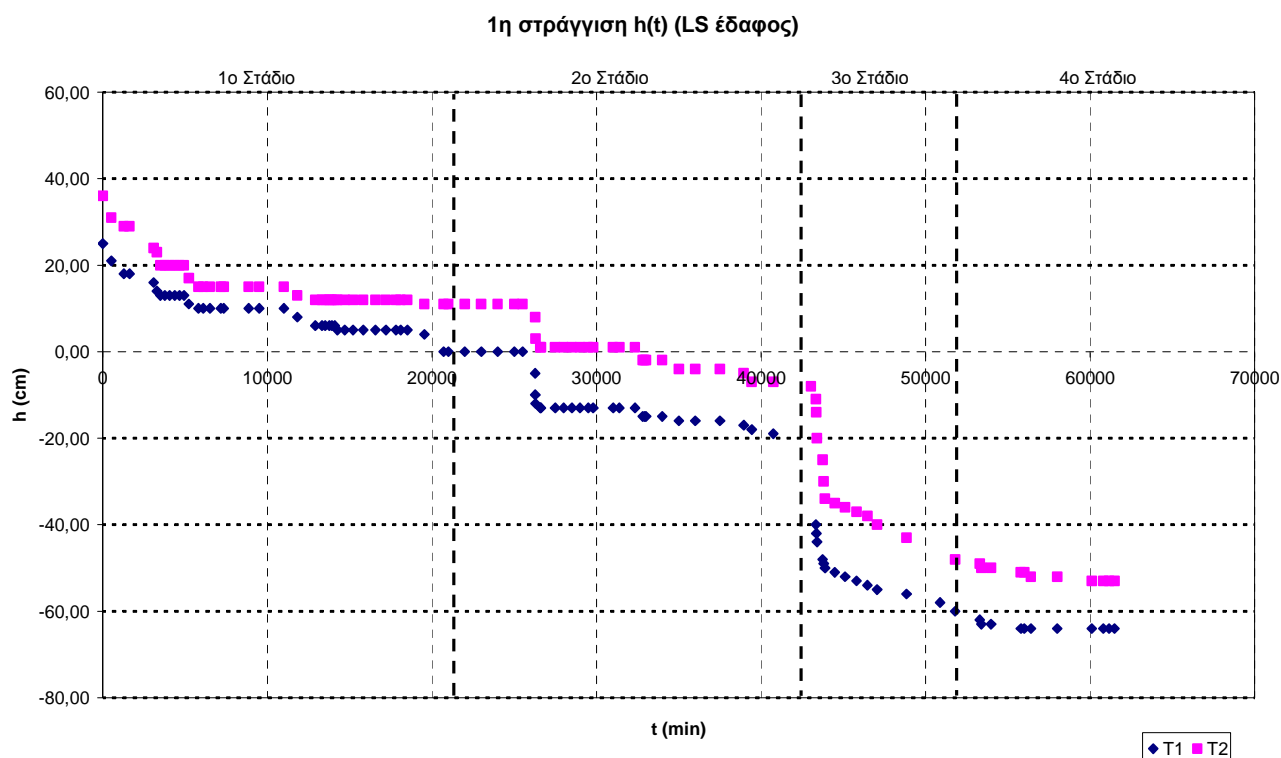
Όπως παρατηρούμε στο σχήμα 3.15 η εδαφική υγρασία δεν παρουσιάζει καμία μεταβολή για τα δυο πρώτα στάδια της στράγγισης. Στο τρίτο στάδιο πλέον που το δοχείο στράγγισης έχει τοποθετηθεί κάτω από τη διεπιφάνεια παρατηρείται μεγάλη μείωση της υγρασίας. Η μεγαλύτερη παρατηρείται στον πρώτο αισθητήρα, κατόπιν στο δεύτερο και η μικρότερη μείωση στον τρίτο αισθητήρα. Το γεγονός αυτό είναι αναμενόμενο, διότι η απόσταση του πρώτου αισθητήρα από το δοχείο στράγγισης είναι μεγαλύτερη από ότι του δεύτερου και του τρίτου αισθητήρα. Κατά το 4^ο στάδιο της στράγγισης, παρατηρούμε, επίσης, μια μείωση της υγρασίας και στους τρεις αισθητήρες, μικρότερη όμως από ότι στο 3^ο στάδιο. Στη συνέχεια, οι πειραματικές τιμές της υγρασίας σταθεροποιούνται κοντά στην τιμή $0,17 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Ο πρώτος αισθητήρας παρουσιάζει τη μικρότερη τιμή υγρασίας ($0,17$) όπως περιμέναμε. Ο δεύτερος αισθητήρας σταθεροποιείται στην τιμή $0,18 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ και ο τρίτος αισθητήρας υγρασίας στην τιμή $0,20 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.



Σχήμα 3.16 Πειραματικές τιμές της υγρασίας ως προς το χρόνο στο αμμώδες έδαφος (κάτω στρώση), κατά την 1^η στράγγιση

Στο σχήμα 3.16 δίνεται η μεταβολή της υγρασίας του αμμώδους εδάφους, για τους δύο αισθητήρες υγρασίας, κατά την 1^η στράγγιση. Παρατηρούμε ότι για τα δύο πρώτα στάδια της στράγγισης δεν έχουμε καμία απολύτως μεταβολή στην τιμή της υγρασίας των δύο αισθητήρων. Αυτό συμβαίνει, γιατί το δοχείο στράγγισης βρισκόταν σε τέτοια θέση κατά τη διάρκεια των δύο αυτών σταδίων, που οι δύο αισθητήρες του TDR ήταν συνεχώς μέσα σε κορεσμένο αμμώδες έδαφος. Στο τρίτο στάδιο, που το δοχείο στράγγισης βρίσκεται κάτω από την τέταρτη κάψα, άρα και κάτω από τους δύο αισθητήρες υγρασίας, παρατηρούμε ότι η υγρασία μειώνεται σταδιακά. Στο τέταρτο στάδιο, που το δοχείο στράγγισης κατεβαίνει στα -26cm από την τέταρτη κάψα, παρατηρούμε περαιτέρω μείωση της υγρασίας και στους δυο αισθητήρες και σταθεροποίηση των τιμών τους. Ο τέταρτος αισθητήρας σταθεροποιείται

στην τιμή $0,14 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ και ο πέμπτος στην τιμή $0,15 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

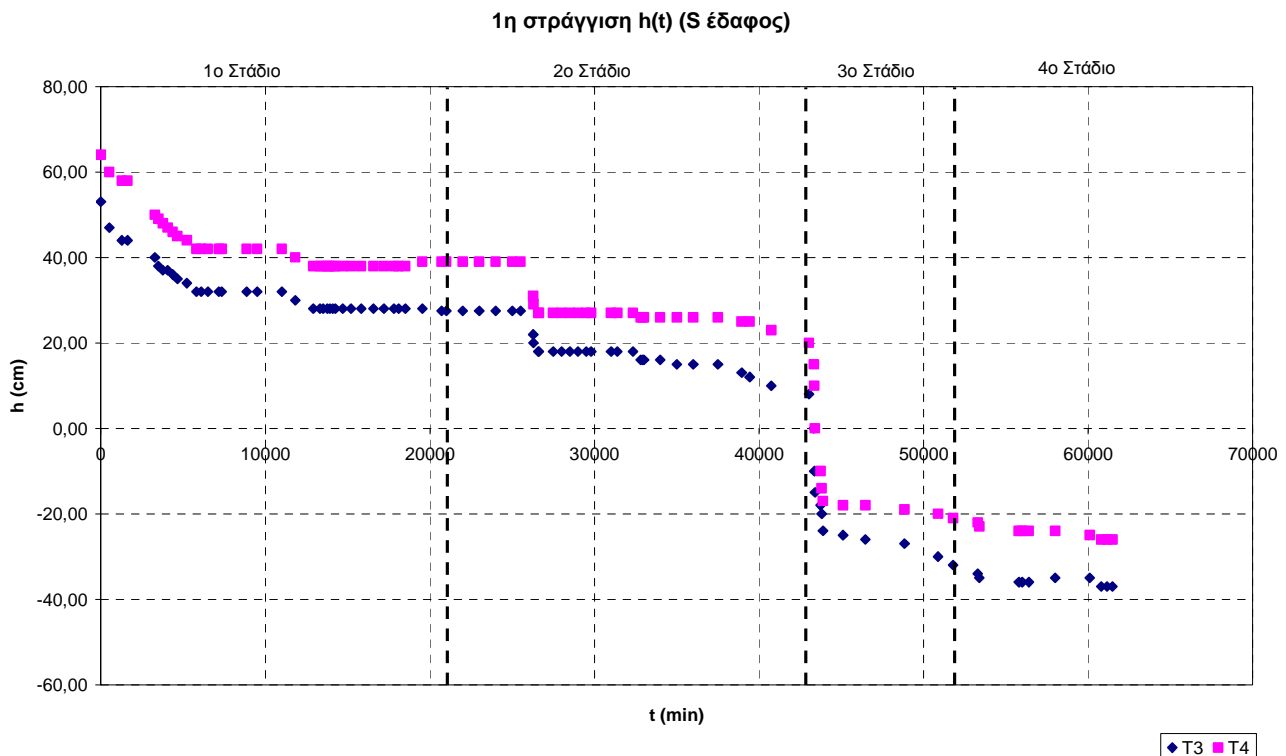


Σχήμα 3.17 Πειραματικές τιμές της πίεσης ως προς το χρόνο στο πηλοαμμώδες έδαφος (πάνω στρώση), κατά την 1^η στράγγιση

Στα σχήματα 3.17 και 3.18 δίνονται οι μεταβολές των πιέσεων ως προς το χρόνο.

Όπως παρατηρούμε στο σχήμα 3.17 η πίεση μεταβάλλεται αμέσως από το πρώτο στάδιο της στράγγισης και αυτό συμβαίνει λόγω της ευαισθησίας της μεταβλητής της πίεσης, έτσι στα δυο πρώτα στάδια έχουμε μια αξιόλογη μεταβολή με μεγαλύτερη όμως αυτής του τρίτου σταδίου όπου το δοχείο στράγγισης βρίσκεται χαμηλότερα από τους δυο πρώτους αισθητήρες (T1,T2). Στο τέταρτο στάδιο οι μεταβολές της πίεσης επέρχονται σε ισορροπία.

Η τελική τιμή της πίεσης για τον πρώτο αισθητήρα πίεσης (T1) στο πηλοαμμώδες έδαφος είναι -64cm και για τον δεύτερο αισθητήρα πίεσης (T2) -53cm. Η διαφορά αυτή δικαιολογείται από το γεγονός ότι ο αισθητήρας **T2** βρίσκεται -11.5cm από τον αισθητήρα **T1**.



Σχήμα 3.18 Πειραματικές τιμές της πίεσης ως προς το χρόνο στο αμμώδες έδαφος (κάτω στρώση), κατά την 1^η στράγγιση

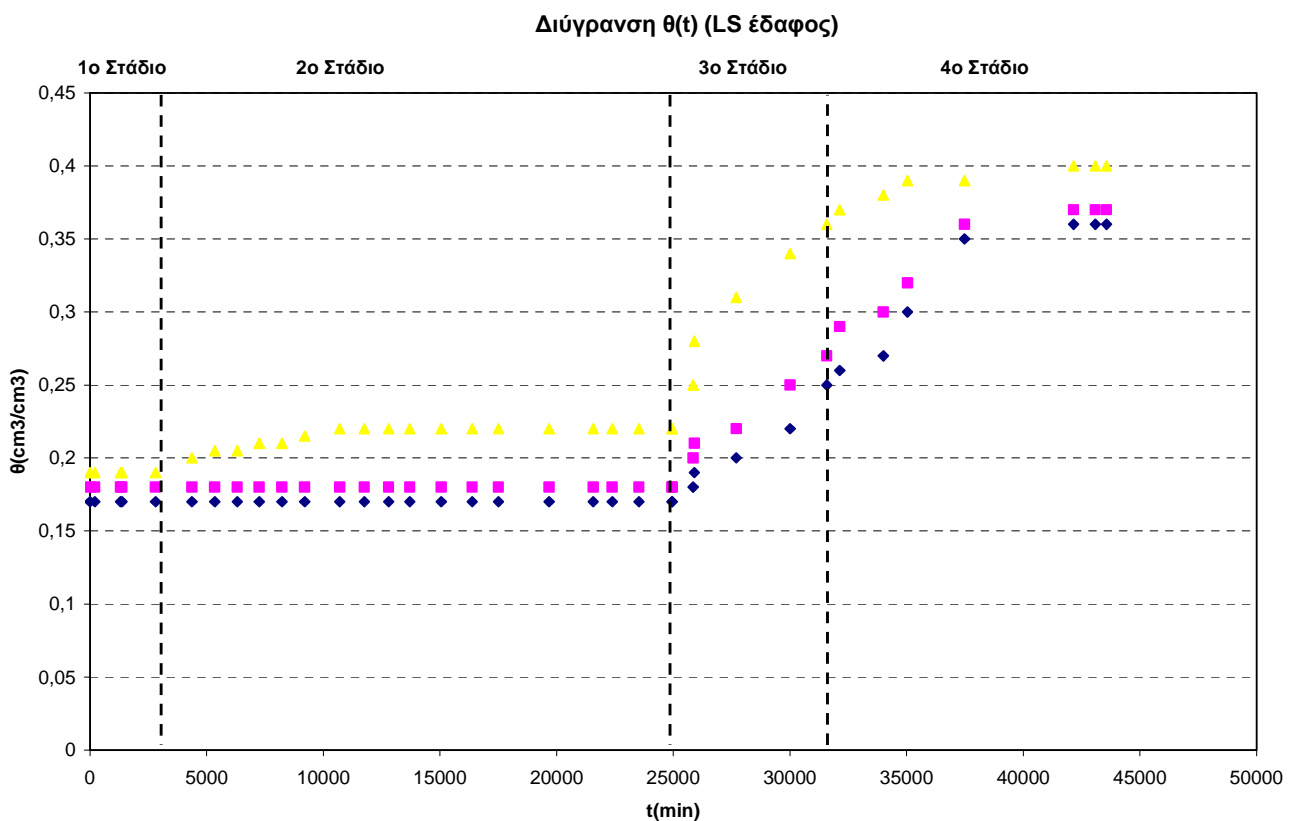
Στα δύο πρώτα στάδια της στράγγισης, οι μεταβολές της πίεσης για τους αισθητήρες που βρίσκονται τοποθετημένοι στο αμμώδες έδαφος, δεν είναι τόσο σημαντικές, όσο στο πηλοαμμώδες έδαφος. Το γεγονός αυτό εξηγείται από τη θέση του δοχείου στράγγισης και από τη θέση των αισθητήρων υγρασίας. Στο πρώτο στάδιο, το δοχείο στράγγισης τοποθετείται στην πρώτη κάψα (T1). Στο δεύτερο στάδιο τοποθετείται στη διεπιφάνεια και από το τρίτο στάδιο, που τοποθετείται -21cm από την τέταρτη κάψα (T4), παρατηρείται πολύ μεγάλη μεταβολή της πίεσης στους δυο αισθητήρες. Στην αρχή του τρίτου σταδίου, η μεταβολή είναι πολύ μεγάλη και συνέχεια σταθεροποιείται, όπως φαίνεται και στο σχήμα 3.19. Στο τέταρτο στάδιο, βλέπουμε ότι επέρχεται ισορροπία και σταθεροποίηση των τιμών. Ο αισθητήρας πίεσης **T3** σταθεροποιείται στην τιμή -23cm και ο **T4** στην τιμή -22cm.

3.7.β.Δεύτερη διύγρανση

Μετά τη στράγγιση, ακολούθησε η 2η διύγρανση, η οποία έγινε σε τέσσερα στάδια.

- **1ο Στάδιο:** -21 cm από την τέταρτη κάψα
- **2ο Στάδιο:** -8 cm από την τρίτη κάψα (διεπιφάνεια)
- **3ο Στάδιο:** -11,5 cm από την δεύτερη κάψα
- **4ο Στάδιο:** 25cm από την πρώτη κάψα

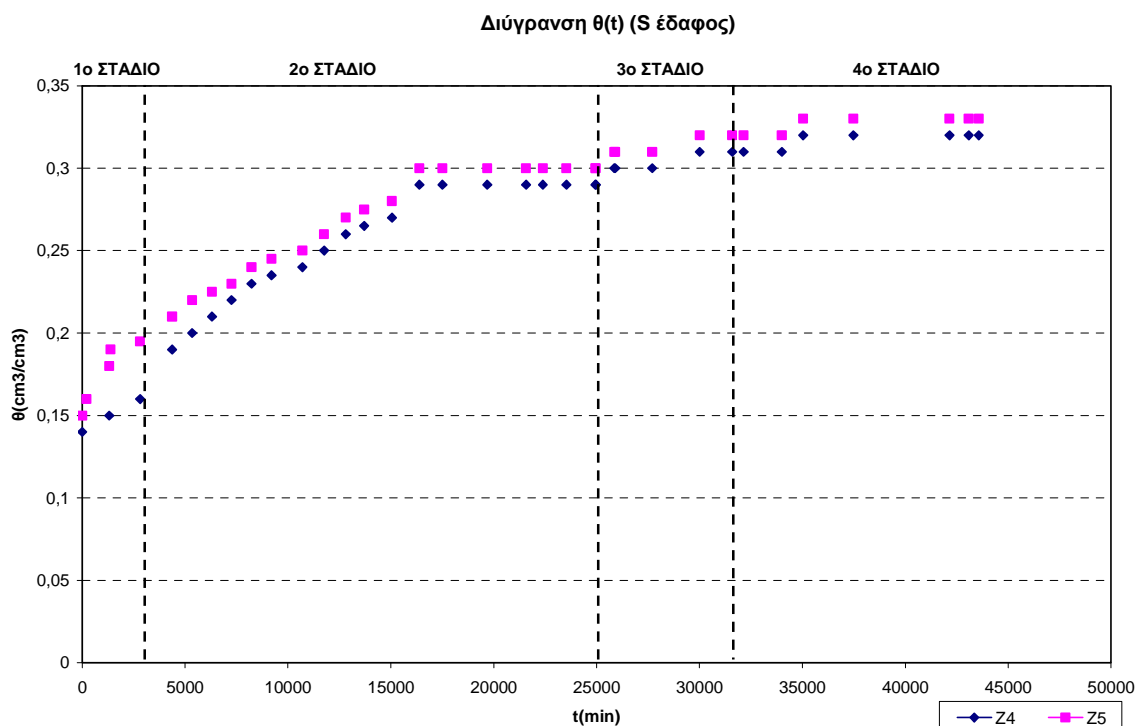
Και σε αυτή τη περίπτωση εξήχθησαν οι καμπύλες υγρασίας και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο. Η μεταβολή της υγρασίας ως προς το χρόνο δίνεται στα σχήματα 3.19 και 3.20.



Σχήμα 3.19 Πειραματικές τιμές της υγρασίας ως προς το χρόνο στο πηλοαμμώδες έδαφος (πάνω στρώση), κατά τη 2^η διύγρανση

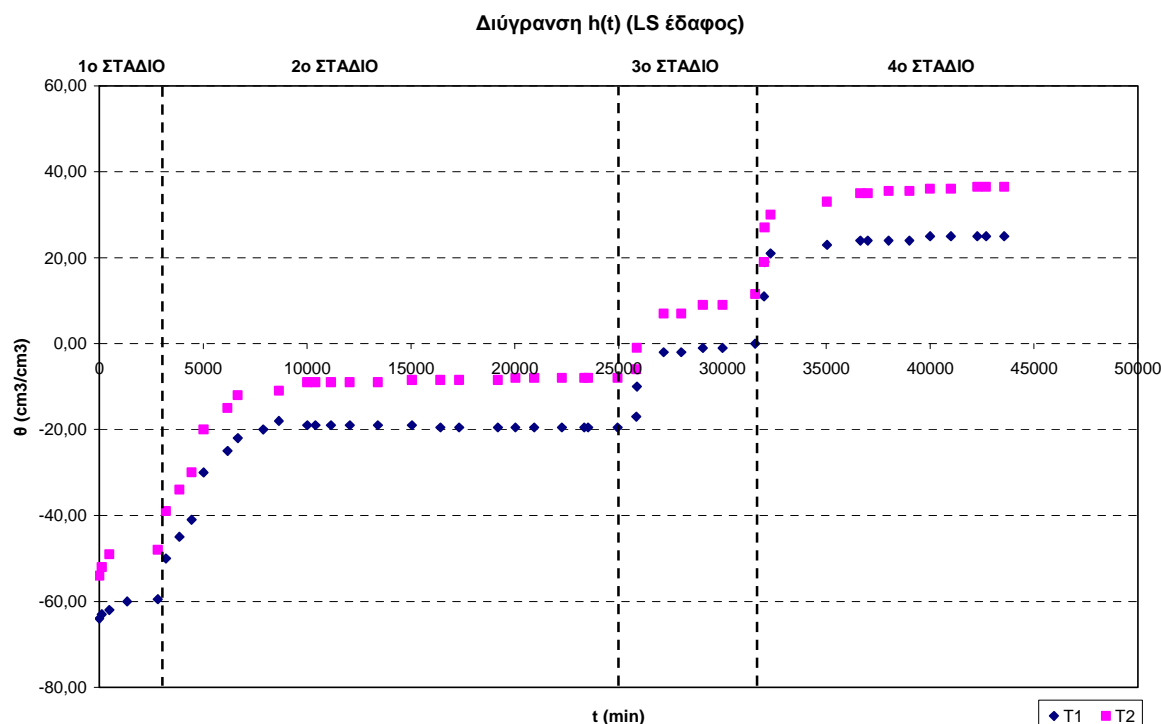
Στο πρώτο στάδιο της 2^{ης} διύγρανσης, δεν παρατηρούμε μεταβολή της υγρασίας για τους αισθητήρες που είναι τοποθετημένοι στο πηλοαμμώδες έδαφος, το γεγονός αυτό είναι αναμενόμενο λόγω της θέσεως της φιάλης

Marriottte που βρίσκεται κάτω από το επίπεδο της τέταρτης κάψας. Στο δεύτερο στάδιο η φιάλη Marriottte τοποθετήθηκε στην διεπιφάνεια των εδαφών πράγμα που σημαίνει ότι έχουμε μια μικρή μεταβολή στην ένδειξη του τρίτου αισθητήρα και αυτό συμβαίνει γιατί η απόσταση του αισθητήρα από την φιάλη Marriottte είναι μόνο 8cm. Οι άλλοι δύο αισθητήρες υγρασίας δεν παρουσίασαν καμία μεταβολή στην τιμή της υγρασίας τους. Στο τρίτο στάδιο της 2^{ης} διύγρανσης, που η φιάλη Marriottte τοποθετήθηκε στο ύψος της πρώτης κάψας παρατηρούμε αύξηση στην υγρασία και των τριών αισθητήρων που βρίσκονται στο πηλοαμμώδες έδαφος. Μεγαλύτερη αύξηση στην υγρασία παρουσιάζει ο τρίτος αισθητήρας υγρασίας, όπως περιμέναμε, λόγω της θέσης του, δηλαδή έχει την μεγαλύτερη απόσταση από την επιφάνεια του εδάφους σε σχέση με τους άλλους δύο αισθητήρες. Στο τέταρτο και τελευταίο στάδιο, η φιάλη Marriottte τοποθετείται στην επιφάνεια του εδάφους (στο υψηλότερο σημείο της κολώνας του στρωματοποιημένου εδάφους). Κατά το στάδιο αυτό παρατηρούμε περαιτέρω αύξηση της υγρασίας και για τους τρεις αισθητήρες, όπου τελικά έχουμε και τη σταθεροποίηση των τιμών τους. Ο πρώτος αισθητήρας υγρασίας **Z₁** σταθεροποιείται στην τιμή 0,36 cm³/cm³, ο δεύτερος **Z₂** στην τιμή 0,37 cm³/cm³ και ο τρίτος **Z₃** στην τιμή 0,4 cm³/cm³.



Σχήμα 3.20: Πειραματικές τιμές της υγρασίας ως προς το χρόνο στο αμμώδες έδαφος (κάτω στρώση), κατά τη 2^η διύγρυνση

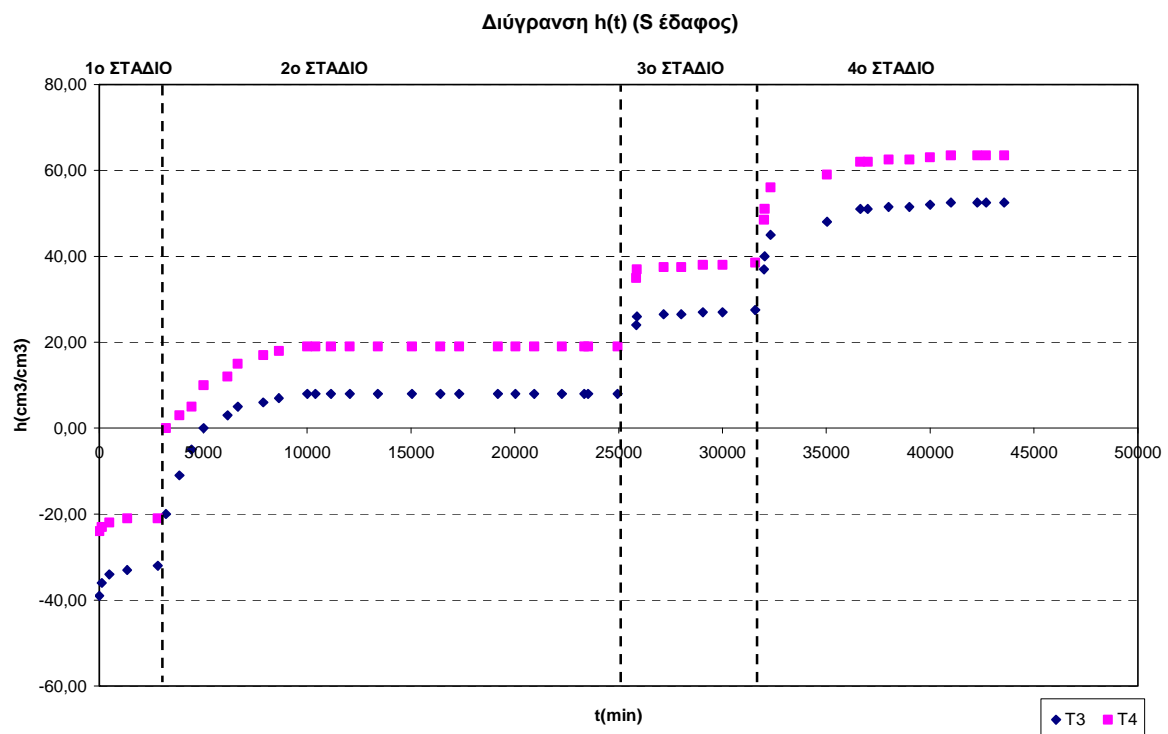
Για το αμμώδες έδαφος οι τιμές της υγρασίας των δύο αισθητήρων που βρίσκονται σε αυτό, παρουσιάζουν μια μικρή μεταβολή από το πρώτο στάδιο της 2^{ης} διύγρυνσης λόγω της θέσης της φιάλης Marriotte βρίσκεται σε αρκετά χαμηλό επίπεδο και οι τιμές τους αυξάνονται σημαντικά κατά το δεύτερο στάδιο (όπου η φιάλη Marriotte τοποθετείται στη διεπιφάνεια). Το γεγονός αυτό είναι απόλυτα λογικό, γιατί βρίσκονται σε κορεσμένο έδαφος μετά το δεύτερο στάδιο της 2^{ης} διύγρυνσης. Αυτό φαίνεται και κατά τα δύο επόμενα στάδια, όπου οι τιμές τους παρουσιάζουν μια πολύ μικρή αύξηση, αφού ήδη βρίσκονται σε κορεσμένο έδαφος. Τελικά σταθεροποιούνται οι τιμές υγρασίας τους, για τον **Z₄** αισθητήρα υγρασίας στην τιμή $0,33 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ και για τον **Z₅** αισθητήρα στην τιμή $0,34 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.



Σχήμα 3.21 Πειραματικές τιμές της πίεσης ως προς το χρόνο στο πηλοαμμώδες έδαφος (πάνω στρώση), κατά τη 2^η διύγρανση

Στα σχήματα 3.21 και 3.22 δίδονται οι μεταβολές των πιέσεων ως προς το χρόνο, κατά τη δεύτερη διύγρανση.

Η πίεση, σε αντίθεση με την υγρασία, παρουσίασε αξιόλογη μεταβολή από την αρχή της 2^{ης} διύγρανσης. Το γεγονός αυτό είναι απόλυτα λογικό, εφόσον η πίεση επηρεαζόταν άμεσα από το εκάστοτε εφαρμοζόμενο φορτίο, ενώ η υγρασία μεταβαλλόταν έντονα μόνο όταν εφαρμόστηκε μεγάλο θετικό ή αρνητικό φορτίο. Κατά το πρώτο στάδιο παρατηρούμε μια μικρή αύξηση της πίεσης για τους δύο αισθητήρες (T1, T2) που βρίσκονται στο πηλοαμμώδες έδαφος, η οποία αυξάνει σημαντικά κατά το δεύτερο στάδιο. Από τη μέση του δευτέρου σταδίου μέχρι το τέλος του, παρατηρούμε μια σταθεροποίηση στην τιμή της πίεσης των δύο αισθητήρων. Κατά το τρίτο και το τέταρτο στάδιο, η πίεση παρουσιάζει περαιτέρω αύξηση και στο τέλος του τέταρτου σταδίου σταθεροποιείται στην τιμή 25cm για τον **T1** αισθητήρα και στην τιμή 36,5cm για τον **T2** αισθητήρα πίεσης.

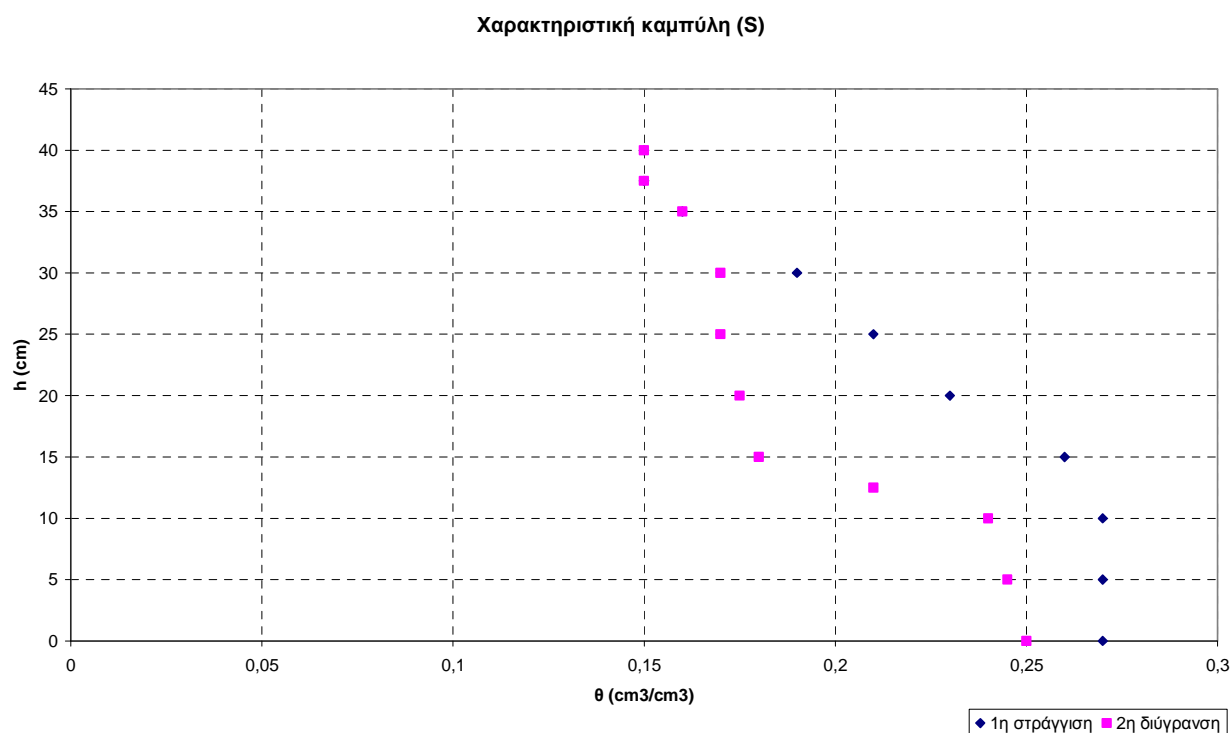


Σχήμα 3.22 Πειραματικές τιμές της πίεσης ως προς το χρόνο στο αμμώδες έδαφος (κάτω στρώση), κατά τη 2^η διύγρυνση

Για τους αισθητήρες πίεσης του αμμώδους εδάφους, παρατηρούμε κι εδώ αύξηση της πίεσής τους από το πρώτο κιόλας στάδιο της 2^{ης} διύγρυνσης, λόγω του γεγονότος ότι η πίεση επηρεάζεται άμεσα από το εκάστοτε εφαρμοζόμενο φορτίο. Κατά το πρώτο στάδιο έχουμε μια μικρή αύξηση της πίεσης, η οποία γίνεται ακόμα μεγαλύτερη κατά το δεύτερο στάδιο, κατά το οποίο η φιάλη Marriotte τοποθετείται στη διεπιφάνεια. Στα δύο επόμενα στάδια παρατηρούμε ότι συνεχίζει να αυξάνει η πίεση και για τους δύο αισθητήρες του αμμώδους εδάφους (T3,T4), οπότε και κατά το τέλος του τέταρτου σταδίου σταθεροποιούνται οι τιμές της πίεσής τους. Ο αισθητήρας **T3** καταλήγει στην τιμή 52,5cm και ο **T4** αισθητήρας πίεσης καταλήγει στην τιμή 63,5cm.

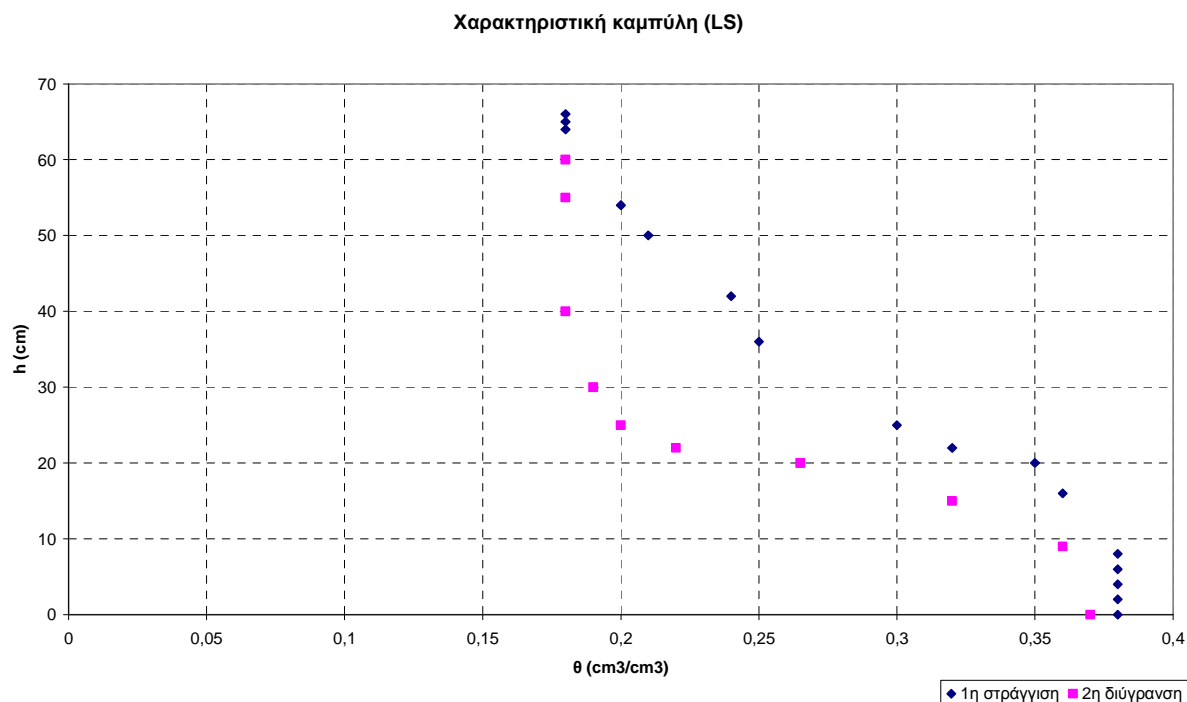
3.7.γ Χαρακτηριστικές καμπύλες

Από τις παραπάνω καμπύλες εξήχθησαν οι χαρακτηριστικές καμπύλες (Σχήμα 3.23) του εδαφικού δείγματος **S**, για την 1^η στράγγιση, τη 2^η διύγρυνση.



Σχήμα 3.23 Χαρακτηριστικές καμπύλες του εδαφικού δείγματος, για την 1^η στράγγιση, τη 2^η διύγρυνση

Ομοίως οι χαρακτηριστικές καμπύλες για το εδαφικό δείγμα **LS** (Σχήμα 3.24)



Σχήμα 3.24 Χαρακτηριστικές καμπύλες του εδαφικού δείγματος, για την 1^η στράγγιση, τη 2^η διύγρυνση

Στα παραπάνω σχήματα παρατηρούμε ότι ο βρόχος της υστέρησης στο αμμώδες εδαφικό δείγμα είναι μεγαλύτερος από τον αντίστοιχο για το πηλοαμμώδες δείγμα, αυτό συμβαίνει λόγω της φύσεως και των ιδιοτήτων του αμμώδους εδάφους που το καθιστούν πιο ελαφρύ με αποτέλεσμα να στραγγίζει καλύτερα.

ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

4.1 Mualem - van Genuchten, μοντέλο πρόβλεψης χαρακτηριστικών καμπύλων, χαρακτηριστικές καμπύλες πηλοαμμώδους (LS) εδάφους (πάνω στρώση)

Ο van Genuchten (1978, 1980) περιέγραψε τη χαρακτηριστική καμπύλη $\Theta(\psi)$ με την εμπειρική σχέση

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left[1 + (\alpha\psi)^n\right]^m}, \quad (4.1)$$

Όπου:

$$m = 1 - \frac{1}{n}, \quad 0 < m < 1, \quad (4.2)$$

θ_s είναι η υγρασία κορεσμού του εδάφους, θ_r είναι η υπολειμματική υγρασία και α , m , n είναι παράμετροι. Η παράμετρος α προκαλεί παράλληλη μετατόπιση της χαρακτηριστικής καμπύλης χωρίς να αλλοιώνει τη μορφή της, εφόσον οι άλλες παράμετροι παραμένουν σταθερές. Η παράμετρος n είναι υπεύθυνη για την παραμόρφωση της καμπύλης (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

Η εξίσωση γράφεται:

$$\psi = \left[\left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \cdot \frac{1}{\alpha}, \quad (4.3)$$

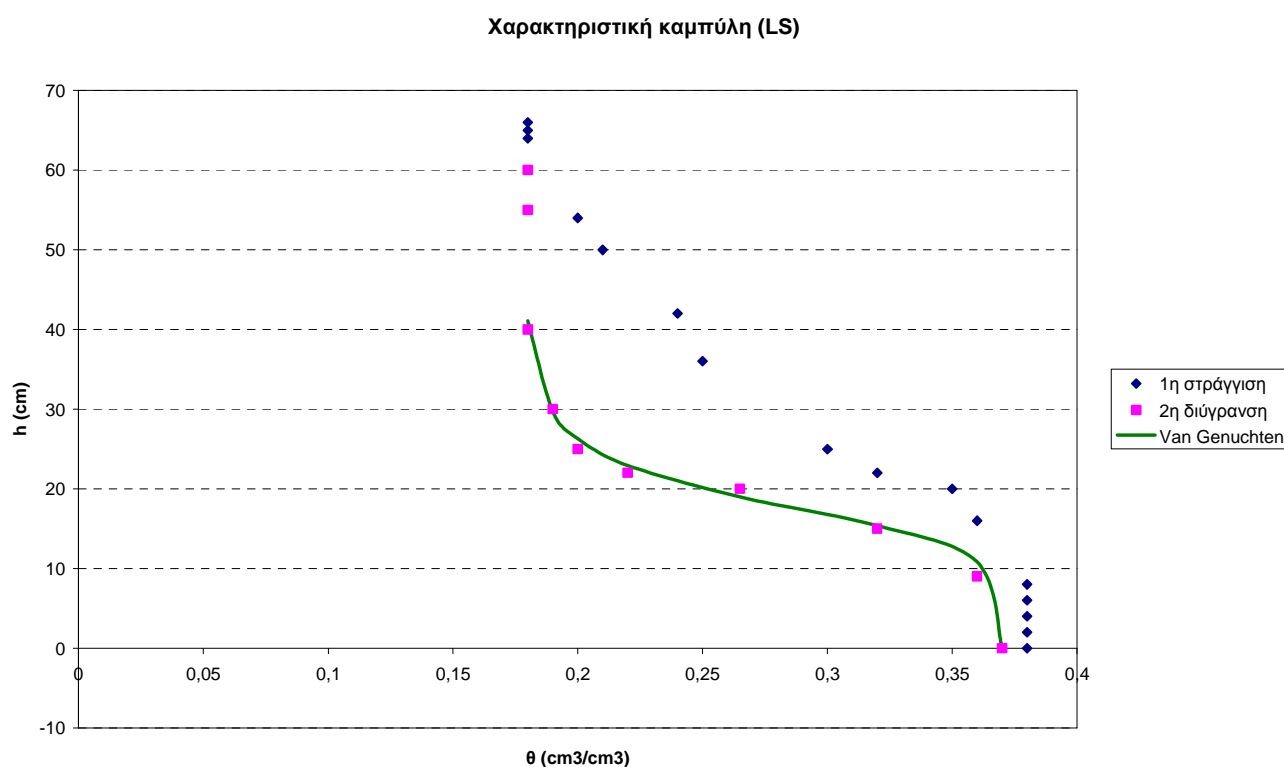
Προκειμένου να εξαχθεί η εξίσωση της διύγρανσης για το πηλοαμμώδες έδαφος, χρησιμοποιήθηκαν οι πειραματικές τιμές της υγρασίας και της

μύζησης για την διύγρυνση και με την βοήθεια του υπολογιστικού προγράμματος RETC (van Genuchten et al, 1991), έγινε ο προσδιορισμός των παραμέτρων θ_s , θ_r , α , m , n . Οι τιμές των παραμέτρων αυτών παρατίθενται στον πίνακα 4.1

Πίνακας 4.1 Τιμές των παραμέτρων της χαρακτηριστικής καμπύλης της 2^{ης} διύγρυνσης Muelem – van Genuchten, που εξήχθησαν από το πρόγραμμα RETC [Πηλοαμμώδες έδαφος (LS)]

Παράμετρος	θ_s	θ_r	α	n	m
Τιμή RETC	0,36681	0,17773	0,05623	6,27864	0,84073

Χρησιμοποιώντας τις τιμές του Πίνακα 4.1 στην εξίσωση (4.3), εξάγεται η καμπύλη του Σχήματος 4.1, η οποία προσεγγίζει πολύ ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία.



Σχήμα 4.1 Χαρακτηριστικές καμπύλες για το πηλοαμμώδες (LS) έδαφος- προσομοίωση 2^{ης} διύγρυνσης με μοντέλο van Genuchten

Η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα K ως συνάρτηση της υγρασίας θ υπολογίζεται από την ημιεμπειρική εξίσωση Mualem – van Genuchten:

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{2}} \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right]^m \right\}^2, \quad (4.4)$$

4.2 Υπολογισμός της εξίσωσης του συντελεστή διάχυσης-πηλοαμμώδες (LS) έδαφος (πάνω στρώση)

Η υδραυλική χωρητικότητα C δίνεται από τη σχέση (Αγγελάκη, 2004):

$$\frac{d\theta}{d\psi} = - \frac{m\alpha(\theta_s - \theta_r)(\alpha\psi)^{\frac{m}{1-m}} [1 + (\alpha\psi)^n]^{1-m}}{1-m} = C(\theta) \quad (4.5)$$

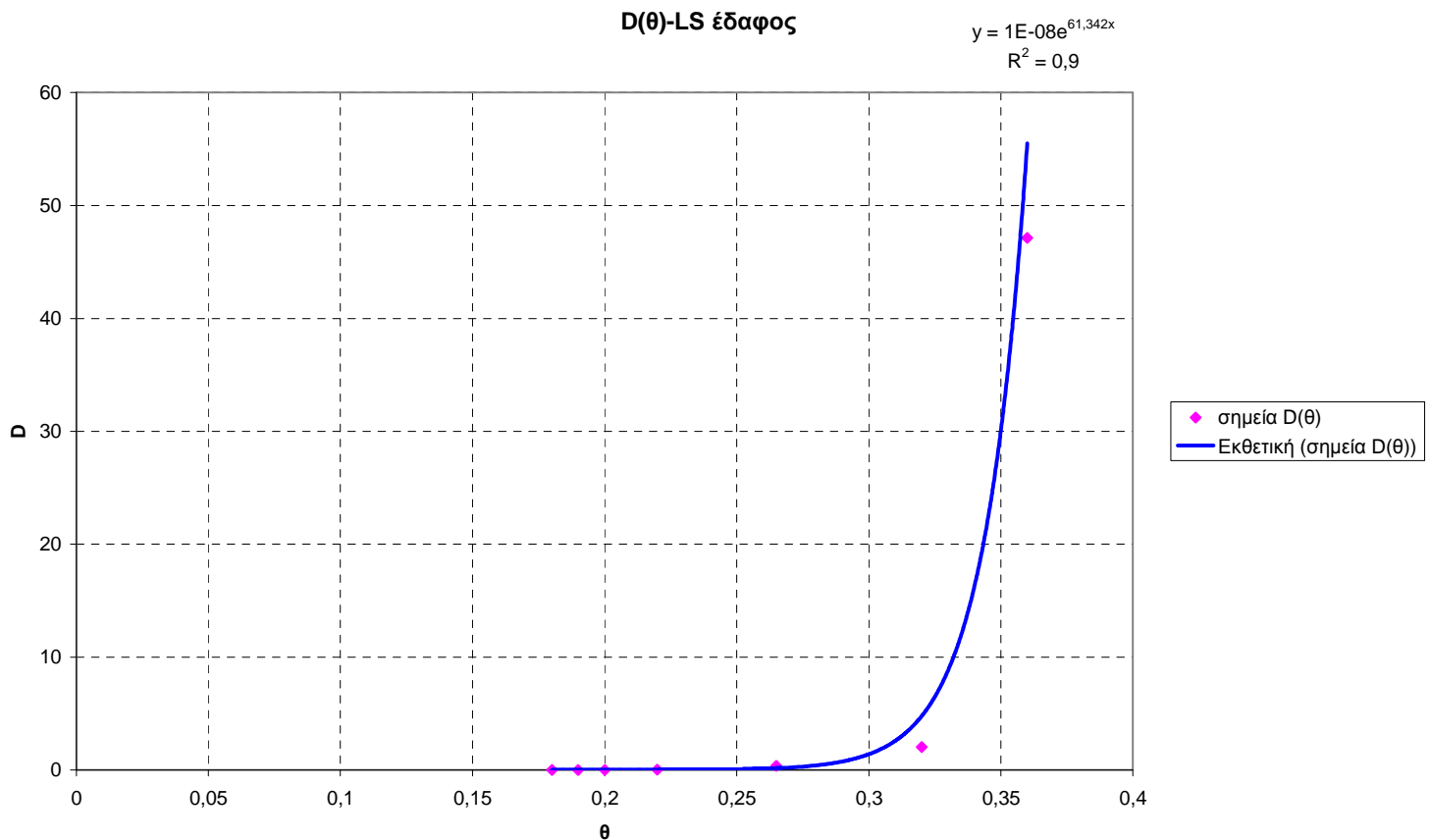
Εισάγοντας πειραματικά ζεύγη (θ, ψ) της 2^{ης} διύγρανσης στη σχέση 4.5, υπολογίστηκαν οι αντίστοιχες τιμές της υδραυλικής χωρητικότητας. Από τις τιμές της υδραυλικής χωρητικότητας, αλλά και της υδραυλικής αγωγιμότητας υπολογίστηκε ο συντελεστής διάχυσης D , για διάφορα ζεύγη πειραματικών τιμών (θ, ψ) , με την βοήθεια της σχέσης 4.6

$$D(\theta) = - \frac{K(\theta)}{C(\theta)}, \quad (4.6)$$

Οι παραπάνω τιμές παρουσιάζονται στο σχήμα 4.2 στο οποίο φαίνεται και η καμπύλη προσαρμογής, που προσεγγίζει ικανοποιητικά τα σημεία αυτά.

Η εξίσωση της καμπύλης αυτής είναι μια εκθετική συνάρτηση της μορφής:

$$D(\theta) = 10^{-8} e^{61,342 \theta} \quad (4.7)$$



Σχήμα 4.2 Συντελεστής διάχυσης σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία
[Πηλοαμμώδες έδαφος LS]

4.3 Υπολογισμός της απορροφητικότητας του πηλοαμμώδους (LS) εδάφους (πάνω στρώση)

Η απορροφητικότητα μπορεί να προσδιοριστεί και από την σχέση (Vauclin et Haverkamp, 1985):

$$S^2 = 2 \int_{\theta_i}^{\theta_s} \theta D(\theta) d\theta, \quad (4.8)$$

Σύμφωνα με τον Parlange η απορροφητικότητα του εδάφους μπορεί να προσδιοριστεί από την σχέση:

$$S^2 = \int_{\theta_i}^{\theta_s} (1 + \theta) D(\theta) d\theta, \quad (4.9)$$

η οποία αποτελεί τη βέλτιστη (optimum) λύση για την απορροφητικότητα του εδάφους.

Από τον συνδυασμό των σχέσεων (4.7) και (4.8) προκύπτει η σχέση :

$$S^2 = 2 \cdot 10^{-8} \int \theta e^{61.342\theta} d\theta \quad (4.10)$$

Από τον συνδυασμό των σχέσεων (4.7) και (4.9) προκύπτει η σχέση :

$$S^2 = 10^{-8} \int (1 + \theta) e^{61.342\theta} d\theta \quad (4.11)$$

Η αναλυτική επίλυση των ολοκληρωμάτων (4.10) και (4.11) δίνει τα εξής αποτελέσματα:

Πίνακας 4.2 Τιμές απορροφητικότητας πηλοαμώδους (LS) εδάφους (πάνω στρώση), που υπολογίστηκαν με αναλυτική επίλυση των ολοκληρωμάτων (4.10) και (4.11)

S (cm/min^{1/2})	0,9108
S_{opt} (cm/min^{1/2})	1,083

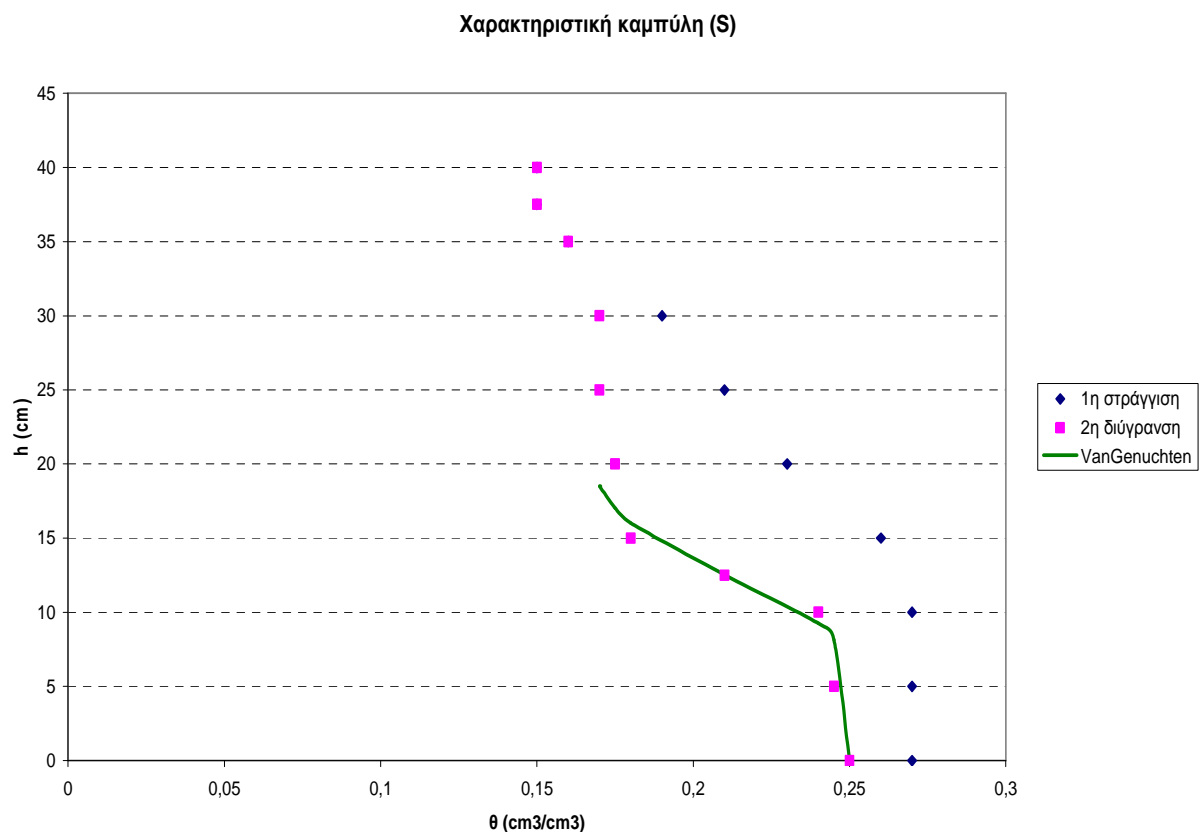
4.4 Χαρακτηριστικές καμπύλες του αμώδους (S) εδάφους (κάτω στρώση)

Προκειμένου να εξαχθεί η εξίσωση της διύγρανσης για το αμώδες έδαφος, χρησιμοποιήθηκαν οι πειραματικές τιμές της υγρασίας και της μύζησης για την διύγρανση και με την βοήθεια του υπολογιστικού προγράμματος RETC (van Genuchten et al, 1991), έγινε ο προσδιορισμός των παραμέτρων θ_s , θ_r , α , m , n . Οι τιμές των παραμέτρων αυτών παρατίθενται στον πίνακα 4.3

Πίνακας 4.3 Τιμές των παραμέτρων της χαρακτηριστικής καμπύλης της 2ης διύγρανσης Muelem – van Genuchten, που εξήχθησαν από το πρόγραμμα RETC [Αμώδες έδαφος (S)]

Παράμετρος	θ_s	θ_r	α	n	m
Τιμή RETC	0,24937	0,16000	0,07970	6,47629	0,84559

Χρησιμοποιώντας τις τιμές του Πίνακα 4.3 στην εξίσωση (4.3), εξάγεται η καμπύλη του Σχήματος 4.3, η οποία προσεγγίζει πολύ ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία.



Σχήμα 4.3 Χαρακτηριστικές καμπύλες για το αμμώδες (S) έδαφος-προσομοίωση 2^{ης} διύγρανσης με μοντέλο van Genuchten

4.5 Υπολογισμός της εξίσωσης του συντελεστή διάχυσης-αμμώδες (S) έδαφος (κάτω στρώση)

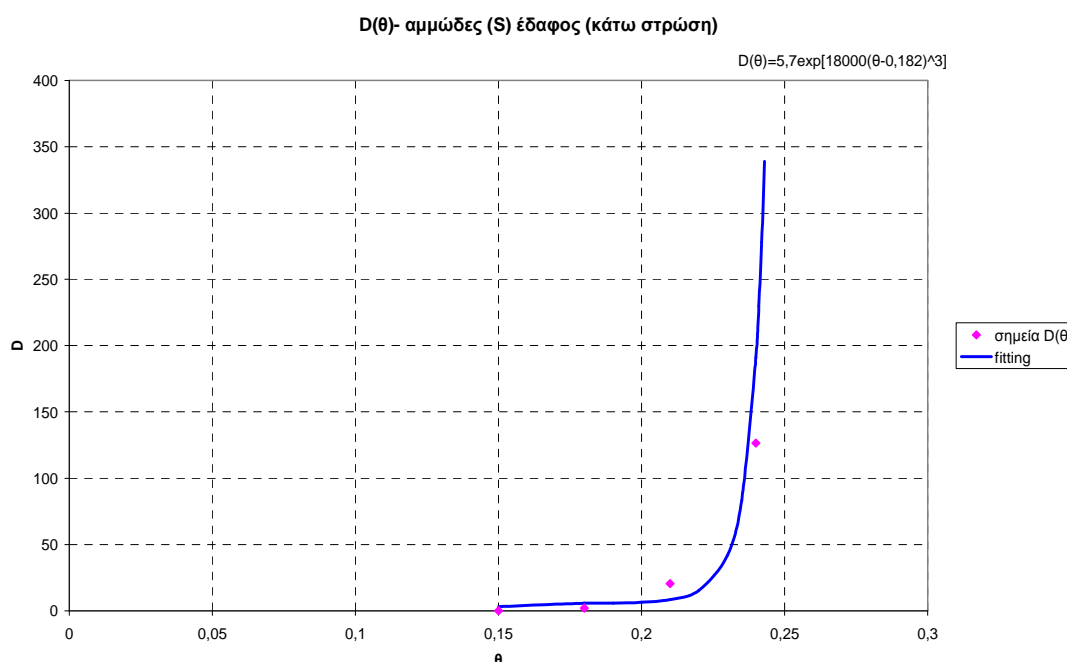
Εισάγοντας πειραματικά ζεύγη (θ, ψ) της 2^{ης} διύγρανσης στη σχέση

4.5, υπολογίστηκαν οι αντίστοιχες τιμές της υδραυλικής χωρητικότητας. Από τις τιμές της υδραυλικής χωρητικότητας, αλλά και της υδραυλικής αγωγιμότητας υπολογίστηκε ο συντελεστής διάχυσης D , για διάφορα ζεύγη πειραματικών τιμών (θ, ψ) , με την βοήθεια της σχέσης (4.6)

Οι παραπάνω τιμές παρουσιάζονται στο σχήμα 4.4 στο οποίο φαίνεται και η καμπύλη προσαρμογής, που προσεγγίζει ικανοποιητικά τα σημεία αυτά.

Η εξίσωση της καμπύλης αυτής είναι μια εκθετική συνάρτηση της μορφής:

$$D(\theta) = 5,7 e^{18000 (\theta - 0,182)^3} \quad (4.12)$$



Σχήμα 4.4 Συντελεστής διάχυσης σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία
[Αμμώδες έδαφος S]

4.6 Υπολογισμός της απορροφητικότητας του αμμώδους (S) εδάφους (κάτω στρώση)

Από τον συνδυασμό των σχέσεων (4.12) και (4.8) προκύπτει η σχέση :

$$S^2 = 2 \cdot 5,7 \int \theta e^{18000(\theta-0,182)^3} d\theta \quad (4.13)$$

Από τον συνδυασμό των σχέσεων (4.12) και (4.9) προκύπτει η σχέση :

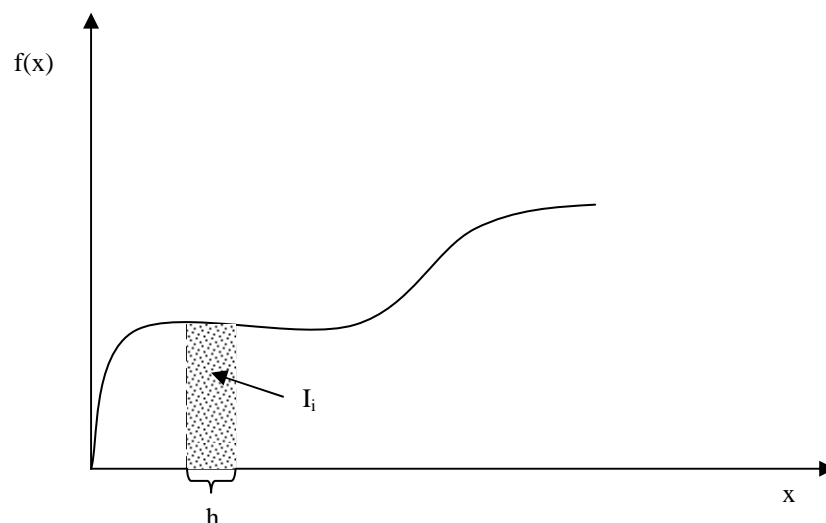
$$S^2 = 5,7 \int (1 + \theta) e^{18000(\theta-0,182)^3} d\theta \quad (4.14)$$

Η εισαγωγή της (4.12) στην (4.8) και στην (4.9), δίνει τα ολοκληρώματα (4.13) και (4.14) η αναλυτική επίλυση των οποίων δεν είναι δυνατή. Για το λόγο αυτό ο υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους έγινε με αριθμητική ανάλυση και συγκεκριμένα με τη μέθοδο γενικευμένου τραπεζίου.

Μέθοδος γενικευμένου τραπεζίου

Έστω ότι θέλουμε να υπολογίσουμε το ολοκλήρωμα: $I = \int_{x_1}^{x_2} f(x) dx$, του

οποίου η αναλυτική επίλυση δεν είναι δυνατή, και έστω ότι η συνάρτηση $f(x)$ έχει τη γραφική παράσταση του Σχήματος 5.6.



Σχήμα 4.5 Γραφική παράσταση της $f(x)$

Η μέθοδος του γενικευμένου τραπεζίου προσεγγίζει για κάθε βήμα h την καμπύλη $f(x)$ ως ευθεία, οπότε το εκάστοτε ολοκλήρωμα I_i , που ισούται με το εμβαδό κάτω από την καμπύλη, υπολογίζεται από τον τύπο του εμβαδού του τραπεζίου. Έτσι έχουμε:

$$\begin{aligned}
 h_1 = x_n - x_1 : \quad I_1 &= h_1 \left[\frac{f(x_1)}{2} + \frac{f(x_n)}{2} \right] \\
 h_2 = \frac{x_n - x_1}{2} : \quad I_2 &= h_2 \left[\frac{f(x_1)}{2} + f(x_1 + h_2) + \frac{f(x_2 + h_2)}{2} \right] \\
 : \quad & \text{όπου: } x_1 + h_2 = x_2, \quad x_2 + h_2 = x_n \\
 h_3 = \frac{h_2}{2} : \quad I_3 &= h_3 \left[\frac{f(x_1)}{2} + f(x_1 + h_3) + f(x_2 + h_3) + f(x_3 + h_3) + \frac{f(x_4 + h_3)}{2} \right] \\
 & \text{όπου: } x_1 + h_3 = x_2, \quad x_2 + h_3 = x_3, \quad x_3 + h_3 = x_4, \quad x_4 + h_3 = x_n \\
 h_4 = \frac{h_3}{2} : \quad I_4 &= h_4 \left[\frac{f(x_1)}{2} + f(x_1 + h_4) + f(x_2 + h_4) + f(x_3 + h_4) + \right. \\
 & \left. f(x_4 + h_4) + f(x_5 + h_4) + f(x_6 + h_4) + f(x_7 + h_4) + \frac{f(x_8 + h_4)}{2} \right] \\
 & \dots \qquad \dots
 \end{aligned}$$

Η διαδικασία συνεχίζεται έως ότου η διαφορά των ολοκληρωμάτων να είναι: $I_n - I_{n-1} \leq 0,05$, ώστε να υπάρχει ακρίβεια δύο δεκαδικών ψηφίων στο αποτέλεσμα (Χατζηδήμος, 1980).

Σαν συνάρτηση $f(x)$ – ουσιαστικά $f(\theta)$ – χρησιμοποιήθηκε η $2\theta D(\theta)$, οπότε από τη διαδικασία που περιγράφηκε υπολογίστηκε η απορροφητικότητα (S) του αμμώδους εδάφους. Επίσης χρησιμοποιήθηκε και η συνάρτηση $(1+\theta)D(\theta)$, οπότε η πιο πάνω διαδικασία έδωσε τη βέλτιστη τιμή της απορροφητικότητας (S_{opt}), για το αμμώδες έδαφος (Αγγελάκη, 2004). Τα αποτελέσματα της μεθόδου του γενικευμένου τραπεζίου φαίνονται στον Πίνακα 4.4.

Πίνακας 4.4 Τιμές απορροφητικότητας αμμόδους (S) εδάφους (κάτω στρώση), που υπολογίστηκαν χρησιμοποιώντας αριθμητική ανάλυση (μέθοδο γενικευμένου τραπεζίου) στα ολοκληρώματα (4.13) και (4.14)

S (cm/min^{1/2})	1,2295
S_{opt} (cm/min^{1/2})	2,0026

4.7 Σύγκριση των τιμών απορροφητικότητας των δύο εδαφικών στρώσεων

Οι λόγοι των τιμών της απορροφητικότητας των δύο εδαφικών δειγμάτων είναι οι εξής:

$$\frac{S_s}{S_{LS}} = 1,35$$

$$\frac{S_{opt}^S}{S_{opt}^{LS}} = 1,85$$

Από τη σύγκριση αυτή προκύπτει ότι τα εδάφη με μεγαλύτερη υδραυλική αγωγιμότητα (ελαφριά εδάφη), παρουσιάζουν μεγαλύτερη απορροφητικότητα (Αγγελάκη, 2004), το οποίο επιβεβαιώνεται και από τη σχέση (4.15), καθώς ο παράγοντας K_s διαφέρει σημαντικά σε κάθε εδαφικό δείγμα που μελετήθηκε, σε σχέση με τον παράγοντα $(\theta_s - \theta_i)$.

$$S^2 = 2K_s(\theta_s - \theta_i)(H_0 - H_f) \quad (4.15)$$

ΣΥΝΟΨΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Κατά την διάρκεια της διατριβής πραγματοποιήθηκαν πειράματα στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής σε δυο κύκλους. Για την διεξαγωγή των πειραμάτων επιλέχτηκαν δύο εδαφικά δείγματα (πηλοαμμώδες-LS και αμμώδες-S)

Στα εδάφη αυτά αρχικά έγινε κοκκομετρική ανάλυση, καθώς και πειραματικός υπολογισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού με τη μέθοδο σταθερού φορτίου. Πραγματοποιήθηκε επίσης πείραμα βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης, που είναι απαραίτητη προϋπόθεση για τον μετέπειτα υπολογισμό των πιέσεων.

Τα δύο εδαφικά δείγματα τοποθετήθηκαν σε μία πειραματική κυλινδρική στήλη από πλέξιγκλας που χρησιμοποιήθηκε για τη διερεύνηση των υδροδυναμικών παραμέτρων στα εδαφικά μας δείγματα. Η πειραματική στήλη διαθέτει από τη μία πλευρά της υποδοχείς για τους αισθητήρες – κυματοδηγούς της συσκευής μέτρησης υγρασίας TDR και από την άλλη υποδοχείς όπου τοποθετήθηκαν οι κεραμικές κάψες για τη μέτρηση της πίεσης.

Η μέτρηση της υγρασίας έγινε με την σύγχρονη τεχνολογία TDR η οποία είναι μία μη ραδιενεργός μέθοδος, εύχρηστη και δεν απαιτεί βαθμονόμηση κατά την εφαρμογή της.

Οι πιέσεις του νερού των εδαφικών πόρων μετρήθηκαν με τασίμετρα συνδεδεμένα με μετατροπείς πίεσης οι οποίοι συνδέθηκαν με καταγραφέα δεδομένων (data logger), με συχνότητα εγγραφής ανά λεπτό και δυνατότητα μεταφοράς των δεδομένων από τον καταγραφέα στον Η/Υ σε αρχείο Excel για επεξεργασία.

Στον πρώτο κύκλο πειραμάτων μελετήθηκε η αθροιστική διήθηση. Κατά το πείραμα αυτό γινόταν μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με τη μέθοδο TDR και ταυτόχρονα λαμβάνονταν ογκομετρικές τιμές του εισερχόμενου στο έδαφος νερού. Από τον πρώτο κύκλο πειραμάτων

εξήχθησαν:

- οι καμπύλες του αθροιστικού όγκου νερού σε συνάρτηση με το χρόνο,
- της εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο,
- της εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με το βάθος (προφίλ υγρασίας).

Παρατηρήθηκε ικανοποιητική προσέγγιση των αθροιστικών εισερχόμενων όγκων με τους όγκους που προέκυψαν από την ολοκλήρωση των προφίλ υγρασίας.

Ο δεύτερος κύκλος πειραμάτων είχε ως σκοπό το σχεδιασμό των χαρακτηριστικών καμπυλών των δύο εδαφικών δειγμάτων για την 1^η στράγγιση και τη 2^η διύγρανση. Έτσι, πραγματοποιήθηκε η 1^η στράγγιση και η 2^η διύγρανση και σχεδιάστηκαν τα διαγράμματα υγρασίας και πίεσης σε σχέση με το χρόνο και για τα δύο εδάφη. Από τα διαγράμματα σχεδιάστηκαν οι χαρακτηριστικές καμπύλες για το αμμώδες και το πηλοαμμώδες έδαφος.

Από τις χαρακτηριστικές καμπύλες είναι εμφανές το φαινόμενο της υστέρησης. Μεγαλύτερο βρόχο υστέρησης, όπως αναμενόταν, λόγω μεγαλύτερων μεταβολών υγρασίας, παρουσιάζει το αμμώδες έδαφος.

Κατά την θεωρητική επεξεργασία των δεδομένων:

- Χρησιμοποιήθηκε το υπολογιστικό μοντέλο RETC, μέσω του οποίου έγινε προσομοίωση της 2^{ης} διύγρανσης με την εξίσωση του μοντέλου Van Genuchten, για τις δύο εδαφικές στρώσεις.
- Υπολογίστηκε η εξίσωση της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας $K(\theta)$ και της υδραυλικής χωρητικότητας $C(\theta)$ και για τις δύο εδαφικές στρώσεις.
- Στη συνέχεια σχεδιάστηκε η γραφική παράσταση του συντελεστή διάχυσης D σε συνάρτηση με την υγρασία θ , τα σημεία της οποίας προσομοιώθηκαν με καμπύλη – fitting.

- Υπολογίστηκε η εξίσωση της καμπύλης-fitting του συντελεστή διάχυσης $D(\theta)$ για τις δύο εδαφικές στρώσεις και εξήχθησαν οι εξισώσεις:
- $D(\theta) = 10^{-8} e^{61,342 \theta}$ για το πηλοαμμώδες έδαφος (LS)πάνω στρώση.
- $D(\theta) = 5,7 e^{18000 (\theta - 0,182)^3}$ για το αμμώδες έδαφος (S)κάτω στρώση.
- Με τη βοήθεια της εξίσωσης των Vauclin & Havercamp για την απορροφητικότητα, υπολογίστηκε με αναλυτική μέθοδο η απορροφητικότητα S του πηλοαμμώδους εδάφους (πάνω στρώση).
- Μέσω της σχέσης του Parlange υπολογίστηκε η βέλτιστη (optimum) τιμή για την απορροφητικότητα S του πηλοαμμώδους εδάφους (πάνω στρώση).
- Στη συνέχεια, υπολογίστηκε με αριθμητική ανάλυση με την μέθοδο του γενικευμένου τραπεζίου η απορροφητικότητα S του αμμώδους εδάφους (κάτω στρώση). Συγκεκριμένα, εφαρμόστηκε η μέθοδος του γενικευμένου τραπεζίου στην εξίσωση των Vauclin & Havercamp και στην εξίσωση του Parlange. Έτσι υπολογίστηκε με αριθμητική ανάλυση η απορροφητικότητα S της κάτω εδαφικής στρώσης (άμμος- S), καθώς και η βέλτιστη (optimum) τιμή της.
- Από τη σύγκριση των τιμών της απορροφητικότητας για τις δυο εδαφικές στρώσεις προέκυψε ότι τα εδάφη με μεγαλύτερη υδραυλική αγωγιμότητα (ελαφριά εδάφη), παρουσιάζουν μεγαλύτερη απορροφητικότητα, καθώς ο παράγοντας K_s διαφέρει σημαντικά σε κάθε εδαφικό δείγμα που μελετήθηκε, σε σχέση με τον παράγοντα $(\theta_s - \theta_i)$

Η μέθοδος που ακολουθήθηκε στην παρούσα ερευνητική εργασία και τα αποτελέσματά της μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε μελέτες αρδεύσεων και στραγγίσεων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Αγγελάκη Α., 2004. Διερεύνηση των Υδροδυναμικών παραμέτρων σε ακόρεστη ροή με πειραματικές μεθόδους και μαθηματικά μοντέλα . Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος
2. Ababou R., 1981. Modelisation des transferts hydriques dans le sol en irrigation localisee. These de Docteur-Ingenieur. I.N.P. Grenoble, pp. 218.
3. Bear, J., 1972. Dynamics of fluids in porous media. Dover Publications Inc. N.Y., pp. 764.
4. Brooks, R., H., and Corey, A. T., 1964. Hydraulic properties of porous media Hydrology Papers Colo. State Univ., 3, 27.
5. Brooks, R., H., and Corey, A.T., 1966. Properties of porous media affecting fluid flow. J. Irrig. Drain. Div. ASCE, 92(2): 61 – 88.
6. Buckingham, E., 1907. Studies on the movement of soil moisture. U. S. Dept. Agr. Soils Bull., 38.
7. Γιαννόπουλος, Σ., 1978. Έμμεση μέθοδος υπολογισμού των υδροδυναμικών παραμέτρων σε ακόρεστο ισοθερμικό ομογενές πορώδες μέσο. Διπλ. Μεταπτ. Διατριβή, Α.Π.Θ.
8. Childs, E. C., and Collis – George, N., 1948. Discussions. Faraday Society, No 3: 78 – 85.
9. Childs, E. C., and Collis – George, N., 1950. The control of soil water Academic Press, N. Y., Advances in Agronomy, (3): 233 – 272.
10. Childs, E. C., 1969. An introduction to the physical basis of soil water phenomena. John Wiley, N.Y., pp 493.
11. Darcy H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris, pp.590.
12. Gaudet, J. P., 1978. Transferts d' eau et de solute dans le sols non – saturés, Mesures et simulation. These de Docteur d' Etat es – Sciences Physiques Universite de Grenoble, pp. 350.

13. Imbernon J. 1981. Variabilite spatiale des caracteristiques hydrodynamiques d' un sol de Senegal. These de Docteur 3^e Cycle. I.N.P. Grenoble, pp. 152.
14. Mualem, Y., and Dagan, G., 1976. Methods of predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Res. Project 142, Israel Inst. Of Techn, Haifa, pp.78.
15. Parlange J. – Y., 1975. A note of the Green & Ampt equation. Soil Sci. Vol 119, pp. 466 – 467.
16. Philip J.R. , 1958, Theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil. Soil. Sci., Vol. 85, pp. 278 – 286.
17. Poulovassilis A, 1962. Hysterisis of pore water: an application of the concept of the independent domains. Soil Sci., (93), pp. 405 – 412.
18. Poulovassilis A, 1969. The effect of pore water hysterisis on the hydraulic conductivity. Soil Sci., Vol 20, pp. 52 – 56.
19. Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics, Vol 1, pp. 318 – 333.
20. Τζιμόπουλος Χ., 1979. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστα ισοθερμικά μέσα. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 17 – 29.
21. Τζιμόπουλος Χ., 1994. Στραγγίσεις – Υδραυλική Φρεάτων', Θεσσαλονίκη, 1994, σελ. 227.
22. Thony, J. L., 1970. Etude experimentale des phenomenes d' hysterisis dans les ecoulements en milieux poreux non satures. These de Docteur – Ingeniur Universite de Genoble, Genoble, pp. 140.
23. Topp G. C., and Miller, E. E., 1966. Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass – bead media. Soil Sci. Soc. Amer., Proc Vol. 30, pp. 156 – 162.

24. Topp G. C., 1969. Soil water hysteresis measured in a sandy loam compared with the hysteresis domain model. *Soil Sci. Soc. Amer., Proc* 33, pp. 156 – 162.
25. Topp G. C., 1971. Soil water hysteresis: The domain theory extended to pore interaction conditions. *Soil Sci. Soc. Amer., Proc* 35, pp. 219 – 225.
26. Topp G. C., 1971. Soil water hysteresis in silty loam and clay loam soils. *Water Resour. Res.* (7), pp. 914 – 920.
27. Van Genuchten, R., 1978. Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new closed form analytical model. *Dep. Civ. Eng., Princeton N. J., water Res. Prog., Res. Rep.* 78 – WR – 08, 63.
28. Van Genuchten, R., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (44): pp. 892 – 898.
29. Vauclin M., Haverkamp R., 1985. Solutions quasi analytiques de l'equation d'absorption de l'eau par les sols non saturés. I. Analyse critique. *Agronomie*, 5 (7), pp. 597-606.
30. Green W. H. & Ampt A. 1911. Studies on soil physics: The flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.* pp. 1 – 4.
31. Horton R.E., 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 5: 399 – 417.
32. Knight, J. H., 1983. Infiltration functions from exact and approximate solutions of Richards equation. *Proceedings of the National Conference on advances in infiltration*, December 12 – 13 Chicago, Illinois, pp. 24 – 33.
33. Kostiaikov, A. N., 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Trans. 6 Comm. Intern. Soil Sci. Soc. Russian*, Part A: 17 – 21.

34. Kunze, R. J. and Nielsen, D. R., 1982. Finite – difference solutions of the infiltration equation. *Soil Sci.*, 134: 81 – 89.
35. Kunze, R. J. and Nielsen, D. R., 1983. Comparison of soil water infiltration profiles. *Soil Sci.*, 135: 342 – 349.
36. Kunze, R. J. and Hmida, M. K., 1983. Gravitational flow in infiltration. ‘Advances in infiltration’, Proceedings of the National Conference on advances in infiltration, December 12 – 13 Chicago, Illinois, pp. 14 – 23.
37. Λαζακίδης Σ., Σφήκας Σ. 1991. Πειραματικός προσδιορισμός αθροιστικής διήθησης στο ύπαιθρο και αξιολόγησή της με τη μέθοδο Kostiaikov και Philip. Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Αγρονόμων Τοπογράφων Μηχανικών, Α.Π.Θ.
38. Onstad, C. A., Olson, T. C., Stong, L. R. 1973. An infiltration model tested with monolith moisture measurements. *Soil Sci.*, Vol. 116: 13 – 17.
39. Παπαγρηγοράκης Σ., Στόκα Α. 1988. Πειραματικός προσδιορισμός της αθροιστικής διήθησης στο ύπαιθρο – υπολογισμός της στιγμιαίας διηθητικότητας. Διπλωματική Εργασία, Α. Π. Θ., Θεσσαλονίκη.
40. Parlange J.Y., 1971. Theory of water movement in soils: 1. One – dimensional absorption. *Soil Sci.* Vol. 111 (2), pp. 134 – 137.
41. Parlange J.Y., 1971. Theory of water movement in soils: 2. One – dimensional infiltration. *Soil Sci.* Vol. 111 (3), pp. 170 – 174.
42. Parlange J. – Y., 1972. Theory of water movement in soils. 6. Effect of water depth over soil. *Soil Sci.*, Vol. 133, pp. 308 – 312.
43. Parlange J. – Y., 1972. Theory of water movement in soils. 8. One – dimensional infiltration with constant flux at the surface. *Soil. Sci.*, Vol. 114, pp. 1 – 4.
44. Parlange J. – Y., 1975. A note of the Green & Ampt equation. *Soil Sci.* Vol 119, pp. 466 – 467.

45. Parlange J. – Y., Lisle I., Braddock R. D. And Smith R. E., 1982. The three parameter infiltration equation. *Soil Sci.*, 133: 337 – 341.
46. Parlange J. – Y., Haverkamp R. and Touma J., 1985. Infiltration under ponded conditions: 1. Optimal analytical solution and comparison with experimental observations. *Soil Sci.*, 139: 305 – 311.
47. Parlange J. – Y., Starr J.-L., Haverkamp R., 1990. Numerical and Experimental Validation of a new Infiltration Equation. 4o National Congress EYE, Creta-GREECE, pp. 731-745.
48. Philip J.R., 1957a. Theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil. Sci.*, 83: 435 – 448.
49. Philip J.R., 1957b. Theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil. Sci.*, 84: 257 – 264.
50. Philip J.R., 1957c. Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration – dependent. II. *Austr. J. Physics*, 10: 29 – 42.
51. Philip J.R., 1958. Theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil. *Soil. Sci.*, Vol. 85, pp. 278 – 286.
52. Philip J.R., 1969. Theory of infiltration. *Advances in Hydrosiences*, Academic Press, N. Y., 5: 215 – 296.
53. Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, Vol 1, pp. 318 – 333.
54. Talsma, T., Parlange J – Y., 1972. One dimensional infiltration. *Austr. J. Soil Res.*, Vol. 10, pp. 143 – 150.
55. Τζιμόπουλος Χ., 1979. Εισαγωγή στην ακόρεστη ροή. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 1 – 16.
56. Τζιμόπουλος Χ., 1979. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστα ισοθερμικά μέσα. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 17 – 29.

57. Τζιμόπουλος Χ., 1981. Γεωργική Υδραυλική. Τόμος Ι: Εξατμισοδιαπνοή – Διηθητικότητα – Ατομικά Δίκτυα., σελ. 164.
58. Τζιμόπουλος Χ., 1991. Γενικευμένη εξίσωση για την περιγραφή του φαινομένου της διήθησης του νερού στο έδαφος. Υδροτεχνικά, Τόμος 1, Τεύχος 2 – 3, σελ. 3 – 19.
59. Touma, J. 1984. Etude critique de la caracterisation hydrodynamique de sols non satures. These d' Etat, I. N. P. de Grenoble, pp. 190.
60. Touma, J., Vachaud, G., and Parlange, J – Y. 1984. Air and water flow in sealed, ponded vertical soil column: Experiment and model. Soil Sci. 137: 181 – 187.
61. Vandervaere, J – P., Vauclin, M., Haverkamp, R., Peugeot, C., Thony, J – L., and Gilfedder, M., 1998. Prediction of crust- induced surface runoff with disc iniltrometer data. Soil Sci., Vol. 163, No 1: 9 – 21.
62. Αραμπατζής Γ., 2000. Εργαστηριακή έρευνα διύγρανσης και στράγγισης διαστρωματοποιημένων εδαφών. Εξομοίωση του φυσικού φαινομένου με τη μέθοδο των πεπερασμένων όγκων ελέγχου. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
63. Baker, J. M. and Lascano, R. J. 1989. The spatial sensitivity of time domain reflectometry. Soil Sci. Vol. 147, No 5: 378 – 384.
64. Cannel, G. H., 1958. Effect of drying cycles on changes in resistance of soil moisture units. Proc. S.S.S.A., (22): 233 – 272.
65. Carlos, M. P. V., Hopmans, J. W., macedo, A., Bassoi L. H., and Wildenschild, D. 2002. Soil water retention measurements using a combined tensiometer – coiled time domain reflectometry. Soil Sci. Soc. Am. J. (66): 1752 – 297.
66. Caron, J., Riviere, L – M., Charpentier, S., Renault, P., and Michel J – C., 2002. Using TDR to estimate hydraulic conductivity and air entry in growing media and sand. Soil Sci. Soc. Am. J. (66): 373 – 383.

67. Constantz, J., and Murphy, F., 1990. Monitoring moisture storage in trees using time domain reflectometry. *J. Hydrol.* (11): 31 – 42.
68. Dalton, F. N., and van Genuchten, M. Th. 1986. The time – domain reflectometry method for measuring soil water content and salinity. *Geoderma*, 38: 237 – 250.
69. Dalton, F. N., 1992. Development of time – domain reflectometry for measuring soil water content and bulk soil electrical conductivity. In *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*. SSSA Special Publication no 30: 143 – 167.
70. Dasberg, S., and Dalton, F. N., 1985. Time domain reflectometry measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* (49): 293 – 297.
71. Elmaloglou, S., 1980. Effects des stratifications sur les transfert des matieres dans les sols. These de Docteur – Ingenieur, Universite de Grenoble.
72. Ευαγγελίδης X., 2001. Ανάλυση του φαινομένου ροής συγκέντρωσης σε ακόρεστη κατάσταση με πειραματικές και θεωρητικές διαδικασίες. Περίπτωση οριζόντιας ροής. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 178.
73. Ferre, P.A., Rudolph, D. L. and Kachanoski, R. G., 2003. The electrical conductivity response of a profiling time – domain reflectometry probe. *Water Resour. Res.* (32), No 2: 271 – 279.
74. Ferre, P.A., Rudolph, D. L. and Kachanoski, R. G., 1996. Spatial averaging of water content by time domain reflectometry: Implications for twin rod probes with and without dielectric coatings. *Water Resour. Res.* (32), No 2: 271 – 279.
75. Heimovaara, T. J., 1990. A computer – controlled 36 – channel Time Domain Reflectometry for monitoring soil water contents. *Water Resour. Res.* (26): 2311 – 2316.

76. Heimovaara, T. J., 1994. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 1. Measurement of the complex dielectric permittivity of soils. *Water Resour. Res.* (26): 2311 – 2316.
77. Heimovaara, T. J., Bouten, W., and Verstraten J. M., 1994. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 2. A four – component complex dielectric mixing model for soils. *Water Resour. Res.* (30): 201 – 209.
78. Hook, W.R., and Livingston, N. J., 1995. Errors in converting time domain reflectometry measurements of propagation velocity to estimates of soil water content' *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (59): 35 – 41.
79. Huisman, J. A., Weerts, A. H., Heimovaara, T. J., and Bouten, W. 2002. Comparison of travel time analysis and inverse modeling for soil water content determination with time domain reflectometry. *Water Resour. Res.*, Vol. 38, No 6, pp. 13.1 – 13.8.
80. Kalfountzos, D., Sakellariou – Makrantonaki, M., and Tzimopoulos, C., 2002. Study of soil water movement using time domain reflectometry. *Proceedings of the 17th World Congress of Soil Science, Controlling New Realities in the 21st Century, Volume I, Symposia 01 – 12, Thailand, August 14 – 21, 2002, pp. 130 – 138.*
81. Καλφούντζος Δ., 2002. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης – στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση. *Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος, σελ 177.*
82. Καλφούντζος Δ., Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., Τζιμόπουλος Χ., 2000. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη. 2^ο Εθνικό Συνέδριο Ε.Γ.Μ.Ε. Βόλος, Πρακτικά, τόμος Α, σελ. 93 – 100.
83. Kachanoski, R. G., Pringle, E., and Ward, A., 1992. Field measurement of solute travel times using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (56): 47 – 52.

84. Knight, J.H., 1992. Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resour. Res.* (28): 2345 – 2352.
85. Leonard, R. A., and Low, P. F., 1962. A self adjusting null – point tensionmeter. *Proc. S.S.S.A.*, (26): 123 – 125.
86. Lin, C – P, 2003. Frequency domain versus travel time analyses of TDR waveforms for soil moisture measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (67): 720 – 729.
87. Miller, R. D., 1951. A technique for measuring soil water tensions in rapidly changing systems. *Soil Sci.* (72): 291 – 301.
88. Nadler, A., Dasberg, S., Lapid, I., 1991. Time domain reflectometry measurements of water content and electrical conductivity of layered soil columns. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (55): 938 – 943.
89. Nadler, A., Green, S. R., Vogeler, I., nad Clotier, B. E. 2002. Horizontal nad vertical TDR measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (66): 735 – 743.
90. Nielsen, D.C., Lagae, H. J., and Anderson, R., L., 1995. Time domain reflectometry measurements of surface soil water content. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (59): 103 – 105.
91. Παπαζαφειρίου Ζ., 1984. Αρχές και Πρακτική των Αρδέψεων. Θεσσαλονίκη, 1984, σελ. 485.
92. Persson, M., Sivakumar, B., Berndtsson, R., Jacobsen, O. H., and Schjonning, P., 2002. Predicting the dielectric constant – water content relationship using artificial neural networks. *Soil Sci. Soc. Am. J.* (66): 1424 – 1429.
93. Persson, M., and Haridy, S., 2003. Estimating water content from electrical conductivity measurements with short Time – Domain Reflectometry probes. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (67): 478 – 482.
94. Roth K., Shulin R., Fluhler H., Attinger W., 1990. Calibration of time – domain reflectometry for water content measurement using a

- composite dielectric approach. Water Resour. Res. 26, pp., 2267 – 2273.
95. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., 1986. Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης – στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων. Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
 96. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., Τζιμόπουλος Χ., Καλφούντζος Δ., 1997. Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με τη μέθοδο TDR και στατιστική επεξεργασία των μετρήσεων. Πρακτικά 7^{ου} Πανελλήνιου Συνεδρίου Ε.Υ.Ε., 14 – 18 Οκτωβρίου 1997, Πάτρα, σελ. 184 – 192.
 97. Σισμάνης, Σ., 1992. Πειραματική εύρεση του χρόνου λίμνασης νερού κατά τη διάρκεια άρδευσης σε ακόρεστο έδαφος και εξομοίωση με αριθμητικό μοντέλο. Εφαρμογές σε ομογενή και στρωματοποιημένα εδάφη. Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 236.
 98. Thony, J. L., 1970. Etude expérimentale des phénomènes d’hysteresis dans les écoulements en milieux poreux non saturés’ Thèse de Docteur – Ingénieur Université de Grenoble, Grenoble, pp. 140.
 99. Timlin, D., and Pachepsky, Y., 1996. Comparison of three methods to obtain the apparent dielectric constant from time domain reflectometry wave traces. Soil Sci. Soc. Am. J., (60): 970 – 977.
 100. Timlin, D., and Pachepsky, Y., 2002. Infiltration measurement using a vertical time – domain reflectometry probe and a reflection simulation model. Science, Vol. 167, No 1, pp. 1 – 8.
 101. Topp G. C., Davis J. L. and Annan A. P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. Water Resour. Res., 16: pp. 574 – 582.

102. Touma, J., 1984. Etude 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 - Science Physiques, Université de Grenoble, Grenoble, pp. 187.
103. Vachaud G. and Thony J. L., 1971. Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. *Water Resour. Res.*, 7: 111 – 127.
104. Vanclooster, M, Mallants, D., Vanderborght, J., Diels, J., Van Orshoven, J., Feyen, J. 1995. Monitoring solute transport in a multi-layered sandy lysimeter using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (59): 337 – 344.
105. Vanclooster, M, Mallants, D., Diels, J., Feyen, J., 1993. Determining local scale solute transport parameters using time domain reflectometry (TDR). *J. Hydrol.*, 148: 93 – 107.
106. Vauclin, M., 1971. Effets dynamiques sur la relation pression – teneur en eau lors d'écoulement en milieu non saturé. Thèse de Docteur – Ingénieur, Université de Grenoble.
107. Ward, A. L., Kachanoski, R. G., and Elrick, D. E., 1994. Laboratory measurements of solute transport using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (58): 1031 – 1039.
108. Young, M. H., Fleming, J. B., Wierenga, P. J., and Warrick, A. W., 1997. Rapid laboratory calibration of time domain reflectometry using upward infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (61): 707 – 712.
109. Zegelin, S. J., White, I., and Russell, G. F., 1992. A critique of the time domain reflectometry technique for determining field soil – water content' In *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*. SSSA Special Publication no 30: 187 – 208.
110. Angelaki, A., Sakellariou - Makrantonaki, M., Tzimopoulos, C., (2004) 'Laboratory experiments and estimation of cumulative

infiltration and sorptivity' accepted for publication in the special issue of Water, Air & Soil Pollution: Focus (WAFo) with the title 'Protection and Restoration of the Environment', Kluwer Academic Publishers.

111. Angelaki A., Sakellariou – Makrantonaki M., Tzimopoulos C., (2002) 'Comparison of Green & Ampt and Parlange infiltration equations. Experimental procedure'. 5th International Conference of EWRA on water resources management in the era of transition 4 – 8 September 2002 – oral presentation, pp. 172 – 183.
112. Angelaki A., Sakellariou – Makrantonaki M., Tzimopoulos C., (2002) 'Study of the cumulative infiltration of water in a soil sample' Proceedings of the International Conference: Protection and Restoration of the Environment VI, Skiathos, Greece, pp. 521 – 527.
113. Αραμπατζής Γ., (2000) 'Εργαστηριακή έρευνα διύγρανσης και στράγγισης διαστρωματοποιημένων εδαφών. Εξομοίωση του φυσικού φαινομένου με τη μέθοδο των πεπερασμένων όγκων ελέγχου'. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
114. Darcy H. (1856), 'Les fontaines publiques de la ville de Dijon', Paris pp.590.
115. Ευαγγελίδης Χ., (2001), Ανάλυση του φαινομένου ροής συγκέντρωσης σε ακόρεστη κατάσταση με πειραματικές και θεωρητικές διαδικασίες. Περίπτωση οριζόντιας ροής. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
116. Καλφούντζος Δ. 2002. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης – στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση. Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος.
117. Kalfountzos, D., Sakellariou – Makrantonaki, M., and Tzimopoulos, C., (2002) 'Study of soil water movement using time domain reflectometry', Proceedings of the 17th World Congress of Soil

- Science, Controlling New Realities in the 21st Century, Volume I, Symposia 01 – 12, Thailand, August 14 – 21, 2002, pp. 130 – 138.
118. Μήτσιος Ι.Κ. (2001) 'Εδαφολογία', Αθήνα 2001, σελ. 313.
 119. Μήτσιος Ι.Κ., Τούλιος Μ.Γ., Χαρούλης Α., Γάτσιος Φ., Φλωράς Σ., (2000) 'Εδαφολογική μελέτη και εδαφολογικός χάρτης του αγροκτήματος του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας στην περιοχή Βελεστίνου', Αθήνα 2000, σελ. 45.
 120. Poulouvassilis A, (1962) 'Hysteresis of pore water: an application of the concept of the independent domains '. Soil Sci., (93), pp. 405 – 412.
 121. Poulouvassilis A, (1969) 'The effect of pore water hysteresis on the hydraulic conductivity'. Soil Sci., Vol 20, pp. 52 – 56.
 122. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., (1986) 'Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης – στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων' Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
 123. Topp G. C., (1969) 'Soil water hysteresis measured in a sandy loam compared with the hysteresis domain model'. Soil Sci. Soc. Amer., Proc 33, pp. 156 – 162.
 124. Topp G. C., (1971) 'Soil water hysteresis: The domain theory extended to pore interaction conditions'. Soil Sci. Soc. Amer., Proc 35, pp. 219 – 225.
 125. Topp G. C., (1971) 'Soil water hysteresis in silty loam and clay loam soils'. Water Resour. Res. (7), pp. 914 – 920.
 126. Vachaud, G., and Thony J – L. (1971) 'Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents' Water Resour. Res., Vol. 7, No 1, pp. 111 – 127.