

NO: 17120

ΚΣΕ: 16989

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΚΑΙ ΖΩΪΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ



ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΕΣ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΕΣ ΔΙΗΘΗΣΗΣ-ΣΤΡΑΓΓΙΣΗΣ
ΣΕ ΣΤΡΩΜΑΤΟΠΟΙΗΜΕΝΑ ΕΔΑΦΗ ΚΑΙ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΗ
ΕΞΟΜΟΙΩΣΗ

ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ Κ. ΚΑΛΦΟΥΝΤΖΟΣ

Γεωπόνος

M.Sc. Εγγείων Βελτιώσεων

ΒΟΛΟΣ 2002

**«Πειραματικές διαδικασίες διήθησης - στράγγισης
σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση»**

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

1. **Μαρία Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη** Καθηγήτρια του Π. Θ., με γνωστικό αντικείμενο «Αρδεύσεις-Στραγγίσεις-Υδραυλική», Επιβλέπουσα της διατριβής.
2. **Χρήστος Τζιμόπουλος**, Καθηγητής του Α.Π.Θ., με γνωστικό αντικείμενο «Γεωργική Υδραυλική», μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής.
3. **Διαμαντής Καραμούζης**, Καθηγητής του Α.Π.Θ., με γνωστικό αντικείμενο «Υπόγεια νερά και Στραγγίσεις Εδαφών», μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής.
4. **Σταύρος Γιαννόπουλος**, Καθηγητής του Α.Π.Θ., με γνωστικό αντικείμενο «Υπολογιστική Υδραυλική με έμφαση στις Υπόγειες Ροές».
5. **Πέτρος Κερκίδης**, Καθηγητής του Γ.Π.Α., με γνωστικό αντικείμενο «Φυσική Εδάφους».
6. **Θωμάς Ζήσης**, Αναπληρωτής Καθηγητής του Α.Π.Θ., με γνωστικό αντικείμενο «Γεωργική Υδραυλική με έμφαση στις Στραγγίσεις Γεωργικών Εδαφών και Υδρογεωλογία».
7. **Νικόλαος Δαναλάτος**, Επίκουρος Καθηγητής του Π.Θ. με γνωστικό αντικείμενο «Γεωργία και πρότυπα ανάπτυξης φυτών μεγάλης καλλιέργειας».

Δημήτριος Κ. Καρφούντζος

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Dimitrios K. Kalfountzoglou', written over a horizontal line.

**«Πειραματικές διαδικασίες διήθησης - στράγγισης
σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση»**

ISBN

Δημήτριος Κ. Καλφούντζος, 2002, «Πειραματικές διαδικασίες διήθησης - στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση». Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Βόλος,

10 Προκαταρκτικές σελίδες, 175 Σελίδες, 18 Πίνακες, 62 Σχήματα, 18 Εικόνες, 140 Βιβλιογραφικές παραπομπές.

Περίληψη

Αντικείμενο της εργασίας αυτής ήταν η μελέτη της κίνησης του νερού με τη νέα μέθοδο TDR κατά την διαδικασία διήθησης-στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη τα οποία εμφανίζονται συνήθως στην πράξη. Συγκεκριμένα σε προβλήματα υπόγειας άρδευσης είναι απαραίτητο να γνωρίζει κάποιος πώς κινείται το νερό στο έδαφος. Για το σκοπό αυτό επιλέχθηκαν δύο εδαφικά δείγματα (πηλοαμμώδες και αμμώδες) από περιοχή της Λάρισας πλησίον του Πηνειού ποταμού, τα οποία και τοποθετήθηκαν σε μία κυλινδρική στήλη από πλεξίγκλας.

Μετρήθηκε η ξηρά πυκνότητα των εδαφικών δειγμάτων στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του ΑΠΘ με τη γ -ακτινοβολία και δεν υπήρχαν αποκλίσεις των πυκνοτήτων που μετρήθηκαν από το μέσο όρο της πυκνότητας, γεγονός που δείχνει ότι επιτεύχθηκε καλή ομοιογένεια και στα δύο δείγματα των στρώσεων η οποία οφείλεται στον τρόπο πλήρωσης της στήλης. Η μέτρηση της υγρασίας έγινε με τη σύγχρονη τεχνολογία TDR η οποία είναι μια μη ραδιενεργός μέθοδος, εύχρηστη και δεν απαιτεί βαθμονόμηση κατά την εφαρμογή της. Χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά στον Ελληνικό χώρο στο εργαστήριο για μελέτη ακόρεστης ροής στο έδαφος με αισθητήρες μήκους 5 cm οι οποίοι σχεδιάστηκαν από το Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας σε συνεργασία με την Εταιρία SOIL MOISTURE EQUIPMENT CORP. της Αμερικής η οποία τους κατασκεύασε ειδικά για τις ανάγκες της παρούσας πειραματικής διάταξης. 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 H/Y σε αρχείο Excel για επεξεργασία. Από τη διαδικασία διύγρυνσης-στράγγισης του εδαφικού νερού προέκυψαν οι πειραματικές οριακές καμπύλες $\theta(h)$ στις οποίες το φαινόμενο της υστέρησης είναι αρκετά ευδιάκριτο στα εδαφικά δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Οι πειραματικές καμπύλες αυτές προσεγγίστηκαν με πολύ καλό συντελεστή συσχέτισης από το μοντέλο van Genuchten με τη μέθοδο των συζυγών διευθύνσεων και τη μέθοδο του Marquardt. Το θεωρητικό μέρος της έρευνας περιέλαβε τη μελέτη της κατακόρυφης κίνησης του νερού σε στρωματοποιημένο έδαφος. Οι

υδροδυναμικές παράμετροι που εξήχθησαν από την πειραματική διαδικασία αποτέλεσαν το απαραίτητο εργαλείο για την εξομοίωση της κίνησης του νερού στα συγκεκριμένα δείγματα εδάφους. Έγινε επίλυση της εξίσωσης τύπου Richards με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών και την τεχνική Newton - Raphson. Συγχρόνως παρουσιάστηκε ένα νέο επαναληπτικό μοντέλο που επιλύει την εξίσωση τύπου Fokker Planck. Με βάση την αριθμητική επίλυση της εξίσωσης Richards, μελετήθηκε η μεταβολή του όγκου του νερού και τα προφίλ υγρασίας και πίεσης. Διαπιστώθηκε καλή προσέγγιση μεταξύ των πειραματικών τιμών της υγρασίας και των μετώπων υγρασίας που προέκυψαν από την αριθμητική επίλυση με εφαρμογή του προγράμματος WAVE για πρώτη φορά σε εδαφική στήλη. Οι αθροιστικοί όγκοι νερού που προέκυψαν από την αριθμητική επίλυση του υπολογιστικού σχήματος με την εφαρμογή του μοντέλου WAVE, συγκρίθηκαν τόσο με τις πειραματικές τιμές που προσδιορίστηκαν με ζύγιση κατά την διάρκεια των πειραμάτων, όσο και από την ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας που κατασκευάστηκαν από τις πειραματικές τιμές και διαπιστώθηκε ικανοποιητική σύμπτωση αυτών. Τέλος διαπιστώθηκε καλή προσέγγιση μεταξύ των πειραματικών τιμών υγρασίας και των μετώπων υγρασίας που προέκυψαν από την αριθμητική επίλυση του υπολογιστικού σχήματος όταν χρησιμοποιήθηκαν οι παράμετροι της χαρακτηριστικής καμπύλης που προσδιορίστηκαν με τη μέθοδο των συζυγών και η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα από την εμπειρική σχέση του Gardner. Τα αποτελέσματα της παρούσας έρευνας είναι δυνατόν να τύχουν ευρείας εφαρμογής στην νεοεμφανιζόμενη μέθοδο της υπόγειας άρδευσης κατά την διάρκεια της οποίας λαμβάνει χώρα στράγγιση και δύγρανση συγχρόνως.

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή έγινε στα πλαίσια των ερευνητικών δραστηριοτήτων του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής και Ζωϊκής Παραγωγής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.

Το πρόβλημα της συνεχούς μείωσης των υδάτινων αποθεμάτων, λόγω της επί σειράς ετών μείωσης των κατακρημνισμάτων στην χώρα μας, αλλά και η αυξημένη ζήτηση νερού λόγω της εντατικοποίησης των καλλιεργειών, ώθησε πολλούς ερευνητές να ασχοληθούν με την διαχείριση των υδατικών πόρων. Η μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος την οποία πραγματεύεται η παρούσα διατριβή αποτελεί τμήμα της διαχείρισης των υδατικών πόρων και είναι από τους βασικούς παράγοντες που επηρεάζουν την ορθολογική διαχειρισή τους.

Η εργαστηριακή έρευνα ροής νερού μέσα στο έδαφος αποσκοπεί στον προσδιορισμό των βασικών μεταβλητών, των παραμέτρων και των σχέσεων που υφίστανται μεταξύ αυτών. Η πειραματική έρευνα των παραμέτρων και των μεταβλητών αυτών, αποσκοπεί στην αξιολόγηση της θεωρητικής έρευνας, επιτρέπει την μεταφορά της εργαστηριακής εμπειρίας στην πράξη και μπορεί να προσεγγίσει την μεταβολή των υδροδυναμικών παραμέτρων κάτω από πραγματικές συνθήκες αγρού.

Οι αριθμητικές τιμές των πειραματικών δεδομένων σε σχέση με πραγματικές τιμές αγρού, αποτελούν καθοριστικούς παράγοντες για την επιλογή της κατάλληλης τεχνικής επέμβασης για την εξομοίωση του προβλήματος της άρδευσης και στράγγισης και της χρήσης του ανάλογου μοντέλου με σκοπό την καλύτερη προσέγγιση του φυσικού φαινομένου.

Η υπόδειξη του θέματος έγινε από την Καθηγήτρια του Π.Θ. και Διευθύντρια του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής κ. Μαρία Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη την οποία και ευχαριστώ 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.

Ευχαριστώ, επίσης, θερμά τον Καθηγητή του Α.Π.Θ. κ. Χρήστο Τζιμόπουλο για το πολύτιμο χρόνο που διέθεσε σε όλη την πορεία της διατριβής, καθώς και για την ουσιαστική συμβολή του στο θεωρητικό της μέρος.

Ακόμη, ευχαριστώ τον Καθηγητή του Α.Π.Θ. κ. Διαμαντή Καραμούζη για τη συμμετοχή του στη συμβουλευτική επιτροπή, τις συστάσεις και την ηθική υποστήριξη του.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τα υπόλοιπα μέλη της εξεταστικής επιτροπής, τον κ. Πέτρο Κερκίδη Καθηγητή του Γ.Π.Α., τον κ. Σταύρο Γιαννόπουλο Καθηγητή του Α.Π.Θ., τον κ. Θωμά Ζήση, Αναπληρωτή Καθηγητή του Α.Π.Θ. και τον κ. Δαναλάτο Νικόλαο,

Επίκουρο Καθηγητή του Π.Θ., οι οποίοι είχαν την ευγενή διάθεση να αποτελέσουν μέλη της εξεταστικής επιτροπής και των οποίων οι υποδείξεις και οι εύστοχες παρατηρήσεις συνέβαλαν στην τελική διαμόρφωση της παρούσας διατριβής.

Επιπλέον, ευχαριστώ θερμά τους συναδέλφους μου στο ΕΘΙΑΓΕ/ΙΧΤΕΛ για το πνεύμα συνεργασίας που έδειξαν κατά το χρονικό διάστημα που ασχολήθηκα με την εκπόνηση της διατριβής.

Τέλος, ευχαριστώ τα μέλη της οικογενείας μου που με στήριξαν ηθικά και είχαν την υπομονή και την κατανόηση καθ' όλη την διάρκεια εκπόνησης της παρούσας διατριβής μου.

Βόλος, 2002

Δημήτριος Κ. Καλφούντζος

Στη μνήμη των γονέων μου

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

	ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	1
	Βιβλιογραφία Εισαγωγής.....	7
	ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1	
1.	ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΤΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΕ	11
	-- ΑΚΟΡΕΣΤΑ ΕΔΑΦΗ	
1.1	Γενικά.....	11
1.2	Σχέσεις μεταξύ μάζας και όγκου εδάφους.....	11
1.2.1	Πυκνότητα του στερεού.....	12
1.2.2	Φαινομενική πυκνότητα.....	12
1.2.3	Πορώδες.....	13
1.2.4	Δείκτης κενών.....	13
1.2.5	Περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό.....	13
1.2.6	Το δυναμικό του εδαφικού νερού.....	14
1.2.7	Ύψος πίεσεως του εδαφικού νερού.....	17
1.2.8	Τριχοειδής πίεση.....	18
1.2.9	Επιφανειακή τάση.....	18
1.2.10	Γωνία επαφής.....	18
1.3	Εξίσωση κίνησης του νερού.....	19
1.3.1	Δυναμική εξίσωση (Νόμος του Darcy).....	19
1.3.2	Εξίσωση συνέχειας.....	20
1.3.3	Εξίσωση Richards.....	20
1.4	Υδροδυναμικές παράμετροι.....	22
1.4.1	Η υδραυλική αγωγιμότητα.....	22
1.4.2	Ο συντελεστής διάχυσης.....	23
1.4.3	Χαρακτηριστική καμπύλη της εδαφικής υγρασίας.....	24
1.4.4	Ερμηνεία του φαινομένου της υστέρησης.....	27
1.4.5	Σχέση υδραυλικής αγωγιμότητας – υγρασίας και υδραυλικής αγωγιμότητας – πίεσης.....	28
	Βιβλιογραφία 1 ^ο Κεφαλαίου.....	29
	ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2	
2.	ΜΕΘΟΔΟΙ ΚΑΙ ΟΡΓΑΝΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ	32

2.1	Γενικά.....	32
2.2	Μέθοδοι μετρήσεων.....	32
2.2.1	Μέτρηση της υγρασίας κατ' όγκο.....	34
2.2.2	Αρχή λειτουργίας της γ-ακτινοβολίας.....	34
2.3	Η μέθοδος TDR.....	35
2.3.1.	Γενικά.....	35
2.3.2	Αρχή λειτουργίας της μεθόδου TDR	38
2.3.3	Λειτουργία της συσκευής TDR (TRASE).....	41
2.3.4	Χαρακτηριστικά του γραφήματος TDR.....	44
2.3.5	Προσδιορισμός της φαινομένης διηλεκτρικής σταθεράς του εδάφους (Κα).....	47
2.3.6	Σχέση της διηλεκτρικής σταθεράς του εδάφους και της υγρασίας του.....	48
2.3.7	Ενεργοποίηση και λειτουργία του επεξεργαστή TDR.....	51
2.4	Μέτρηση της πίεσης.....	55
2.4.1	Μετατροπείς πίεσης.....	57
2.4.2	Τροφοδοτικό.....	59
2.4.3	Καταχωρητής δεδομένων.....	60
4.4.4	Παραδοχές.....	63
	Βιβλιογραφία 2 ^{ου} Κεφαλαίου.....	65
	ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3	
3.	ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ	69
3.1	Γενικά.....	69
3.2	Βαθμονόμηση των μετατροπέων πίεσης	71
3.3	Επιλογή εδαφικού δείγματος	76
3.4	Πλήρωση της στήλης.....	78
3.5	Έλεγχος ομοιομορφίας της εδαφικής στήλης.....	79
3.6	Μέτρηση της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας με τη μέθοδο του σταθερού φορτίου (συσκευή Darcy).....	83
3.7	Πρώτη δώγρανση.....	84
3.8	Πρώτη στράγγιση.....	85
3.9	Δεύτερη δώγρανση.....	87

3.10	Σχέση υγρασίας πίεσης εδαφικού νερού-βρόχος υστέρησης.....	96
3.11	Αριθμητικές μέθοδοι προσέγγισης των καμπυλών $\theta(h)$	96
3.11.1	Αριθμητική μέθοδος των συζυγών διευθύνσεων.....	96
3.11.2	Μέθοδος Marquardt της μέγιστης πτώσης.....	100
3.11.3	Εκτίμηση χαρακτηριστικών καμπυλών $\theta(h)$ - πρόγραμμα RETC....	102
	Βιβλιογραφία 3 ^{ου} Κεφαλαίου.....	107

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

4.	ΜΟΝΤΕΛΑ ΠΡΟΒΛΕΨΗΣ ΤΗΣ ΑΚΟΡΕΣΤΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ.....	110
4.1	Γενικά.....	110
4.2	Μοντέλο υδραυλικής αγωγιμότητας του Mualem.....	112
4.3	Μοντέλο υδραυλικής αγωγιμότητας του Burdine.....	114
4.4	Εμπειρικό μοντέλο υδραυλικής αγωγιμότητας του Gardner.....	114
4.5	Εκτίμηση της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας – πρόγραμμα RETC.....	115
4.6	Εμπειρικές σχέσεις εκτίμησης υδραυλικών παραμέτρων από εδαφικές ιδιότητες.....	116
	Βιβλιογραφία 4 ^{ου} Κεφαλαίου.....	119

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

5.	ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΕΠΙΛΥΣΗ ΤΗΣ ΕΞΙΣΩΣΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΤΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΥΓΡΑΣΙΑΣ.....	120
5.1	Γενικά.....	120
5.2	Αριθμητική επίλυση της εξίσωσης κίνησης του νερού.....	121
5.2.1	Αριθμητική επίλυση της εξίσωσης τύπου Richards.....	122
5.2.2	Αριθμητική επίλυση της εξίσωσης τύπου Fokker – Planck.....	133
5.2.3	Ανάλυση ευστάθειας του υπολογιστικού σχήματος Laasonen.....	139
	Βιβλιογραφία 5 ^{ου} Κεφαλαίου.....	142

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

6.	ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ.....	146
6.1	Γενικά.....	146
6.2	Αριθμητική εξομοίωση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών και την τεχνική Newton – Raphson.....	147

6.3	Πρόγραμμα WAVE.....	152
6.3.1	Διαστήματα και κλίμακες χρόνου.....	152
	Βιβλιογραφία 6 ^{ου} Κεφαλαίου.....	170
	ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7	
7.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	171

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

Πίνακας 2.1	Τεχνικά χαρακτηριστικά της συσκευής TRASE 6050X1.....	54
Πίνακας 3.1	Τιμές των συντελεστών της εξίσωσης (3.1).....	73
Πίνακας 3.2	Κατανομή μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων.....	77
Πίνακας 3.3	Θέσεις τοποθέτησης των Ρ.Τ. και αισθητήρων TDR.....	80
Πίνακας 3.4	Τιμές της υγρασίας κορεσμού.....	87
Πίνακας 3.5	Παράμετροι της εξίσωσης της χαρακτηριστικής καμπύλης van Genuchten κατά την διήθηση και στράγγιση με τη μέθοδο Συζυγών Δ/νσεων.....	98
Πίνακας 3.6	Μέσες τιμές υδραυλικών παραμέτρων από επιλεγμένες ομάδες εδαφών χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας και υδραυλικής αγωγιμότητας κατά Rawls <i>et al.</i> (1978).....	105
Πίνακας 3.7	Μέσες τιμές υδραυλικών παραμέτρων από επιλεγμένες ομάδες εδαφών χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας και υδραυλικής αγωγιμότητας κατά Carsel and Parrish (1988).....	106
Πίνακας 3.8	Παράμετροι της εξίσωσης της χαρακτηριστικής καμπύλης Van Genuchten κατά την διήθηση και στράγγιση με μεταβλητές m, n.....	106
Πίνακας 3.9	Παράμετροι της χαρακτηριστικής καμπύλης κατά van Genuchten κατά την διήθηση και στράγγιση με $m=1-1/n$	106
Πίνακας 4.1	Παράμετροι της χαρακτηριστικής καμπύλης κατά van Genuchten και της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά Gardner κατά την εφαρμογή των εδαφικών ιδιοτήτων.....	118
Πίνακας 6.1	Τιμές στατιστικών κριτηρίων εφαρμογής του μοντέλου WAVE με	

	υδραυλικές παραμέτρους υπολογισμένες με τη μέθοδο των συζυγών διευθύνσεων και πρόβλεψη της υδραυλικής αγωγιμότητας με τη σχέση Gardner κατά την στράγγιση.....	154
Πίνακας 6.2	Τιμές στατιστικών κριτηρίων εφαρμογής του μοντέλου WAVE με υδραυλικές παραμέτρους υπολογισμένες με τη μέθοδο των συζυγών διευθύνσεων και πρόβλεψη της υδραυλικής αγωγιμότητας με τη σχέση Gardner κατά την διύγρανση.....	154
Πίνακας 6.3	Τιμές στατιστικών κριτηρίων εφαρμογής του μοντέλου WAVE με υδραυλικές παραμέτρους υπολογισμένες με τη μέθοδο του Marquardt και της υδραυλικής αγωγιμότητας με τη σχέση Gardner κατά την στράγγιση.....	155
Πίνακας 6.4	Τιμές στατιστικών κριτηρίων εφαρμογής του μοντέλου WAVE με υδραυλικές παραμέτρους υπολογισμένες με τη μέθοδο του Marquardt και της υδραυλικής αγωγιμότητας με τη σχέση Gardner κατά την διύγρανση.....	155
Πίνακας 6.5	Τιμές στατιστικών κριτηρίων εφαρμογής του μοντέλου WAVE με υδραυλικές παραμέτρους υπολογισμένες με τη μέθοδο Marquardt και της υδραυλικής αγωγιμότητας με τη σχέση van Genuchten-Mualem κατά την στράγγιση.....	156
Πίνακας 6.6	Αθροιστικοί όγκοι νερού κατά την στράγγιση.....	156
Πίνακας 6.7	Αθροιστικός όγκος νερού κατά την διύγρανση.....	157

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ

Σχήμα 1.1	Σχηματική απεικόνιση του εδαφικού δείγματος.....	12
Σχήμα 1.2	Γωνία επαφής. (α) Γωνία διαβροχής, (β) Γωνία απόσυρσης, (γ) σταγόνα που προχωρεί.....	19
Σχήμα 1.3	Στοιχειώδης όγκος εδάφους	21
Σχήμα 1.4	Καμπύλες ύψους πίεσης - υδραυλικής αγωγιμότητας (Feddes et al., 1978).....	23
Σχήμα 1.5	Χαρακτηριστικές καμπύλες τριών διαφορετικών από κοκκομετρικής σύστασης εδαφών (Feddes, 1978).....	25
Σχήμα 1.6	Χαρακτηριστικές καμπύλες με τους οριακούς βρόχους υστέρησης για αμμόδες πηλώδες και αργιλώδες έδαφος (Yong and Warkentin, 1975).	26
Σχήμα 1.6	Σχηματική παράσταση της θεωρίας του λαιμού φιάλης. (α) Υποθετική παράσταση πόρου γεμάτου και άδειου με νερό. (β) Βρόχος υστέρησης.	27
Σχήμα 2.1	Σχηματική παράσταση των συσκευών της πειραματικής διάταξης.....	33
Σχήμα 2.2	Τυπικά διαγράμματα χρόνου ανάκλασης ηλεκτρικού παλμού για τον αέρα, ξηρό έδαφος, υγρό έδαφος και νερό.....	39
Σχήμα 2.3	Το εξαγόμενο από τον επεξεργαστή γράφημα.....	43
Σχήμα 2.4	Χρονική διάσταση παραθύρου σύλληψης.....	44
Σχήμα 2.5	Υποδοχή κυματοδηγών (connector), χωρίς συνδεδεμένους κυματοδηγούς.....	44
Σχήμα 2.6	Κυματοδηγός σε ξηρό έδαφος.....	45
Σχήμα 2.7	Κυματοδηγοί σε υγρό έδαφος.....	45
Σχήμα 2.8	Κυματοδηγοί σε αλατούχο έδαφος.....	46
Σχήμα 2.9	(α) Ξηρό έδαφος στην κορυφή και υγρό στο τέρμα των κυματοδηγών (β) υγρό έδαφος στην κορυφή και ξηρό στο τέρμα των κυματοδηγών... ..	46 47
Σχήμα 2.10	Προσδιορισμός του σημείου ανάκλασης.....	47
Σχήμα 2.11	Σχέση διηλεκτρικής σταθεράς K_a με την % κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό των εδαφών.....	49
Σχήμα 2.12	Σχέση διηλεκτρικής σταθεράς K_a με την % κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό των εδαφών.....	50

Σχήμα 2.13 Σχηματική παράσταση κεραμικής κάψας-μετατροπέα πίεσης (Αραμπατζής, 2000).....	55
Σχήμα 2.14 Πειραματική διάταξη μέτρησης πίεσης.....	57
Σχήμα 2.15 Γέφυρα Wheatstone του μετατροπέα πίεσης.....	59
Σχήμα 3.1 Πειραματική διάταξη βαθμονόμησης.....	71
Σχήμα 3.2α Καμπύλες βαθμονόμησης των μετατροπέων πίεσης.....	74
Σχήμα 3.2β Καμπύλες βαθμονόμησης των μετατροπέων πίεσης.....	75
Σχήμα 3.3 Αθροιστική καμπύλη κατανομής μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων στο αμμώδες έδαφος.....	78
Σχήμα 3.4 Αθροιστική καμπύλη κατανομής μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων στο πηλοαμμώδες έδαφος.....	78
Σχήμα 3.5 Πειραματική διάταξη για την πλήρωση της στήλης (α. σύστημα γεμίματος, β. τοποθέτηση εδαφικών δειγμάτων).....	79
Σχήμα 3.6 Θέσεις μετρήσεων στην στήλη.....	80
Σχήμα 3.7 Κατανομή της ξηρής πυκνότητας του στρωματοποιημένου δείγματος.....	82
Σχήμα 3.8 Διάταξη μέτρησης υδραυλικής αγωγιμότητας σε ένα κορεσμένο δείγμα με τη μέθοδο του σταθερού φορτίου.....	83
Σχήμα 3.9 Πειραματικές τιμές της υγρασίας ως προς το χρόνο στο πηλοαμμώδες έδαφος (επάνω στρώση) κατά την πρώτη στράγγιση.....	88
Σχήμα 3.10 Πειραματικές τιμές της υγρασίας ως προς το χρόνο στο αμμώδες έδαφος (κάτω στρώση) κατά την πρώτη στράγγιση.....	89
Σχήμα 3.11 Πειραματικές τιμές της πίεσης ως προς το χρόνο στο πηλοαμμώδες έδαφος (επάνω στρώση) κατά την πρώτη στράγγιση.....	90
Σχήμα 3.12 Πειραματικές τιμές της πίεσης ως προς το χρόνο στο αμμώδες έδαφος (κάτω στρώση) κατά την πρώτη στράγγιση.....	91
Σχήμα 3.13 Πειραματικές τιμές της υγρασίας ως προς το χρόνο στο πηλοαμμώδες έδαφος (επάνω στρώση) κατά την δεύτερη διύγρυνση.....	92
Σχήμα 3.14 Πειραματικές τιμές της υγρασίας ως προς το χρόνο στο αμμώδες έδαφος (κάτω στρώση) κατά την δεύτερη διύγρυνση.....	93
Σχήμα 3.15 Πειραματικές τιμές της πίεσης ως προς το χρόνο στο πηλοαμμώδες έδαφος (επάνω στρώση) κατά την δεύτερη διύγρυνση.....	94
Σχήμα 3.16 Πειραματικές τιμές της πίεσης ως προς το χρόνο στο αμμώδες έδαφος	

(κάτω στρώση) κατά την δεύτερη διύγρανση.....	95
Σχήμα 3.17 Χαρακτηριστική καμπύλη του πηλοαμμώδους εδάφους (πάνω στρώση)	99
Σχήμα 3.18 Χαρακτηριστική καμπύλη του αμμώδους εδάφους (κάτω στρώση).....	99
Σχήμα 4.1 Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με την αδιάστατη υγρασία κατά την στράγγιση και διύγρανση σε πηλοαμμώδες έδαφος.....	115
Σχήμα 4.2 Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με την αδιάστατη υγρασία κατά την στράγγιση και διύγρανση σε αμμώδες έδαφος.....	116
Σχήμα 5.1 Δίκτυο υπολογισμών κατά την κατακόρυφο διεύθυνση.....	123
Σχήμα 5.2 Αριθμητική κάναβος, με τις θέσεις του ύψους πίεσης $h(0)$ της υδραυλικής, αγωγιμότητας $K(\chi)$ και της υδραυλικής χωρητικότητας $C(+)$ που χρησιμοποιήθηκαν στην εξίσωση πεπερασμένων διαφορών....	124
Σχήμα 5.3 Αριθμητική κάναβος, με τις θέσεις της εδαφικής τάσης $h(0)$ της υδραυλικής αγωγιμότητας $K(\chi)$ και της υδραυλικής χωρητικότητας (+) που χρησιμοποιήθηκε στην εξίσωση πεπερασμένων διαφορών.....	133
Σχήμα 6.1 Ιδεατός κόμβος.....	148
Σχήμα 6.2 Συνθήκη της υδραυλικής αγωγιμότητας στην διεπιφάνεια.....	151
Σχήμα 6.3 Αθροιστικός όγκος νερού κατά την στράγγιση.....	158
Σχήμα 6.4 Αθροιστικός όγκος νερού κατά την διύγρανση.....	158
Σχήμα 6.5 Αθροιστική στράγγιση.....	159
Σχήμα 6.6 Αθροιστική διύγρανση.....	159
Σχήμα 6.7 Μέτωπα υγρασίας κατά την στράγγιση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα (μέθοδος συζυγών- σχέση Gardner).....	160
Σχήμα 6.8 Μέτωπα πίεσης κατά την στράγγιση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος συζυγών- σχέση Gardner).....	161
Σχήμα 6.9 Μέτωπα υγρασίας κατά την διύγρανση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος συζυγών- σχέση Gardner).....	162
Σχήμα 6.10 Μέτωπα πίεσης κατά την διύγρανση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος συζυγών- σχέση Gardner).....	163
Σχήμα 6.11 Μέτωπα υγρασίας κατά την στράγγιση, με την συνεχή γραμμή η	

	προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος Marquardt- σχέση Gardner).....	164
Σχήμα 6.12	Μέτωπα πίεσης κατά την στράγγιση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος Marquardt- σχέση Gardner).....	165
Σχήμα 6.13	Μέτωπα υγρασίας κατά την διύγρανση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος Marquardt- σχέση Gardner).....	166
Σχήμα 6.14	Μέτωπα πίεσης κατά την διύγρανση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος Marquardt- σχέση van Genuchten-Mualem).....	167
Σχήμα 6.15	Μέτωπα υγρασίας κατά την στράγγιση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος Marquardt- σχέση van Genuchten-Mualem).....	168
Σχήμα 6.16	Μέτωπα πίεσης κατά την στράγγιση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος Marquardt- σχέση van Genuchten-Mualem).....	169

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

Εικόνα 2.1	Συσκευή TRASE συνδεδεμένη με τον κυματοδηγό.....	42
Εικόνα 2.2	Πληκτρολόγιο συσκευής TDR.....	51
Εικόνα 2.3--	Οθόνη μέτρησης (πρώτη).....	52
Εικόνα 2.4	Οθόνη Δεδομένων (δεύτερη).....	52
Εικόνα 2.5	Οθόνη Γραφημάτων (Τρίτη).....	52
Εικόνα 2.6	Οθόνη αυτολογισμένης.....	53
Εικόνα 2.7	Οθόνη TDR.....	53
Εικόνα 2.8	Οθόνη Multiplexer.....	53
Εικόνα 2.9	Οθόνη διευθέτηση.....	53
Εικόνα 2.10	Σύστημα κεραμικών καψών – μετατροπέων πίεσης.....	58
Εικόνα 2.11	Καταχωρητής δεδομένων.....	62
Εικόνα 2.12	Γενική άποψη εργαστηρίου με την εδαφική στήλη, τους μετατροπείς πίεσης, τον καταχωρητή δεδομένων, τη συσκευή TDR και τον Η/Υ.....	64
Εικόνα 3.1	Βαθμονόμηση των μετατροπέων πίεσης.....	72
Εικόνα 3.2	Συσκευή κοσκίνησης.....	76
Εικόνα 3.3	Πηγή γ – ακτινοβολίας.....	81
Εικόνα 3.4	Συσκευή Darcy σταθερού φορτίου.....	84
Εικόνα 3.5	Τοποθέτηση των тенσιομέτρων στην εδαφική στήλη κατά την πρώτη δύγρανση.....	85
Εικόνα 3.6	Αυτόματος ηλεκτρονικός καταγραφικός ζυγός.....	86

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΥΜΒΟΛΩΝ

Σύμβολο	Ορισμός	Διαστάσεις
c	Ταχύτητα φωτός	$L T^{-1}$
D	Συντελεστής διάχυσης	$L^2 T^{-1}$
g	Επιτάχυνση της βαρύτητας	$L T^{-2}$
h	Ύψος πίεσης	L
K	Υδραυλική αγωγιμότητα	$L T^{-1}$
K_a	Διηλεκτρική σταθερά	
K_r	Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα	
K_s	Κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα	$L T^{-1}$
L	Μήκος κυματοδηγών	L
n	Πορώδες	
P_c	Τριχοειδής πίεση	$ML^{-1} T^{-2}$
R_o	Αριθμός φωτονίων	
R_s	Ρυθμός κρούσεων ανά λεπτό δια μέσου ξηρού εδάφους	
R_w	Ρυθμός κρούσεων ανά λεπτό δια μέσου υγρού εδάφους	
t	Χρόνος	T
θ	Υγρασία κ.ο:	$L^3 T^{-3}$
θ_r	Υπολειπόμενη περιεκτικότητα σε νερό	$L^3 T^{-3}$
θ_s	Υγρασία κορεσμού	$L^3 T^{-3}$
μ_w	Συντελεστής απορρόφησης του νερού	$L^{-2} M^{-1}$
P_a	Πίεση του αέρα	$ML^{-1} T^{-2}$
P_w	Πίεση του νερού	$ML^{-1} T^{-2}$
χ	Πάχος δείγματος	L
Ψ	Μύζηση	L

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το νερό μαζί με το έδαφος και τον αέρα αποτελούν τους βασικούς πόρους από τους οποίους ο άνθρωπος αντλεί τα αγαθά για την ζωή του. Οι υδατικοί πόροι είναι ανανεώσιμοι και ανεξάντλητοι. Ο άνθρωπος χρησιμοποιεί το νερό για τις προσωπικές του ανάγκες, για άρδευση, για τη βιομηχανία και σαν πρώτη ύλη για την παραγωγή ενέργειας.

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 βαριά μέταλλα, τα ραδιενεργά κατάλοιπα, τα απόβλητα των υπνόμων και τα στερεά απορρίμματα αποτελούν την πλέον σοβαρή απειλή της ποιότητας 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 την 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, γεωπόνους, υδρογεωλόγους, μηχανικούς κ.α., ώστε να έχουν καλύτερη γνώση των σύνθετων και αλληλοεπιδρώνων διαδικασιών που επηρεάζουν την κίνηση του νερού.

Το υπόγειο νερό χωρίζεται κατά την κατακόρυφη διεύθυνση σε δύο ζώνες: τη ζώνη κορεσμού (saturated zone), όπου όλοι οι πόροι είναι γεμάτοι με νερό και τη ζώνη αερισμού ή ακόρεστη ζώνη (vadose zone ή unsaturated zone) 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 (unsaturated flow).

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 για παράδειγμα:

- Στο φαινόμενο της υστέρησης, το οποίο καθιστά τη μελέτη της κίνησης του νερού στην ακόρεστη ζώνη ακόμη πιο περίπλοκη, επειδή οι σχέσεις μεταξύ της πίεσης του εδαφικού νερού και της υγρασίας του εδάφους δεν είναι μονοσήμαντες.
- Στην ύπαρξη της αέριας φάσης, στις μεταβολές της θερμοκρασίας, στην συμπιεστότητα του αέρα, στην μεταφορά διαλυμένων ουσιών κ.λπ. Για τον λόγο αυτό στην μελέτη της κίνησης του νερού στην ακόρεστη ζώνη, γίνονται συνήθως ορισμένες απλοποιητικές παραδοχές (Τερζίδης 1967), οι οποίες ισχύουν και στην παρούσα διατριβή:
 1. Οι κόκκοι του εδάφους παραμένουν αμετάβλητοι και ότι το πορώδες αυτού είναι σταθερό.
 2. Η κίνηση της αέριας φάσης δεν επηρεάζει την κίνηση της υγρής φάσης.
 3. Οι ιδιότητες του εδαφικού νερού είναι οι ίδιες ανεξάρτητα της θέσης που βρίσκεται και δεν λαμβάνουν χώρα φυσικοχημικές μεταβολές.
 4. Η κατάσταση του συστήματος είναι ισόθερμη.
 5. Η εδαφική υγρασία κινείται δια μέσου των πόρων του εδάφους κατά τέτοιο τρόπο ώστε η μακροσκοπική της ταχύτητα V , είναι συνεχής.

Η ακόρεστη ροή μπορεί να ταξινομηθεί σε δύο τύπους (Iwata *et al.*, 1995). Στο πρώτο τύπο όπου ο αέρας είναι εγκλωβισμένος μέσα στο έδαφος, (δηλαδή αέρας υπό μορφή φυσαλίδων) και στο 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 την ροή θερμότητας ή την ροή νερού σε έναν σωλήνα.

Ο Richards το έτος 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 την 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, για παράδειγμα (1955, 1957a, b).

Η συστηματική, όμως, μελέτη και η δημιουργία ιδιαίτερης επιστήμης για την κίνηση του νερού σε ακόρεστα πορώδη μέσα ξεκίνησε από τον Childs, ο οποίος με το πόνημά του “An Introduction to the Physical Basis of Soil Water Phenomena” (1969), έδωσε μια πλήρη περιγραφή της κίνησης αυτής.

Η εξίσωση Richards έχει επιλυθεί με αριθμητικές μεθόδους και έχει χρησιμοποιηθεί για την εξομοίωση της κίνησης του νερού σε ομογενή εδάφη από πολλούς επιστήμονες. Ο Τερζίδης (1967,1969) παρουσίασε υπολογιστικά σχήματα της εξίσωσης κίνησης του εδαφικού νερού και την ανάλυση ευστάθειας αυτών. Οι Vachaud and Thony (1971) μελέτησαν το φαινόμενο της υστέρησης κατά την διάρκεια της δύγρανσης και της στράγγισης σε εδαφική στήλη στο εργαστήριο. Ο Πουλοβασίλης (1977) μελέτησε τα χαρακτηριστικά της ροής κατά την διάρκεια της διήθησης σε οριζόντια αμμώδη στήλη. Ο Tzimopoulos (1978) επέλυσε την εξίσωση Richards με πεπερασμένα στοιχεία. Ο Καραμούζης (1980) μελέτησε την ασταθή διδιάστατη κίνηση του νερού σε ελεύθερα υδροφόρα στρώματα με τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων. Ο Elmalougliou (1980) πραγματοποίησε πειράματα σε στρωματοποιημένο έδαφος και εξομοίωσε την κίνηση του νερού κατά την διάρκεια της δύγρανσης και της στράγγισης, επιλύοντας την εξίσωση Richards με πεπερασμένες διαφορές. Η Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη (1983, 1986, 1997) ασχολήθηκε με πειραματικές μετρήσεις εργαστηρίου και με μαθηματικά μοντέλα σε ακόρεστα εδάφη και ειδικότερα σε προβλήματα υστέρησης. Ο Γιαννόπουλος (1985) μελέτησε την αβεβαιότητα των υδροδυναμικών παραμέτρων στην εξομοίωση της κινήσεως του εδαφικού νερού στο σύστημα έδαφος -φυτό-ατμόσφαιρα. Οι Sidiropoulos and Yannopoulos (1984, 1988) μελέτησαν την αβεβαιότητα των υδροδυναμικών παραμέτρων στην κίνηση της εδαφικής υγρασίας. Οι Stauffer and Dracos (1986) πραγματοποίησαν πειράματα σε στρωματοποιημένο έδαφος και εξομοίωσαν την κίνηση του νερού κατά την διάρκεια της δύγρανσης επιλύοντας την εξίσωση Richards με πεπερασμένα στοιχεία. Οι Moldrup *et al.* (1989) μελέτησαν αριθμητικά την κατακόρυφη κίνηση του νερού σε λεπτόκοκκα και μέσα εδάφη. Οι Celia *et al.* (1990) παρουσίασαν μια γενική αριθμητική επίλυση της εξίσωσης Richards συντηρητικής μορφής. Ο Babajimopoulos (1991) παρουσίασε ένα πρόγραμμα προσομοίωσης της μονοδιάστατης ακόρεστης ροής στο έδαφος, με επίλυση της εξίσωσης Richards με τη μέθοδο πρόβλεψης διόρθωσης των Douglas-Jones. Ο Κερκίδης (1992) έδωσε αναλυτικές λύσεις στο πρόβλημα της μονοδιάστατης κίνησης του

νερού στο έδαφος. Οι Πελέκης και Δημητρακόπουλος (1997) επέλυσαν την εξίσωση Richards τύπου Fokker-Planck με τη βοήθεια της μεθόδου των πεπερασμένων όγκων ελέγχου. Οι Aldama and Aparicio (1998) μελέτησαν τον συντελεστή ευσταθείας των αριθμητικών λύσεων της εξίσωσης Richards. Ο Αραμπατζής (2000) ασχολήθηκε με πειραματικές διαδικασίες με σκοπό την μέτρηση των βασικών παραμέτρων του εδάφους και την προσομοίωση της εδαφικής υγρασίας με τη μέθοδο των πεπερασμένων όγκων ελέγχου. Ο Ευαγγελίδης (2001) ασχολήθηκε με τη διεξαγωγή πειραμάτων κατακόρυφης διήθησης και οριζόντιας διάχυσης στο ίδιο εδαφικό δείγμα, καθώς και με τη μελέτη της μεθόδου ροής – συγκέντρωσης για την επίλυση της οριζόντιας διάχυσης.

Οι υδραυλικές ιδιότητες των εδαφών (υδραυλική αγωγιμότητα, χαρακτηριστική καμπύλη κ.λ.π.) 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 κ.α.). Η επαλήθευση μοντέλων πρόβλεψης των υδραυλικών ιδιοτήτων στο εργαστήριο ή στο ύπαιθρο, που να ξεετάζουν και τις τρεις διαστάσεις (x,y,z) κίνησης του νερού στο έδαφος είναι πολύ δύσκολη, αν όχι αδύνατη. Τα πειραματικά δεδομένα, συνήθως, λαμβάνονται μόνο ως προς μια καθορισμένη διεύθυνση και κυρίως ως προς την κατακόρυφη διεύθυνση (Yeh and Harvey, 1990).

Πρόσφατα, με βάση τις προηγούμενες εργασίες, αρκετές μαθηματικές αναλύσεις και υπολογισμοί της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος πραγματοποιήθηκαν με τη χρήση των H/Y. Επίσης η ανάπτυξη της σύγχρονης τεχνολογίας (H/Y, τηλεπικοινωνιών κ.λπ.), 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 την μελέτη της οποίας είναι απαραίτητη η γνώση της κίνησης το νερού στο έδαφος.

Το μοντέλο WAVE (Water and Agrochemicals in soil, crop and Vadose Environment) είναι ένα τέτοιο μαθηματικό εργαλείο (Vanclouster *et al.*, 1996). Το μοντέλο αυτό προσαρμόστηκε στην παρούσα εργασία με σκοπό να περιγράψει την κατακόρυφη κίνηση του νερού εντός εδαφικής στήλης, κατά την διάρκεια στράγγισης και δύνγρανσης του εδάφους.

Στόχος της παρούσης διατριβής υπήρξε:

1. Η εφαρμογή της νέας μεθόδου TDR για τη μέτρηση της εδαφικής υγρασίας στο εργαστήριο.
2. Έγινε ειδική κατασκευή αισθητήρων μήκους 5 cm, σε συνεργασία με την Εταιρία SOILMOISTURE EQUIPMENT CORP. με σκοπό να μελετηθεί η κίνηση του εδαφικού νερού σε δείγμα στρωματοποιημένου εδάφους.
3. Η εξομίωση της κατακόρυφης κίνησης του νερού σε στρωματοποιημένο έδαφος κατά την διαδικασία στράγγισης και δύγρανσης με τη χρήση του μαθηματικού μοντέλου WAVE.
4. Η εξαγωγή ποσοτικών συμπερασμάτων που να μπορούν να αξιοποιηθούν για την επίλυση προβλημάτων άρδευσης και στράγγισης εδαφών.

Κατά την εκτέλεση των **πειραμάτων** χρησιμοποιήθηκαν δύο εδαφικά δείγματα δηλαδή ένα πηλοαμμώδες, ως άνω στρώση και ένα αμμώδες έδαφος, ως κάτω στρώση, τα οποία τοποθετήθηκαν σε μία στήλη από πλεξιγκλάς. Για τον προσδιορισμό των οριακών χαρακτηριστικών καμπυλών των παραπάνω εδαφικών δειγμάτων, έγιναν μετρήσεις της εδαφικής υγρασίας και της πίεσης του εδαφικού νερού, καθώς και των μετώπων υγρασίας και πίεσης και της μεταβολής του όγκου του νερού τόσο κατά την διαδικασία της στράγγισης όσο και της δύγρανσης.

Τα πειράματα έγιναν στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής και Ζωικής Παραγωγής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.

Στο **θεωρητικό μέρος** της διατριβής:

- Προσεγγίστηκαν οι πειραματικές τιμές των χαρακτηριστικών καμπυλών κάθε μιας στρώσεως με την εξίσωση van Genuchten (1978). Για τον υπολογισμό των παραμέτρων των εξισώσεων αυτών, χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα RETC (van Genuchten et al. 1991), για την εύρεση των παραμέτρων εξίσωσης van Genuchten, το οποίο βασίζεται στον αλγόριθμο Marquardt. Επίσης υπολογίστηκαν οι παράμετροι της εξίσωσης van Genuchten με τη μέθοδο των συζυγών διευθύνσεων (Tzimiropoulos et al., 1998)
- Χρησιμοποιήθηκαν τα μοντέλα πρόβλεψης της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας του Mualem (1978) και του Burdine (1953), για τον προσδιορισμό των οριακών καμπυλών της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας $K_r(\theta)$ κατά την στράγγιση και δύγρανση των εδαφικών δειγμάτων, καθώς και το εμπειρικό μοντέλο του Gardner (1958).
- Έγινε επίλυση της εξίσωσης τύπου Richards με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών και την τεχνική Newton – Raphson. Συγχρόνως παρουσιάζεται ένα νέο επαναληπτικό μοντέλο για την επίλυση της εξίσωσης Fokker-Planck.

- Έγινε η ανάλυση ευστάθειας του υπολογιστικού σχήματος Laazonen που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή και διαπιστώθηκε ότι είναι ευσταθές άνευ όρων.
- Μελετήθηκε η μεταβολή του όγκου του νερού σε σχέση με το χρόνο .
- Προσδιορίστηκαν τα μέτωπα της εδαφικής υγρασίας $\theta(z)$ και της πίεσης $h(z)$ της πειραματικής στήλης κατά την διαδικασία της στράγγισης και διύγρανσης με την αριθμητική επίλυση της εξίσωσης και συγκρίθηκαν με τις πειραματικές τιμές.

Η ύλη της παρούσας διατριβής ταξινομήθηκε σε κεφάλαια ως εξής:

- Στο πρώτο κεφάλαιο αναπτύσσονται οι βασικές αρχές της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος.
- Στο δεύτερο κεφάλαιο περιγράφονται τα εργαστηριακά όργανα της πειραματικής έρευνας και οι βασικές αρχές που στηρίζεται η λειτουργία τους. Ειδική αναφορά γίνεται στην εφαρμογή της νέας μεθόδου TDR για τον προσδιορισμό της εδαφικής υγρασίας σε στήλη στο εργαστήριο για πρώτη φορά, με ειδική κατασκευή αισθητήρων, σε συνεργασία με την Εταιρία SOIL MOISTURE EQUIPMENT CORP.
- Στο τρίτο κεφάλαιο περιγράφεται διεξοδικά η πειραματική διαδικασία που ακολουθήθηκε για τον προσδιορισμό των βασικών υδροδυναμικών παραμέτρων, οι οποίες απαιτούνται για την μαθηματική εξομοίωση του φαινομένου της κίνησης του νερού με τη μέθοδο των συζυγών διευθύνσεων και τη μέθοδο Marquard.
- Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα μοντέλα πρόβλεψης της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας με τη χρήση του προγράμματος RETC, το οποίο αναπτύχθηκε από τον Van Genuchten, καθώς και εμπειρικές σχέσεις εκτίμησης των υδραυλικών παραμέτρων από εδαφικές ιδιότητες που μπορούν εύκολα να προσδιορισθούν.
- Στο πέμπτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η αριθμητική επίλυση της εξίσωσης κίνησης του νερού στο έδαφος, τύπου Richards. Συγχρόνως παρουσιάζεται για πρώτη φορά, ένα νέο μοντέλο επαναληπτικού τύπου που παρέχει την δυνατότητα επίλυσης της εξίσωσης τύπου Fokker- Planck.
- Στο έκτο κεφάλαιο παρουσιάζονται και σχολιάζονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εξομοίωση της κίνησης της εδαφικής υγρασίας σε στρωματοποιημένο έδαφος με την εφαρμογή του προγράμματος WAVE, σε εργαστηριακή εδαφική στήλη.
- Στο έβδομο κεφάλαιο παρατίθενται τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την εργασία αυτή και γίνονται προτάσεις για περαιτέρω έρευνα.

Βιβλιογραφία

- Aldama, A., and Aparicio, J., 1998. The effect of nonlinearities in the stability of numerical solutions of Richards' equation, XII International Conference on Computational Methods in Water Resources, Crete, Greece, 289-296.
- 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.
- Babajimopoulos, C., 1991. A Douglas – Jones Predictor – Corrector Program for Simulating One-dimensional Unsaturated Flow in Soil. GroundWater, 29(2):267-270.
- Bear, J., 1972. Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier, New York, pp 764.
- Byers, E. and Stephens, D. B., 1983. Statistical and stochastic analysis of hydraulic conductivity and particle size in a fluvial sand. Soil Sci. Soc. Am. J., (47):1072-1080.
- Burdine, N.T., 1953. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. Petroleum. Trans. Am Inst. Min.Eng., (198):71-78.
- Γιαννόπουλος, Σ., 1985. Μεταφορά νερού στο σύστημα έδαφος – φυτό – ατμόσφαιρα: Αβεβαιότητα στην εκτίμηση των υδροδυναμικών παραμέτρων. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 243.
- Celia, M. A., Bouloutas, E. T. & Zarba, R. L., 1990. A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. Water Resour. Res., 26(7):1483-1496.
- Childs, E. C., 1969. An introduction to the physical basis of soil water phenomena. John Wiley, New York, pp. 493.
- 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, σελ. 178.
- Elmaloglou, S., 1980. Effets des stratifications sur les transferts des matières dans les sols. Thèse de Docteur-Ingenieur, Université de Grenoble, Grenoble., pp. 203.
- Greenholtz, D. E., Yeh, T.-C.J., Nash, M.S.B., and Wierenga, P.J., 1988. Geostatistical analysis of soil hydrologic properties in a field plot. J. Contam. Hydrol., (3):227-250.

- Iwata, S., Tabuch T., and Warkentin P.B., 1995. Soil – Water Interactions Mechanisms and Applications. Marcel Dekker, Inc. pp. 439.
- Καραμούζης Δ., 1980. Ασταθής διδιάστατη κίνηση του νερού σε ελεύθερα υδροφόρα στρώματα με τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 127.
- Κερκίδης, Π., 1992. Αναλυτικές λύσεις στο πρόβλημα της μονοδιάστατης κίνησης του νερού στο έδαφος. Πρακτικά 4^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Ελλ. Εδαφολογικής Εταιρείας, Έδαφος – Περιβάλλον, 747-770.
- Klute, A., 1952. A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials. Soil Sci., (73):105-116.
- Moldrup, P., Rolston, D. E. and Hansen, L. A., 1989. Rapid and numerically stable simulation of one dimensional, transient water flow, in unsaturated, layered soils. Soil Sci., 148(3):219-226.
- 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.
- Πελέκης, Π., και Δημητρακόπουλος, Α., 1997. Αριθμητικό σχήμα για τον υπολογισμό της ροής ύδατος σε ακόρεστο έδαφος. Πρακτικά 7^{οο} Συνεδρίου της Ε.Υ.Ε., Πάτρα, 260-267.
- Phillip, J., R., 1955. Numerical solution of equation of the diffusion type with diffusivity concentration –dependent. Trans. Faraday Soc. (51): 885-892.
- Phillip, J., R., 1957a. Numerical solution of equation of the diffusion type with diffusivity concentration –dependent. Australian J. Phys. (10): 29-41.
- Phillip, J., R., 1957b. The Theory of infiltration. Adv. Hydrosci. (5): 215-290.
- Poulovassilis, A., 1977. Flow characteristics during infiltration into a horizontal sand column. Water Resour. Res., (13):369-374.
- Russo, D., and Bresler, E., 1981. Soil hydraulic properties as stochastic processes: 1-D analysis of field spatial variability. Soil Sci. Amer. J., (45):699-704.
- Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ., 1986. Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης-στράγγισης σε προβλήματα αρδύσεων. Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ., σελ. 236.
- Sakellariou-Makrantonaki, M., 1997. Water Drainage in Layered Soils. Laboratory Experiments and Numerical Simulation. Water Resour. Management, (11):437-444.

- Sidiropoulos, E., and Yannopoulos, St., 1984. Simplified determination and sensitivity analysis of soil moisture retention curves and hydraulic conductivity. J. Hydrol., (74): 295-309.
- Sidiropoulos, E., and Yannopoulos, St., 1988. Sensitivity analysis of closed-form analytical hydraulic conductivity models. J. Hydrol., (101): 159-172.
- Stauffer, F., and Dracos, 1986, Experimental and numerical study of water and solute infiltration in layered porous media, J. Hydrol. (84):9-34.
- Swartzendruber, D., 1969. The flow of water in unsaturated soil. In: R.J.M. de Wiest (Editor), Flow through porous media. Academic Press, New York :215-287.
- Τερζίδης, Γ., 1967. Οι εξισώσεις κινήσεως της εδαφικής υγρασίας, Τεχνικά Χρονικά, Ιαν.-Μάρτιος, 28-33.
- Τερζίδης, Γ., 1969. Υπολογιστικά σχήματα και ανάλυση ευσταθείας της εξίσωσης κινήσεως της εδαφικής υγρασίας, Τεχνικά Χρονικά, Νοέμβριος, 727-731.
- Tzimopoulos C., 1978. Finite Elements Solution of Unsaturated Porous Media Flow, Finite Elements In Water Resources, Proceedings of the Second International Conference, Imperial College, London, Pentech Press, 1.37-1.49.
- Tzimopoulos, C., and Sakellariou-Makrantonaki, M., Spiridis, A., and Arampatzis, G., 1998. An algorithm for the soil characteristic curve with the method of conjugate directions. XII International Conference on Computational Methods in Water Resources, Crete, Greece, 23-238.
- Vancloster M., Viaene P., Christiaens and Ducheyne S., 1996. A mathematical model for simulating water and agrochemicals in the soil and vadose environment (WAVE). Reference and user's manual.
- 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.
- 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.
- Van Genuchten , M. Th., Leij F. J. and Yates S. R., 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic function of unsaturated soils. ERA/600/2-91/065. Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory, U.S. Environmental Protection Agency, Ada, OK, pp. 85

- Vieira, S. R., Nielsen, D. J., and Biggar, J. W., 1981. Spatial variability of field measured infiltration rates. Soil Sci. Amer. J., (45):1040-1048.
- Yamazaki, F., 1948. Researches on the vertically downward flow of water through layered soil. Bull. Tokyo coll. Agric. For., (1):19-26.
- Yeh, T. C. I., and Harvey, D. J., 1990. Effective unsaturated hydraulic conductivity of layered sands. Water Resour. Res., 26(6):1271-1279.

1. ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΤΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΕ ΑΚΟΡΕΣΤΑ ΕΔΑΦΗ

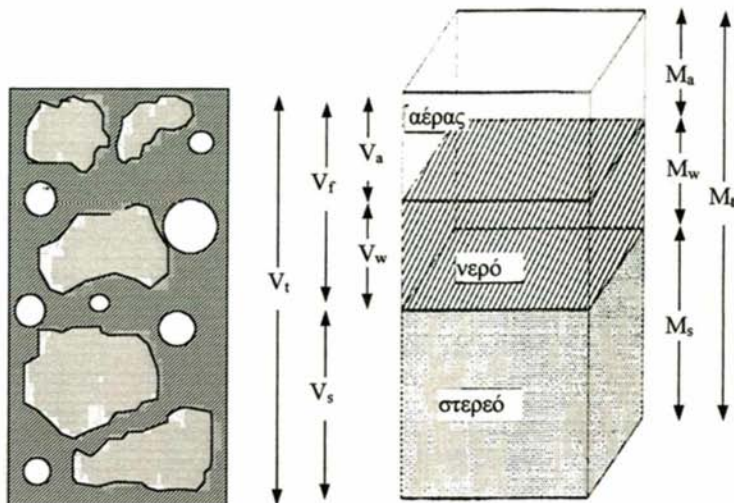
1.1. Γενικά

Το έδαφος είναι ένα σύνθετο υλικό στο οποίο υπάρχουν και οι τρεις φάσεις της ύλης, η στερεή, η υγρή και η αέρια. Τη στερεή φάση του εδάφους αποτελούν τα ανόργανα και οργανικά συστατικά του εδάφους, ενώ η υγρή φάση συνίσταται από νερό που περιέχει διαλυμένα τόσο στερεά όσο και αέρια. Οι επικρατέστερες δυνάμεις που συντελούν στην κίνηση του νερού στο έδαφος είναι οι τριχοειδείς δυνάμεις και η βαρύτητα, ενώ η αέρια φάση θεωρείται ότι δεν μετέχει στην κίνηση. Η παρούσα εργασία αναφέρεται σε φαινόμενα διήθησης και στράγγισης του νερού στο έδαφος, χωρίς να λαμβάνει υπόψη της φαινόμενα θερμοδυναμικής.

Στο παρόν κεφάλαιο θα δοθούν μερικές βασικές έννοιες που θα χρησιμοποιηθούν, τόσο στο θεωρητικό, όσο και στο πειραματικό μέρος της παρούσας εργασίας.

1.2. Σχέσεις μεταξύ μάζας και όγκου εδάφους

Τα διαφορετικού μεγέθους στερεά τεμαχίδια σχηματίζουν τον σκελετό του εδάφους. Μεταξύ αυτών των τεμαχιδίων βρίσκονται αλληλοσυνδεδεόμενοι πόροι, οι διαστάσεις των οποίων ποικίλουν αξιοσημείωτα σε μέγεθος και σχήμα. Στο σχήμα (1.1) απεικονίζεται ένας ιδεατός όγκος εδαφικού δείγματος, στον οποίο το κάτω μέρος είναι η στερεή φάση, στο μεσαίο η υγρή φάση και στο επάνω μέρος η αέρια φάση. Με βάση το σχήμα αυτό μπορούν να ορισθούν οι σχέσεις μεταξύ της μάζας και του όγκου του εδάφους.



Σχήμα 1.1: Σχηματική απεικόνιση του εδαφικού δείγματος

1.2.1. Πυκνότητα του στερεού

Πυκνότητα του στερεού ρ_s (density of solid) είναι η μάζα των στερεών σωματιδίων M_s ανά μονάδα όγκου των στερεών τεμαχιδίων V_s :

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

Στα ανόργα εδάφη η μέση πυκνότητα των τεμαχιδίων κυμαίνεται από 2.6 έως 2.7 gr/cm^3 . Εδάφη πλούσια σε οργανική ουσία έχουν μικρότερη τιμή.

1.2.2. Φαινομενική πυκνότητα

Φαινομενική πυκνότητα ρ_b (bulk density) είναι η μάζα ξηρού M_s εδάφους ανά μονάδα συνολικού όγκου V_t . Εξαρτάται από την πυκνότητα της διάταξης των τεμαχιδίων και από την περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό. Η συνήθης τιμή της κυμαίνεται από 1.1 gr/cm^3 σε αργιλώδη μέχρι 1.7 gr/cm^3 για αμμώδη εδάφη.

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



1.2.3. Πορώδες

Το πορώδες n (porosity) είναι το ποσοστό του συνολικού όγκου του εδάφους που καταλαμβάνεται από αέρα και νερό:

$$n = \frac{V_s}{V_t} = \frac{V_s + V_w}{V_s + V_a + V_w} \quad (1.3)$$

Είναι ένας αδιάστατος δείκτης που κυμαίνεται από 0.3 έως 0.6 (30-60%). Είναι μικρότερος για χονδρόκοκκα (αμμώδη) εδάφη από τα λεπτόκοκκα (αργιλώδη). Ο δείκτης αυτός δεν είναι σταθερός αλλά εξαρτάται από την πυκνότητα της διάταξης των τεμαχιδίων και στα διογκούμενα εδάφη από την περιεκτικότητά τους σε νερό.

1.2.4. Δείκτης κενών

Ο δείκτης κενών e (void ratio), είναι ένας αδιάστατος δείκτης που σχετίζει τον όγκο των πόρων με τον όγκο των στερεών:

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

Χρησιμοποιείται κυρίως στη μηχανική εδάφους, ενώ το πορώδες στις στραγγίσεις. Ο δείκτης κενών και το πορώδες συνδέονται μεταξύ τους με τη σχέση:

$$e = \frac{n}{1 - n} \quad (1.5)$$

1.2.5. Περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό.

Η περιεκτικότητα σε νερό ή εδαφική υγρασία (soil water content or soil moisture) είναι ο όγκος του νερού που περιέχεται στην μονάδα όγκου του εδάφους. Εκφράζεται είτε σαν λόγος μαζών (υγρασία κατά βάρος w):

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

είτε σαν λόγος όγκων (υγρασία κατ' όγκο):

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

Από τις σχέσεις (1.6) και (1.7) προκύπτει η παρακάτω:

$$\frac{\theta}{w} = \frac{M_s}{V_t} / \frac{M_w}{V_w} = \frac{\rho_b}{\rho_w} \Leftrightarrow \theta = \frac{\rho_b}{\rho_w} w \quad (1.8)$$

όπου ρ_w η πυκνότητα του νερού.

Η εδαφική υγρασία μεταβάλλεται μεταξύ του μηδενός και του πορώδους. Πρακτικά μεταβάλλεται μεταξύ των τιμών των θ_r και θ_s , όπου θ_r είναι η υπολειμματική περιεκτικότητα της εδαφικής υγρασίας (residual water content) που ορίζεται ως η τιμή της υγρασίας για την οποία η υδραυλική αγωγιμότητα τείνει προς το μηδέν ή η τιμή της υγρασίας, που η χαρακτηριστική καμπύλη τείνει ασυμπτωτικά προς τον άξονα της εδαφικής τάσης και θ_s η περιεκτικότητα σε νερό στον φυσικό κορεσμό, όπου αντιστοιχεί στη μεγαλύτερη τιμή που μπορεί να φθάσει όταν το έδαφος κορεσθεί με νερό (Sidiropoulos and Yianopoulos, 1984, 1988; Γιαννόπουλος, 1985).

Συνήθως η περιεκτικότητα σε νερό στον φυσικό κορεσμό είναι μικρότερη από το πορώδες του εδάφους λόγω των φυσαλλίδων αέρα που είναι παγιδευμένες μέσα στο έδαφος, κατά την διάρκεια των κύκλων ξήρανσης και διύγρυνσης (υστέρηση). Οι διαστάσεις της θ είναι [$L^3 L^{-3}$].

1.2.6. Το δυναμικό του εδαφικού νερού

Το νερό, όπως και κάθε άλλο σώμα που βρίσκεται στην επιφάνεια της γής εξαιτίας της βαρύτητας, έλκεται προς τα κάτω, προς την κατεύθυνση που οδηγεί στο κέντρο της. Το πεδίο βαρύτητας, η εξωτερική πίεση του αέρα, η στερεά φάση του εδάφους, δημιουργούν πεδία δυνάμεων στο εδαφικό νερό. Υπό την επίδραση αυτών των δυνάμεων το νερό μπορεί να κινηθεί προς διάφορες κατευθύνσεις. Το νερό κινείται, επίσης, λόγω των θερμοκρασιακών διαφορών, της συγκέντρωσης αλάτων και της δράσης των ριζών των φυτών. Κάτω από την συνδυασμένη επίδραση όλων των παραπάνω παραγόντων, το εδαφικό νερό βρίσκεται σε συνεχή κίνηση, της οποίας τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά διαμορφώνονται κατά περίπτωση από τη μορφή και τη διάταξη των εδαφικών πόρων.

Για τή μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος εφαρμόζονται οι αρχές της μηχανικής που αναφέρονται στο έργο και την ενέργεια (Τζιμόπουλος, 1979; Παπαζαφειρίου, 1984).

Το εδαφικό νερό, όπως και κάθε άλλο σώμα στη γη έχει την δική του ενέργεια. Η ενέργεια αυτή διακρίνεται σε:

α) Κινητική ενέργεια

Η κινητική ενέργεια εκφράζεται από την σχέση:

$$E_v = \frac{mV^2}{2} \quad (1.9)$$

όπου m η μάζα του σώματος και V η ταχύτητα με την οποία κινείται.

Η κινητική ενέργεια του ρέοντος μέσα στο έδαφος νερού ανά μονάδα βάρους βρίσκεται, αν διαιρέσουμε την εξίσωση (1.9) με το βάρος του νερού (mg), οπότε η (1.9) γράφεται:

$$H_v = \frac{V^2}{2g} \quad (1.10)$$

όπου g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας η οποία είναι ίση με $9,81 \text{ m s}^{-2}$ και υποδηλώνει τη δύναμη ανά μονάδα μάζας που ενεργεί πάνω σε κάθε σώμα που βρίσκεται στη γη.

Η ποσότητα H_v έχει διαστάσεις μήκους και αναφέρεται σαν **ύψος ταχύτητας**.

Η ταχύτητα του νερού μέσα στο έδαφος είναι μικρή με αποτέλεσμα η κινητική του ενέργεια να θεωρείται αμελητέα.

β) Δυναμική ενέργεια

Η δυναμική ενέργεια του εδαφικού νερού (soil water potential energy), οφείλεται στη σχετική θέση του και τις εσωτερικές δυνάμεις που ενεργούν σ' αυτό. Η ενέργεια που έχει το νερό λόγω της θέσης του οφείλεται στην βαρύτητα, είναι ανάλογη προς την απόσταση από κάποιο αυθαίρετο επίπεδο αναφοράς και σε μέγεθος είναι ίση και αντίθετη με αυτή που χρειάζεται για να ανυψωθεί από το επίπεδο αναφοράς μέχρι την θέση που βρίσκεται, εκφράζεται δε από την σχέση:

$$E_g = mgz \quad (1.11)$$

όπου z είναι η απόσταση από το επίπεδο αναφοράς.

Ανά μονάδα βάρους η ενέργεια αυτή είναι:

$$H_g = \frac{mgz}{mg} = z \quad (1.12)$$

έχει διαστάσεις μήκους και λέγεται **ύψος θέσης**.

Άλλη μορφή δυναμικής ενέργειας οφείλεται στις πιέσεις P . Το εδαφικό νερό δέχεται και ασκεί πιέσεις. Η ενέργεια αυτή ανά μονάδα βάρους είναι:

$$H_p = \frac{P}{\rho_w g} = \frac{P}{\gamma} = h \quad (1.13)$$

όπου ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού και γ το ειδικό του βάρος αυτού, έχει διαστάσεις μήκους και λέγεται **ύψος πίεσης** του εδαφικού νερού (soil water pressure head).

Η συνολική δυναμική ενέργεια που οφείλεται στην βαρύτητα και την πίεση:

$$H = H_g + H_p = z + \frac{P}{\gamma} \quad (1.14)$$

και λέγεται **υδραυλικό φορτίο ή πιεζομετρικό ύψος**.

Το νερό στο έδαφος κινείται από σημεία υψηλής κατάστασης ενέργειας προς σημεία με χαμηλότερη ενεργειακή κατάσταση.

Το ύψος του εδαφικού νερού, h με αντίθετο πρόσημο ($\psi = -h$) ονομάζεται ισότιμα δυναμικό του εδαφικού νερού Ψ (soil water potential). Το υδραυλικό φορτίο αποτελεί την συνισταμένη των επιμέρους δυναμικών που το καθένα είναι το αποτέλεσμα της δράσης των δυνάμεων και δυναμικών πεδίων που επενεργούν στο εδαφικό νερό και επικράτησε να ονομάζεται ολικό δυναμικό του εδαφικού νερού Ψ_t .

$$\Psi_t = \Psi_p + \Psi_g + (\Psi_{osm} + \Psi_{gas}) \quad \text{όπου:} \quad (1.15)$$

Ψ_p = δυναμικό της πίεσης του νερού των πόρων. Πολλοί συγγραφείς εισάγουν αντί αυτού το Ψ_c που εκφράζει το τριχοειδές δυναμικό και είναι ίσο με $-\Psi_p$. Η τριχοειδής πίεση καλείται επίσης ως μητρώο δυναμικό (matric potential).

Ψ_g = δυναμικό βαρύτητας (gravitational potential) που προέρχεται από την δύναμη της βαρύτητας.

Ψ_{osm} = δυναμικό οσμωτικής πίεσης (osmotic potential) που προέρχεται από τις οσμωτικές δυνάμεις.

Ψ_{gas} = δυναμικό αέριας φάσης (pneumatic potential) που προέρχεται από τις μεταβολές της πίεσης του εξωτερικού αέρα.

Τα δυναμικά του εδαφικού νερού που βρίσκεται στο υπό εξέταση σημείο του εδάφους, ορίζονται σχετικά με μία δεξαμενή καθαρού νερού τοποθετημένη σ' ένα καθορισμένο ύψος και κάτω από ατμοσφαιρική πίεση.

Το δυναμικό πίεσης (Ψ_p) σε ακόρεστα εδάφη είναι αρνητικό, επειδή απαιτείται ενέργεια για να αποσπασθεί το νερό από τις δυνάμεις που το συγκρατούν στην στερεά φάση.

Το δυναμικό βαρύτητας (Ψ_g) σε κάθε σημείο καθορίζεται από το ύψος αυτού του σημείου σε σχέση με κάποιο αυθαίρετο επίπεδο αναφοράς. Εάν θεωρήσουμε ότι αυτό το επίπεδο αναφοράς είναι στην επιφάνεια του εδάφους και η θετική διεύθυνση είναι προς τα πάνω, τότε ισχύει $\Psi_g = -z$ cm.

Η επίδραση του Ψ_{osm} είναι αμελητέα, επειδή το δυναμικό οσμώσεως μετράται για νερό που θεωρείται ότι έχει τις ίδιες χημικές ιδιότητες σε όλο το προφίλ. Όπως και οι πιέσεις των αερίων στα φυσικά εδάφη γενικά δεν διαφέρουν από την ατμοσφαιρική πίεση που είναι μηδέν $\Psi_{\text{gas}} = 0$.

Αν θεωρηθεί ότι τα δυναμικά πίεσης και βαρύτητας είναι εκείνα που συμβάλλουν ουσιαστικά στην κίνηση του νερού και παραλειφθούν οι υπόλοιποι όροι, τότε η εξίσωση (1.7) γίνεται:

$$\Psi_t = \Psi_p + \Psi_g \quad (1.16)$$

Το δυναμικό, συνήθως, εκφράζεται σαν ενέργεια ανά μονάδα βάρους του εδαφικού νερού. Έτσι, η ενέργεια έχει διαστάσεις μήκους π.χ. cm, και εκφράζεται είτε σαν ενέργεια που είναι περίπου $10^{-1} \text{ J Kgr}^{-1}$ (10^3 erg gr^{-1}), είτε σαν πίεση και είναι περίπου 10^2 Pa (10^{-3} bar , 1 mbar ή 10^{-3} atm).

Εκφράζοντας τα επιμέρους δυναμικά της εξίσωσης (1.15) σαν δυναμική ενέργεια ανά μονάδα βάρους με τις σχέσεις:

$$\Psi_p = h \quad \text{και} \quad \Psi_g = \pm z \quad (1.17)$$

$+z$ =άξονας θετικός κατευθυνόμενος προς τα πάνω

$-z$ =άξονας θετικός κατευθυνόμενος προς τα κάτω

τότε η εξίσωση (1.5) γράφεται:

$$\Psi_t = h \pm z = H \quad (1.18)$$

όπου h είναι το **ύψος πίεσης του νερού των πόρων στο έδαφος** (Terzaghi-Peck, 1969), z είναι το **ύψος θέσης** του δυναμικού βαρύτητας και H είναι το **υδραυλικό φορτίο**.

1.2.7. Ύψος πίεσης του εδαφικού νερού (h) για την περίπτωση της ακόρεστης ζώνης (soil water pressure head).

Λόγω των δυνάμεων των διαχωριστικών επιφανειών στερεού- υγρού και υγρού - αερίου που αναπτύσσονται στο έδαφος, το εδαφικό νερό βρίσκεται κάτω από μία υποπίεση (αρνητική πίεση), ή τάση. Έτσι, αντί να αναφέρονται περιφραστικά όλες οι

δυνάμεις συγκράτησης του νερού από το έδαφος επικράτησαν οι όροι, αρνητική πίεση (negative pressure) ή τάση (tension) ή μύζηση (suction) του εδαφικού νερού. Το ύψος πίεσης του εδαφικού νερού είναι το ύψος της κατακόρυφης στήλης νερού, η οποία θα μπορούσε να ασκήσει στη βάση της μία πίεση αριθμητικά ίση με την πίεση του εδαφικού νερού και δίνεται από την σχέση:

$$h_w = \frac{P_w - P_a}{\rho_w g} \quad (1.19)$$

όπου:

$$P_w = \text{Η απόλυτη πίεση του νερού στο έδαφος} \quad (\text{MLT}^{-2})$$

$$P_a = \text{Η ατμοσφαιρική πίεση} \quad (\text{ML}^{-1} \text{T}^{-2})$$

$$\rho_w = \text{Η πυκνότητα του νερού} \quad (\text{ML}^{-3})$$

$$g = \text{Η επιτάχυνση της βαρύτητας} \quad (\text{LT}^{-2})$$

Το ύψος πίεσης h που εκφράζεται με μονάδες μήκους [L], στην ακόρεστη ζώνη είναι αρνητικό, στην ελεύθερη επιφάνεια του υδροφόρου στρώματος είναι μηδέν, ενώ στο υδροφόρο στρώμα είναι θετικό.

1.2.8. Τριχοειδής πίεση (P_c)

Τριχοειδής πίεση ορίζεται η διαφορά, σε κάθε σημείο του μέσου, μεταξύ της πίεσης του αέρα P_a και του νερού P_w , (Touma, 1984):

$$P_c = P_a - P_w \quad (1.20)$$

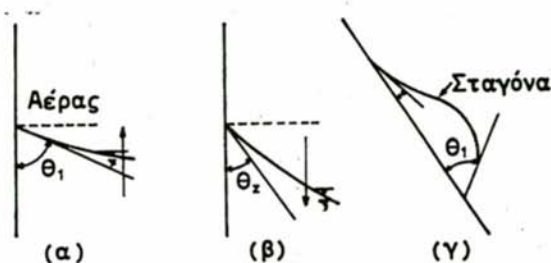
1.2.9. Επιφανειακή τάση

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

1.2.10. Γωνία επαφής

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

Όταν το υγρό προχωρεί πάνω στο στερεό καλείται γωνία διαβροχής και όταν αποσύρεται γωνία απόσυρσης. Για το ίδιο υγρό η γωνία διαβροχής είναι μεγαλύτερη από τη γωνία απόσυρσης (Σχ. 1.2).



Σχήμα 1.2: Γωνία επαφής. (α) Γωνία διαβροχής, (β) Γωνία απόσυρσης, (γ) σταγόνα που προχωρεί.

1.3. Εξίσωση κίνησης του νερού

1.3.1 Δυναμική εξίσωση (Νόμος του Darcy)

Ο νόμος του Darcy για ομογενές και ισότροπο πορώδες μέσο σε κορεσμένη κατάσταση εκφράζεται από τη σχέση:

$$\bar{q} = -K \text{ grad} H \quad (1.21)$$

και δίνει την αναλογία μεταξύ της ταχύτητας ροής q (ταχύτητα Darcy ή ειδική παροχή με διαστάσεις LT^{-1}) και της κλίσης του υδραυλικού φορτίου H ($H=h\pm z$) που προκαλεί την κίνηση του νερού. K είναι συντελεστής αναλογίας που αναφέρεται στη διεθνή βιβλιογραφία με τον όρο υδραυλική αγωγιμότητα. Ο Richards (1931) επέκτεινε το νόμο του Darcy και για την περίπτωση της ακόρεστης ροής με τον τύπο:

$$q = -K(h) \text{ grad} H \quad (1.22)$$

όπου $H = h \pm z$

για άξονα z θετικό προς τα πάνω (+)

και $h = \eta$ αρνητική πίεση του εδαφικού νερού την οποία πολλοί συγγραφείς αναφέρουν ως ψ ή t ή T .

Το 1948 οι Childs and Collis-George (Swartzendruber, 1968) επαλήθευσαν με πειράματα την ισχύ του νόμου σε ακόρεστη ροή.

Συνήθως χρησιμοποιείται η σχέση:

$$q = -K(\theta) \text{grad}H \quad (1.23)$$

Για μονοδιάστατη ροή κατά την διεύθυνση z η εξίσωση (1.23) γράφεται:

$$q = -K(\theta) \frac{dH}{dz} \quad (1.24)$$

1.3.2 Εξίσωση συνέχειας

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

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_w \theta) = -\text{div}(\rho_w \bar{q}) \quad (1.25)$$

όπου ρ_w η πυκνότητα του νερού [$M L^{-3}$], θ η περιεκτικότητα σε νερό κατά όγκο [$L^3 L^{-3}$], η ταχύτητα Darcy [$L T^{-1}$] και t ο χρόνος [T].

Για ασυμπίεστο υγρό, ροή ασταθή και μονοδιάστατη κατακόρυφη, η εξίσωση (1.25) γράφεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.26)$$

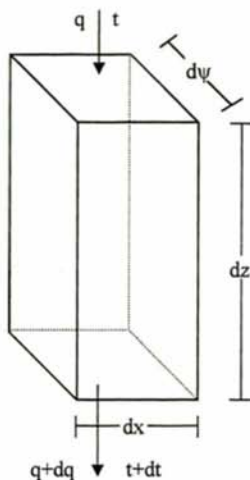
1.3.3 Εξίσωση του Richards

Έστω στοιχειώδης όγκος εδάφους του σχήματος (1.3) με την παραδοχή ότι, το έδαφος είναι ομογενές, ισχύει ο νόμος του Darcy και η μόνη αντίσταση στη ροή του νερού οφείλεται στο ιξώδες. Το νερό που στην περίπτωση αυτή θεωρείται ασυμπίεστο ($\rho = \text{σταθερό}$), κινείται εισερχόμενο προς τα κάτω με ταχύτητα Darcy q και εξερχόμενο από την κάτω έδρα με ταχύτητα $q+dq$

Η μεταβολή της υγρασίας θ του εδάφους σε χρόνο dt είναι $d\theta$. Η διατήρηση της μάζας στον στοιχειώδη όγκο μπορεί να εκφραστεί από την σχέση:

$$d\theta \cdot dx \cdot d\psi \cdot dz = q \cdot dx \cdot d\psi \cdot dt - (q + dq) \cdot dx \cdot d\psi \cdot dt \quad (1.27)$$

$$\text{όπου: } d\theta = \frac{\partial \theta}{\partial t} dt \quad dq = \frac{\partial q}{\partial z} dz \quad (1.28)$$



Σχήμα 1.3: Στοιχειώδης όγκος εδάφους.

Από το συνδυασμό των εξισώσεων (1.27) και (1.28) προκύπτει:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.29)$$

Η εξίσωση (1.29) εκφράζει το νόμο διατήρησης της μάζας (εξίσωση συνέχειας).

Από την εξίσωση (1.30):

$$\frac{Q}{A} = q = -K \cdot i \quad (1.30)$$

όπου q είναι η ταχύτητα Darcy, K η υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους και i η υδραυλική κλίση που εκφράζει τις απώλειες ροής ανά μονάδα μήκους διαδρομής. Η υδραυλική κλίση δίνεται από τη σχέση:

$$i = \frac{\partial H}{\partial z} \quad (1.31)$$

όπου H είναι το υδραυλικό φορτίο.

Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω η εξίσωση (1.31) γράφεται:

$$q = -K(h) \frac{\partial H}{\partial z} \quad (1.32)$$

Από τις εξισώσεις (1.18) και (1.32):

$$q = -K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z} \pm 1\right) \quad (1.33)$$

ή λόγω της εξίσωσης (1.29):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} \pm 1 \right) \right] \quad (1.34)$$

Το αριστερό μέλος της εξίσωσης (1.34) μπορεί να γραφεί: $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{dh} \frac{\partial h}{\partial t} = C(\theta) \frac{\partial h}{\partial t}$ (1.35)

όπου $C(\theta)=d\theta/dh$ είναι η ειδική υδραυλική χωρητικότητα (specific water capacity).

Από τον συνδυασμό των εξισώσεων (1.34) και (1.35):

$$C \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} \pm 1 \right) \right] \quad (1.36)$$

Η εξίσωση (1.36) είναι η γενική εξίσωση που περιγράφει την κατακόρυφη κίνηση της υγρασίας στο έδαφος, θεωρώντας ότι ο κατακόρυφος άξονας z έχει θετική φορά προς τα πάνω (+) ή αρνητική προς τα κάτω (-).

1.4. Υδροδυναμικές παράμετροι

1.4.1. Η υδραυλική αγωγιμότητα

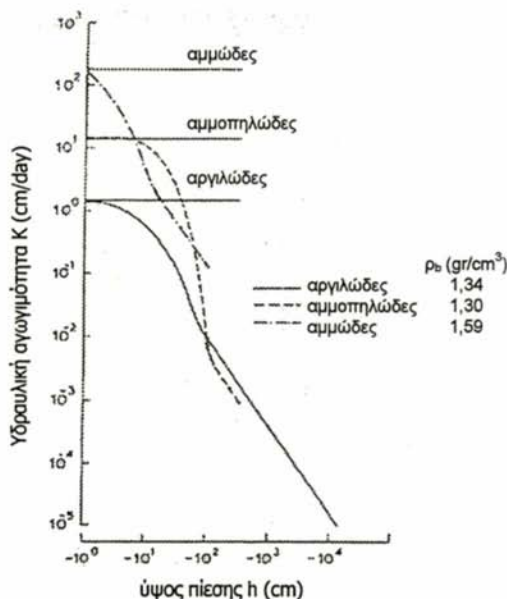
Η ικανότητα μεταφοράς νερού σε ακόρεστα και κορεσμένα εδάφη αναφέρεται σήμερα στη διεθνή βιβλιογραφία με τους όρους, τριχοειδής ή ακόρεστη (unsaturated hydraulic conductivity) και κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα (saturated hydraulic conductivity) αντίστοιχα (Τζιμόπουλος, 1983; Παπαζαφειρίου, 1984; Τερζίδης και Καραμούζης, 1985). Ο μακροσκοπικός ορισμός τη υδραυλικής αγωγιμότητας απορρέει από το γενικευμένο νόμο του Darcy:

$$K = -\frac{q}{\Delta(h \pm z)} \quad (1.37)$$

όπου: K είναι η υδραυλική αγωγιμότητα που εξαρτάται από το είδος του ρευστού (πυκνότητα), από την θερμοκρασία (ιξώδες) και από την περιεχομένη εδαφική υγρασία, q είναι η ειδική παροχή, h το ύψος πίεσεως και z η κατακόρυφη συντεταγμένη όπου ο κατακόρυφος θετικός άξονας z κατευθύνεται προς τα πάνω.

Στα κορεσμένα με νερό εδάφη η υδραυλική αγωγιμότητα K (κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα) είναι σταθερή $K = K_s$ [$L T^{-1}$].

Γιά ακόρεστα με νερό εδάφη η υδραυλική αγωγιμότητα K (ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα) δεν είναι σταθερή αλλά εξαρτάται από την περιεκτικότητα σε εδαφική υγρασία, θ , ή από το ύψος πίεσης, h . Είναι δηλαδή $K=f(\theta)$ ή $K=f(h)$. Συνήθως, χρησιμοποιείται η σχέση $K(\theta)$, γιατί επηρεάζεται λιγότερο από φαινόμενα υστέρησης (Poulovassilis, 1969; Torpp, 1969, 1971) από ότι η σχέση $K(h)$. Το σχήμα (1.4) δείχνει την επίδραση του ύψους πίεσης του εδαφικού νερού, h στην ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα K για τρεις τύπους εδαφών.



Σχήμα 1.4: Καμπύλες ύψους πίεσης - υδραυλικής αγωγιμότητας (Feddes et al., 1978).

1.4.2. Ο συντελεστής διάχυσης

Ο συντελεστής διάχυση D , (diffusivity) ορίζεται σαν ο λόγος της υδραυλικής αγωγιμότητας K προς την ειδική υδραυλική χωρητικότητα (specific water capacity) ή υδραυλική χωρητικότητα (differential moisture capacity) και δίνεται από την εξίσωση:

$$D = \frac{K}{C} = K(\theta) \frac{dh}{d\theta} \quad (1.38)$$

Ο λόγος $d\theta/dh$ εκφράζει την κλίση της χαρακτηριστικής καμπύλης, σε κάθε συγκεκριμένη τιμή υγρασίας. Ο συντελεστής διάχυσης έχει διαστάσεις $[L^2 T^{-1}]$.

1.4.3. Χαρακτηριστική καμπύλη της εδαφικής υγρασίας

Το επιφανειακό έδαφος, όπου αναπτύσσεται το ριζικό σύστημα των φυτών, είναι κατά κανόνα ακόρεστο, περιέχει δηλαδή στους πόρους του νερό και αέρα. Η εδαφική υγρασία βρίσκεται κάτω από αρνητική πίεση που μπορεί να θεωρηθεί σαν ίση και αντίθετη με τη δύναμη που χρειάζεται για την απομάκρυνση του νερού από τους εδαφικούς πόρους. Η τιμή της μύζησης αυξάνει όσο αυξάνουν οι δυνάμεις συγκράτησης του εδαφικού νερού όσο δηλαδή μειώνεται η εδαφική υγρασία. Κάτω από φυσικές συνθήκες η μύζηση του εδαφικού νερού μπορεί να μεταβάλλεται από μηδέν μέχρι και μερικές χιλιάδες bar ($1 \text{ bar} = 10^3 \text{ mbar} = 10^3 \text{ cm στήλης νερού} = 10 \text{ m} = 0,987 \text{ atm}$).

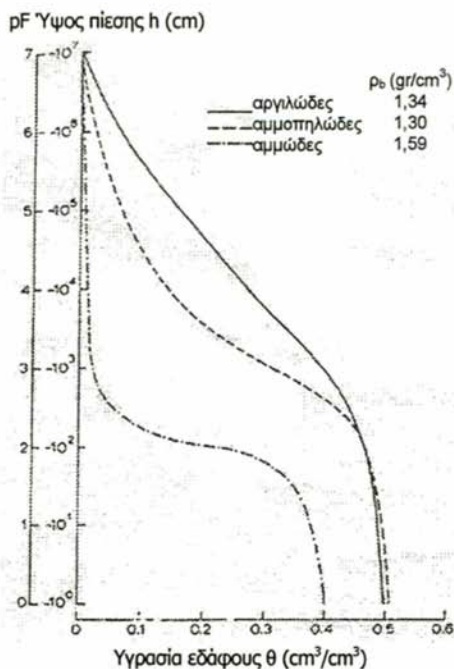
Από τους εδαφικούς παράγοντες που επηρεάζουν περισσότερο τις δυνάμεις συγκράτησης του εδαφικού νερού είναι η κοκκομετρική σύσταση. Η κοκκομετρική σύσταση επηρεάζει κατά κύριο λόγο το πορώδες, δηλαδή την κατανομή μεγέθους, το σχήμα και τη γεωμετρία των πόρων, καθώς και την τιμή της ειδικής επιφάνειας των στερεών τεμαχιδίων του εδάφους που καθορίζουν την ένταση των δυνάμεων συγκράτησης του εδαφικού νερού. Η παραπάνω διαπίστωση οδηγεί στο συμπέρασμα ότι διαφορετική κοκκομετρική σύσταση σημαίνει διαφορετική δύναμη συγκράτησης του εδαφικού νερού (Slatyer, 1967).

Για ένα συγκεκριμένο έδαφος, η μύζηση του εδαφικού νερού μεταβάλλεται με την υγρασία, $h = f(\theta)$, σε κάθε τιμή της υγρασίας αντιστοιχεί και μια τιμή μύζησης. Ζεύγη τιμών μύζησης - υγρασίας τοποθετούμενα σε σύστημα ορθογωνίων συντεταγμένων μπορούν να δώσουν μια ομαλή συνεχή καμπύλη που ονομάζεται χαρακτηριστική καμπύλη συγκράτησης του εδαφικού νερού, (Soil moisture characteristic curve) ή καμπύλη συγκρατήσεως της υγρασίας (moisture retention curve). Στο σχήμα (1.5) παρουσιάζονται οι χαρακτηριστικές καμπύλες για τρία εδάφη με διαφορετικές υδραυλικές ιδιότητες δηλαδή, αργιλώδη, αμμοπηλώδη και αμμώδη εδάφη.

Η καμπύλη αυτή επιτρέπει την μελέτη της σχέσης που υπάρχει ανάμεσα στην ποσότητα και την μύζηση του εδαφικού νερού, σ' όλο το εύρος της εδαφικής υγρασίας. Επειδή η μεταβολή της μύζησης είναι πολύ μεγάλη, συνηθίζεται πολλές φορές ο άξονας των μύζησης να βαθμολογείται λογαριθμικά.

Έτσι σαν pF ορίζεται ο δεκαδικός λογάριθμος της μύζησης του εδαφικού νερού όταν αυτή εκφράζεται σε εκατοστά στήλης νερού.

$$pF = \log_{10} h \quad (1.39)$$

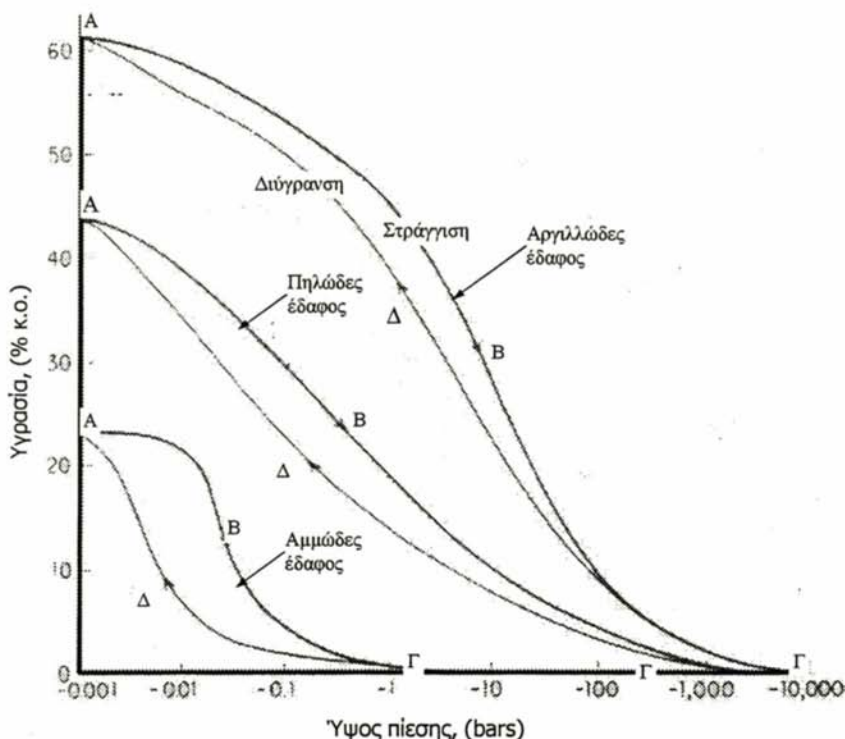


Σχήμα 1.5: Χαρακτηριστικές καμπύλες τριών διαφορετικών από κοκκομετρικής σύστασης εδαφών (Feddes et al., 1978)

Η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους μπορεί να προσδιορισθεί, εάν ένα κορεσμένο έδαφος υποβληθεί σε προοδευτική αφαίρεση του νερού, οπότε έχουμε την **καμπύλη στράγγισης** ή στην αντίθετη περίπτωση, εάν ένα ακόρεστο έδαφος υποβληθεί σε προοδευτική διύγρυνση, τότε έχουμε την **καμπύλη διύγρυνσης**. Η μη σύμπτωση των δύο χαρακτηριστικών καμπυλών, που οφείλεται στην διαφορετική πορεία κατασκευής τους, ονομάζεται υστέρηση του εδαφικού νερού (Poulovassilis, 1962).

Στο σχήμα (1.6) οι καμπύλες ΑΒΓ περιγράφουν την πρώτη στράγγιση του μέσου μετά τον αρχικό κορεσμό, και οι καμπύλες ΓΔΑ την διύγρυνση. Οι δύο αυτές καμπύλες

ονομάζονται οριακές καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης (boundary drying – wetting curves), οι οποίες και περικλείουν τον κυρίως βρόχο υστέρησης (main hysteresis loop).



Σχήμα 1.6: Χαρακτηριστικές καμπύλες με τους οριακούς βρόχους υστέρησης για αμμώδες, πηλώδες και αργιλώδες έδαφος (Yong and Warkentin, 1975).

Στη διεθνή βιβλιογραφία αναφέρεται ότι πρώτος ο Haines (1930) παρατήρησε ότι η σχέση μεταξύ περιεκτικότητας υγρασίας και πίεσης σε πορώδη μέσα δεν είναι μονοσήμαντη.

Ιδιαίτερη έμφαση στο φαινόμενο της υστέρησης έδωσε ο Πουλοβασίλης (1962, 1969, 1970, 1977, 1979), ο οποίος ασχολήθηκε λεπτομερώς με αυτήν καθώς και με την υστέρηση στη σχέση μεταξύ της υδραυλικής αγωγιμότητας και πίεσης Τzimas (1973), Poulouvassilis and Τzimas (1975).

Επίσης και άλλοι ερευνητές (Mualem 1973, 1974; Mualem and Dagan, 1975; Royer and Vachaud 1975; Watson *et al.*, 1975; Beese and van der Poeg 1976; Τzimas 1979; Dane

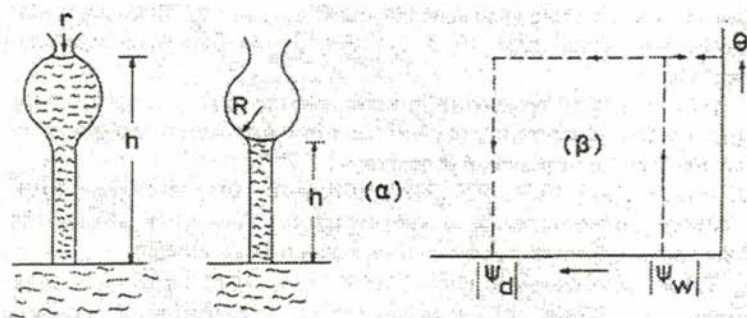
and Wierenga 1975; Hillel 1980; Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, 1983; Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη και Τζιμόπουλος 1985; Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη 1986; Τζιμόπουλος κ.α. 2000; Σακελλαρίου - Μακραντωνάκη κ.α. 2000; Καλφούντζος κ.α. 2000), έδειξαν ενδιαφέρον για το φαινόμενο αυτό το οποίο καθιστά πολύ δύσκολη την προσομοίωση της κίνησης του νερού σε ακόρεστα εδάφη κατά την διαδικασία της διήθησης και στράγγισης.

1.4.4. Ερμηνεία του φαινομένου της υστέρησης

Το φαινόμενο της υστέρησης μπορεί να αποδοθεί σε διάφορες αιτίες, όπως:

- Στη γωνία επαφής μεταξύ της διεπιφάνειας δύο ρευστών και του στερεού μέσου επί του οποίου είναι τοποθετημένα.
- Στον εγκλωβισμό αέρα κατά την πορεία στράγγισης – διύγρανσης.
- Στην ανομοιόμορφη κατανομή του πορώδους.

Από τις τρεις περιπτώσεις η τελευταία είναι η πιο ενδιαφέρουσα και εξηγείται με τη θεωρία του ‘λαιμού φιάλης’ (bottle neck theory, or ink bottle effect) (Πουλοβασύλης, 1979; Hillel, 1980).



Σχήμα 1.7: Σχηματική παράσταση της θεωρίας του λαιμού φιάλης. (α) Υποθετική παράσταση πόρου γεμάτου και άδειου με νερό. (β) Βρόχος υστέρησης

Στο σχήμα 1.7 (α) ο υποτιθέμενος πόρος αποτελείται από μια σφαιρική διόγκωση ακτίνας R και από ένα λαιμό ακτίνας r όπου $r < R$. Για το άδειασμα του πόρου απαιτείται μια μύζηση λίγο μεγαλύτερη από την $\Psi_r = 2\sigma / r$ όπου $\sigma =$ επιφανειακή τάση και r ακτίνα καμπυλότητας του μηνίσκου.

Για το γέμισμα χρειάζεται μια μύζηση λίγο μεγαλύτερη από την $\Psi_R=2\sigma R$ και επειδή $R > r$ έπεται $|\Psi_R| < |\Psi_r|$.

Δηλαδή για να αδειάσει ο πόρος χρειάζεται μεγαλύτερη μύζηση από εκείνη που απαιτείται για να γεμίσει (Σχ. 1.7β).

1.4.5 Σχέση υδραυλικής αγωγιμότητας – υγρασίας και υδραυλικής αγωγιμότητας – πίεσης

Εξαιτίας του φαινομένου της υστέρησης στη σχέση $h(\theta)$, είναι δυνατόν η ίδια περιεκτικότητα σε νερό να αντιστοιχεί σε διάφορες τιμές πίεσης, που περιορίζονται από μια μέγιστη και μια ελάχιστη τιμή που προσδιορίζουν την υγρασία πάνω στους οριακούς κλάδους υστέρησης.

Επίσης, η ίδια περιεκτικότητα σε νερό, είναι δυνατόν να βρίσκεται σε διαφορετικούς πόρους, κατά την διύγρανση του μέσου, που γίνεται κατά μήκος του οριακού κλάδου διύγρανσης, από εκείνους που παραμένουν γεμάτοι κατά την στράγγιση του μέσου που γίνεται κατά μήκος του οριακού κλάδου στράγγισης.

Όπως αναφέρει ο Πουλοβασιλίας (1979) και η σχέση $K(\theta)$ παρουσιάζει υστέρηση, η οποία είναι σχετικά μικρή και είναι δυνατόν να αγνοηθεί στην περίπτωση φυσικών εδαφών. Αντίθετα, η σχέση $K(h)$ παρουσιάζει έντονη υστέρηση.

Βιβλιογραφία

- Γιαννόπουλος, Σ., 1985. Μεταφορά νερού στο σύστημα έδαφος-φυτό-ατμόσφαιρα: Αβεβαιότητα στην εκτίμηση των υδροδυναμικών παραμέτρων. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ. Θεσσαλονίκη, σελ. 243.
- Feddes, R.A., Kowalik, R.J., and Zaradny, H., 1978. Simulation of field water use and crop yield. PUDOC, Wageningen, Monographs, pp. 188.
- Haines, W.B., 1930, Studies in the physical properties of soils. The hysteresis effect in capillary properties and the modes of moisture distribution associated therewith, J. Agr. Sci., vol. 20, 97-116.
- Καλφούντζος Δ., Σακελαρίου-Μακραντωνάκη, Τζιμόπουλος, Χ., 2000. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης – στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη. Πρακτικά 2^ο Συνεδρίου Γεωργικής Μηχανικής, 93-100.
- Kirkham, D., and Powers W.L., 1972. Advanced soil physics Wiley Interscience.
- Mualem, Y., 1973. Modified approach to capillary hysteresis based on a similarity hypothesis. Water Resour. Res., (9):1324-1331.
- Mualem, Y., and Dagan G., 1975. A dependent domain model of capillary hysteresis. Water Resour. Res., Vol. (11), 452-460.
- Παπαζαφειρίου, Ζ., 1984. Αρχές και πρακτική των αρδεύσεων. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, σελ 484.
- Poulovassilis, A., 1962. Hysteresis of pore water: an application of the concept of independent domains. Soil Sci., (93):405-412.
- Poulovassilis, A., 1969. The effect of pore water hysteresis on the hydraulic conductivity. Soil Sci., (20):52-56.
- Poulovassilis, A., 1970. The hysteresis of pore water in granular porous bodies. Soil Sci., (109):5-12.
- Poulovassilis, A., and Tzimas, E., 1975. The hysteresis in the relationship between hydraulic conductivity and soil water content. Soil Sci., (120):327-331.
- Poulovassilis, A., and El-Ghamry, W. M, 1977. Hysteresis steady state soil-water profiles. Water Resour. Res., (13):549-557.
- Πουλοβασιλης, Α., 1979. Το φαινόμενο της υστέρησης στις υδρολογικές ιδιότητες των πορωδών μέσων. Πρακτικά Σεμιναρίου Γεωργικής Υδραυλικής, Εργ. Γεωργικής Υδραυλικής Πολ/κης Σχολής Α.Π.Θ., 171-193.

- Richards, L. A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics, (1):318-333.
- Royer, J.M. and Vachaud, J., 1975. Field determination of hysteresis in soil water characteristics. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. (39):221-223.
- Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ., 1983. Φαινόμενα υστέρησης σε ακόρεστα εδάφη. Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής, Α.Π.Θ., τεύχος Νο 19 Θεσσαλονίκη.
- Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ., και Τζιμόπουλος Χ., 1985. Πειραματικές μετρήσεις των υδροδυναμικών παραμέτρων. Πρακτικά 2^{οο} Συνεδρίου Ε.Υ.Ε., 455-465.
- Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ., 1986. Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης-στράγγισης σε προβλήματα αρδέσεων. Διδακτορική διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ 215.
- Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Τζιμόπουλος, Χ., Μ., Στεργιοπούλου Σ., 2000. Πειραματικός προσδιορισμός της τριχοειδούς υστέρησης και πρόβλεψη κατά Μualem Διερευνητικών καμπυλών Α' τάξης. Πρακτικά 8^{οο} Συνεδρίου Ε.Υ.Ε. Γεωργικής Μηχανικής, 427-434.
- Swartzendruber, D., 1969. The flow of water in unsaturated soil. In: R. J. M. de Wiest (Editor), Flow through porous media. Academic Press, New York :215-287.
- Terzaghi – Peck, 1969. Εφαρμοσμένη εδαφομηχανική. Γκιούρδας Α τόμος σελ. 345
- Slatyer, R. O., 1967. Plant water relationships. Academic Press. New York.
- Talsma, T., 1970. Hysteresis in two sand and the independent domain model. Water Resour. Res., (6):964-970.
- Τερζίδης, Γ., και Καραμούζης, Δ., 1985. Υδραυλική υπόγειων νερών. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, σελ 359.
- Τζιμόπουλος, Χ., 1979. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστα ισόθερμα μέσα. Πρακτικά Σεμιναρίου Γεωργικής Υδραυλικής, Εργ. Γεωργικής Υδραυλικής Πολίτης Σχολής Α.Π.Θ., 17-29.
- Τζιμόπουλος, Χ., 1983. Στραγγίσεις- Υδραυλική φρεάτων. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, σελ. 227.
- Τζιμόπουλος, Χ., Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ., Στεργιοπούλου Σ., 2000. Εκτίμηση οριακών βρόχων υστέρησης – Αναλυτική και πειραματική προσέγγιση του προβλήματος. Πρακτικά 2^{οο} Συνεδρίου Γεωργικής Μηχανικής, 117-123.

- Thony, J. L., 1970. *Étude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés*. Thèse de Docteur-Ingenieur, Université de Grenoble, Grenoble, pp. 140
- Topp, G.C., and Miller E. E., 1966. Hysteretic moisture characteristic and hydraulic conductivities for glassbead media. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* (30):156-162.
- Topp, G.C., 1969. Soil water hysteresis measured in a sandy loam and compared with hysteretic domain model. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* (33):645-651.
- Topp, G.C., 1971. Soil water hysteresis: The domain theory extended to pore interaction conditions. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* (35):219-225.
- Topp, G.C., 1971. Soil water hysteresis in silty loam and clay loam soils. *Water Resour. Res.*, (7):914-920.
- Toyma, J., 1984. *Étude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés* *Orole de l' air influence de l' écoulement multidimensionnel de l' eau*. These de Docteur es sciences physiques, Université de Grenoble, France.
- Tzimas, E., 1973. *Hysteresis in the relationships between the suction moisture content and hydraulic conductivity of a porous body*. Thesis, University of Cambridge, England.
- Watson, K.K., Reginato R.J. and Jakson R.D., 1975. Soil water hysteresis in a field soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* (39):242-246.
- Yong N.R., and Warkentin P.B., 1975. *Soil Properties and Behaviour*. Elsevier Scientific Publishing Company, pp. 221.

2. ΜΕΘΟΔΟΙ ΚΑΙ ΟΡΓΑΝΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

2.1. Γενικά

Ο προσδιορισμός των υδροδυναμικών παραμέτρων του εδάφους στην φυσική τους κατάσταση στον αγρό αποτελεί μια πολύ δύσκολη διαδικασία. Για τον λόγο αυτό οι ερευνητές χρησιμοποιούν αντιπροσωπευτικά εδαφικά δείγματα μιας περιοχής και διεξάγουν πειράματα στο εργαστήριο. Τα αποτελέσματα των πειραμάτων αυτών ενδεχομένως να παρουσιάζουν αποκλίσεις από τις φυσικές συνθήκες αγρού, αλλά βοηθούν στην διεξαγωγή συμπερασμάτων τα οποία μπορούν εύκολα να εφαρμοσθούν στην πράξη.

Επιπλέον, στο εργαστήριο μπορούν να γίνουν απλουστευμένες παραδοχές οι οποίες βοηθούν στην κατανόηση του φυσικού προβλήματος. Με βάση αυτές είναι δυνατή η ακριβής μεταφορά και μελέτη κάπου φυσικού προβλήματος στο εργαστήριο, όπως ακριβώς αυτό συμβαίνει στη φύση. Όμως τα αποτελέσματα της εργαστηριακής έρευνας σε σχέση με πραγματικές τιμές, αποτελούν καθοριστικούς παράγοντες για την επιλογή της κατάλληλης τεχνικής επέμβασης και της χρήσης του ανάλογου μοντέλου με σκοπό την καλύτερη προσέγγιση του φυσικού φαινομένου και στην εξαγωγή χρήσιμων συμπερασμάτων και στην συνέχεια στη μελέτη του προβλήματος στη φύση.

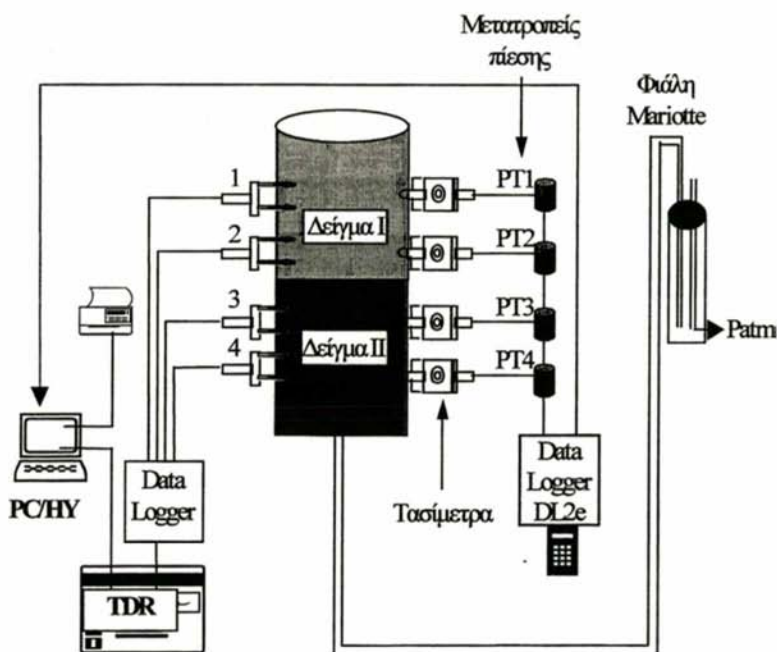
Για την μελέτη της κίνησης του νερού μέσα στο έδαφος, πρέπει να είναι εύκολος ο προσδιορισμός των υδροδυναμικών μεταβλητών και παραμέτρων:

- της εδαφικής υγρασίας (θ)
- του ύψους πίεσεως (h)
- της υδραυλικής αγωγιμότητας (K)

Οι αδυναμίες των κλασικών μεθόδων, η απουσία ακρίβειας, οι χρονοβόρες και δαπανηρές πειραματικές εργασίες, οδήγησαν τους ερευνητές να αναζητούν και να αναπτύσσουν, νέες, απλούστερες, αλλά και αποτελεσματικές μεθόδους έρευνας.

Για την μέτρηση της εδαφικής υγρασίας εφαρμόστηκε η μη ραδιενεργός μέθοδος TDR, (Time Domain Reflectometry) η οποία είναι γρήγορη και ανεξάρτητη του εδαφικού τύπου. Οι κυματοδηγοί (waveguides) μήκους 5 cm σχεδιάστηκαν από το Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας σε συνεργασία με την Εταιρεία 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 - pressure 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 μηχανήμα (data logger system) για την άμεση και γρήγορη παρακολούθηση των μεταβολών αυτών (Σχ. 2.1).



Σχήμα 2.1: Σχηματική παράσταση των συσκευών της πειραματικής διάταξης.

2.2. Μέθοδοι μετρήσεων

2.2.1 Μέτρηση της υγρασίας κατ' όγκο

Για τη μέτρηση της εδαφικής υγρασίας χρησιμοποιούνται οι εξής μέθοδοι:

1. Εργαστηριακή μέθοδος με ζύγισμα (απλή αλλά χρονοβόρα).
2. Ραδιενεργός μέθοδος με χρήση νετρονίων ή γ-ακτινοβολίας.
3. Μέθοδος TDR.

2.2.2. Αρχή λειτουργίας της γ-ακτινοβολίας

Οι μετρήσεις της υγρασίας με τη μέθοδο της γ-ακτινοβολίας έχουν πολύ καλή ακρίβεια (2 – 5%) και μπορεί να γίνουν ακόμα και σε πολύ μικρά δείγματα.

Όπως αναφέρουν οι Vachaud and Thony (1971) η τεχνική αυτή αναπτύχθηκε το έτος 1954 από τους Berman and Harris. Μερικοί ερευνητές χρησιμοποίησαν σαν ραδιενεργό στοιχείο για την εκπομπή της γ-ακτινοβολίας το Cesium-137, που έχει ημιπερίοδο ζωής 30 χρόνια και ενέργεια των γ της φωτοκορυφής στο φάσμα του, ίση με 662 KeV. Γρήγορα, όμως, το υλικό αυτό αντικαταστάθηκε από το Americium-241, το οποίο είναι μακροβιότερο (433 χρόνια ημιπερίοδο ζωής) και η ενέργειά του πολύ χαμηλότερη (62 KeV). Έκτοτε χρησιμοποιείται σε μεγάλη κλίμακα το ²⁴¹Am (Thony, 1970; Vachaud and Thony, 1971; Vauclin, 1971; Elmanoglou, 1980; Touma, 1984; Σακελλαρίου Μακραντωνάκη, 1986; Σισμάνης, 1992; Αραμπατζής κ.α., 1997; Αραμπατζής, 2000; Ευαγγελίδης, 2001 κ.α.).

Η γ- ακτινοβολία είναι ηλεκτρομαγνητικά κύματα που εκπέμπονται από μία ραδιενεργό πηγή, χαρακτηριζόμενη από την ενέργειά της σε Κιουρί (Ci), ή από την ένταση ακτινοβολίας σε αριθμό διασπάσεων ανά δευτερόλεπτο. Η ενέργεια της ακτινοβολίας κατανέμεται σύμφωνα με ένα φάσμα χαρακτηριζόμενο από την ενέργεια των γ της φωτοκορυφής του (peak) σε ηλεκτρονιοβόλτ (ev) ή πολλαπλάσιά του. Η ένταση της πηγής μειώνεται με το χρόνο ακολουθώντας έναν εκθετικό νόμο. Η μείωση καθορίζεται από την ημιπερίοδο ζωής, χρόνος κατά τον οποίο η ένταση μειώνεται στο ήμισυ. Για μια ακτινοβολία έντασης I_0 που αποτελείται από φωτόνια υψηλής ενέργειας και η οποία προσπίπτει παράλληλα και διασχίζει ένα ομογενές υλικό πυκνότητας ρ και πάχους χ , η ένταση I της εξερχομένης δέσμης δίνεται από τη σχέση:

$$I = I_0 \exp(-\mu\rho\chi) \quad (2.1)$$

όπου μ [$M^{-1} L^2$] ο συντελεστής απορρόφησης της μάζας του υλικού (mass absorption coefficient).

Επειδή η ένταση της ακτινοβολίας είναι ανάλογη με τον ρυθμό κρούσεων που καταγράφει ο απαριθμητής, η σχέση (2.1) γράφεται:

$$R = R_0 \exp(-\mu r \chi) \quad (2.2)$$

όπου R_0 ο ρυθμός των φωτονίων της προσπίπτουσας δέσμης και R ο ρυθμός των φωτονίων που μένει μετά την απορρόφηση και καταγράφεται από τον ανιχνευτή.

Η αντίστοιχη σχέση που προκύπτει κατά την μέτρηση της υγρασίας σ' ένα έδαφος είναι:

$$\theta = (1/\mu_w \rho_w X) \ln(R_s / R_w) \quad (2.3)$$

όπου:

μ_w = ο συντελεστής απορρόφησης του νερού, (cm^2/gr)

ρ_w = η πυκνότητα του νερού, (gr/cm^3)

X = το πάχος του δείγματος (cm)

R_s = ο ρυθμός κρούσεων ανά λεπτό δια μέσου ξηρού εδάφους

R_w = ο ρυθμός κρούσεων ανά λεπτό δια μέσου υγρού εδάφους

Το εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών του Α.Π.Θ., διαθέτει ραδιενεργό πηγή γ ακτινοβολίας, μαζί με τον απαραίτητο εξοπλισμό για την μέτρηση της εδαφικής υγρασίας. Για τον έλεγχο της ομοιογένειας των εδαφικών δειγμάτων της παρούσας διατριβής μετρήθηκε εκεί η ξηρή πυκνότητα με τη βοήθεια της γ - ακτινοβολίας στο ανωτέρω εργαστήριο.

2.3 Η μέθοδος TDR

2.3.1. Γενικά

Από το 1939, γεωλόγοι και άλλοι επιστήμονες αναγνώρισαν την σχέση μεταξύ διηλεκτρικών ιδιοτήτων του εδάφους και άλλων υλικών και της περιεκτικότητάς των σε υγρασία. Όμως, τους έλλειπαν τα απαραίτητα όργανα ώστε να μπορούν να αξιοποιήσουν αυτή την ιδιότητα (Skalning, 1992; Dalton, 1992). Η μέθοδος μέτρησης χρόνου ανάκλασης ηλεκτρομαγνητικού παλμού, που είναι γνωστή στην διεθνή βιβλιογραφία ως TDR (Time

Domain Reflectometry) και είχε αναπτυχθεί κατά τον Β' Παγκόσμιο πόλεμο ως ραντάρ

έρευνας, χρησιμοποιήθηκε ως μια μέθοδος προσδιορισμού αυτών των διηλεκτρικών σχέσεων. Το 1960 ανακαλύφθηκε ένας εμπορικός καταγραφικός παλμογράφος που θεωρείτο επίτευγμα της νέας τεχνολογίας. Σήμερα, η TDR είναι μια μέθοδος «τεχνολογίας αιχμής» για διάφορες εφαρμογές, συμπεριλαμβανομένης και του προσδιορισμού της εδαφικής υγρασίας.

Στις αρχές της δεκαετίας του 80, η Soil Moisture Equipment Corp. έδειξε ενδιαφέρον για μια τεχνολογία γνωστή ως TDR, για επίτοπου μέτρηση της κατ' όγκο εδαφικής υγρασίας. Η νεοεμφανιζόμενη αυτή τεχνολογία είχε πολλά θετικά στοιχεία, αφού είναι μια μη-ραδιενεργός μέθοδος, γρήγορη και ανεξάρτητη του εδαφικού τύπου. Η μεθοδολογία μέτρησης μπορεί να εφαρμοστεί σε όργανα με χρήση H/Y για αυτόματη ανάλυση, είναι εξαιρετικά γρήγορη συγκρινόμενη με μεθόδους προσδιορισμού της υγρασίας ξηρού βάρους, και εκείνη την εποχή, είχε αρχικά φανεί πως ήταν ανεξάρτητη από την αλατότητα και άλλες επιδράσεις στις παρατηρούμενες καμπύλες κυμάτων.

Με την εφαρμογή της μεθόδου TDR έχουν ασχοληθεί κατά καιρούς αρκετοί ερευνητές με πρώτους, την ομάδα των Topp *et al.* (1982a), οι οποίοι μελέτησαν την ανταπόκρισή της σε μη ομοιογενή υγρά εδάφη θεωρητικά και πειραματικά.

Σε δεύτερη εργασία, Topp *et al.* (1982b), η ίδια ερευνητική ομάδα εφάρμοσε την τεχνική TDR με παράλληλες ασυνεχείς γραμμές μεταβίβασης στο έδαφος για την μέτρηση της εδαφικής υγρασίας κατά την διάρκεια διήθησης, στράγγισης, εξάτμισης και ανόδου της στάθμης νερού σε συνθήκες στήλης ιλυοπηλώδους εδάφους, ύψους 1,05 μ στο εργαστήριο. Τρεις τύποι εγκατάστασης και πολλοί τύποι γραμμών μεταβίβασης αξιολογήθηκαν. Συγκρίσεις της κατ' όγκον περιεκτικότητας υγρασίας από εργαστηριακές μετρήσεις με αυτές του TDR έδειξαν διαφοροποιήσεις που ήταν πάντοτε $<0,03 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Οι τάσεις των τιμών TDR με το χρόνο έδειξαν ότι οι διαφοροποιήσεις αυτές ενδεχομένως να οφειλόνταν στις διαφοροποιήσεις της πυκνότητας του εδάφους.

Οι Dasberg και Dalton (1985) έκαναν ταυτόχρονες μετρήσεις της κατ' όγκο περιεκτικότητας σε νερό και της ηλεκτρικής αγωγιμότητας χρησιμοποιώντας T.D.R με μια μονή παράλληλη γραμμή μεταβίβασης. Οι μετρήσεις της περιεκτικότητας σε νερό που εξήχθησαν με το T.D.R έδειξαν μια καλή συσχέτιση με τους εργαστηριακούς προσδιορισμούς ($r^2 = 0,84$) και ήταν συγκρίσιμες με μετρήσεις που έγιναν με την συσκευή νετρονίων.

Οι Topp and Davis (1985) χρησιμοποίησαν την μέθοδο TDR για την μέτρηση της εδαφικής υγρασίας σε καλλιέργεια καλαμποκιού, με γραμμές μεταφοράς παραλλήλων

καλωδίων, σε διάφορα μεγέθη μήκους από 0,25 έως 1 μ. οι οποίες είχαν τοποθετηθεί κατακόρυφα κατά την διάρκεια της σποράς σε τρία σημεία ενός αγροτεμαχίου. Μετρήσεις της εδαφικής υγρασίας γίνονταν με ένα φορητό TDR, περιοδικά κατά την διάρκεια της περιόδου ανάπτυξης. Συγκρίσεις των μετρήσεων με μετρήσεις της εδαφικής υγρασίας στο ίδιο έδαφος στο εργαστήριο έδειξαν ότι γενικά οι τιμές τους συνέπιπταν. Οι τυπικές αποκλίσεις των διαφορών μεταξύ TDR και εργαστηριακών τιμών ήταν $\pm 0,02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

Οι Heimovara and Bouten (1990) χρησιμοποίησαν ένα TDR σύστημα 36 καναλιών ελεγχόμενο από H/Y για χωρική και χρονική δυναμική καταγραφή της εδαφικής υγρασίας. Επίσης, παρουσίασαν ένα αλγόριθμο για αυτόματες αναλύσεις ενός μεγάλου αριθμού μετρήσεων σε διαφορετικές θέσεις σε προκαθορισμένους εσωτερικούς χρόνους.

Οι Herkelrath *et al.* (1991) πέτυχαν αυτόματη εγγραφή της εδαφικής υγρασίας σε αγρούς απομακρυσμένων περιοχών με χρήση TDR.

Οι Nadler *et al.* (1991) περιγράφουν μέτρηση με TDR της εδαφικής υγρασίας και της ηλεκτρικής αγωγιμότητας σε στρωματοποιημένη εδαφική στήλη.

Ο Dalton (1992) αναφέρει ότι η μέθοδος TDR για τη μέτρηση της εδαφικής υγρασίας και της ηλεκτρικής αγωγιμότητας μπορεί να χρησιμεύσει στην ταχεία μέτρηση της περιεχόμενης εδαφικής υγρασίας και της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εδάφους στον αγρό, εκεί όπου υπάρχει μεγάλη μεταβλητότητα στις εδαφικές συνθήκες και στα λυσιμέτρα καθώς και σε εργαστηριακά πειράματα.

Οι Zegelin *et al.* (1992) μελέτησαν τις εμπειρικές και θεωρητικές σχέσεις μεταξύ της υγρασίας, θ και της διηλεκτρικής σταθεράς, K_a , παράγοντες που επηρεάζουν την ακρίβεια και την ανάλυση των μετρήσεων, τον όγκο του εδάφους που μετράται από τους ανιχνευτές του TDR και τις χωρικές συναρτήσεις βάρους των, την επίδραση της γεωμετρίας και του προσανατολισμού των ανιχνευτών και την επίδραση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εδάφους στις μετρήσεις του TDR. Παρουσίασαν συγκριτικές δοκιμές της χρήσης του TDR στον αγρό με εξομοιωμένη βροχόπτωση και υπό παρατεταμένη ξήρανση και ύγρανση λόγω εξεταμιοδιαπνοής σε ημερήσια ή ωριαία βάση.

Οι Kelly *et al.* (1995) ασχολήθηκε με την ανάπτυξη και δοκιμή μικρού μήκους ανιχνευτών και διαπίστωσε ότι οι μικρού μήκους ανιχνευτές παρουσιάζουν μειωμένη ακρίβεια μετρήσεων.

Οι Nielsen *et al.* (1995) μέτρησαν με τη μέθοδο TDR την περιεκτικότητα σε νερό σε μian εδαφική στρώση 0 έως 50 mm. Οι τιμές TDR ήταν γραμμικά συσχετισμένες ($r^2 = 0,84$) με αυτές της εργαστηριακής μεθόδου, όταν οι κυματοδηγοί ήταν σε βάθος 25

χιλιοστών, ενώ όταν τοποθετήθηκαν σε βάθος 13 χιλιοστών παρατηρούνταν μεγάλες αποκλίσεις.

Οι Noborio *et al.* (1996a, b) μελέτησαν την αθροιστική διηθητικότητα με ανιχνευτή TDR τοποθετημένο κατακόρυφα εντός ομογενούς ηλιοαμμόδους στήλης. Η μέθοδος έδωσε ικανοποιητικές εκτιμήσεις τόσο για την θέση του υγρού μετώπου όσο και για την αθροιστική διήθηση.

Οι Perdok *et al.* (1996) μελέτησαν την επίδραση της κατά βάρος υγρασίας και της φαινομενικής πυκνότητας στις διηλεκτρικές ιδιότητες του εδάφους και ανέπτυξαν μια απλή μαθηματική σχέση για τον προσδιορισμό της διηλεκτρικής σταθεράς συναρτήσει των δύο αυτών παραμέτρων.

Ταυτόχρονα και άλλοι ερευνητές όπως οι Topp *et al.* (1988), Zegelin *et al.* (1989), Constantz and Murphy (1990), Knight (1992), Vanclouster *et al.* (1993), Heimorava (1994), Heimorava *et al.* (1994), Hook and Livingston (1995), Ferre *et al.* (1996), Mallants *et al.* (1996), Vogeler *et al.* (1996), Kalfountzos *et al.* (2002), Sakellariou-Makrantonaki *et al.* (2002), ασχολήθηκαν με την εφαρμογή της μεθόδου TDR στη μέτρηση της εδαφικής υγρασίας.

2.3.2. Αρχή λειτουργίας της μεθόδου TDR

Αρχικά η μέθοδος TDR εφαρμόστηκε στην ανίχνευση βλαβών σε ηλεκτρονικά κυκλώματα (π.χ. σε καλώδια μεταφοράς ρεύματος και σημάτων), σήμερα όμως εφαρμόζεται με επιτυχία στην μέτρηση της υγρασίας σε έδαφος και γενικά σε πορώδη υλικά.

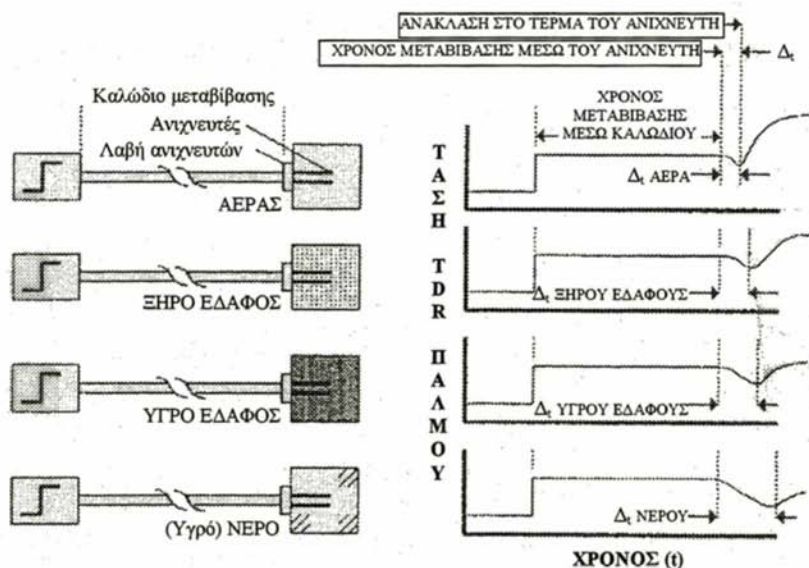
Γενικά οι συσκευές TDR εκπέμπουν παλμούς τάσης, υψηλής συχνότητας σε κατάλληλα διαμορφωμένους μεταλλικούς αγωγούς. Οι παλμοί αυτοί διατρέχουν τους αγωγούς με την μορφή ηλεκτρομαγνητικού κύματος. Οι μεταλλικοί αγωγοί στους οποίους εφαρμόζεται το ηλεκτρομαγνητικό σήμα, είναι σε παράλληλη διάταξη μεταξύ τους. Έτσι δημιουργείται ηλεκτρομαγνητικό πεδίο μεταξύ αλλά και γύρω από τους αγωγούς. Η μορφή των παλμών αλλά και ο χρόνος που απαιτείται για να διατρέξουν τους αγωγούς εξαρτάται από τις ιδιότητες των αγωγών το μήκος τους και το υλικό μέσα στο οποίο οι αγωγοί είναι βυθισμένοι.

Στις αρχές της δεκαετίας του 90, η Soil Moisture Equipment Corp. ανέπτυξε ανεξάρτητα μια εντελώς καινούργια έκδοση οργάνου TDR το οποίο ονόμασε TRASE - από τα αρχικά (Time Reflectometry Analysis of Signal Energy).

Η αρχή λειτουργίας στηρίζεται στην ταχύτητα με την οποία ο παλμός του ηλεκτρισμού περνά μέσα από μια παράλληλη γραμμή μεταβίβασης, εξαρτάται δε από την διηλεκτρική σταθερά (K) του υλικού που είναι σε επαφή και περικλείει τη γραμμή μεταβίβασης. Όσο μεγαλύτερη η διηλεκτρική σταθερά τόσο χαμηλότερη είναι η ταχύτητα. Ως διηλεκτρική σταθερά ή επαγωγική ικανότητα ενός μονωτικού υλικού ορίζεται ο λόγος K της χωρητικότητας ενός πυκνωτού, οι οπλισμοί του οποίου χωρίζονται από το μονωτικό υλικό, προς την χωρητικότητα πυκνωτού των ίδιων διαστάσεων, του οποίου οι οπλισμοί χωρίζονται από τον ατμοσφαιρικό αέρα.

Το έδαφος γενικά αποτελείται από αέρα, ανόργανα και οργανικά συστατικά και νερό. Η διηλεκτρική σταθερά (K_a) γι αυτά τα υλικά είναι:

Αέρας	1
Ανόργανα συστατικά	2-4
Νερό	80



Σχήμα 2.2: Τυπικά διαγράμματα χρόνου ανάκλασης ηλεκτρικού παλμού για τον αέρα, ξηρό έδαφος, υγρό έδαφος και νερό.

Εξαιτίας της μεγάλης διαφοράς στην διηλεκτρική σταθερά του νερού (Σχ. 2.2), από τα άλλα συστατικά του εδάφους, η ταχύτητα με την οποία διέρχεται ο παλμός του μικροκύματος του ηλεκτρισμού στην παράλληλη γραμμή του κυματοδηγού που τοποθετείται μέσα στο έδαφος εξαρτάται από το νερό που περιέχεται στο έδαφος.

Όταν ένας παλμός μικροκύματος περνά από μια γραμμή μεταβίβασης συμπεριφέρεται κατά κάποιο τρόπο σαν μια δέσμη φωτός. Ασυνέχειες στη γραμμή μεταβίβασης και το περικλειόμενο υλικό προκαλεί μερική από την ενέργεια του μικροκύματος να ανακλάται πίσω διαμέσου της γραμμής. Όταν ο παλμός φτάσει στο τέλος της γραμμής μεταβίβασης, κανονικά όλη η υπολειπόμενη ενέργεια μέσα στον παλμό ανακλάται πίσω διαμέσου της γραμμής, κατά τον ίδιο τρόπο όπως μια δέσμη φωτός περνάει μέσα από ένα σωλήνα και ανακλάται πίσω από έναν καθρέπτη που είναι στο τέλος του σωλήνα (Skaling, 1992).

Αυτά τα χαρακτηριστικά κάνουν δυνατή, με αξιόπιστα ηλεκτρονικά μέσα τη μέτρηση του απαιτούμενου χρόνου για ένα παλμό μικροκύματος να περάσει από ένα γνωστό μήκος της γραμμής μεταβίβασης που αναφέρεται ως κυματοδηγός (Waveguide) που τοποθετείται στο έδαφος.

Η θεμελιώδης φυσική ιδιότητα που επηρεάζει τον χρόνο μεταβίβασης του παλμού είναι η διηλεκτρική ιδιότητα του μέσου. Η ηλεκτροδυναμική έκφραση για την ταχύτητα παλμού v , δίδεται σε σχέση με την η ταχύτητα του φωτός στο κενό, c , και την σχετική διηλεκτρική σταθερά του μέσου $K\alpha$. Η ταχύτητα παλμού που εξάγεται από την μηχανική δίδεται σε σχέση με το χρόνο μεταβίβασης t , και το μήκος διαδρομής $2L$.

Η ηλεκτροδυναμική ταχύτητα του παλμού δίνεται από τη σχέση:

$$v = \frac{c}{\sqrt{K\alpha}} \quad (2.4)$$

Η μηχανική ταχύτητα του παλμού δίνεται από τη σχέση :

$$v = \frac{2L}{t} \quad (2.5)$$

Εξισώνοντας τις εξισώσεις (2.4) και (2.5) και λύνοντας ως προς την διηλεκτρική σταθερά συνάγεται:

$$K\alpha = \left(\frac{tc}{2L} \right)^2 \quad (2.6)$$

όπου:

t = ο χρόνος μεταφοράς, (ns)

c = η ταχύτητα του φωτός, (cm/ns)

L = Το μήκος των κυματοδηγών, (cm)

Ο χρόνος μεταφοράς ορίζεται ως ο χρόνος που απαιτείται ώστε ένας παλμός να ταξιδέψει προς μια κατεύθυνση από την αρχή του κυματοδηγού ως το τέλος αυτού.

Εάν το έδαφος είναι απόλυτα ξηρό, η K_a θα είναι από 2 - 4. Εάν 25% της χωρητικότητας του εδάφους είναι νερό, η K_a θα είναι περίπου 11 - 12. Για καλλιεργούμενα εδάφη η τιμή της φαινόμενης διηλεκτρικής σταθεράς (K_a), εξαρτάται κυρίως από την περιεκτικότητα σε νερό του εδάφους και είναι ανεξάρτητη από τον τύπο του εδάφους.

Η σχέση της τιμής της K_a με την επί τοις εκατό κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό καθιερώθηκε μετά από προσεκτικές μετρήσεις της K_a σε κελιά δοκιμών προετοιμασμένα με ακριβή γνώση της περιεκτικότητας του νερού στο έδαφος. Αυτή η σχέση χρησιμοποιείται κατόπιν σε αυτόματα μετατρεπόμενες μετρήσεις αγρού της K_a σε κατ' όγκο περιεκτικότητα νερού στο έδαφος.

2.3.3 Λειτουργία της συσκευής TDR (TRASE)

Ο TDR επεξεργαστής έχει ενσωματωμένο ένα πολύ ακριβές χρονικό σύστημα με ικανότητα μέτρησης του χρόνου σε picoseconds. (1 psec=1 τρισεκατομμυριοστό του sec). Όταν γίνεται μια μέτρηση, μια μακρά σειρά από χρονικούς κύκλους ενεργοποιείται. Αμέσως μετά την αρχή κάθε χρονικού κύκλου, ένας ηλεκτρικός παλμός, ταχείας ανύψωσης χρόνου δημιουργείται και στέλνεται στη γραμμή μεταβίβασης αποτελούμενη από επενδεδυμένο καλώδιο που συνδέει τους τοποθετημένους στο έδαφος κυματοδηγούς.

Μετά την έναρξη ενός χρονικού κύκλου, αξιόπιστα ηλεκτρονικά συστήματα και το υπάρχον λογισμικό μετρούν την “Ενεργή Τάση” της γραμμής μεταφοράς σε μια συγκεκριμένη στιγμή. Στον πρώτο κύκλο για παράδειγμα, μια μέτρηση μπορεί να γίνει σε χρόνο 10 picoseconds μετά την έναρξη της χρονομέτρησης. Στον επόμενο κύκλο η μέτρηση μπορεί να γίνει σε χρόνο 20 picoseconds μετά την έναρξη της χρονομέτρησης. Για κάθε διαδοχικό κύκλο, η μέτρηση μπορεί να γίνει 10 picoseconds αργότερα από τον προηγούμενο κύκλο. Κάθε μέτρηση αποθηκεύεται. Η επεξεργασία επαναλαμβάνεται από χρονικό κύκλο σε χρονικό κύκλο, έως ότου οι αποθηκευμένες τιμές της Ενεργούς Τάσης

να καλύψουν προκαθορισμένο χρονικό εύρος. Για παράδειγμα, ένα παράθυρο πλάτους 10 ns καλύπτει 1200 αναγνώσεις των 10 ps εύρους 12 ns. Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται αρκετές φορές προκειμένου να προσδιορισθεί η μέση τιμή για κάθε μία από τις 1200 αναγνώσεις.

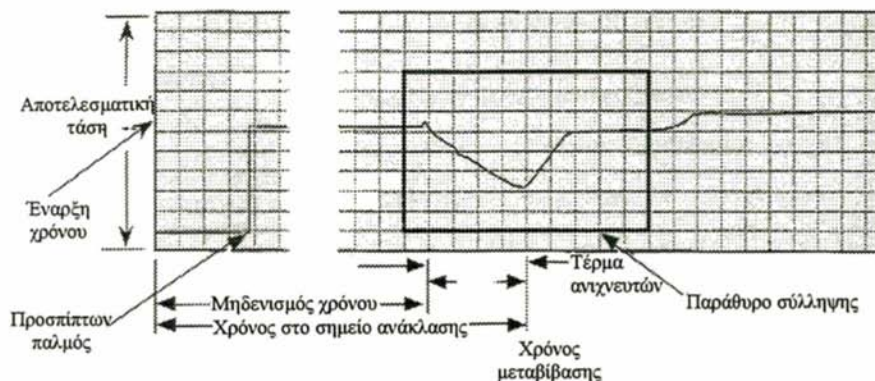


Εικόνα 2.1: Συσσκευή TRASE συνδεδεμένη με τον κυματοδηγό

Κατόπιν διενεργείται ανάλυση που περιλαμβάνει προσαρμογή της εφαπτομένης σε αυτή την TDR κυματομορφή (1200 σημεία) προκειμένου να προσδιορισθούν η έναρξη και η λήξη της ανάκλασης του παλμού. Οι εξαγόμενοι χρόνοι μεταβίβασης παρέχουν δεδομένα για τον υπολογισμό της εδαφικής υγρασίας. Όταν αυτή η διαδικασία ολοκληρωθεί 1000 αναγνώσεις δημιουργούν το γράφημα που απεικονίζεται στην οθόνη της συσκευής.

Το εύρος του δειγματοληπτικού χρόνου είναι δυνατόν να αλλάξει για διαφορετικές εφαρμογές, η έναρξη δε της δειγματοληπτικής διαδικασίας καθορίζεται από την λειτουργία η οποία πρόκειται να εκτελεσθεί.

Οι αποθηκευμένες πληροφορίες επεξεργάζονται από το λογισμικό για να δημιουργηθεί το γράφημα του παλμού TDR καθώς μετακινείται στους κυματοδηγούς. Το παρακάτω διάγραμμα επεξηγεί την συνολική επεξεργασία.



Σχήμα 2.3: Το εξαγόμενο από τον επεξεργαστή γράφημα

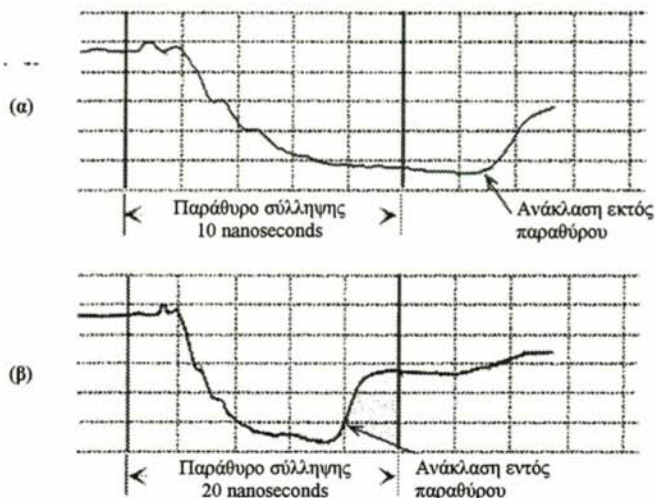
Στο Σχήμα 2.3 απεικονίζεται ο χρόνος μηδενισμού της συσκευής μετά την ενεργοποίηση του πλήκτρου (Zero Set), για την έναρξη λήψης σειράς μετρήσεων. Όταν γίνεται μια μέτρηση προσδιορίζεται ο χρόνος έως το σημείο ανάκλασης. Η διαφορά μεταξύ αυτών των δύο χρόνων είναι ο χρόνος μεταβίβασης, ο οποίος χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της τιμής της K_a , όπως περιγράφηκε παραπάνω. Κατόπιν το λογισμικό του Trase χρησιμοποιώντας ένα προεισαγμένο πίνακα προσδιορίζει την % κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό.

Στη διαδικασία μέτρησης της υγρασίας, μόνο εκείνο το μέρος του παλμού που αντιπροσωπεύεται από το χρόνο μεταβίβασης στους τοποθετημένους μέσα στο έδαφος κυματοδηγούς λαμβάνεται υπόψη. Για την ευκολία του χρήστη, το λογισμικό του Trase έχει σχεδιασθεί να καλύπτει και να απεικονίζει σε ένα «παράθυρο» μόνο αυτό το τμήμα του παλμού από ολόκληρο το γράφημα. Ο χρόνος μηδέν, είναι ο χρόνος στον οποίο αρχίζει η μεταβίβαση του παλμού μέσω των κυματοδηγών.

Η συσκευή διαθέτει τρεις επιλογές εύρους παραθύρου των 10, 20 και 40 ns. Η επιλογή μπορεί να γίνει από τη διαμόρφωση (Set up) της οθόνης. Το μήκος των 10 ns τοποθετείται δίνει την καλύτερη ανάλυση, όταν γίνεται μέτρηση με κυματοδηγούς μικρού μήκους.

Όταν χρησιμοποιούνται μεγάλοι μήκους κυματοδηγοί σε πολύ υγρά εδάφη, ο χρόνος μεταβίβασης μπορεί να υπερβεί το εύρος του παραθύρου, όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.4.α. Σ' αυτήν την περίπτωση, ο χρόνος μεταβίβασης δεν μπορεί να μετρηθεί και

είναι αναγκαίο να γίνει αλλαγή προς μεγαλύτερο εύρος παραθύρου, όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.4β. Μια μέτρηση μπορεί να γίνει μόνο όταν ο χρόνος μεταβίβασης καλύπτεται από το εύρος του παραθύρου.



Σχήμα 2.4: Χρονική διάσταση παραθύρου σύλληψης

Το εύρος του παραθύρου των 40 ns χρησιμοποιείται για μεγαλύτερου μήκους κυματοδηγούς ή για ασυνήθεις συνθήκες υγρασίας, οι οποίες μπορεί να παρουσιαστούν σε κάποιες εφαρμογές έρευνας.

2.3.4 Χαρακτηριστικά του γραφήματος TDR

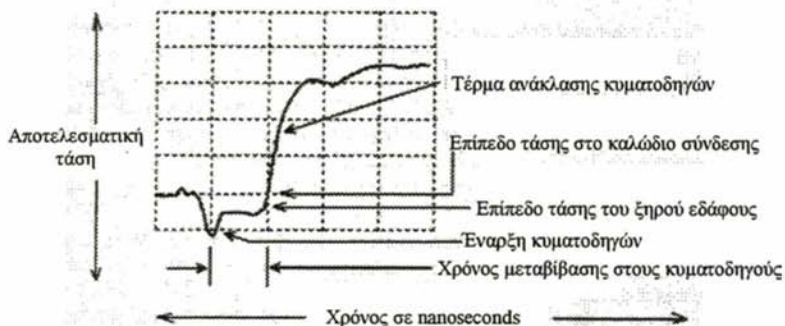
Όταν ο ηλεκτρικός παλμός διέρχεται στους κυματοδηγούς, η ταχύτητα του επηρεάζεται ουσιαστικά από το περιβάλλον έδαφος ή άλλο πορώδες μέσο.



Σχήμα 2.5: Υποδοχή κυματοδηγών (connector), χωρίς συνδεδεμένους κυματοδηγούς.

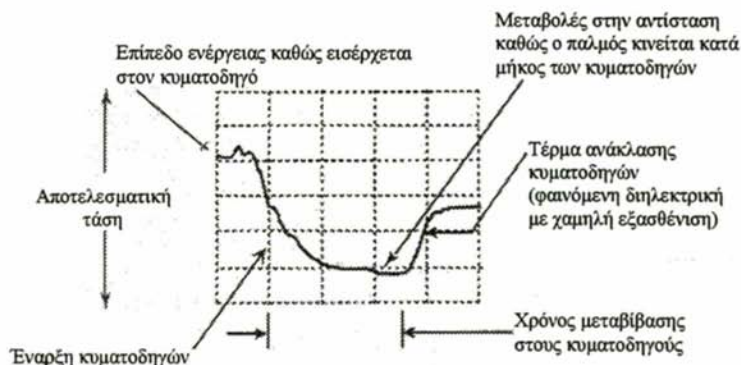
Το εξαγόμενο γράφημα του παλμού αποκαλύπτει πολλά σχετικά με το περιβάλλον του κυματοδηγού έδαφος ή άλλο πορώδες μέσο. Το παραπάνω είναι ένα τυπικό γράφημα της υποδοχής (connector) κυματοδηγών χωρίς συνδεδεμένους κυματοδηγούς (Σχ. 2.5).

Σε ξηρό έδαφος δεν υπάρχει πρακτικά απώλεια ενέργειας του παλμού καθώς διέρχεται κατά μήκος των κυματοδηγών. Αυτό φαίνεται από τη μικρή διαφορά στο ύψος μεταξύ του γραφήματος του παλμού στο καλώδιο σύνδεσης και του παλμού μέσα στους κυματοδηγούς (Σχήμα 2.6).



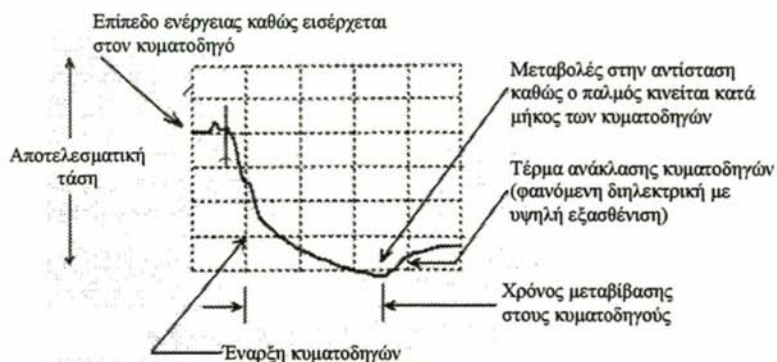
Σχήμα 2.6: Κυματοδηγός σε ξηρό έδαφος

Σε υγρό έδαφος υπάρχει μια υπολογίσιμη απώλεια ενέργειας του παλμού καθώς διέρχεται κατά μήκος των κυματοδηγών. Αυτό φαίνεται (Σχήμα 2.7) από την μεγάλη διαφορά στο ύψος μεταξύ της ενέργειας του παλμού όπως εισέρχεται στους κυματοδηγούς και της ενέργειας στο σημείο ανάκλασης στο τέλος των κυματοδηγών.



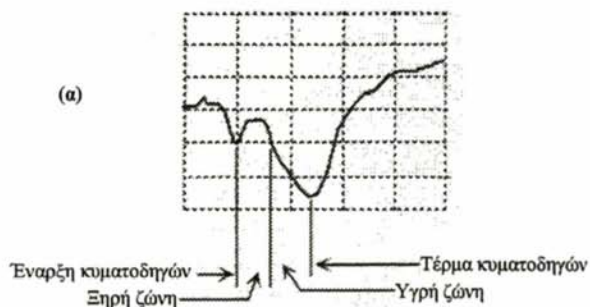
Σχήμα 2.7: Κυματοδηγοί σε υγρό έδαφος

Σε ένα αλατούχο έδαφος (υψηλής ηλεκτρικής αγωγιμότητας), με την ίδια περιεκτικότητα υγρασίας όπως ένα μη αλατούχο, η απώλεια ενέργειας (εξασθένηση) του παλμού είναι πολύ μεγαλύτερη καθώς διέρχεται κατά μήκος των κυματοδηγών. Αυτό φαίνεται (Σχήμα 2.8) από την πολύ μικρότερη και μειωμένης ενέργειας παλμού που ανακλάται στο τέλος των κυματοδηγών.

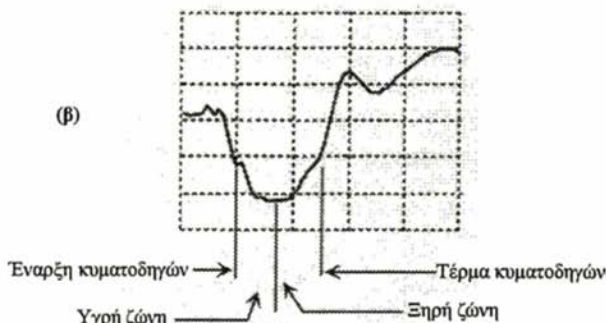


Σχήμα 2.8: Κυματοδηγοί σε αλατούχο έδαφος.

Στα σχήματα 2.9 (α) και 2.9 (β) φαίνονται παραστατικά τα διαγράμματα στις περιπτώσεις που στην αρχή του κυματοδηγού το έδαφος είναι ξηρό και στο τέρμα είναι υγρό και αντίστροφα.



Σχήμα 2.9: (α) Ξηρό έδαφος στην κορυφή και υγρό στο τέρμα των κυματοδηγών

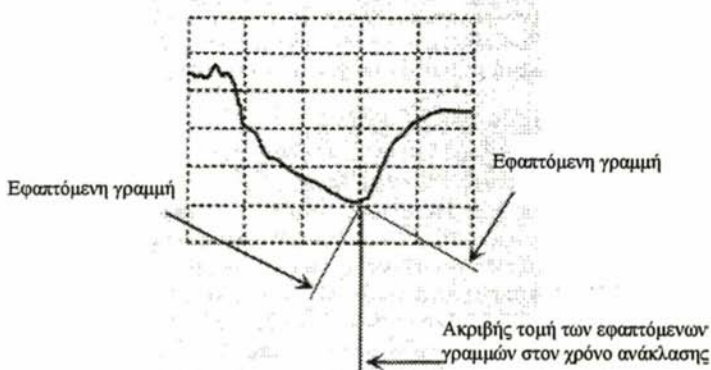


Σχήμα 2.9: (β) Υγρό έδαφος στην κορυφή και ξηρό στο τέρμα των κυματοδηγών

2.3.5 Προσδιορισμός της φαινόμενης διηλεκτρικής σταθεράς του εδάφους (Κα).

Για να προσδιορισθεί η φαινόμενη διηλεκτρική σταθερά του εδάφους, είναι απαραίτητη η ακριβής μέτρηση του χρόνου μεταβίβασης του παλμού στους κυματοδηγούς.

Η μέτρηση του χρόνου μεταβίβασης με ακρίβεια εξαρτάται από την γνώση για το ποτέ ακριβώς ο παλμός ανακλάται στο τέλος των κυματοδηγών. Εξαιτίας της φύσεως του ηλεκτρικού παλμού, το σημείο της ανάκλασης δεν είναι απόλυτα καθορισμένο και βήματα πρέπει να γίνουν για περαιτέρω προσδιορισμό του σημείου. Το ακόλουθο διάγραμμα (Σχ. 2.10) αναπαριστά τον τρόπο με τον οποίο προσδιορίζεται το σημείο της ανάκλασης.



Σχήμα 2.10: Προσδιορισμός του σημείου ανάκλασης.

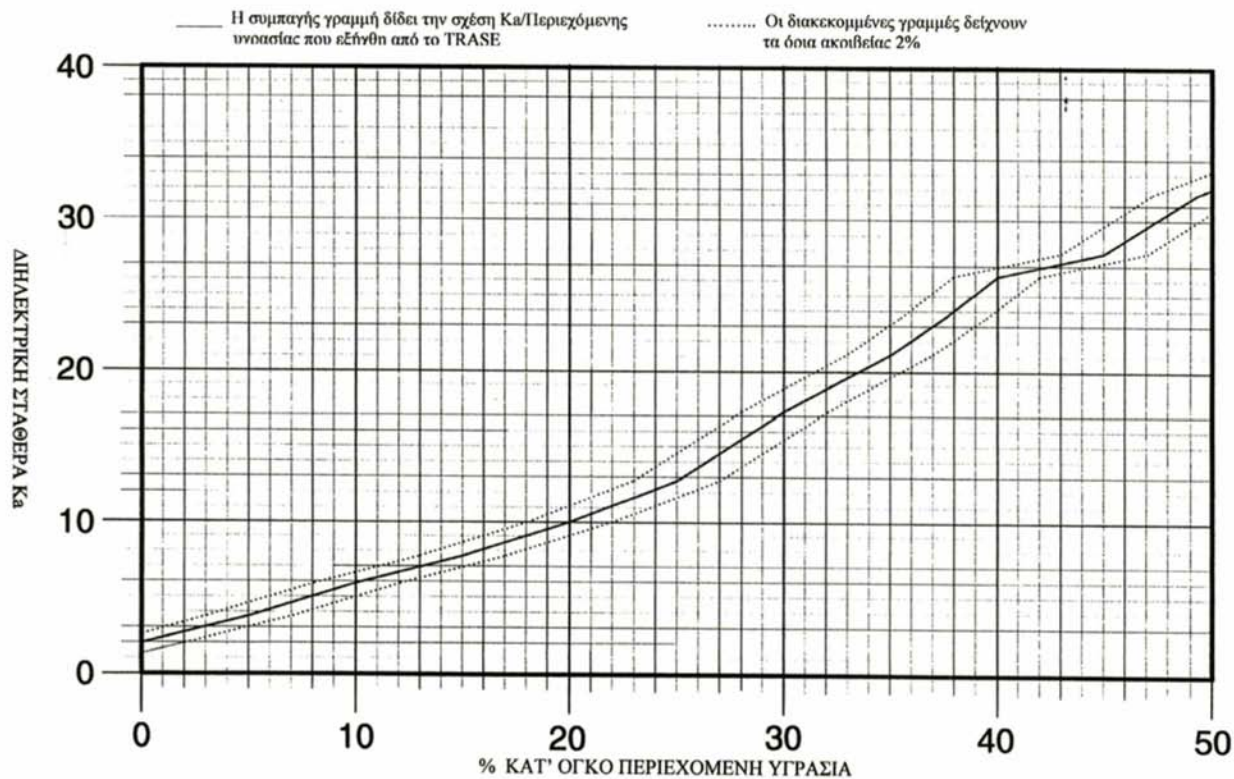
Στο γράφημα φέρονται εφαπτόμενες στην καμπύλη του μεταβιβαζόμενου παλμού και στην καμπύλη του ανακλώμενου παλμού. Η τομή των δυο εφαπτόμενων γραμμών είναι το σημείο ανάκλασης. Το λογισμικό του Trase κατασκευάζει αυτόματα αυτές τις εφαπτόμενες γραμμές και προσδιορίζει το σημείο τομής κατά την διαδικασία υπολογισμού του χρόνου μεταβίβασης παλμού μέσα στους κυματοδηγούς και εν συνεχεία την διηλεκτρική σταθερά.

2.3.6 Σχέση της διηλεκτρικής σταθεράς εδάφους και της υγρασίας του.

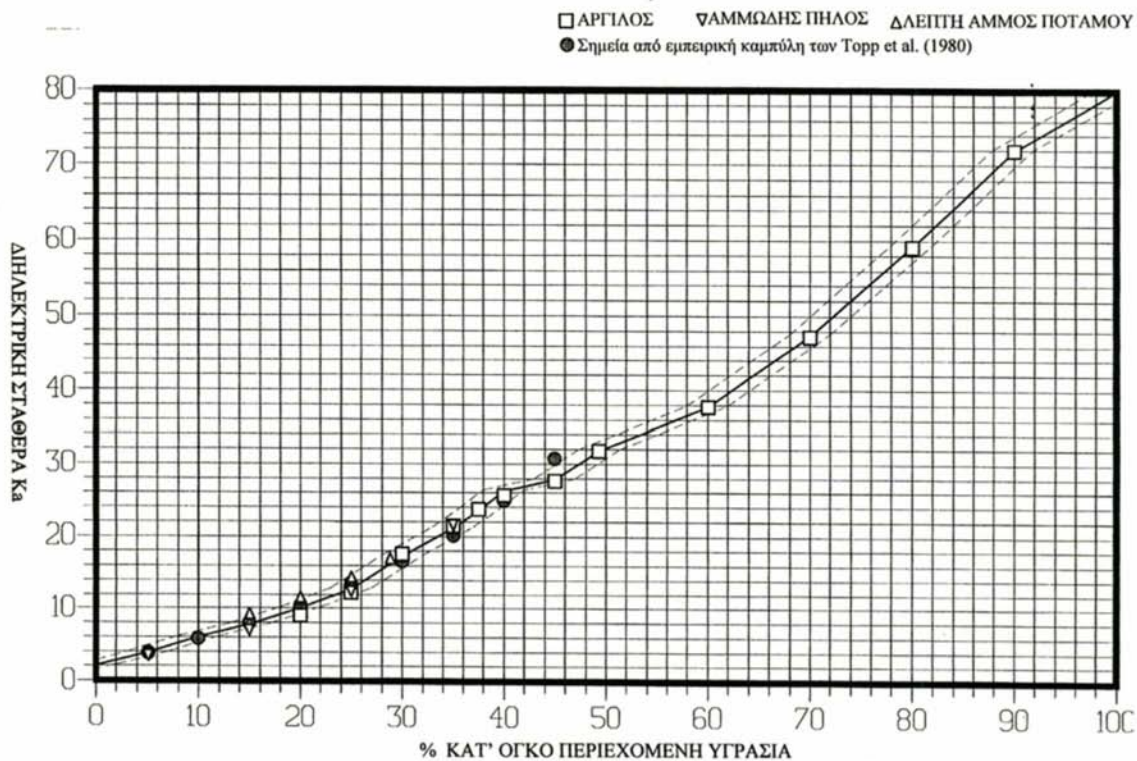
Στα δύο διαγράμματα που ακολουθούν παρουσιάζεται η σχέση της διηλεκτρικής σταθεράς με την εδαφική υγρασία. Στο διάγραμμα του σχήματος 2.11, η συμπαγής γραμμή δείχνει το ποσοστό της υγρασίας που μετρήθηκε με το Trase σε σχέση με τη διηλεκτρική σταθερά. Το γράφημα της σχέσης K_a με την κατ' όγκο περιεκτικότητα υγρασίας δημιουργήθηκε χρησιμοποιώντας δοκιμαστικά κελιά προσεκτικά προετοιμασμένα με ακριβή γνώση της % περιεκτικότητας υγρασίας.

Η τιμή K_a για μια δεδομένη κατ' όγκο περιεκτικότητα υγρασίας δεν είναι η ίδια για όλους τους τύπους των εδαφών. Στο διάγραμμα του σχήματος 2.12, παρουσιάζεται η σχέση υγρασίας και διηλεκτρικής σταθεράς που εξήχθη από το Trase για ένα αργιλώδες, αμμοπηλώδες και αμμώδες έδαφος, καθώς επίσης και τιμές που εξήχθησαν από την σχέση των *Topp et al.* (1980).

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} K_a - 5.5 \times 10^{-2} K_a + 4.3 \times 10^{-3} K_a \quad (2.7)$$



Σχήμα 2.11: Σχέση διηλεκτρικής σταθεράς K_a με την % κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό των εδαφών

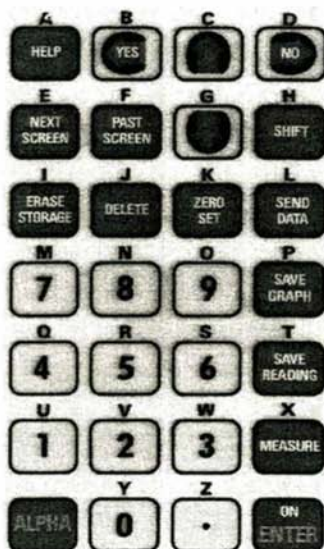


Σχήμα 2.12: Σχέση διηλεκτρικής σταθεράς K_a με την % κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό των εδαφών

2.3.7 Ενεργοποίηση και λειτουργία του επεξεργαστή TDR

Για να τεθεί σε ενέργεια ο επεξεργαστής της συσκευής TDR, πρίζεται το πλήκτρο ON/ENTER όπως φαίνεται στην εικόνα 2.2. οπότε εμφανίζεται η οθόνη μέτρησης. Για να διατηρηθεί η ενέργεια της μπαταρίας, ο επεξεργαστής TDR θα παραμείνει ενεργός για μια περιορισμένη χρονική περίοδο (120 δευτερολέπτων) και στη συνέχεια θα κλείσει αυτόματα

Υπάρχουν διαθέσιμες τέσσερις περιόδους αυτόματου κλεισίματος 20, 60, 120 και 240 δευτερολέπτων που μπορούν να επιλεγούν.



Εικόνα 2.2: Πλήκτρολόγιο συσκευής TDR

Η συσκευή Trase διαθέτει ένα σύνολο από 7 λειτουργικές οθόνες που χρησιμοποιούνται κατά τη λειτουργία του συστήματος. Τρεις από αυτές είναι διαθέσιμες, όταν η συσκευή οριστεί να λειτουργεί υπό κανονική μορφή (Normal mode) και είναι:

1. Η οθόνη μέτρησης (measure screen), που χρησιμοποιείται όταν γίνεται μια μέτρηση, (Εικ.2.3).
2. Η οθόνη δεδομένων(data screen), που απεικονίζει τα αποθηκευμένα δεδομένα, (Εικ. 2.4).

3. Η οθόνη γραφημάτων (graph screen), που απεικονίζει τα αποθηκευμένα γραφήματα του ηλεκτρικού παλμού της TDR, (Εικ.2.5).

```

MEASURE SCREEN

Moisture: 36.1%
Ka: 22.2
Waveguide length: 800 mm
Waveguide type: Buriable <->
Moisture table: BUN <-> Bur unco
MUX channel: 0 MUX not connected
-----Storage-----
Next reading No: 7 Tag:
Storage: 1 <->
Storage remaining: 5154 readings, or,
165 graphs

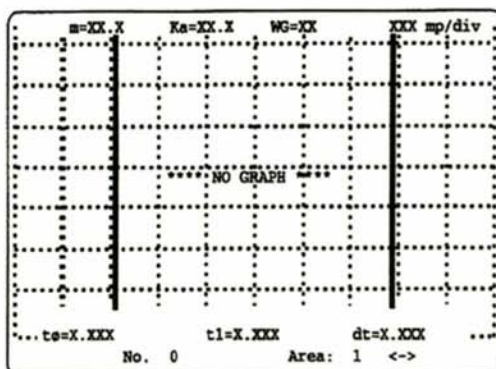
16-JAN-95 1:13:43

```

Εικόνα 2.3: Οθόνη μέτρησης (πρώτη)

No.	Tag	%M	Ch	G	Date	WG mm
Zero	Error	Ka	Tab	P	Time	Type
1		0.0	0	0	1-JAN-95	450.0
13.6		1.0	STD	10	0:01:22	CON
2		0.0	0	0	1-JAN-95	450.0
13.6		1.3	STD	10	0:01:50	CON
3		21.3	0	0	1-JAN-95	450.0
13.6		10.7	STD	10	2:19:25	CON
4		21.4	0	0	1-JAN-95	450.0
13.6		10.8	STD	10	2:49:05	CON
Storage: 1		<->				
Search: No.		<->				
Look for: 0						
		16-JAN-95		1:08:31		

Εικόνα 2.4: Οθόνη Δεδομένων (δεύτερη)



Εικόνα 2.5: Οθόνη Γραφημάτων (Τρίτη)

Όταν η συσκευή οριστεί να λειτουργεί μετά από προγραμματισμό, ένα εσωτερικό ωρολόγιο ρυθμίζει την ώρα και την ημερομηνία, έναρξης, τους χρόνους μέτρησης, και τις παραμέτρους μεταφοράς δεδομένων. Τέσσερις οθόνες είναι διαθέσιμες υπό καθεστώς προγραμματισμού «shift mode» και είναι:

1. Η οθόνη αυτοκαταγραφής (autolog screen), που χρησιμοποιείται για να οριστεί η ώρα και η συχνότητα αυτόματης καταγραφής δεδομένων, (Εικ.2.6).
2. Η οθόνη TDR (TDR screen), μέσω της οποίας γίνεται η ρύθμιση του γραφήματος, (Εικ.2.7).
3. Η οθόνη πολυπλέκτη (multiplexer screen), που χρησιμοποιείται όταν η μονάδα χρησιμοποιεί πολλαπλούς αισθητήρες, (Εικ.2.8).
4. Η οθόνη διευθέτησης (setup screen), που χρησιμοποιείται για να ορισθούν η ημέρα, η ώρα έναρξης και το χρονικό βήμα των μετρήσεων, (Εικ.2.9).

```

AUTOLOG SCREEN

Starting date:      (dd-MMM-yy)
Starting time:     (hh:mm:ss)
Cycle interval:    (hh:mm)
Number of cycles:  0      Trap:  0.0%
                   Save: Readings <->
Sequence switch:  No <-> Time: 1.0 secs
Readings will begin on XX-XXX-XXX XX:XX:XX
An autolog cycle will occur every

NOTE: before autolog begins you must:
+ Set the zero.      + Select the storage.
+ Set WG length.    + Check date & time.
23-JAN-95  21:51:01
  
```

Εικ. 2.6: Οθόνη αυτολογορίθμισης

```

--TDR SCREEN--

MUX channel: 0      MUX not connected
Start time: XX nSec
Range time: 10 nSec <->

After setting Start time and range
press MEASURE to digitize. To see
graph go to Graph screen and select
Reading 0. To save graph go to Measure
screen, tag as desired and press
SAVE GRAPH

23-JAN-95  21:54:51
  
```

Εικ. 2.7: Οθόνη TDR

```

--MULTIPLER SCREEN--

Starting channel: 0
Ending channel:  0

Multiplexer configuration:
  Number of boards= 0
  Number of channels= 0

Press MEASURE to scan through all the
channels as an installation check.

14-JAN-95  10:40:25
  
```

Εικ. 2.8: Οθόνη Multiplexer

```

SETUP SCREEN

Copyright 1988-95 SEC      6058C6-2000
Length units: millimeters <->
Cable loss: 0.0 dB/100 ft
Moisture table: CUN <-> Label: Con Unco
Date: (dd-MMM-yy)
Time: (hh:mm:ss)

Capture Window: 10 nS <->
Storage: 1 <-> Label:
Baud Rate: 9600 <->
Stop bits: 1 <-> Modem: None <->
Parity: none <->
Flow control: xon/xoff <->
               commas <->
               240 secs <->
16-JAN-95  0:52:53
  
```

Εικ. 2.9: Οθόνη διευθέτησης

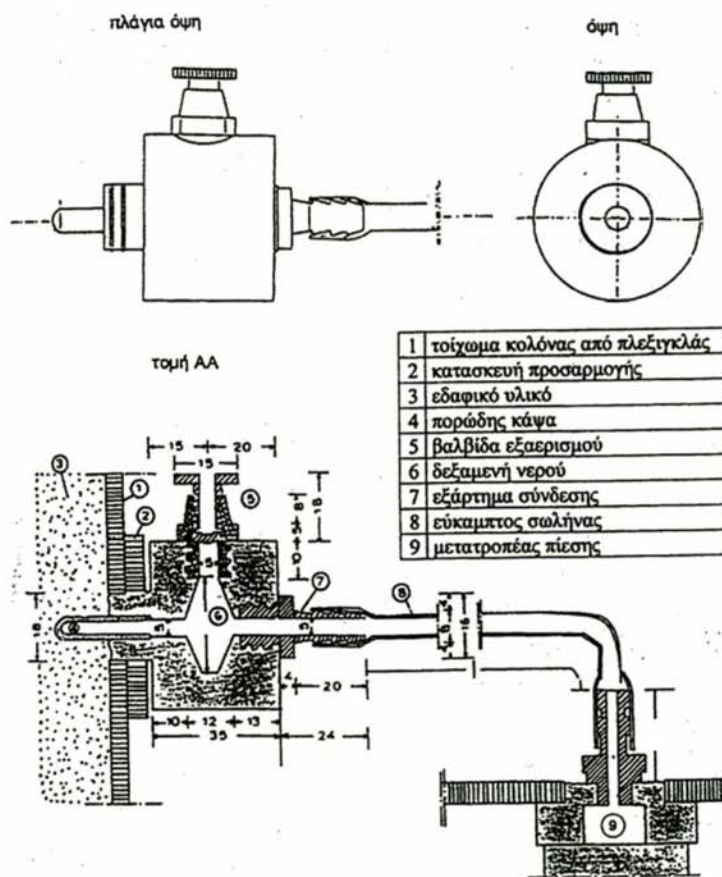
Στον Πίνακα 2.1 παρουσιάζονται τα τεχνικά χαρακτηριστικά της συσκευής TRASE 6050X1 που διαθέτει το Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Π.Θ. και χρησιμοποιήθηκε στην πειραματική διαδικασία.

Πίνακας 2.1: Τεχνικά χαρακτηριστικά της συσκευής TRASE 6050X1

Εύρος μέτρησης:	0 - 100 % κατά' όγκο περιεχόμενη υγρασία
Ακρίβεια μέτρησης:	± 2 % ή καλύτερη όταν χρησιμοποιείται ο υποδοχέας του κατασκευαστού.
Θερμοκρασία λειτουργίας:	0 έως +45 °C
Πηγή Ισχύος:	Εφοδιασμένο με δύο ηλεκτρολυτικές μπαταρίες ολικής χωρητικότητας 7 amp hr, Χρόνος επαναφόρτισης 12 hrs Υποδοχή βοηθητικής πηγής ισχύος 18 - 24 V AC ή DC, 2 amp, 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 πολυπλέκτη (Multiplex Port) 15 pin D-SUB, για διαδοχική και συνεχή καταγραφή από πολλαπλούς αισθητήρες.
Μνήμη:	Μνήμη 256 Kb με ικανότητα αποθήκευσης τουλάχιστον 170 γραφημάτων / 5.400 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 Volt. Ανάλυση μετρήσεων 10 picoseconds. Οθόνη -128X256 LCD. Ενδεικτική λυχνία φόρτισης συσσωρευτή. Προστασία βραχυκυκλώματος.

2.4 Μέτρηση της πίεσης

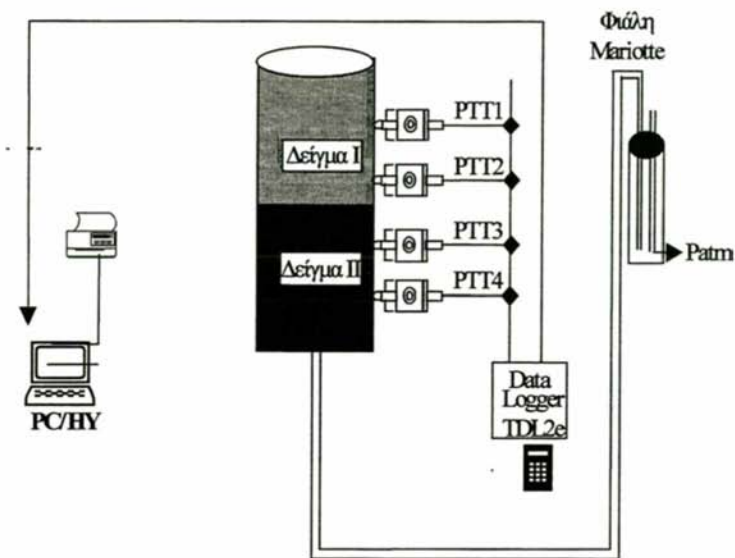
Τα όργανα τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για την παρακολούθηση και καταγραφή των μεταβολών της πίεσης, είναι οι δεξαμενές νερού με τις κεραμικές κάψες (tensiometers), οι μετατροπείς πίεσης (pressure transducers), (Σχ. 2.13), το σύστημα λήψης και καταγραφής των μεταβολών (Data Logger TDL2e) και το τροφοδοτικό σύστημα (Εικ. 2.11).



Σχήμα 2.13: Σχηματική παράσταση κεραμικής κάψας-μετατροπέα πίεσης
(Αραμπατζής, 2000)

Το σύστημα των τασμέτρων με τους μετατροπείς πίεσης παρακολουθεί τις μεταβολές της πίεσης του εδαφικού νερού μόνο στις επιλεγμένες θέσεις του εδαφικού δείγματος. Ο πειραματικός σχεδιασμός για την επιλογή των θέσεων, όπου θα τοποθετηθούν οι κεραμικές κάψες, εξαρτάται από το είδος του πειράματος, καθώς και από το πλήθος των απαιτούμενων πληροφοριών, δηλαδή όταν το εδαφικό δείγμα έχει μικρό ύψος θα πρέπει να τοποθετούνται πιο κοντά. Η ακρίβεια των μετρήσεων εξαρτάται από τις κατασκευαστικές προδιαγραφές του μετατροπέα πίεσης. Η άμεση ανταπόκριση του συστήματος της λήψης πληροφοριών και η ακρίβεια των μετρήσεων εξαρτάται και από το σωστό σχεδιασμό των δεξαμενών νερού με τις κεραμικές κάψες, που λειτουργούν σαν γέφυρες μεταξύ των μετατροπέων πίεσης και του εδαφικού δείγματος, από την καλή εφαρμογή των κεραμικών καψών με το εδαφικό δείγμα, από τη μη ύπαρξη φυσαλίδων στη δεξαμενή νερού και στο σωλήνα ανάμεσα στις κεραμικές κάψες και στους μετατροπείς πίεσης και από τη θερμοκρασία του χώρου. Η θέση της κολόνας είναι κατάλληλα επιλεγμένη, ώστε να επιτρέπει την εύκολη τοποθέτηση των δεξαμενών νερού και των σωλήνων και την παρακολούθηση των ενδείξεων που εμφανίζονται στα καταγραφικά μηχανήματα.

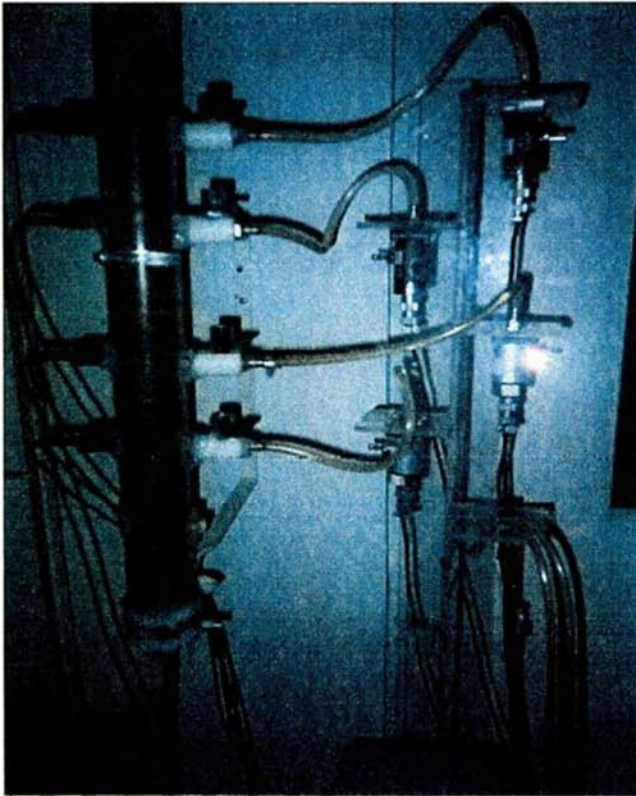
Η δεξαμενή νερού είναι το συμπληρωματικό εξάρτημα, που χρησιμεύει σαν ενδιάμεσος κρίκος σύνδεσης του μετατροπέα πίεσεων με το εδαφικό δείγμα. Ως υλικό κατασκευής επιλέγεται από τους ερευνητές υλικό αδρανές, όπως το τεφλόν και τοποθετείται σε επιλεγμένες θέσεις στην κολόνα. Οποιαδήποτε πρόσθετη εξωτερική καταπόνηση (δόνηση), κατά τη διάρκεια των μετρήσεων, έχει άμεση επίδραση στην ακρίβεια των πειραματικών μετρήσεων. Η επιλογή της μορφής (μέγεθος, σχήμα) της δεξαμενής νερού επιτρέπει την καλύτερη αξιοποίηση των δυνατοτήτων του μετατροπέα πίεσης, περιορίζοντας στο ελάχιστο την επιρροή των εξωτερικών παραγόντων (δονήσεις, θερμοκρασία, είσοδο αέρα) και επιτρέπει την άμεση επέμβαση του ερευνητή, για την επιτυχή αντιμετώπιση τυχόν απρόοπτων καταστάσεων, χωρίς να διαταραχθεί ένα μικρό τμήμα προς το εσωτερικό της κολόνας, όπου τοποθετείται η κάψα, η οποία επιτρέπει τη μετάδοση των πιέσεων του εδαφικού νερού, απαγορεύει την είσοδο του αέρα και έρχεται σε τέλεια επαφή με το εδαφικό δείγμα. Το σχήμα 2.14 απεικονίζει τη σύνδεση της δεξαμενής του νερού με την εδαφική στήλη και τον μετατροπέα πίεσης.



Σχήμα 2.14: Πειραματική διάταξη μέτρησης πίεσης

2.4.1. Μετατροπείς πίεσης.

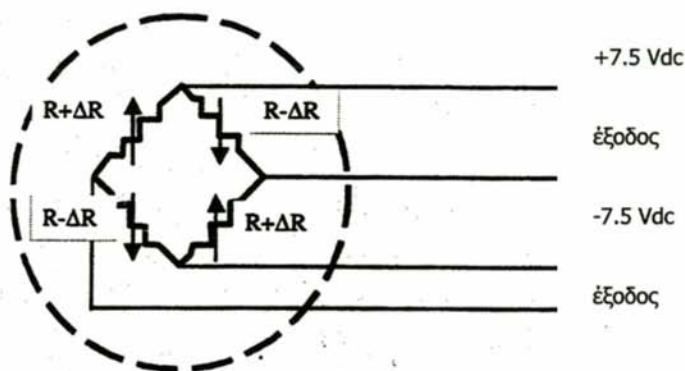
Οι πορώδεις κεραμικές κάψες επικοινωνούν με τις δεξαμενές νερού οι οποίες συνδέονται με τους μετατροπείς πίεσης με διαφανείς πλαστικούς σωλήνες γεμάτους με απεσταγμένο νερό (Εικόνα 2.10). Οι μετατροπείς πίεσης στερεώνονται σε καθορισμένη θέση στον πρόβολο ανάρτησης με μια κατάλληλη διάταξη. Οι πλαστικοί σωλήνες που συνδέουν τον μετατροπέα πίεσης και την κεραμική κάψα στην εδαφική στήλη εξαρτώνται από την θέση του μετατροπέα πίεσης και έχουν μήκος από 10 cm έως 30 cm. Η αποθήκη του νερού στο τασίμετρο, καθώς και ο συνδετήριος σωλήνας είναι πάντα πληρωμένοι με νερό, ώστε κάθε μεταβολή της πίεσης στο έδαφος να μεταφέρεται αμέσως στον μετατροπέα πίεσης.



Εικόνα 2.10: Σύστημα κεραμικών καψών – μετατροπέων πίεσης

Οι μετατροπείς πίεσης είναι ευαίσθητα ηλεκτρικά όργανα, που παρακολουθούν τις μεταβολές των πιέσεων του εδαφικού νερού (θετικές ή αρνητικές) κατά τη διάρκεια της κίνησης του μέσα στο έδαφος. Συγκεκριμένα περιέχουν μηχανισμό μετατροπής της κύρτωσης μιας ευαίσθητης μεταλλικής μεμβράνης, λόγω αλλαγής της πίεσης που δέχεται σε μεταβολή ηλεκτρικού σήματος. Ο μηχανισμός μετατροπής αποτελείται από τέσσερις αντιστάσεις (R), που συνδέονται σε συνδεσμολογία γέφυρας Wheatstone και είναι κολλημένες πάνω στη μεταλλική μεμβράνη. Οι αντιστάσεις αυτές είναι κατά τέτοιο τρόπο διαμορφωμένες έτσι ώστε οι δύο από αυτές να αυξάνονται κατά την εφαρμογή θετικής πίεσης κατά ΔR και οι άλλες δύο να μειώνονται κατά την εφαρμογή αρνητικής πίεσης κατά ΔR .

Η συνδεσμολογία σε γέφυρα Wheatstone Σχήμα 2.15, χρησιμοποιείται επειδή δίνει σήμα εξόδου διαφορικό, από μονοπολική τροφοδοσία, με θετική μεταβολή για θετικές πιέσεις και αρνητική μεταβολή για αρνητικές πιέσεις. Η συνδεσμολογία αυτή παρουσιάζει το πλεονέκτημα ότι προσφέρει μεγάλη ανοχή σε εξωτερικούς ηλεκτρικούς παράγοντες.



Σχήμα 2.15: Γέφυρα Wheatstone του μετατροπέα πίεσης

Οι μετατροπείς πιέσεων που χρησιμοποιήθηκαν είναι της εταιρείας PIODEN CONTROLS LTD (U.K.) και τα χαρακτηριστικά τους στοιχεία είναι:

STRAIN	GAUGE
TRANSDUCER	
α) Εύρος μετρήσεων	+/- 5 Psi
β) Μέγιστη τάση τροφοδοσίας	7.5 V
γ) Αντίσταση γέφυρας	1000 Ω
δ) Ευαισθησία	4.659 mV/V
ε) Ακρίβεια	$\pm 0.5 \% \text{ F.R.O}$
στ) Θερμοκρασία βαθμονόμησης	20 °C

2.4.2 Τροφοδοτικό

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

Παρέχει σταθερή τάση εξόδου 7.5 V, μέχρι 10 μετατροπείς πίεσης με μέγιστη διακύμανση 0.01 mV ανεξάρτητα από τη μεταβολή του φορτίου. Για την αποφυγή της εναλλασσόμενης τάσης, η τροφοδοσία του τροφοδοτικού των μετατροπέων έγινε από σταθερή πηγή τάσης η οποία προερχόταν από στοιχεία συσσωρευτών ξηρών στοιχείων.

Οι συσσωρευτές αυτοί φορτίζονται από σταθεροποιημένο DC-τροφοδοτικό (Direct Current) ελεγχόμενο, του οποίου η παραγωγή σε AC (Alternative Current) συνιστώσα είναι αδιάφορη για τη λειτουργία του συστήματος, καθώς η τροφοδοσία των μετατροπέων γίνεται καθαρά από DC-τάση. Για την αποφυγή της AC συνιστώσας κατά την διάρκεια φόρτισης των συσσωρευτών επιλέχθηκε φορτιστής σταθεροποιημένης τάσης του οποίου η AC συνιστώσα είναι 0.001 mV.

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

2.4.3. Καταχωρητής δεδομένων

Ο Delta-TDL2e Καταχωρητής Δεδομένων ΚΔ (Data Logger) είναι ένας μηχανισμός καταγραφής δεδομένων ικανός να λαμβάνει αναγνώσεις και να αποθηκεύει τα δεδομένα από ένα μεγάλο εύρος πηγών. Αυτός έχει ανεξάρτητη πηγή ισχύος, ικανή να λειτουργεί κάτω από υγρές συνθήκες και σε υψηλές και χαμηλές θερμοκρασίες.

Ο Delta-TDL2e καταχωρητής που φαίνεται στην εικόνα 2.11, είναι μια καλή επιλογή για όλες τις τάξεις των εφαρμογών καταγραφής. Χρησιμοποιεί ένα λογισμικό πρόγραμμα H/Y που προγραμματίζεται για τους αισθητήρες που συνδέονται και την συχνότητα καταγραφής των δεδομένων.

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

Με την τεχνική αυτή που χρησιμοποιήθηκε, το σύστημα μέτρησης που εν προκειμένω είναι ο ΚΔ, απορρίπτει κάθε παρασιτικό ηλεκτρομαγνητικό σήμα από

επαγωγή ή από την γραμμή τροφοδοσίας με αποτέλεσμα ο ΚΔ να μετρά πάντα την καθαρή διαφορά δυναμικού, που παράγει ο κάθε μετατροπέας.

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

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

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

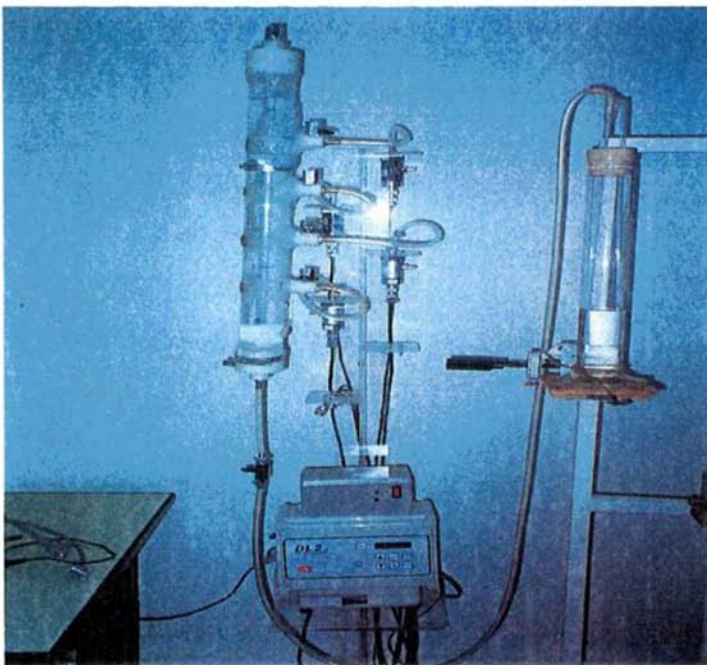
Ο ΚΔ διαθέτει τις παρακάτω περιοχές :

- 4 έως +4mV με διακριτική ικανότητα του A/D ίση με 1μV
- 32 έως +32mV με διακριτική ικανότητα του A/D ίση με 8μV
- 262 έως +262mV με διακριτική ικανότητα του A/D ίση με 64μV
- 2097mV έως +2097mV με διακριτική ικανότητα του A/D ίση με 0.5mV

Ο ΚΔ διαθέτει εσωτερικό ρολόι πραγματικού χρόνου, έτσι ώστε να καταγράφει μαζί με κάθε μέτρηση την μέρα και την ώρα λήξης της μέτρησης.

Οι μετατροπείς πίεσης συνδέονται διαφορεικά στα κανάλια του ΚΔ. Στην συνέχεια ο ΚΔ συνδέεται στην σειριακή θύρα RS232 του υπολογιστή. Μέσω ενός απλού λογισμικού ο χειριστής δημιουργεί το πρόγραμμα σάρωσης, καταγραφής και αν το επιθυμεί την μετατροπή της μετρούμενης τάσης σε μονάδες πίεσης. Το πρόγραμμα σάρωσης περιέχει πληροφορίες για το τι είναι το μετρούμενο μέγεθος (στην προκειμένη περίπτωση τάση), πόσοι αισθητήρες θα σαρώνονται, τη συχνότητα σάρωσης του κάθε αισθητήρα, τη συχνότητα με την οποία θα καταγράφονται οι λαμβανόμενες μετρήσεις στην μνήμη του ΚΔ.

Ο ΚΔ έχει την δυνατότητα μέγιστης ταχύτητας σάρωσης των 15 διαφορεικών καναλιών με συχνότητα 1 Hz. Ο χρήστης μπορεί να επιλέξει συχνότητα σάρωσης από μια μέτρηση ανά δευτερόλεπτο έως και μια μέτρηση ανά 24 ώρες. Επίσης για κάθε κανάλι μπορεί να επιλέξει διαφορετικό ρυθμό σάρωσης. Στην συνέχεια ο χρήστης προγραμματίζει τον ρυθμό καταγραφής για κάθε κανάλι. Ο ρυθμός καταγραφής μπορεί να είναι ίδιος με τον ρυθμό σάρωσης, ή μεγαλύτερος.



Εικόνα 2.11: Καταχωρητής δεδομένων

Για παράδειγμα αν προγραμματιστεί ρυθμός σάρωσης μίας μέτρησης ανά δευτερόλεπτο και ρυθμός καταγραφής μίας μέτρησης ανά λεπτό, τότε ο ΚΔ θα λαμβάνει 60 μετρήσεις ανά λεπτό από τους μετατροπείς πίεσης και κάθε ένα λεπτό θα καταγράφει στην μνήμη του τον μέσο όρο των 60 μετρήσεων.

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

Η μνήμη του ΚΔ είναι ικανή να καταχωρήσει έως και 64 χιλιάδες μετρήσεις. Οι μετρήσεις είναι σε μορφή πίνακα, όπου η πρώτη στήλη περιέχει την ημέρα και ώρα λήψης

της κάθε μέτρησης, η δεύτερη στήλη των αριθμών των αισθητήρων και ακολουθούν οι στήλες με τις μετρήσεις των μετατροπέων πίεσης.

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

2.4.4 Παραδοχές

Κατά την διάρκεια των εργαστηριακών πειραμάτων πρέπει να ισχύουν οι ακόλουθες παραδοχές:

- Η αέρια φάση δεν επηρεάζει την κίνηση της υγρής φάσης.
- Η πίεση της αέριας φάσης είναι παντού σταθερή και ίση με την ατμοσφαιρική.
- Ισχύει ο νόμος του Darcy για ακόρεστο έδαφος.
- Το εδαφικό υλικό θεωρείται ότι είναι ομογενές και ισότροπο.
- Η πυκνότητα του νερού είναι σταθερή.
- Η ροή είναι ισόθερμη.
- Δεν λαμβάνουν έντονα φαινόμενα συρρίκνωσης κατά την στράγγιση και διόγκωσης κατά την δ्यूγρανση του εδάφους.
- Η επίδραση του δυναμικού της οσμωτικής πίεσης είναι αμελητέα διότι το νερό έχει τις ίδιες χημικές ιδιότητες σε όλο το προφίλ.
- Ισχύουν οι εξισώσεις συνέχειας της κίνησης.
- Τα πειραματικά σημεία της χαρακτηριστικής καμπύλης που προέκυψαν από τις μεταβολές $\theta(t)$ και $\Psi(t)$ γίνονται με την παραδοχή ότι διανύονται διαδοχικές καταστάσεις ισορροπίας, κατά τα διάφορα στάδια της δ्यूγρανσης και της στράγγισης.

Στην εικόνα 2.12 φαίνεται μια γενική άποψη του εργαστηρίου με τις πειραματικές συσκευές.



Εικόνα 2.12: Γενική άποψη εργαστηρίου με την εδαφική στήλη, τους μετατροπείς πίεσης, τον καταχωρητή δεδομένων, τη συσκευή TDR και τον Η/Υ.

Βιβλιογραφία

- Αραμπατζής, Γ., 2000. Εργαστηριακή έρευνα διήγνωσης και στράγγισης διαστρωματοποιημένων εδαφών. Εξομοίωση του φυσικού φαινομένου με τη μέθοδο των πεπερασμένων όγκων ελέγχου. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
- Αραμπατζής, Γ., Τζιμόπουλος, Χ., και Γιαννόπουλος Σ., 1997. Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας αμμώδους εδάφους σε ακόρεστη κατάσταση στο εργαστήριο, Πρακτικά 7^{ου} Συνεδρίου της ΕΥΕ, Πάτρα, 176-183.
- Constantz, J., and Murphy F., 1990. Monitoring moisture storage in trees using time domain reflectometry. J. Hydrol., (11?):31-42.
- 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.
- 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.
- Elmaloglou, S., 1980. Effets des stratifications sur les transferts des matières dans les sols. Thèse de Docteur-Ingenieur, Université de Grenoble, Grenoble, pp 203.
- 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, σελ. 178.
- Ferre, P.A., D.L. Rudolph, and R.G. Kachanoski, 1996. Spatial averaging of water content by time domain reflectometry: implications for twin rod probes with and without dielectric coatings. Water Resour. Res., (32):271-279.
- Heimorava, T.J. 1994. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 1. Measurement of the complex dielectric permittivity of soils. Water Resour. Res., (30):189-199.
- Heimorava, T.J., and Bouten, W., 1990. A computer-controlled 36-channel time domain reflectometry system for monitoring soil water contents. Water Resour. Res., (26):2311-2316.

- Heimorava, 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.
- Herkelrath, W.N., Hamburg, S.P., and Murphy, F., 1991. Automatic, real-time monitoring of soil-moisture in a remote field area with time domain reflectometry. Water Resour. Res., (27):857-864.
- 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.
- Kalfountzos, D., Sakellariou-Makrantonaki M. and Tzimopoulos C., 2002. Study of soil water movement using time domain reflectometry. Accepted for the 17th World Congress of Soil Science, 14-21 August, Thailand.
- Kelly, S.F., Selker, J.S., and Green J.L., 1995. Using soil moisture probes with high-bandwidth time domain reflectometry instruments. Soil Sci. Soc. Am. J., (59):97-102.
- Knight, J.H., 1992. Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. Water Resour. Res., (28):2345-2352.
- Mallants, D., Vanclooster, M., Toride, N., Vanderborght, J., Van Genuchten, M.T., and Feyen J., 1996. disturbed soil. Soil Sci. Soc. Am. J., (60):747-754.
- Nadler, A., Dasberg, S., and 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.
- 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.
- Noborio, K., McInnes, K.J., and Heilman J.L., 1996a. Measurements of soil water content, heat capacity, and thermal conductivity with a single TDR probe. Soil Sci., (161):22-28.
- Noborio, K., McInnes, K.J., and Heilman J.L., 1996b. Measurements of cumulative infiltration and wetting front location by time domain reflectometry. Soil Sci., (161): 480-483.
- Perdok, U.D., Kroesbergen B. and Hilhorst M.A., 1996. Influence of gravimetric water content and bulk density on the dielectric properties of soil. Europ. J. Soil Sci., (47):367-371.

- Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ., 1986. *Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης-στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων*. Διδακτορική διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ 215.
- Sakellariou-Makrantonaki, M., Kalfountzos D. and Vyrlas P., 2002. Irrigation water saving and yield increase with subsurface drip irrigation of sugar beets. *Global Nest (X):XX* (Υπό δημοσίευση).
- Σισμάνης, Σ., 1992. Πειραματική εύρεση του χρόνου λίμνασης νερού κατά την διάρκεια άρδευσης σε ακόρεστο έδαφος και εξομοίωση με αριθμητικό μοντέλο. Εφαρμογές σε ομογενή και στρωματοποιημένα εδάφη. Διδακτορική διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ 236.
- Skaling, W., 1992. *Trace: A product history*. In *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*. SSSA Special Publication no. 30:169-185.
- Thony, J. L., 1970. *Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés*. Thèse de Docteur-Ingenieur, Université de Grenoble, Grenoble, pp. 140.
- Topp, G.C., and Davis J.L., 1985. Measurement of soil water content using time-domain reflectometry: A field evaluation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (49):19-24.
- 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):574-582.
- Topp, G.C., Davis, J.L., and Annan A.P., 1982a. Electromagnetic determination of soil water content using TDR: I. Applications to wetting fronts and steep gradients. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (46):672-678.
- Topp, G.C., Davis, J.L., and Annan A.P., 1982b. Electromagnetic determination of soil water content using TDR: II. Evaluation of installation and configuration of parallel transmission lines and steep gradients. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (46):678-684.
- Topp, G.C., Yanuka M., Zebchuk, W.D., and Zegelin S., 1988. Determination of electrical conductivity using time domain reflectometry: soil and water experiments in coaxial lines. *Water Resour. Res.*, (24):945-952.
- Touma, J., 1984. *Etude critique de la caracterisation hydrodynamique des sols non saturés* *Orole de l' air influence de l' ecoulement multidimensionnel de l' eau*. These de Docteur es sciences physiques, Universite de Grenoble, France.

- 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.
- Vauclin, M., 1971. Effets dynamiques sur la relation succion-teneur en eau lors d'écoulement en milieu non saturé. These de docteur-Ingenieur, Universite de Grenoble.
- Vancloster, M., Mallants, D., Diels, J., and Feyen J., 1993. Determining local-scale solute transport parameters using time domain reflectometry (TDR). J. Hydrol. 148: 93-107.
- Vogeler, I., Clothier, B.E., Green, S.R., Scotter, D.R., and Tillman R.W., 1996. Characterizing water and solute movement by time domain reflectometry and disk permeametry. Soil Sci. Soc. Am. J., (60):5-12.
- Zegelin, S.J., White, I., and Jenkins D.R., 1989. Improved field probes for soil water content and electrical conductivity measurement using time domain reflectometry. Water Resour. Res., (25):2367-2376.
- Zegelin, S.J., White, I., and Russel 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.

«Πάντα ρεί πάντα χωρεί και ουδέν μένει»
(Ηράκλειτος 513 π.Χ.)

3. ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΤΩΝ ΥΔΡΑΥΛΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕ ΣΤΡΩΜΑΤΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΕΔΑΦΟΣ

3.1 Γενικά

Η κίνηση του νερού στο έδαφος έχει ιδιαίτερη σημασία, διότι επηρεάζει την ανάπτυξη του φυτού, την μεταφορά των αλάτων, των χημικών ουσιών και των ρύπων, την αποτελεσματικότητα της άρδευσης και γενικά την διατήρηση της ποιότητας και της ισορροπίας του περιβάλλοντος. Σημαντικό ρόλο στην κίνηση του νερού παίζει η στρωματοποίηση του εδάφους. Στη φύση είναι συνηθέστερη η εμφάνιση στρωματοποιημένων εδαφών παρά ομοιογενών. Η στρωματοποίηση του εδάφους επηρεάζει την ομοιόμορφη κατανομή του νερού άρδευσης ή στράγγισης και την μορφή των μετώπων της υγρασίας, ιδιαίτερο δε ρόλο παίζει ο τρόπος διαδοχής των στρώσεων.

Με την κίνηση του νερού σε στρωματοποιημένα εδάφη έχουν ασχοληθεί αρκετοί ερευνητές:

Οι Hill and Parlange (1972) αναφέρουν ότι η μονοδιάστατη διήθηση του νερού σε ομογενές έδαφος είναι γνωστό ότι είναι σταθερή. Όμως σ' ένα στρωματοποιημένο έδαφος στο οποίο η επάνω στρώση είναι λεπτότερη και εφάπτεται με την αδρομερέστερη κάτω στρώση, το υγρό μέτωπο γίνεται ασταθές και η διύγρυνση της κάτω στρώσης ξεκινά μετά από κορεσμό της επάνω και γίνεται υπό μορφή κυλινδρικών δακτύλων. Το φαινόμενο αυτό συμβαίνει όταν ο λόγος των υδραυλικών αγωγιμοτήτων υπερβαίνει την τιμή 20 (Samani *et al.*, 1989).

Οι Parlange and Hill (1979) μελέτησαν την κίνηση αέρα και νερού σε μια στήλη άμμου, λαμβάνοντας υπόψη την συμπίεστικότητα του αέρα.

Οι Stauffer and Dracos (1986) παρουσιάζουν μια πειραματική και αριθμητική μελέτη των διαδικασιών ροής και μεταφοράς που εμφανίζονται στην φυσική και τεχνητή επαναπλήρωση φρεατικών υδροφορέων. Το υπό εξέταση πορώδες μέσο συνίστατο από μια οριζόντια δόμηση στρωματοποιημένης άμμου.

Οι Sisson *et al.* (1988) παρουσίασαν μια σύγκριση δύο μεθόδων για την πρόσθεση των υδραυλικών αγωγιμοτήτων ενός στρωματοποιημένου εδάφους. Τα δεδομένα της υδραυλικής αγωγιμότητας προστίθενται συχνά χρησιμοποιώντας μαθηματικές συναρτήσεις που ποσοτικοποιούν την σχέση μεταξύ περιεκτικότητας σε νερό (θ) και της υδραυλικής αγωγιμότητας ($K(\theta)$).

Οι Glass *et al.* (1989) περιγράφουν πειραματικές μελέτες αστάθειας του υγρού μετώπου. Όταν ένα υγρό μέτωπο περνά από μια πολύ λεπτής υφής στρώση, ξηράς άμμου σε μια υποκείμενη χονδρόκοκκη στρώση, το μέτωπο σπάει σχηματίζοντας δακτύλους.

Οι Yeh and Harvey (1990) αναφέρουν πως ακριβείς εκτιμήσεις υδραυλικών αγωγιμοτήτων σε ακόρεστα ετερογενή εδάφη είναι πολύ δύσκολο να εξαχθούν.

Οι Latifi *et al.* (1994) μελέτησαν την γαλίδευση του αέρα κατά τη διήθηση νερού σε κατακόρυφη στήλη ομογενοποιημένου εδάφους και σε κατακόρυφη στήλη δύο στρώσεων. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι ο εγκλωβισμός του αέρα ήταν περισσότερο έντονος στην στήλη των δύο στρώσεων απ' ότι στην στήλη του ομογενοποιημένου εδάφους.

Η Σακελλάριου-Μακραντωνάκη κ.α (1991, 1996, 1997) αναφέρει ότι έγινε μία σειρά πειραμάτων στο εργαστήριο σε ένα δείγμα στρωματοποιημένου εδάφους, προκειμένου να μελετηθεί το φαινόμενο της στράγγισης και να συγκριθούν τα πειραματικά αποτελέσματα με εκείνα τα οποία προέκυψαν από την αριθμητική εξομοίωση του φαινομένου.

Ταυτόχρονα και άλλοι ερευνητές ασχολήθηκαν με την κίνηση του νερού σε στρωματοποιημένα εδάφη όπως είναι οι: Poulouvassillis (1969), Stauffer (1981), De Smedt and Wierenga (1984), Hornung *et al.* (1987), Moldrup *et al.* (1989), Jabro and Fritton (1990), Baker and Hillel (1990), Smith (1990), Shamsai and Marino (1993), Buts and Jensen (1995), Posadas *et al.* (1995), Romano *et al.*, (1996), Zijlstra and Dane (1996).

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφονται οι πειραματικές εργασίες που έγιναν κατά την διάρκεια διύγνωσης και στράγγισης του νερού μετά τον κορεσμό σε ένα

στρωματοποιημένο έδαφος, το οποίο αποτελείται από ένα πηλοαμμώδες έδαφος εδραζόμενο επί ενός αμμώδους.

3.2 Βαθμονόμηση των μετατροπέων πίεσης

Με την βαθμονόμηση υπολογίζονται οι συντελεστές της σχέσης που συνδέει την τάση του συστήματος λήψης πληροφοριών (data logging system) με την πίεση της εδαφικής υγρασίας. Η σχέση αυτή είναι:

$$Y = A * X + B \quad (3.1)$$

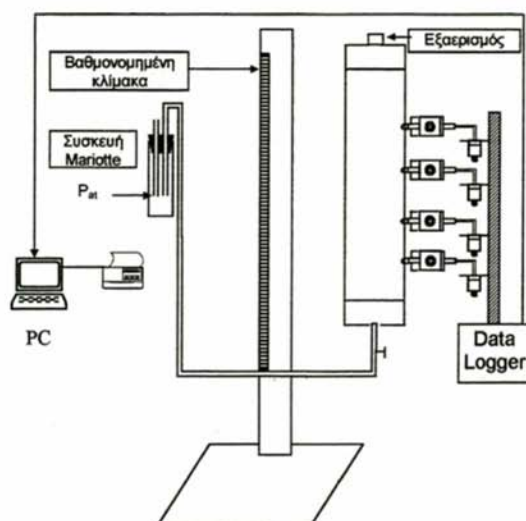
όπου Y : η πίεση της εδαφικής υγρασίας (cm)

X : η ένδειξη του συστήματος λήψης πληροφοριών (mVolt).

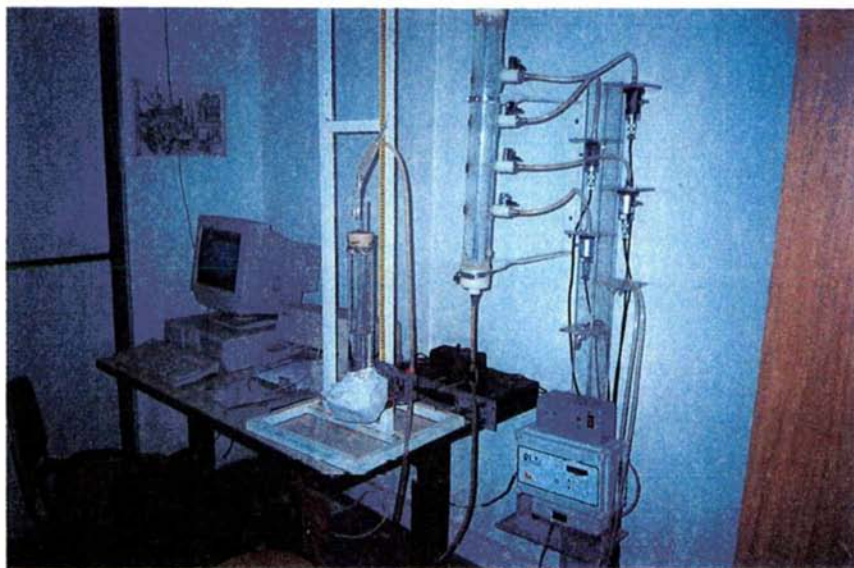
A και B : συντελεστές

Η βαθμονόμηση των μετατροπέων πίεσης έγινε με την ακόλουθη διαδικασία:

Σε διαφανή κολόνα από πλεξίγκλας εσωτερικής διαμέτρου 6 cm και ύψους 72 cm τοποθετήθηκε στο κάτω μέρος βάση με σωλήνα μεταφοράς νερού και στην κορυφή ένα βιδωτό κάλυμμα με βαλβίδα εξαερισμού. Η βαλβίδα εξαερισμού επιτρέπει την απομάκρυνση του παγιδευμένου αέρα. Στα τοιχώματα της στήλης προσαρμόστηκαν τέσσερις μετατροπείς πίεσης (Pressure Transducer, PT), σε αποστάσεις 18.5, 29.5, 40, και 51 εκατοστά από την κορυφή της. Στο Σχ. 3.1 και στην Εικ. 3.1 φαίνεται η πειραματική διάταξη της βαθμονόμησης.



Σχήμα 3.1: Πειραματική διάταξη βαθμονόμησης



Εικόνα 3.1: Βαθμονόμηση των μετατροπέων πίεσης

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

Σε μετακινούμενη βάση τοποθετήθηκε ένα δοχείο που επικοινωνούσε με την κολόνα με ένα εύκαμπτο διαφανή σωλήνα μέσω του πυθμένα της. Στην συνέχεια η στήλη γέμισε με αποσταγμένο νερό από το δοχείο και έκλεισε αεροστεγώς, με τη βοήθεια της βαλβίδας εξαερισμού. Το δοχείο μετακινούνταν κατακόρυφα έχοντας τη στάθμη του σταθερή. Οι κάψες των τασιμέτρων τοποθετήθηκαν στην κολόνα στις θέσεις που προαναφέρθηκαν. Οι μετατροπείς πίεσης τοποθετήθηκαν σε ένα μεταλλικό πρόβολο και συνδέθηκαν με τις κάψες με εύκαμπτους διαφανείς σωλήνες και τις δεξαμενές νερού. Οι μετατροπείς πίεσης δεν μετακινήθηκαν και συνδέονταν με τις κάψες στις ίδιες θέσεις, που τοποθετήθηκαν στην στήλη, σε όλη την διάρκεια των πειραματικών διαδικασιών. Η στήλη είχε την ίδια θέση σε όλη τη διάρκεια των πειραμάτων.

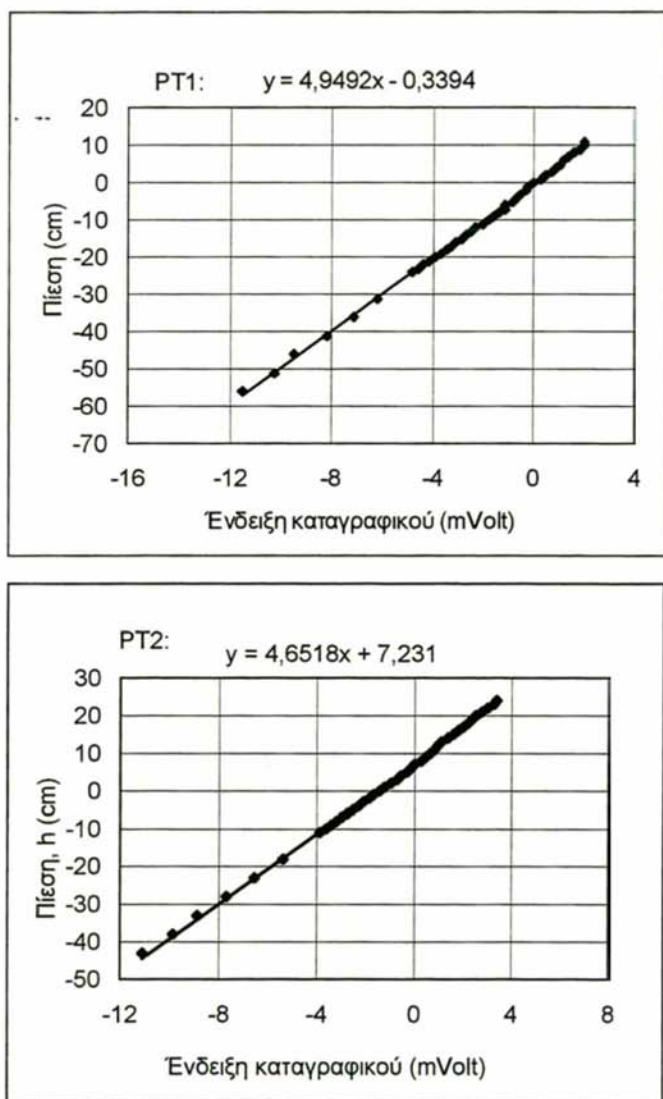
Γνωρίζοντας την θέση της στάθμης του δοχείου και έχοντας τους μετατροπείς πίεσης σε σταθερή θέση στο μεταλλικό πρόβολο, υπολογίστηκε η υψομετρική διαφορά

μεταξύ της μεμβράνης των μετατροπέων πίεσης και της στάθμης του δοχείου και άρα, η πίεση (θετική ή αρνητική) που εφαρμόστηκε στους μετατροπείς πίεσης (σχήμα 3.1). Συγχρόνως καταγράφηκαν και οι τιμές σε mVolt από το καταγραφικό μηχάνημα. Έχοντας τα ζεύγη τιμών X και Y προσδιορίστηκαν οι τιμές των συντελεστών A και B της εξίσωσης (3.1), με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Η γραμμική παρεμβολή (linear regression) έγινε με την βοήθεια του λογισμικού προγράμματος Excel ver.7, το οποίο χρησιμοποιεί την μεθοδολογία των ελαχίστων τετραγώνων (Ragsdale, 1995).

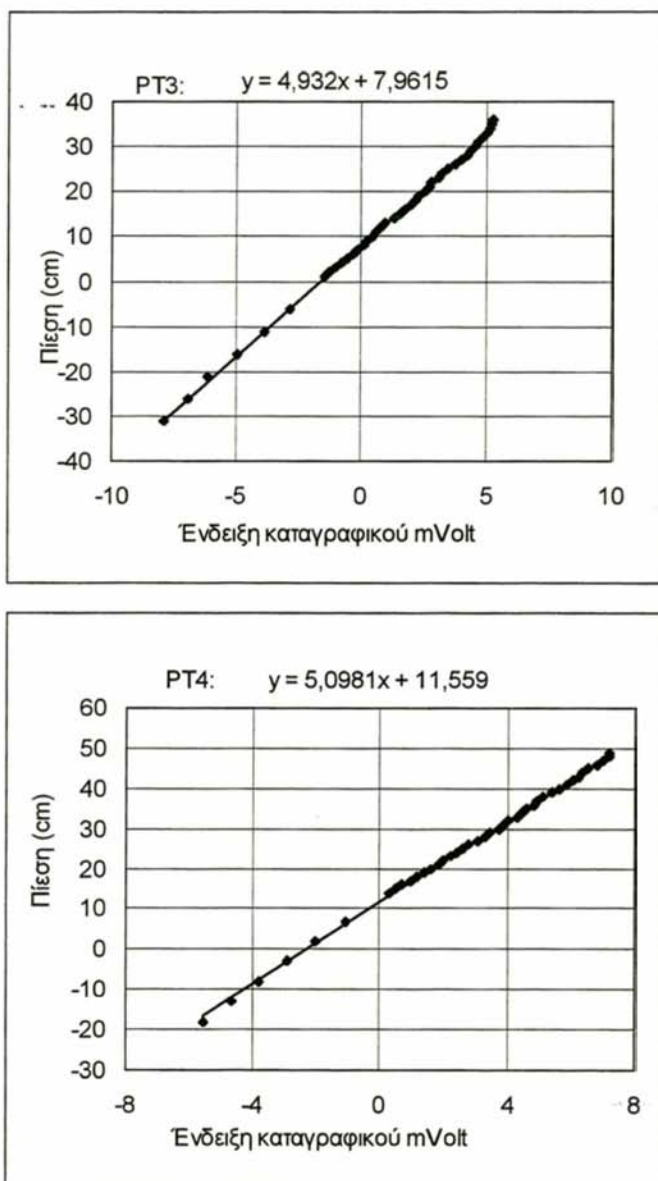
Η βαθμονόμηση των μετατροπέων πίεσης έγινε για τον καθένα από αυτούς ξεχωριστά και η θέση τους διατηρήθηκε σταθερή σε όλη τη διάρκεια των πειραμάτων. Έτσι, οι συντελεστές της εξίσωσης (3.1) των βαθμονομήσεων των μετατροπέων πίεσης παρέμειναν οι ίδιοι κατά τη διάρκεια των πειραμάτων. Τα αποτελέσματα της βαθμονόμησης, δηλαδή οι τιμές των συντελεστών A και B για τον καθένα μετατροπέα πίεσης δίνονται στον πίνακα (3.1), ενώ η γραφική παράσταση των εξισώσεων (3.1) απεικονίζεται στα σχήματα (3.2α) και (3.2β).

Πίνακας 3.1: Τιμές των συντελεστών της εξίσωσης (3.1)

Μορφή της εξίσωσης: $Y = A * X + B$			
Μετατροπέας πίεσης	Συντελεστής		Συντελ. προσδιορισμού
(P.T.)	A	B	R ²
P.T.1	4.9492	-0.3394	0.9999
P.T.2	4.6518	7.231	0.9985
P.T.3	4.932	7.9615	0.9986
P.T.4	5.0981	11.559	0.9992



Σχήμα 3.2α: Καμπύλες βαθμονόμησης των μετατροπέων πίεσης



Σχήμα 3.2β: Καμπύλες βαθμολόγησης των μετατροπέων πίεσης

3.3 Επιλογή εδαφικού δείγματος

Για την διεξαγωγή των πειραμάτων χρησιμοποιήθηκαν δύο εδαφικά δείγματα, από την περιοχή της Λάρισας (Αμπελουργικός Σταθμός Ι.Κ.Φ.Β.) και συγκεκριμένα το ένα πλησίον της κοίτης του Πηνεϊού Ποταμού και το άλλο από την ίδια περιοχή αλλά από διαφορετική θέση.



Εικόνα 3.2: Συσκευή κοσκίνησης

Για τον προσδιορισμό της μηχανικής σύστασης έγινε μηχανική ανάλυση με τη μέθοδο Βουγιούκου στο εργαστήριο του Ινστιτούτου Χαρτογράφησης και Ταξινόμησης Εδαφών Λάρισας (ΙΧΤΕΛ) και προσδιορίστηκαν τα ποσοστά σε άμμο, ιλύ και άργιλλο. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι το πρώτο περιείχε 94% άμμο, 2% ιλύ και 4% άργιλλο και χαρακτηρίστηκε σαν αμμώδες και το δεύτερο 78% άμμο, 12% ιλύ και 10% άργιλλο και χαρακτηρίστηκε σαν πηλοαμμώδες.

Πριν την τοποθέτηση των διαταραγμένων εδαφικών δειγμάτων στην πειραματική στήλη απομακρύνθηκαν τα ξένα υλικά (ρίζες, χαλίκια) με την βοήθεια κόσκινου διαμέτρου 2 cm Τα δείγματα στην συνέχεια τοποθετήθηκαν στο πυριαντήριο στους 105 °C και

και ακολούθως αφού πρώτα κονιοποιήθηκαν αφήθηκαν να αποκτήσουν θερμοκρασία δωματίου 21 °C.

Έγινε η κοκκομετρική ανάλυση των εδαφικών δειγμάτων για τον προσδιορισμό της κοκκομετρικής σύστασής τους και προσδιορίστηκε το ποσοστό αυτών επί του συνολικού βάρους. Κατά την διαδικασία αυτή χρησιμοποιήθηκε η συσκευή κοσκίνησης που φαίνεται στην εικόνα (3.2), η οποία αποτελείται από σειρά κοσκίνων των οποίων οι διάμετροι των οπών μειώνονται από πάνω προς τα κάτω.

Υπολογίστηκε το ποσοστό του εδαφικού υλικού που συγκρατήθηκε από κάθε κόσκινο από τη σχέση:

$$ΠΒα(Δκ)\% = 100 * (Βα / ΣΒα) \quad (3.2)$$

όπου:

Πβ_α : το ποσοστό του εδαφικού υλικού που συγκρατήθηκε στο κόσκινο %

Δκ : η διάμετρος των οπών του κοσκίνου (mm).

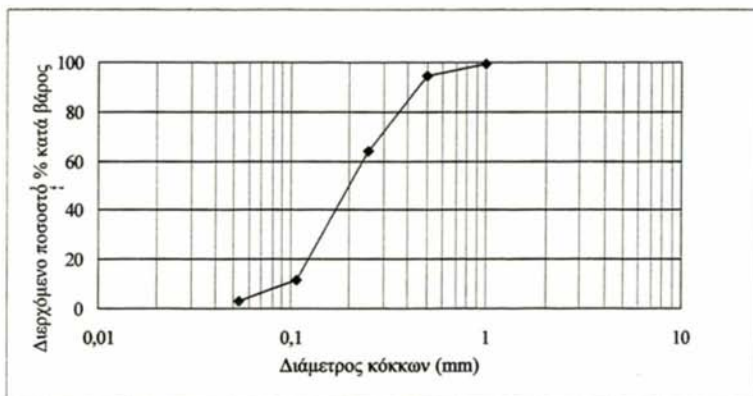
Β_α : το βάρος της ποσότητας του εδαφικού υλικού, που συγκρατήθηκε από κόσκινο (gr).

Σβ_α: το συνολικό βάρος του υλικού (gr).

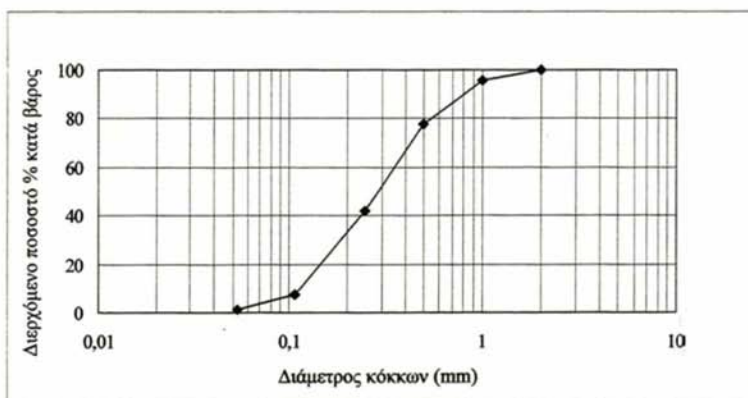
Τα αποτελέσματα της κατανομής του μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων, σύμφωνα με τα κόσκινα που τοποθετήθηκαν στην συσκευή, δίνονται στον πίνακα (3.2). Η κοκκομετρική σύνθεση του υλικού παριστάνεται με την αθροιστική καμπύλη κατανομής μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων και παρουσιάζεται σε ημιλογαριθμική κλίμακα στο σχήματα (3.3) και (3.4). Η αθροιστική καμπύλη κατανομής μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων δίνει πληροφορίες ως προς την ομοιομορφία του εδαφικού υλικού από πλευράς μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων.

Πίνακας 3.2: Κατανομή μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων.

Διάμετρος κόσκινου(mm)	>2	1	0.5	0.25	0.106	0.053
Ποσοστό κατά βάρος % στο αμμόδες έδαφος	100	99.4	94.63	63.83	11.85	2.94
Ποσοστό κατά βάρος % στο πηλοαμμόδες έδαφος	100	95.64	77.82	41.85	71.2	1.27



Σχήμα 3.3: Αθροιστική καμπύλη κατανομής μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων στο αμμώδες έδαφος.



Σχήμα 3.4: Αθροιστική καμπύλη κατανομής μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων στο πηλοαμμώδες έδαφος

3.4 Πλήρωση της στήλης

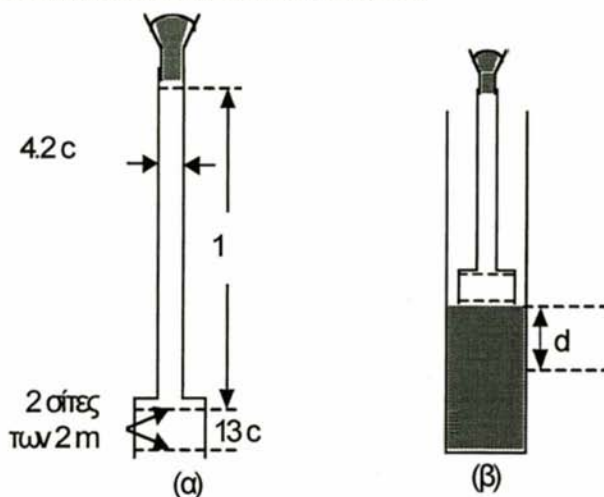
Η τοποθέτηση των εδαφικών δειγμάτων στην στήλη, απαιτεί ένα ειδικό τρόπο πλήρωσης, ώστε τα εδαφικά δείγματα να είναι όσο το δυνατόν περισσότερο ομοιογενή. Για τον λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε μία ειδική κατασκευή από ένα μεταλλικό σωλήνα μήκους ενός μέτρου και εσωτερικής διαμέτρου 4.2 cm (σχήμα 3.5) στο κάτω άκρο του οποίου τοποθετήθηκαν δύο σίτες με οπές των 2 mm, σε απόσταση 13 cm μεταξύ τους. Κατά την πλήρωση της στήλης η απόσταση d μεταξύ της εκάστοτε στάθμης του εδαφικού

δείγματος και του κάτω άκρου του μεταλλικού σωλήνα διατηρούνταν συνεχώς σταθερή.

Κατά την πλήρωση της στήλης η απόσταση d μεταξύ της εκάστοτε στάθμης του εδαφικού δείγματος και του κάτω άκρου του μεταλλικού σωλήνα διατηρούνταν συνεχώς σταθερή.

Το ύψος της κάτω στρώσης με το αμμώδες έδαφος ήταν 40 cm και της επάνω με το πηλοαμμώδες έδαφος 26 cm (σχήμα 3.6).

Οι αισθητήρες της υγρασίας τοποθετούνταν διαδοχικά μόλις η στάθμη του εδαφικού δείγματος έφτανε στην θέση υποδοχής τους. Η τοποθέτηση των τασιμέτρων γίνονταν αμέσως μετά τη διέλευση του υγρού μετώπου από τις θέσεις των τασιμέτρων κατά την διάρκεια της πρώτης διύγρυνσης του δείγματος.

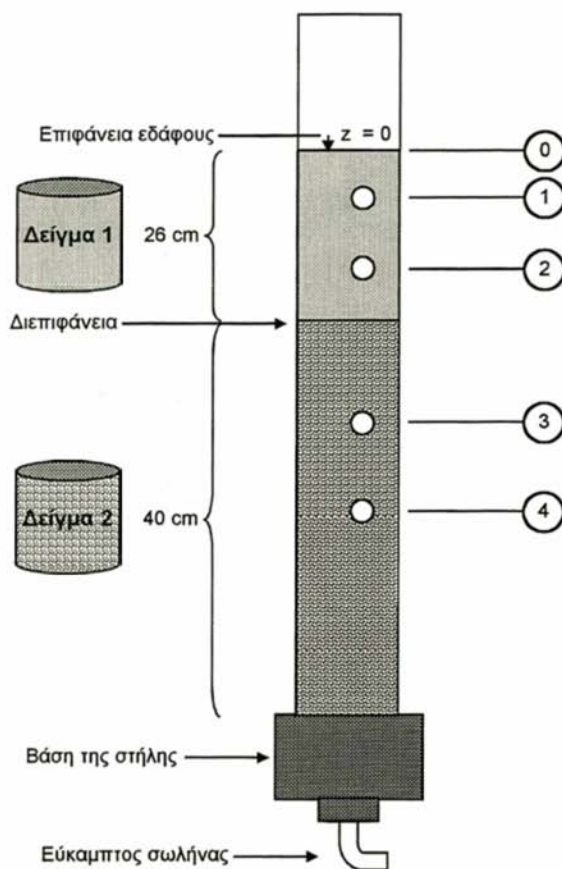


Σχήμα 3.5: Πειραματική διάταξη για την πλήρωση της στήλης

(α. σύστημα γεμίσματος, β. τοποθέτηση εδαφικών δειγμάτων)

3.5 Έλεγχος ομοιομορφίας της εδαφικής στήλης

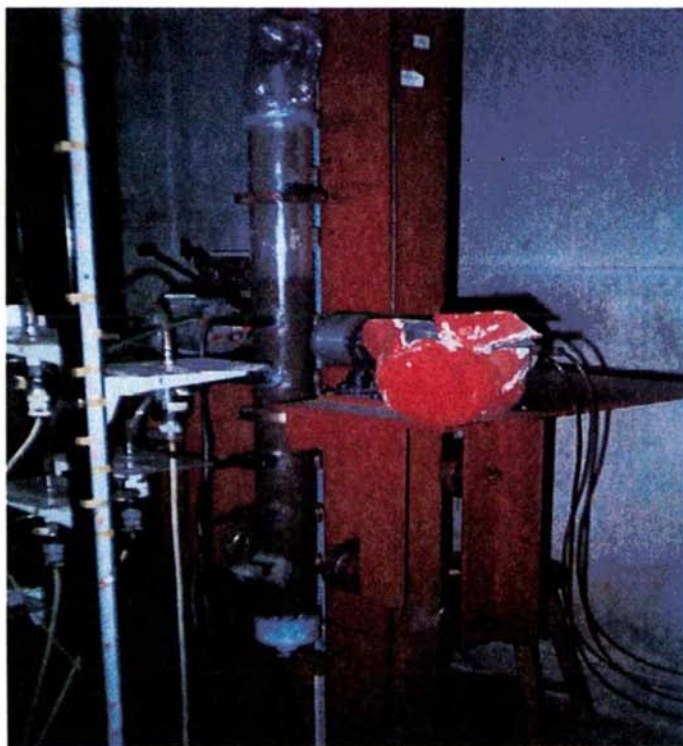
Μετά την πλήρωση της στήλης με τις δύο εδαφικές στρώσεις, ελέγχθηκε η ομοιομορφία της ξηράς πυκνότητάς τους με τη βοήθεια της γ - ακτινοβολίας. Ο έλεγχος έγινε στο εργαστήριο της Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Αγρονόμων Τοπογράφων Μηχανικών του Α.Π.Θ. το οποίο διαθέτει ραδιενεργό πηγή γ ακτινοβολίας, μαζί με τον απαραίτητο εξοπλισμό. Για τον έλεγχο της ομοιογένειας του δείγματος μετρήθηκε η ξηρή πυκνότητα κατά μήκος του δείγματος με τη βοήθεια της γ - ακτινοβολίας όπως δείχνει η εικόνα 3.3 .



Σχήμα 3.6: Θέσεις μετρήσεων στην στήλη

Πίνακας 3.3: Θέσεις τοποθέτησης των P.T. και αισθητήρων TDR.

Θέση	Περιγραφή	Απόσταση από την ελεύθερη επιφάνεια (cm)
0	Ελεύθερη επιφάνεια	0
1	Τασίμετρο (P.T. 1)	7,5
2	Τασίμετρο (P.T. 1)	17,5
3	Τασίμετρο (P.T. 1)	33,0
4	Τασίμετρο (P.T. 1)	43,0



Εικόνα 3.3: Πηγή γ – ακτινοβολίας

Οι μετρήσεις έγιναν ανά διαστήματα των 2 cm.

Η ξηρή πυκνότητα υπολογίστηκε από τον τύπο:

$$\rho_d = \frac{1}{\mu_d \chi} \ln \frac{N_k}{N_d} \quad (3.3)$$

όπου:

ρ_d : η πυκνότητα του ξηρού εδαφικού δείγματος (gr/cm^3).

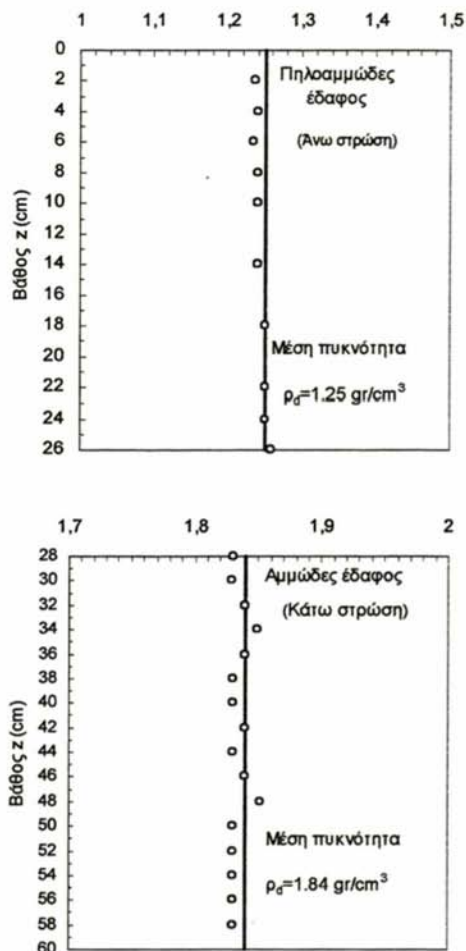
μ_d : ο συντελεστής μαζικής απορρόφησης του ξηρού εδαφικού δείγματος (cm^2/gr).

χ : η εσωτερική διάμετρος της στήλης (cm).

N_k : ο ρυθμός κρούσεων ανά λεπτό σε κενή στήλη.

N_d : ο ρυθμός κρούσεων ανά λεπτό στο ξηρό εδαφικό δείγμα.

Στο σχήμα 3.7 φαίνεται η κατανομή της πυκνότητας των δύο στρώσεων. Η μέση τιμή της ξηράς πυκνότητας βρέθηκε $1.25 \pm 0.0183 \text{ gr/cm}^3$ για το πηλοαμμώδες έδαφος και $1.84 \pm 0.021 \text{ gr/cm}^3$ για το αμμώδες έδαφος. Επιπλέον η μέτρηση της ξηράς πυκνότητας έγινε και δια ζυγίσεως και έδωσε 1.28 gr/cm^3 για το πηλοαμμώδες έδαφος και 1.78 gr/cm^3 για το αμμώδες. Μετά τον έλεγχο της ομοιομορφίας ακολούθησε η πρώτη διύγρανση της εδαφικής στήλης και η τοποθέτηση των τασμέτρων.



Σχήμα 3.7: Κατανομή της ξηράς πυκνότητας του στρωματοποιημένου δείγματος.

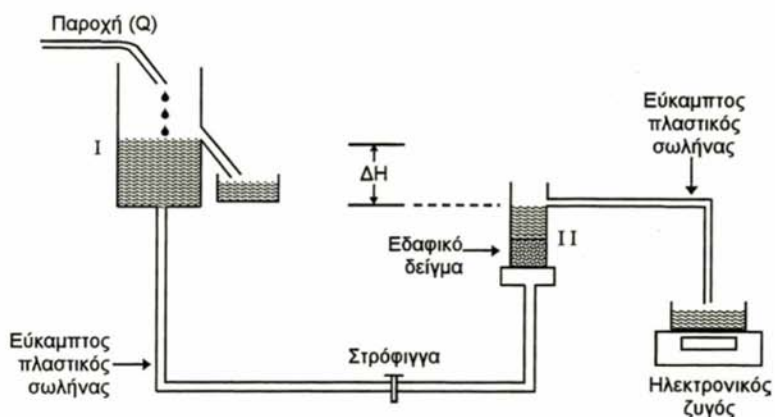
3.6 Μέτρηση της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας με τη μέθοδο του σταθερού φορτίου (συσσκευή Darcy).

Το 1856 ο Henry Darcy δημοσίευσε μια εργασία πάνω στη ροή του νερού δια μέσου ομογενούς άμμου. Από τα πειράματά του ο Darcy συμπέρανε ότι η παροχή Q που περνά μέσα από την επιφάνεια A της συσκευής ($A = \pi D^2/4$) είναι ανάλογη προς:

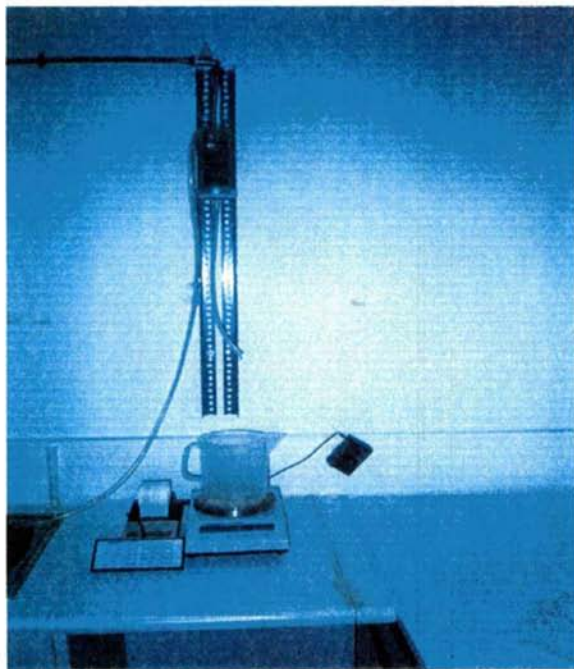
1. Την επιφάνεια του εδάφους A .
2. την διαφορά φορτίου $h_1 - h_2$.
3. το αντίστροφο του μήκους L
4. Ένα συντελεστή αναλογίας K που ονομάζεται υδραυλική και η οποία ορίζεται από τη σχέση:

$$Q = K \cdot A \cdot (h_1 - h_2)L^{-1} \quad (3.4)$$

Το σχήμα 3.8 δείχνει την πειραματική συσκευή Darcy που διαθέτει το εργαστήριο Γεωργικής υδραυλικής του Π.Θ. με την οποία μετρήθηκε η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα και η οποία βρέθηκε 15.34 cm/h για το πηλοαμμώδες έδαφος και 36.6 cm/h για το αμμώδες.



Σχήμα 3.8: Διάταξη μέτρησης υδραυλικής αγωγιμότητας σε ένα κορεσμένο δείγμα με τη μέθοδο του σταθερού φορτίου



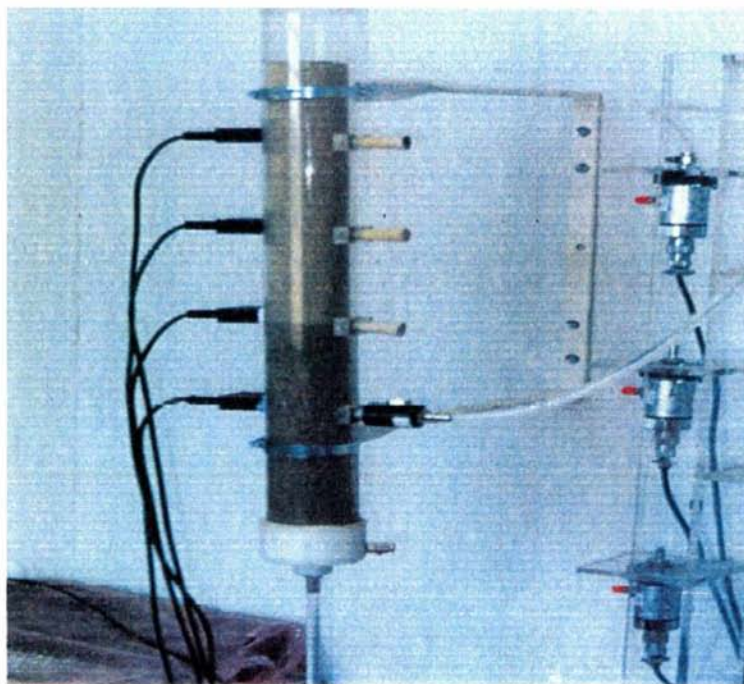
Εικόνα 3.4: Συσκευή Darcy σταθερού φορτίου

3.7 Πρώτη διύγρυνση

Η διύγρυνση του δείγματος έγινε από τον πυθμένα της στήλης με τη χρήση συσκευής Mariotte για να διευκολυνθεί ο απαγκλωβισμός του αέρα.

Κατά την πρώτη διύγρυνση, η τοποθέτηση των τασιμέτρων έγινε σταδιακά, σε κάθε θέση σύμφωνα με την προώθηση του μετώπου υγρασίας. Ιδιαίτερη μέριμνα λήφθηκε, ώστε να τοποθετηθεί η κάψα του τασιμέτρου πριν κορεσθεί το έδαφος στην αντίστοιχη θέση, ώστε να αποφευχθεί η διαρροή νερού από την οπή και η ενδεχόμενη καταστροφή της ομοιομορφίας του εδαφικού δείγματος. Για τον ίδιο λόγο δεν επιτρέπεται η τοποθέτηση της κάψας του τασιμέτρου σε ξηρό έδαφος, αφού μπορεί να υπάρξει διαρροή του εδαφικού δείγματος, λόγω της μη ύπαρξης ισχυρών συνεκτικών δυνάμεων μεταξύ των εδαφικών κόκκων. Έτσι, κατά την διάρκεια της πρώτης διύγρυνσης καταγράφηκε μόνο ο όγκος του εισερχόμενου νερού και δεν λήφθηκαν μετρήσεις υγρασίας και πίεσης.

Η πρώτη διύγρυνση έγινε σε τέσσερα στάδια όπως δείχνει η Εικόνα 3.5, με την τοποθέτηση της συσκευής Mariotte αρχικά στον πυθμένα της στήλης και κατά διαστήματα ανέβαινε προς τα επάνω έως την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος, δηλαδή σε ύψος από τον πυθμένα της εδαφικής στήλης με άξονα θετικό προς τα κάτω, 0 cm για 213 λεπτά, -14 cm για 127 λεπτά, -30.5 cm για 68 λεπτά, -66 cm για 72 λεπτά ενώ ο συνολικός όγκος νερού που εισήλθε στην στήλη ήταν 360 cm³. Το έδαφος αφέθηκε κορεσμένο για 48 ώρες μετά την πρώτη διύγρυνση για να κορεσθεί πλήρως.



Εικόνα 3.5: Τοποθέτηση των тенσιομέτρων στην εδαφική στήλη κατά την πρώτη διύγρυνση.

3.8 Πρώτη στράγγιση

Η πρώτη στράγγιση έγινε από τον πυθμένα της στήλης μετά την πρώτη διύγρυνση. Ο εύκαμπτος διαφανής σωλήνας της βάσης της στήλης συνδέθηκε μ' ένα δοχείο, στο οποίο συλλεγόταν το νερό που στράγγιζε. Στον πυθμένα της στήλης υπήρχε γαιούφασμα μεγαλύτερης υδραυλικής αγωγιμότητας απ' αυτήν του εδαφικού δείγματος για να συγκρατεί το έδαφος αλλά να μην λιμνάζει το νερό.



Εικόνα 3.6: Αυτόματος ηλεκτρονικός καταγραφικός ζυγός

Κατά τη διάρκεια της στράγγισης γίνεται ταυτόχρονη παρακολούθηση των μεταβολών της εδαφικής υγρασίας, της πίεσης και της ποσότητας του στραγγιζόμενου νερού. Στην αρχή η στράγγιση είναι έντονη, ενώ μετά από κάποιο χρονικό διάστημα ο ρυθμός της επιβραδύνεται. 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 την συγκεκριμένη πίεση θεωρείται ότι έχει περατωθεί.

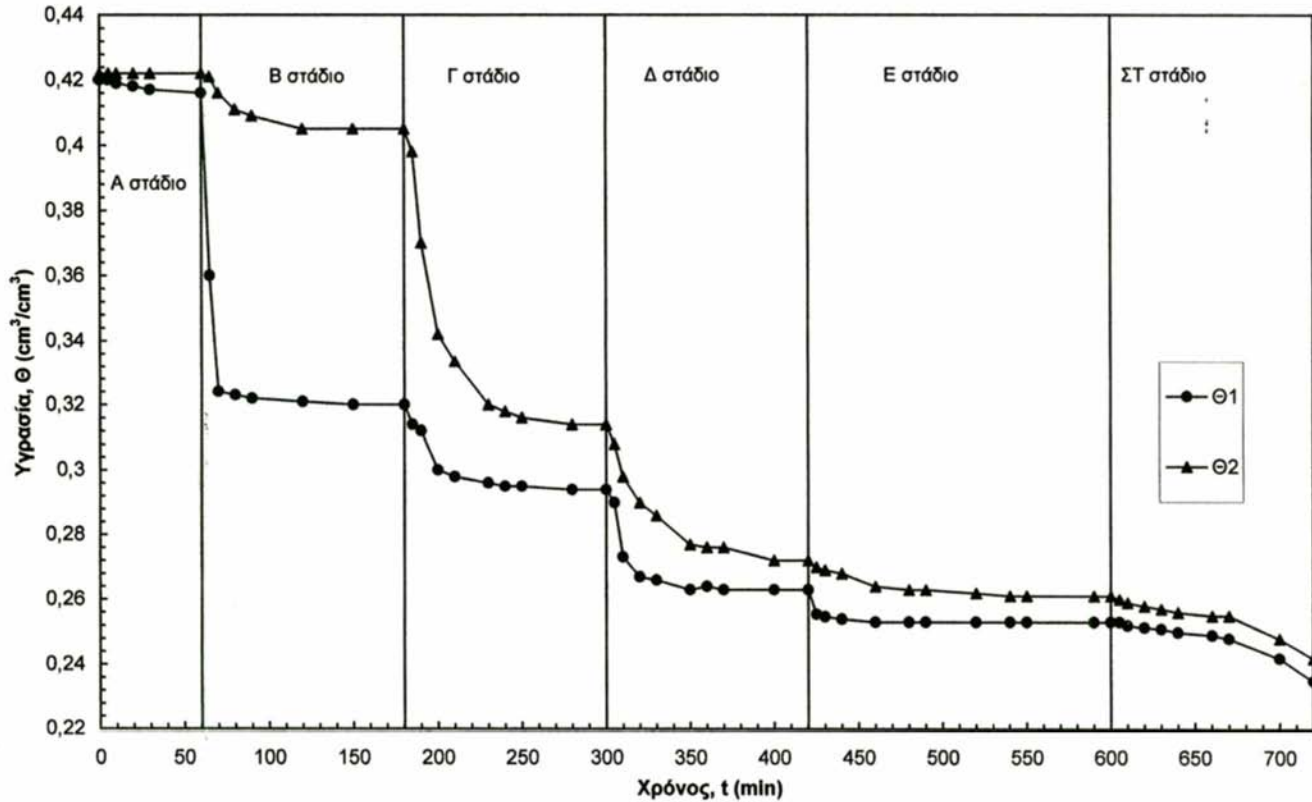
Η πρώτη στράγγιση έγινε σταδιακά με την τοποθέτηση της συσκευής Mariotte σε πέντε θέσεις. Στην αρχή η στάθμη του νερού της φιάλης Mariotte κατέβηκε κατά 15 cm από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος (ήτοι φορτίο στον πυθμένα της στήλης 53 cm) όπου παρέμεινε για 1 ώρα, κατόπιν κατέβηκε στη διεπιφάνεια για άλλες 2 ώρες (φορτίο στον πυθμένα 40 cm), στην συνέχεια στα 38 cm για 2 ώρες (φορτίο στον πυθμένα 28 cm), κατόπιν στα 54 cm για 2 ώρες (φορτίο 12 cm), μετά στον πυθμένα της στήλης για 3 ώρες (φορτίο στον πυθμένα 0 cm) και τέλος 17 cm κάτω του πυθμένα για 2 ώρες (φορτίο στον πυθμένα -17 cm). Το πείραμα διήρκεσε συνολικά 12 ώρες διότι όταν εφαρμόστηκε μεγαλύτερο φορτίο είχαμε διακοπή της συνέχειας του νερού με εισαγωγή αέρα στο σωλήνα στράγγισης. Ο συνολικός όγκος νερού που εξήλθε ήταν 218,9 gr. Η μεταβολή τις υγρασίας ως προς το χρόνο δίδεται στα σχήματα 3.9 και 3.10. Στα σχήματα 3.11 και 3.12 δίδονται οι μεταβολές των πιέσεων ως προς το χρόνο.

3.9 Δεύτερη διύγρυνση

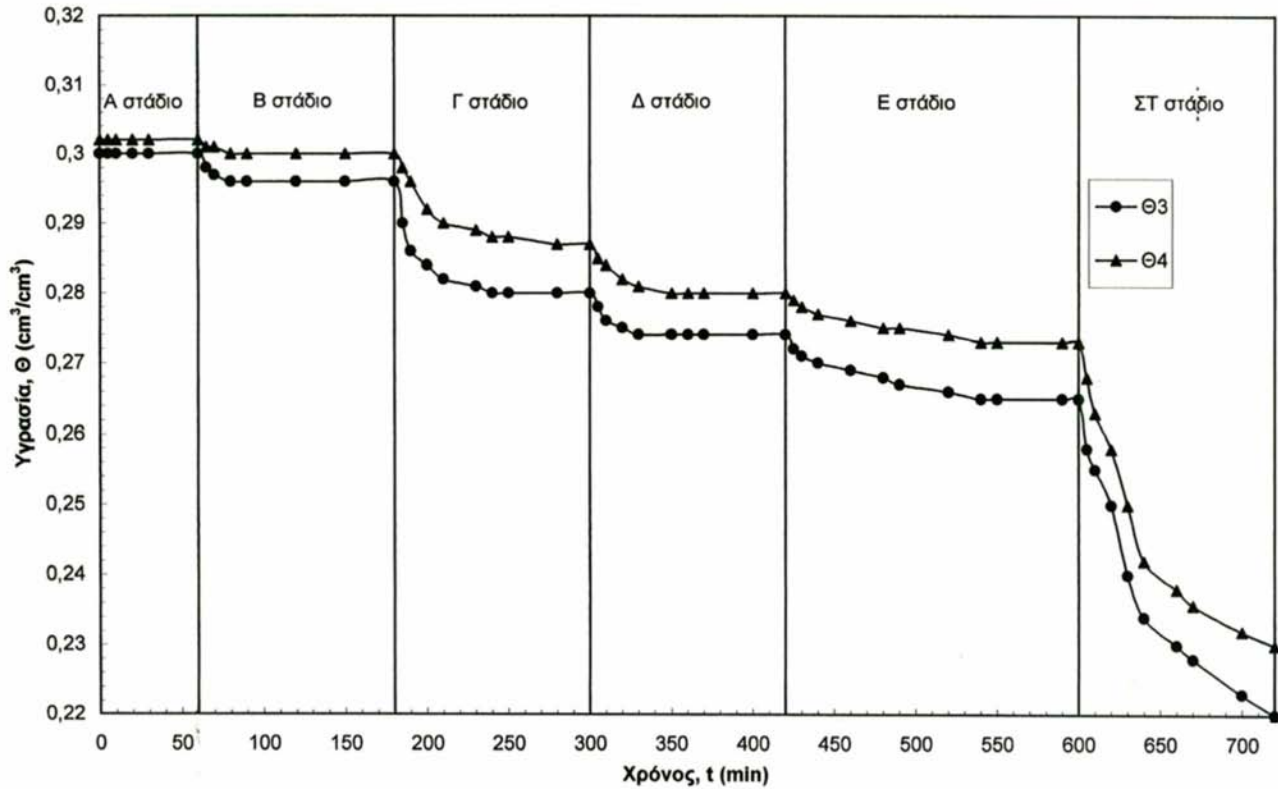
Μετά την στράγγιση, έγινε επανασύνδεση του πυθμένα της στήλης με τη φιάλη Mariotte, και ακολούθησε εκ νέου διύγρυνση, η οποία έγινε σε πέντε στάδια. Δηλαδή σε ύψος από τον πυθμένα της εδαφικής στήλης με άξονα θετικό προς τα πάνω, 0 cm για 2 ώρες (πυθμένας στήλης), 20 cm για 3 ώρες, 40 cm για 2 ώρες (διεπιφάνεια), 54 cm για 3 ώρες και 66 cm για 2 ώρες (επιφάνεια του εδάφους), ενώ ο συνολικός όγκος νερού που εισήλθε στην στήλη ήταν 217.5 cm^3 . Μετά το πέρας της διύγρυνσης έγινε ο έλεγχος της υγρασίας κορεσμού κατά μήκος της στρωματοποιημένης εδαφικής στήλης. Η μέτρηση επίσης της υγρασίας κορεσμού έγινε και δια ζυγίσεως για να γίνει έλεγχος των τιμών της με εκείνες που ελήφθησαν κατά τη διάρκεια του πειράματος με τη μέθοδο TDR. Ποσότητα από τα δύο εδάφη η οποία είχε περισσεύσει, τοποθετήθηκε σε μεταλλικούς κυλίνδρους γνωστού όγκου με την ίδια διαδικασία τοποθέτησης που έγινε για την πλήρωση της στήλης από πλεξιγκλάς και τοποθετήθηκε στο πυριαντήριο. Τιμές της υγρασίας κορεσμού με την εργαστηριακή μέθοδο και την TDR φαίνονται στον πίνακα (3.4). Η μεταβολή τις υγρασίας ως προς το χρόνο δίδεται στα σχήματα (3.13) και (3.14). Στα σχήματα (3.15) και (3.16) δίδονται οι μεταβολές των πιέσεων ως προς το χρόνο κατά την δεύτερη διύγρυνση.

Πίνακας 3.4: Τιμές της υγρασίας κορεσμού.

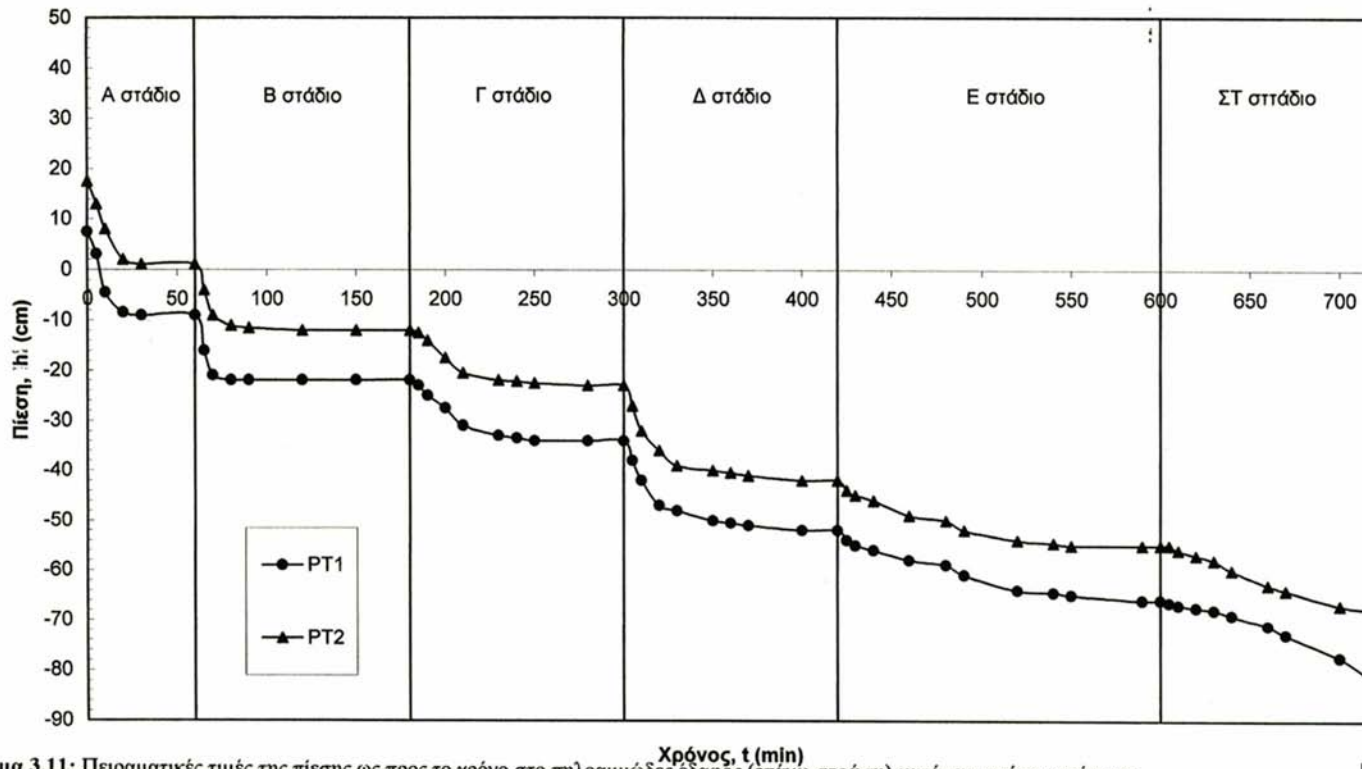
Εδαφικό δείγμα	θ_s (Εργαστηριακά) cm^3/cm^3	θ_s (TDR) cm^3/cm^3	Απόκλιση %
Πηλοαμμώδες	0.426	0.420	+1.4
Αμμώδες	0.296	0.300	-1.3



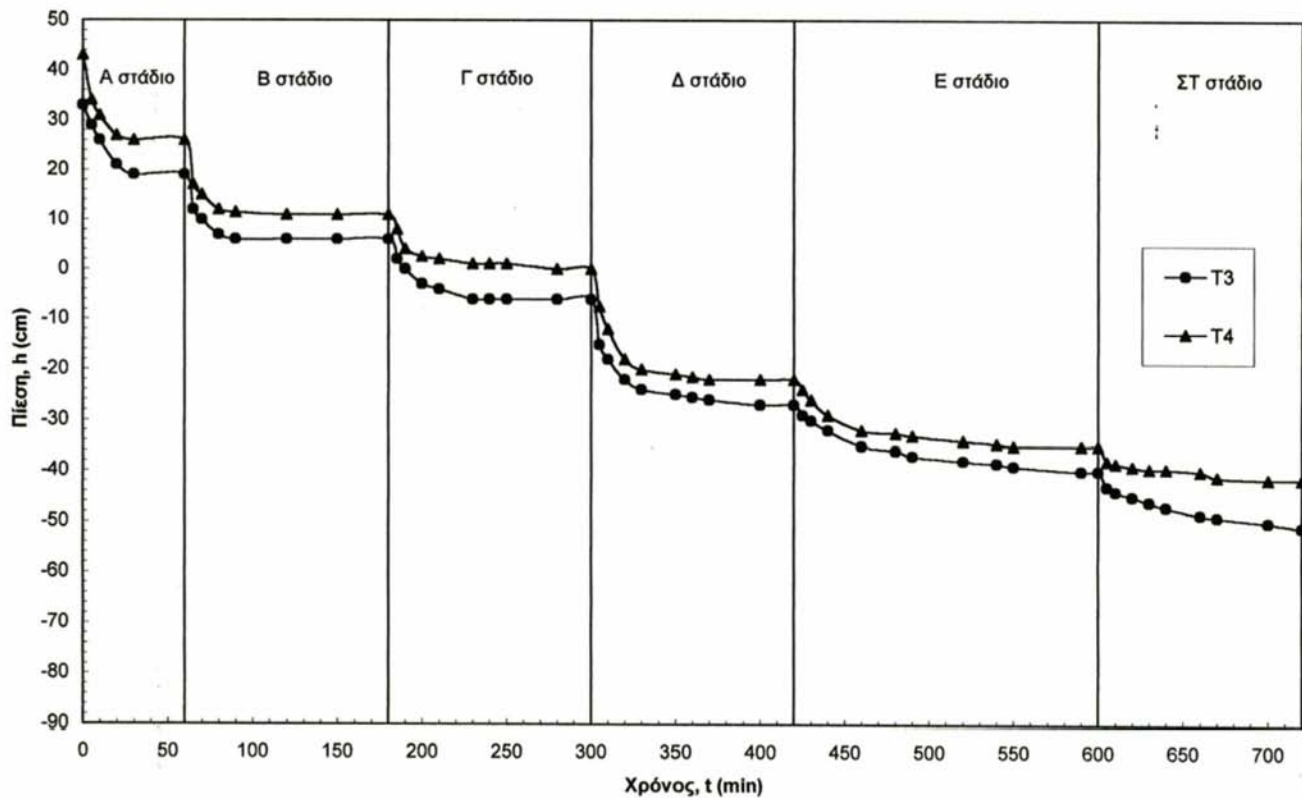
Σχήμα 3.9: Πειραματικές τιμές της υγρασίας ως προς το χρόνο στο πηλοαμμώδες έδαφος (επάνω στρώση) κατά την πρώτη στράγγιση



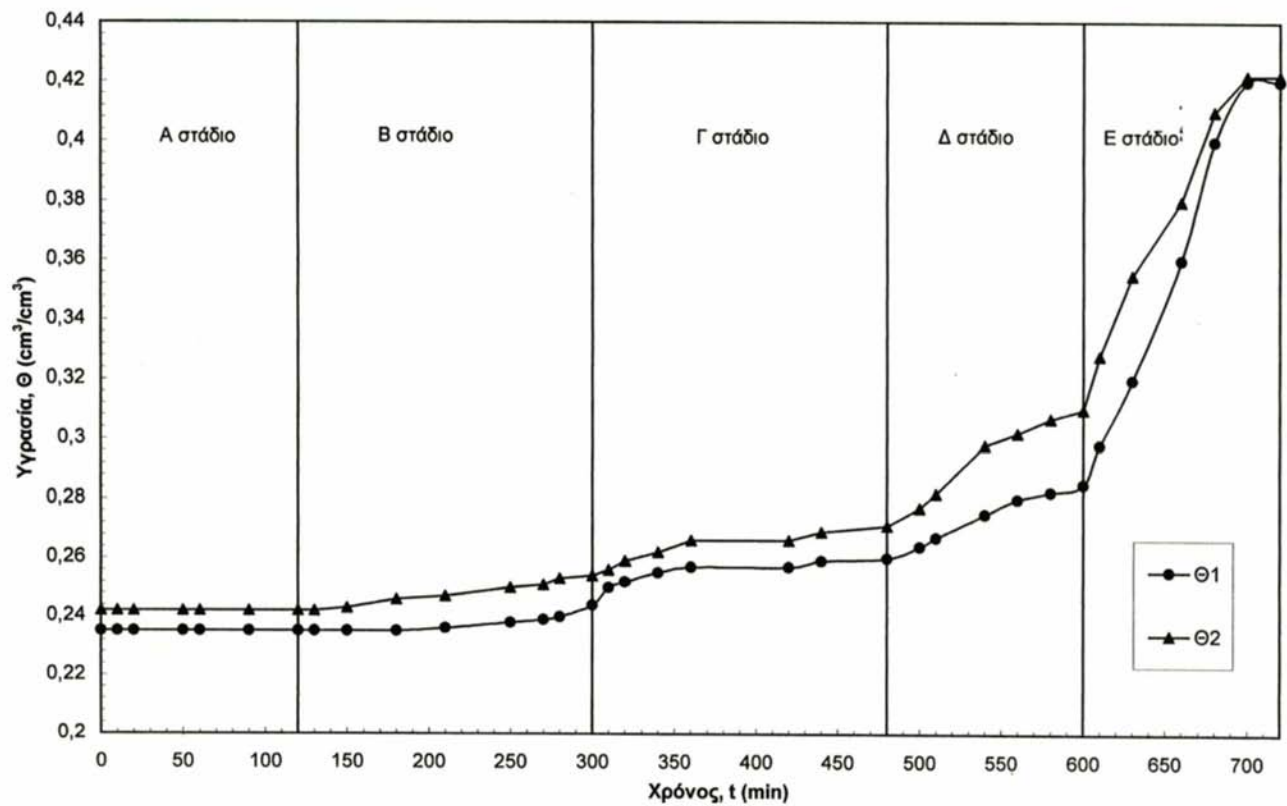
Σχήμα 3.10: Πειραματικές τιμές της υγρασίας ως προς το χρόνο στο αμμόδες έδαφος (κάτω στρώση) κατά την πρώτη στράγγιση



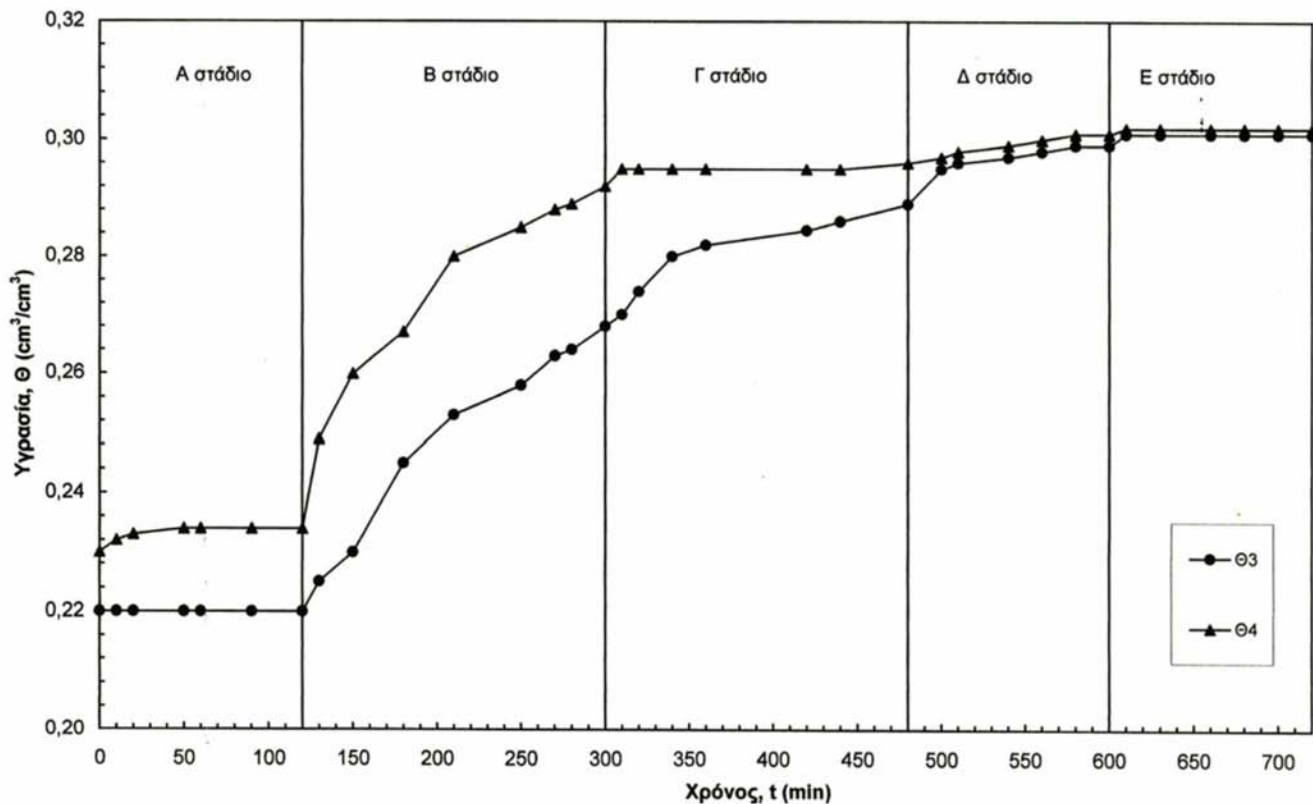
Σχήμα 3.11: Πειραματικές τιμές της πίεσης ως προς το χρόνο στο ηλιοαμμόδες έδαφος (επάνω στρώση) κατά την πρώτη στράγγιση



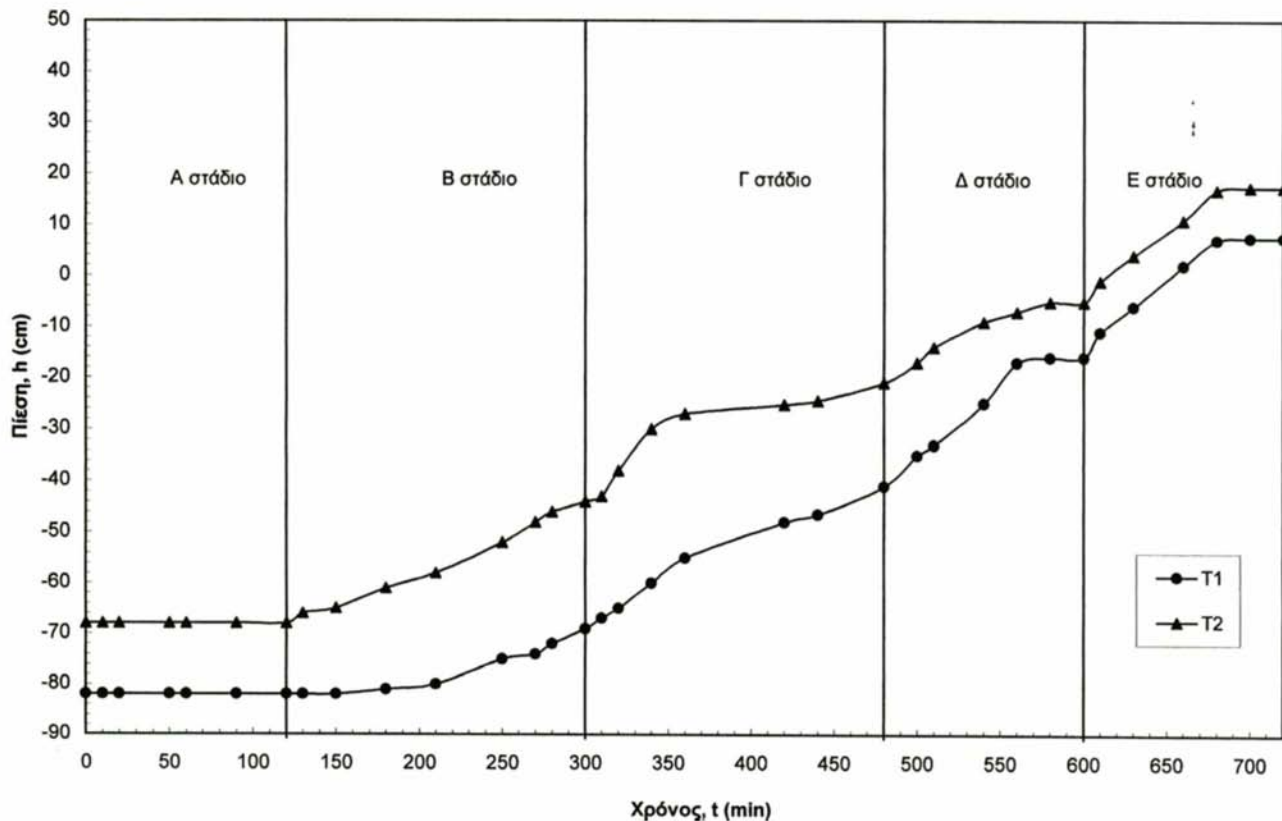
Σχήμα 3.12: Πειραματικές τιμές της πίεσης ως προς το χρόνο στο αμμώδες έδαφος (κάτω στρώση) κατά την πρώτη στράγγιση



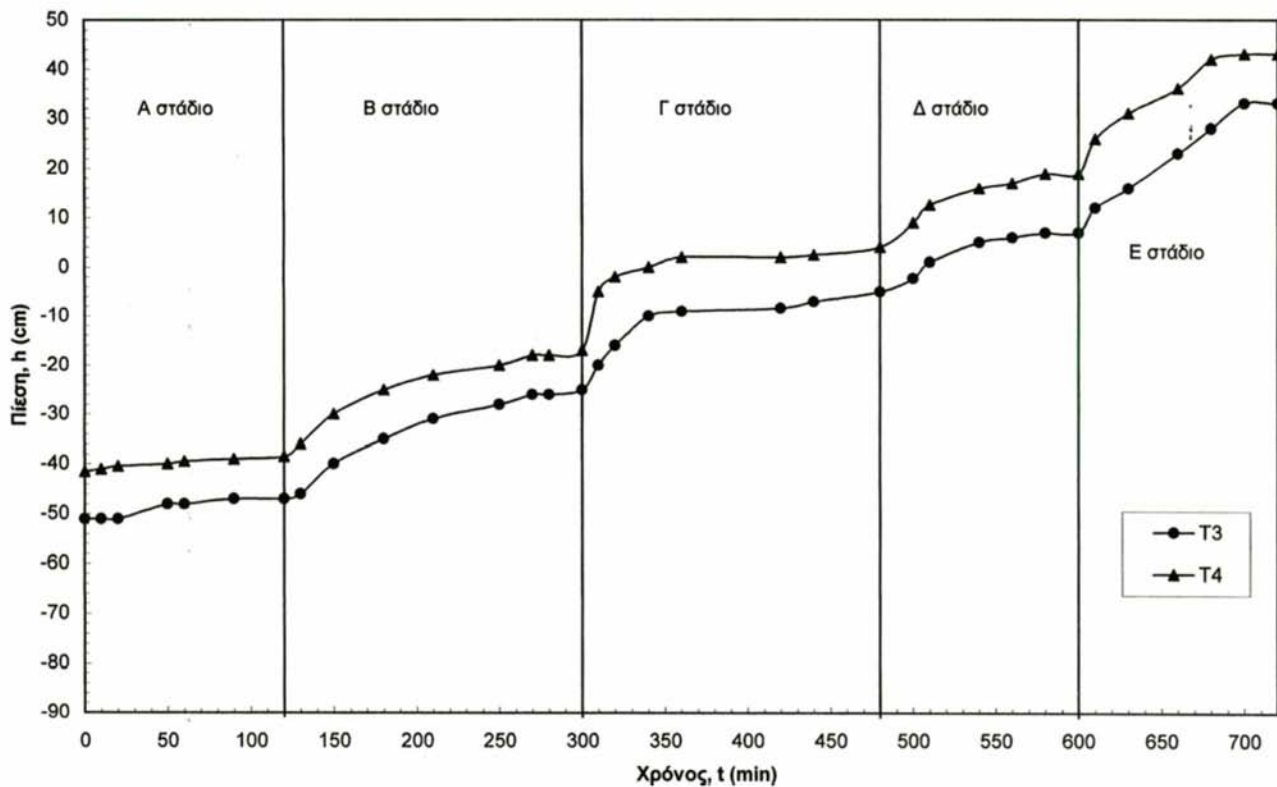
Σχήμα 3.13: Πειραματικές τιμές της υγρασίας ως προς το χρόνο στο πηλοαιμώδες έδαφος (επάνω στρώση) κατά την δεύτερη διύγρυνση



Σχήμα 3.14: Πειραματικές τιμές της υγρασίας ως προς το χρόνο στο αμμώδες έδαφος (κάτω στρώση) κατά την δεύτερη διύγρυνση



Σχήμα 3.15: Πειραματικές τιμές της πίεσης ως προς το χρόνο στο πηλοαμμώδες έδαφος (επάνω στρώση) κατά την δεύτερη διύγρυνση



Σχήμα 3.16: Πειραματικές τιμές της πίεσης ως προς το χρόνο στο αμμώδες έδαφος (κάτω στρώση) κατά την δεύτερη διύγνωση

3.10. Σχέση υγρασίας πίεσης εδαφικού νερού – βρόχου υστέρησης

Για κάθε εδαφικό δείγμα η πίεση του εδαφικού νερού μεταβάλλεται ανάλογα με την περιεκτικότητα σε υγρασία. Κατά την διύγρανση ή τη στράγγιση της εδαφικής στήλης σε κάθε χρονική στιγμή σε μια τιμή της εδαφικής υγρασίας αντιστοιχεί και μια τιμή πίεσης. Επομένως όταν το νερό απομακρύνεται (στράγγιση) από το εδαφικό δείγμα, η πίεση του νερού που παραμένει αυξάνεται, ενώ αντίθετα όταν προστίθεται νερό (διύγρανση), η πίεση μειώνεται.

Τα πειραματικά σημεία διύγρανσης και στράγγισης των εδαφικών δειγμάτων των προηγούμενων πειραμάτων παρουσιάζονται στα σχήματα 3.17 και 3.18.

3.11 Αριθμητικές μέθοδοι προσέγγισης των καμπυλών $\theta(h)$

Στην συνέχεια τα πειραματικά σημεία προσεγγίστηκαν με τη μέθοδο των συζυγών διευθύνσεων (Conjugate Directions) (Tzimosopoulos *et al.*, 1998), από το πρόγραμμα του Τζιμόπουλου και με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (Marquardt, 1963), από το πρόγραμμα RETC (van Genuchten *et. al.*, 1991).

3.11.1 Αριθμητική μέθοδος των συζυγών διευθύνσεων

Η μέθοδος των συζυγών διευθύνσεων, χρησιμοποιείται για την εύρεση του μεγίστου ή του ελαχίστου μιας συνάρτησης f , η οποία υπόκειται σε ορισμένους περιορισμούς. Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιεί την ιδιότητα των συζυγών διανυσμάτων ως προς ένα μητρώο:

Ένα σύνολο n γραμμικά ανεξάρτητων μη μηδενικών διανυσμάτων $\vec{s}_k, (k = 1, 2, \dots, n)$ καλούνται συζυγή ως προς ένα θετικά ορισμένο μητρώο ή πίνακα \bar{H} , όταν ισχύει η ιδιότητα:

$$\vec{s}_i^T \cdot \bar{H} \cdot \vec{s}_j = 0, \forall i, j \text{ και } 1 \leq i \neq j \leq n \quad (3.5)$$

όπου: $\bar{H} = \nabla(\nabla f(\vec{X}^k))$ και $\vec{X}_i^k = X_i \cdot \vec{e}_i$

είναι ο Hessian πίνακας της συνάρτησης f , και το διάνυσμα θέσης για το k σημείο αντίστοιχα.

Η πιο γνωστή μέθοδος από τις συζυγείς διευθύνσεις είναι η μέθοδος των συζυγών κλίσεων (Conjugate Gradient Methods), η οποία είναι επαναληπτική και στο k βήμα της

προσέγγιση μιας διεύθυνση \vec{s}_k , η οποία είναι γραμμικός συνδυασμός της $\nabla f(\vec{X}_i^k)$ δηλαδή της

διεύθυνσης της μέγιστης αλλαγής στην παρούσα προσέγγιση και των προηγούμενων διευθύνσεων \vec{s}^{-a} , ($a = 1, 2, \dots, k-1$)

Οι συντελεστές των γραμμικών συνδυασμών επιλέγονται κατά τέτοιο τρόπο, ώστε οι παραγόμενες διευθύνσεις να είναι συζυγείς ως προς τον Hessian πίνακα της αντικειμενικής συνάρτησης f , δηλαδή να ισχύει:

$$\vec{s}_i^{-T} \cdot \vec{H} \cdot \vec{s}_j = 0 \quad (3.6)$$

Για τον υπολογισμό αυτό χρειάζεται μόνο η τρέχουσα κλίση $\nabla(f\vec{X}^k)$ και η προηγούμενη της $\nabla(f\vec{X}^{k-1})$. Η αρχή της μεθόδου επιτελείται με μια αρχική προσέγγιση \vec{X}^0 και ως πρώτη διεύθυνση ελαχιστοποίησης επιλέγεται η διεύθυνση της μεγαλύτερης πτώσης (steepest descent direction).

$$\vec{s}^0 = -\nabla f(\vec{X}^0) \quad (3.7)$$

Το επόμενο σημείο επιλέγεται από τη σχέση:

$$\vec{X}^1 = \vec{X}^0 + \lambda_0 \cdot \vec{s}^0 \quad (3.8)$$

όπου λ_0 είναι μια παράμετρος, η οποία βρίσκεται με τη βέλτιστη διαδικασία επιλογής βήματος- Optimum step size Procedure (O.S.S.P.). Η επόμενη διεύθυνση \vec{s}^1 σύμφωνα με τα παραπάνω βρίσκεται από τη σχέση:

$$\vec{s}^1 = -\nabla f(\vec{X}^1) + \omega_1 \vec{s}^0 \quad (3.9)$$

και θα αποτελεί γραμμικό συνδυασμό της $\nabla(f\vec{X}^1)$ και της προηγούμενης διεύθυνσης $\nabla f(\vec{X}^0)$, ενώ η παράμετρος ω_1 επιλέγεται με τη χρήση της ιδιότητας των συζυγών διευθύνσεων (3.5). Από τη σχέση αυτή προκύπτει:

$$\omega_1 = \left\{ \frac{\left\| \nabla \vec{X}^1 \right\|^2}{\left\| \nabla \vec{X}^0 \right\|^2} \right\} \quad (3.10)$$

καταλήγοντας έτσι στο γενικό αλγόριθμο ο οποίος έχει ως εξής:

$$\vec{s}^{-k} = -\nabla f(\vec{X}^{-k}) + \omega_k \vec{s}^{-k-1} \quad (3.11)$$

$$\vec{X}^{-k+1} = \vec{X}^{-k} + \lambda_k \cdot \vec{s}^{-k} \quad (3.12)$$

όπου

$$\omega_k = \left\{ \frac{\left\| \nabla \bar{X}^k \right\|}{\left\| \nabla \bar{X}^{k-1} \right\|} \right\}^2 \quad (3.13)$$

το δε βήμα λ_k υπολογίζεται με τη διαδικασία (O.S.S.P.).

Σε κάθε βήμα επανάληψης γίνεται έλεγχος του κριτηρίου σύγκλισης:

$$\left\| \bar{s}^k \right\| < \varepsilon, \quad \eta \quad \left\| \nabla f(\bar{X}^k) \right\| < \varepsilon \quad (3.14)$$

όπου ε , πολύ μικρή θετική ποσότητα.

Στην παρούσα εργασία οι συνάρτηση $f(i=1,2)$ προς ελαχιστοποίηση είναι η ακόλουθη:

$$f_i = \sum_1^r \{ \theta_i' - \theta_{i \exp} \}^2 \quad (3.15)$$

όπου:

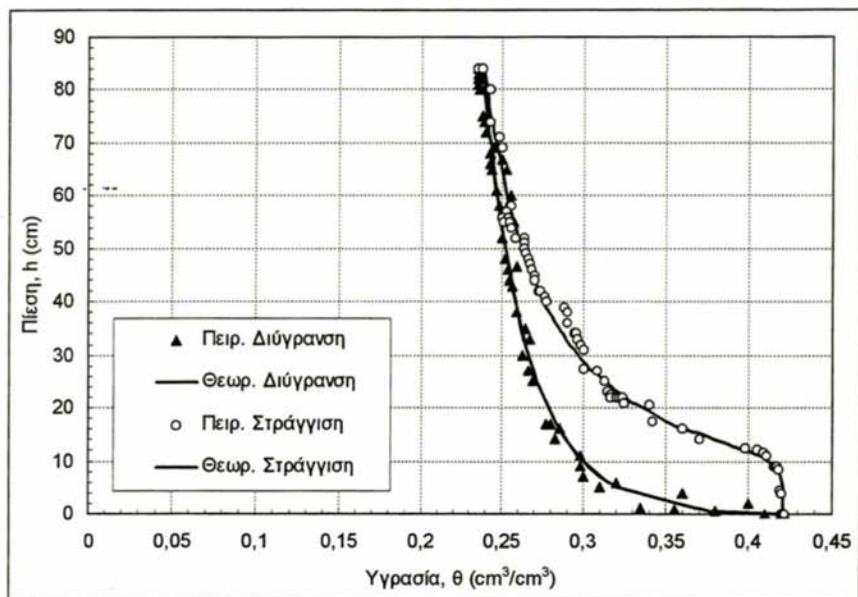
$\theta_i' = \theta_i + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left[1 + (ah)^n \right]^m}$ με παραμέτρους προς εκτίμηση τις a και n ($m=1-1/n$) της εξίσωσης

του van Genuchten).

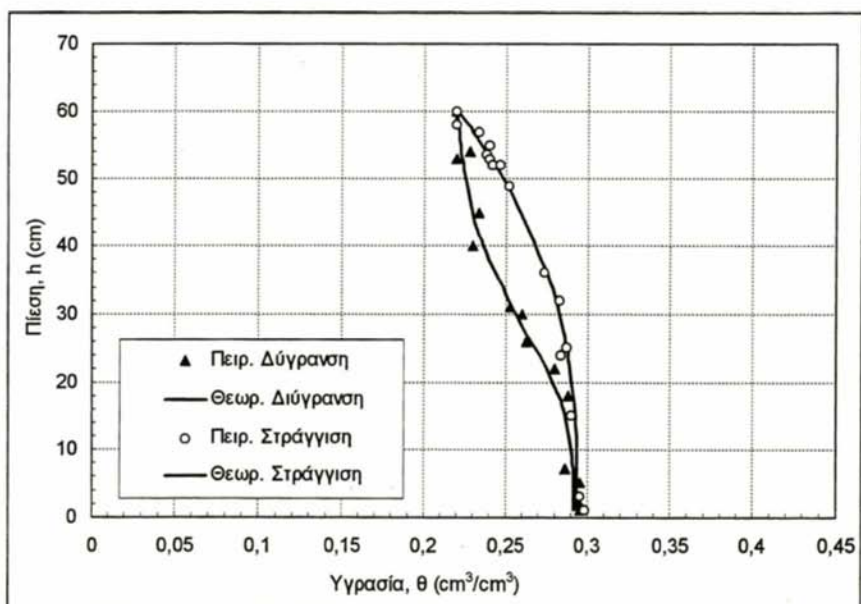
Ο πίνακας (3.5) δείχνει τις παραμέτρους όπως εκτιμήθηκαν με τη μέθοδο των συζυγών διευθύνσεων.

Πίνακας 3.5. Παράμετροι της χαρακτηριστικής καμπύλης κατά van Genuchten κατά την διήθηση και στράγγιση με τη μέθοδο Συζυγών Δ/νσεων.

		a	n	m	θ_s	θ_r	R
Άνω στρώση	Διήθηση	0.027393	0.7243140	0.157685	0.429009	0.000010	0.976684
	Στράγγιση	0.092453	10.000491	0.075355	0.420556	0.189350	0.997070
Κάτω στρώση	Διήθηση	0.032222	2.7281250	0.614795	0.302000	0.207000	0.993630
	Στράγγιση	0.014125	2.5099300	0.614795	0.302000	0.015529	0.993578



Σχήμα 3.17: Χαρακτηριστική καμπύλη του πηλοαμμώδους εδάφους (πάνω στρώση)



Σχήμα 3.18: Χαρακτηριστική καμπύλη του αμμώδους εδάφους (κάτω στρώση)

3.11.2 Μέθοδος Marquardt της μέγιστης πτώσης

Η μέθοδος Marquardt (Bazaraa, 1993) προέκυψε από τον συγκερασμό δύο μεθόδων: της μεθόδου της μέγιστης πτώσης και της μεθόδου του Newton.

α. Μέθοδος της μέγιστης πτώσης (steepest descent direction)

Έστω μια συνάρτηση $f(\vec{x})$, για την οποία επιδιώκουμε να βρούμε το βέλτιστο σημείο. Έστω τώρα \vec{x}_k ένα σημείο που προσεγγίζει το βέλτιστο σημείο. Μια καλύτερη προσέγγιση αναζητείται στην κατεύθυνση της αντίθετης κλίσης στο \vec{x}_k , δηλαδή στην κατεύθυνση:

$$-\nabla f(\vec{x}_k) \quad (3.16)$$

Σαν διεύθυνση κατεύθυνσης ορίζεται το μοναδιαίο διάνυσμα:

$$\vec{S}_k = -\frac{\nabla f(\vec{x}_k)}{\|\nabla f(\vec{x}_k)\|} \quad (3.17)$$

Η προσέγγιση τώρα \vec{x}_{k+1} δίνεται από τη σχέση:

$$\vec{x}_{k+1} = \vec{x}_k + \lambda_k \cdot \vec{S}_k = \vec{x}_k - \lambda_k \frac{\nabla f(\vec{x}_k)}{\|\nabla f(\vec{x}_k)\|} \quad (3.18)$$

Το βήμα λ_k επιλέγεται με τη βέλτιστη διαδικασία επιλογής βήματος (Optimal Step Size Procedure, OSSP), δηλαδή

Θέτουμε:

$$\min f(\vec{x}_k + \lambda_k \cdot \vec{S}_k) \quad (3.19)$$

και ευρίσκομε το ελάχιστο ως εξής:

$$\frac{df(\vec{x}_k + \lambda_k \cdot \vec{S}_k)}{d\lambda_k} = 0 \quad (3.20)$$

από όπου προκύπτει το λ_k .

Η μέθοδος αυτή αποδεικνύεται ότι πολλές φορές παρουσιάζει σύγκλιση αλλά αργή.

β. Μέθοδος του Newton

Από τον τύπο του Taylor και με τη χρήση παραγώγων 2ης τάξης η συνάρτηση $f(\bar{x})$ προσεγγίζεται στο σημείο \bar{x}_k ως εξής:

$$\dot{f}(\bar{x}) \approx f(\bar{x}_k) + \nabla^T \cdot f(\bar{x}_k)(\bar{x} - \bar{x}_k) + \frac{1}{2}(\bar{x} - \bar{x}_k)^T \cdot \nabla(\nabla f(\bar{x}_k))(\bar{x} - \bar{x}_k) \quad (3.21)$$

Θέτουμε τώρα $\Delta \bar{x}_k = \bar{x}_k - \bar{x}_k$, και $H = \nabla(\nabla f(\bar{x}_k))$ είναι ο πίνακας Hessian.

Μια απαραίτητη συνθήκη για το ελάχιστο της τετραγωνικής προσέγγισης $f(\bar{x})$, είναι $\nabla(f(\bar{x})) = 0$ ή

$$\nabla f(\bar{x}_k) + H(\bar{x}_k)(\bar{x} - \bar{x}_k) = 0 \quad (3.22)$$

Εάν δεχθούμε ότι υφίσταται ο $H^{-1}(\bar{x}_k)$, τότε το επόμενο σημείο (\bar{X}_{k+1}) δίνεται:

$$\bar{x}_{k+1} = \bar{x}_k - H(\bar{x}_k)^{-1} \cdot \nabla(f(\bar{x}_k)) \quad (3.23)$$

Η μέθοδος Newton προϋποθέτει ότι ο πίνακας του Hessian είναι θετικός ορισμένος, και εφόσον βρεθεί μια γειτονική τιμή προς την ελάχιστη, τότε συγκλίνει ταχέως. Τούτο όμως δεν είναι πάντοτε δυνατό.

γ. Η μέθοδος του Marquardt.

Η μέθοδος του Marquardt δίνεται από τη μορφή:

$$[\varepsilon_x I + H(\bar{x}_k)](\bar{x}_{k+1} - \bar{x}_k) = -\nabla(f(\bar{x}_k)) \quad (3.24)$$

όπου το μητρώο $\varepsilon_x I + H(\bar{x}_k)$ είναι θετικά ορισμένο και τίθεται υπό την μορφή $L \cdot L^T$ (Cholesky factorization), όπου L είναι κάτω τριγωνικό μητρώο.

Ο αλγόριθμος του Marquardt μοιράζεται με τη μέθοδο της μέγιστης πτώσης, την ικανότητά του να συγκλίνει από την αρχική τιμή, η οποία μπορεί να βρίσκεται έξω από την περιοχή σύγκλισης των άλλων μεθόδων. Ο αλγόριθμος μοιράζεται επίσης με τη μέθοδο του Νεύτωνα την ικανότητα να συγκλίνει γρήγορα στην πραγματική τιμή, όταν έχει προσεγγιστεί η γειτονιά της πραγματικής λύσης. Έτσι ο αλγόριθμος αυτός συνδυάζει τις καλές ιδιότητες των δύο αυτών μεθόδων, αποφεύγοντας συγχρόνως τους σοβαρούς περιορισμούς τους.

3.11.3 Εκτίμηση χαρακτηριστικών καμπυλών $\theta(h)$ – πρόγραμμα RETC.

Αρκετές συναρτήσεις έχουν προταθεί για να περιγράψουν εμπειρικά την χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους. Μια από τις πλέον δημοφιλείς είναι οι εξισώσεις των Brooks and Corey (1964), που αναφέρονται σαν BC-εξισώσεις

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(ah)^{-\lambda} \quad \text{για} \quad (ah > 1) \quad (3.25)$$

$$\theta = \theta_s \quad \text{για} \quad (ah < 1) \quad (3.26)$$

Όπου: θ_r = η υπολειμματική υγρασία που ορίζεται σαν η τιμή της υγρασίας για την οποία η υδραυλική αγωγιμότητα τείνει προς το μηδέν, όταν το h γίνεται μεγάλο.

θ_s η υγρασία κορεσμένου εδάφους.

h = Το ύψος πίεσης σε cm.

λ = συντελεστής κατανομής μεγέθους εδαφικών πόρων.

a = παράμετροι που εξαρτώνται από το έδαφος (L^{-1}).

Η θ_r καθορίζει την μέγιστη ποσότητα νερού στο έδαφος η οποία δεν συμβάλλει στην κίνηση του νερού διότι εμποδίζεται η ροή εντός των εδαφικών πόρων από την δυνατή προσρόφησή του στη στερεά φάση του εδάφους, (Luckner *et al.*, 1989).

Η θ_s είναι η εδαφική υγρασία στον κορεσμό η οποία δεν πρέπει να να είναι ίση με το πορώδες του εδάφους αλλά κατά 5-10% μικρότερη διότι παγιδεύεται ή διαλύεται αέρας.

Οι εξισώσεις (3.25 και 3.26) μπορούν να γραφούν σε αδιάστατη μορφή ως ακολούθως:

$$S_e = (ah)^{-\lambda} \quad (ah > 1) \quad (3.27)$$

$$S_e = 1 \quad (ah \leq 1) \quad (3.28)$$

όπου S_e είναι ο αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού (effective degree of saturation) ($0 \leq S_e \leq 1$) :

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3.29)$$

Σε ένα λογαριθμικό διάγραμμα οι (3.27) και (3.28) παράγουν 2 ευθείες γραμμές οι οποίες

τέμνονται στην τιμή εισόδου αέρα, $h_a = 1/a$. Επειδή οι σχέσεις αυτές (3.25 – 3.28) είναι

απλές έχουν χρησιμοποιηθεί αρκετά σε μελέτες ακόρεστης ροής. Η B-C εξίσωση έχει δείξει ότι παράγει σχετικά ακριβή αποτελέσματα για πολλά χονδρόκοκκης σύστασης εδάφη που χαρακτηρίζονται από σχετικά στενούς πόρους. Τα αποτελέσματα έδειξαν μικρότερη ακρίβεια για πολλά λεπτόκοκκης σύστασης εδάφη και αδιατάρακτα εδάφη αγρών, εξαιτίας της απουσίας μιας καλά προσδιορισμένης τιμής εισαγωγής αέρα σ' αυτά τα εδάφη.

Μια ομαλή συνάρτηση με επιθυμητές ιδιότητες είναι η εξίσωση van Genuchten (1980), η οποία επικράτησε να αναφέρεται σαν VG-εξίσωση και είναι:

$$S_e = \frac{1}{[1 + (ah)^n]^m} \quad (3.30)$$

Όπου a , n και m είναι εμπειρικές σταθερές που επηρεάζουν το σχήμα της χαρακτηριστικής καμπύλης του εδάφους.

Στα πειραματικά σημεία των χαρακτηριστικών καμπυλών προσαρμόστηκε η αναλυτική σχέση του van Genuchten η οποία περιγράφει την σχέση $\theta(h)$ και η οποία περιέχει πέντε παραμέτρους $b-(\theta_r, \theta_s, a, n, m)$.

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (ah)^n]^m} \quad \text{και} \quad m = 1 - \frac{1}{n} \quad (3.31)$$

Η περισσότερο γενική διατύπωση εμφανίζεται όταν οι παράμετροι m και n υποθεθούν ότι είναι ανεξάρτητοι (2-παραμετρικό). Η προσέγγιση βασίζεται στην κατανομή του συνολικού άθροισματος των τετραγώνων των πειραματικών τιμών σε ένα μέρος που περιγράφεται από την εξίσωση πρόβλεψης και στο υπολειμματικό μέρος των πειραματικών τιμών γύρω από αυτές που προβλέπονται από το μοντέλο. Ο σκοπός της διαδικασίας πρόβλεψης είναι να βρεθεί μια εξίσωση η οποία να μεγιστοποιεί το άθροισμα των τετραγώνων που συνδέονται με το μοντέλο, ενώ ελαχιστοποιεί το υπολειμματικό άθροισμα των τετραγώνων (SSQ). Το υπολειμματικό άθροισμα των τετραγώνων αντανακλά τον βαθμό της κλίσης (απόκλιση της πρόβλεψης) και της συμβολής των τυχαίων σφαλμάτων. Το SSQ αναφέρεται ως η αντικειμενική συνάρτηση $O(b)$ όπου το b αντιπροσωπεύει το διάνυσμα της άγνωστης παραμέτρου. Το RETC ελαχιστοποιεί την $O(b)$ επαναληπτικά μέσω της προσέγγισης των σταθμικών ελαχίστων τετραγώνων και βασίζεται στη μέθοδο του γειτονικού μέγιστου του Marquardt (Marquardt, 1963), όπως περιγράφεται στην παράγραφο 3.11.2. Κατά την διάρκεια κάθε επαναληπτικού βήματος,

τα στοιχεία b_j της διανυσματικής παραμέτρου b ενημερώνονται διαδοχικά και τα

αποτελέσματα του μοντέλου συγκρίνονται με αυτά που εξήχθησαν για την τρέχουσα και την προηγούμενη επανάληψη. Το RETC προσφέρει τη δυνατότητα εκτύπωσης, ανάμεσα σε άλλες πληροφορίες, της $O(b)$ για κάθε επανάληψη.

Όταν λαμβάνονται μόνο μετρήσεις σημείων (θ_i , h_i) τότε η προς ελαχιστοποίηση συνάρτηση γράφεται:

$$O(b) = \sum_{i=1}^N \left\{ w_i \left[\theta_i - \hat{\theta}_i(b) \right] \right\}^2 \quad (3.32)$$

όπου θ_i και $\hat{\theta}_i$ είναι οι πειραματικές και υπολογισμένες τιμές υγρασίας αντίστοιχα και N ο αριθμός των πειραματικών σημείων. Ο σταθμικός συντελεστής, w_i της (3.32) μπορεί να χρησιμοποιηθεί στην αντιστοίχιση περισσότερο ή λιγότερο βάρος των απλών σημείων που εξαρτώνται από προηγούμενη πληροφορία. Οι σταθμικοί συντελεστές w_i αντανακλούν την αξιοπιστία των σημείων από τα πειραματικά δεδομένα και ιδανικά το σύνολο αυτό πρέπει να είναι ίσο με το αντίστροφο του σφάλματος των πειραματικών (π.χ. τυπική απόκλιση) η οποία θεωρείται για την δειγματοληψία και τα πειραματικά σφάλματα. Αυτό μπορεί να δείξει ότι για τα σωστά βάρη, οι διακυμάνσεις όλων των στοιχείων b_j του b ελαχιστοποιούνται ταυτόχρονα, (Daniel and Wood, 1971). Ο σταθμικός συντελεστής w_i είναι συχνά αμετάβλητη μονάδα. Αν όλα τα πειραματικά λάθη είναι κανονικά κατανεμημένα, έχουν σταθερή διακύμανση και είναι ασυσχέτιστα, $w_i = 1$ για όλα τα i και η μέθοδος βελτιστοποίησης μετατρέπεται σε συνήθη μέθοδο ελάχιστων τετραγώνων (Kool *et al.*, 1987).

Το RETC επίσης καθορίζει τα ανώτερα και κατώτερα όρια του 95% του επιπέδου εμπιστοσύνης γύρω από τις προσαρμοσμένες τιμές της παραμέτρου b_j . Αυτό είναι επιθυμητό όταν η πραγματική τιμή στόχου της παραμέτρου πάντοτε τοποθετείται σε ένα στενό διάστημα γύρω από την υπολογισμένη μέση τιμή που αποκτήθηκε από το πρόγραμμα βελτιστοποίησης. Μεγάλα όρια εμπιστοσύνης δείχνουν ότι τα αποτελέσματα δεν είναι πολύ ευαίσθητα στην τιμή των βασικών παραμέτρων.

Τελικά επειδή οι δυνατότητες των προβλημάτων σχετίζονται με την σύγκλιση και τη μοναδικότητα των παραμέτρων συνιστάται να γίνονται συνεχείς εκτελέσεις στο πρόγραμμα με διαφορετικές αρχικές παραμέτρους εκτίμησης μέχρι να επιβεβαιωθεί ότι το πρόγραμμα συγκλίνει έως ότου γίνει ελάχιστη η ίδια γενική αντικειμενική συνάρτηση.

Κατά την διάρκεια της εκτέλεσης το RETC, θ , γίνεται αυτόματα 0 εάν θ , είναι μικρότερη 0,001. Η αρχική εκτίμηση για το l πρέπει να είναι θετική εάν μια επαναληπτική

τιμή κατά την διάρκεια εκτέλεσης του προγράμματος προσεγγίζει το μηδέν, το πρόγραμμα θα δημιουργήσει μια νέα αρχική εκτίμηση -0,2.

Στους πίνακες 3.6 και 3.7 δίνονται νέες τιμές παραμέτρων για ομάδες τιμών μηχανικής σύστασης σύμφωνα με την κατάταξη USDA (Soil Conservation Service, 1975) όπως εκτιμήθηκαν από τους Rawls *et al.* (1982) και Carsel and Parrish (1988) αντίστοιχα από αναλύσεις μεγάλου αριθμού εδαφών. Οι πίνακες αυτοί μπορούν να χρησιμοποιηθούν σαν οδηγός για εκτίμηση αρχικών παραμέτρων.

Πίνακας 3.6: Μέσες τιμές υδραυλικών παραμέτρων από επιλεγμένες ομάδες εδαφών χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας και υδραυλικής αγωγιμότητας κατά Rawls *et al.* (1978).

Μηχανική Σύσταση	θ_r	θ_s	a 1/cm	n	K_s cm/h
Αμμώδες	0.020	0.417	0.138	1.592	1.20×10^4
Πηλοαμμώδες	0.035	0.401	0.115	1.474	3.50×10^3
Αμμοπηλώδες	0.041	0.412	0.068	1.322	1.49×10^3
Πηλώδες	0.027	0.434	0.090	1.220	3.91×10^2
Ιλοπηλώδες	0.015	0.486	0.048	1.211	7.60×10^2
Αμμοαργιλοπηλώδες	0.068	0.330	0.036	1.250	2.47×10^2
Αργιλοπηλώδες	0.075	0.390	0.039	1.194	1.32×10^2
Ιλοαργιλοπηλώδες	0.040	0.432	0.031	1.151	8.60×10^1
Αμμοαργιλώδες	0.109	0.321	0.034	1.168	6.90×10^1
Ιλοαργιλώδες	0.056	0.423	0.029	1.127	5.18×10^1
Αργιλώδες	0.090	0.385	0.027	1.131	3.45×10^1

Πίνακας 3.7: Μέσες τιμές υδραυλικών παραμέτρων από επιλεγμένες ομάδες εδαφών χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας και υδραυλικής αγωγιμότητας κατά Carsel and Parrish (1988).

Μηχανική Σύσταση	θ_r	θ_s	a 1/cm	n	K_s cm/h
Αμμόδες	0.045	0.43	0.145	2.68	1.70×10^4
Πηλοαμμώδες	0.057	0.41	0.124	2.28	8.40×10^3
Αμμοπηλώδες	0.065	0.41	0.075	1.89	2.54×10^3
Πηλώδες	0.078	0.43	0.036	1.56	5.99×10^2
Πυλώδες	0.034	0.46	0.016	1.37	1.44×10^2
Πυλοπηλώδες	0.067	0.45	0.020	1.41	2.59×10^2
Αμμοαργιλοπηλώδες	0.100	0.39	0.059	1.48	7.54×10^2
Αργιλοπηλώδες	0.000	0.41	0.019	1.31	1.49×10^2
Πυλοαργιλοπηλώδες	0.89	0.43	0.010	1.23	4.80×10^1
Αμμοαργιλώδες	0.100	0.38	0.027	1.23	6.90×10^1
Πυλοαργιλώδες	0.070	0.36	0.005	1.09	1.15×10^1
Αργιλώδες	0.068	0.38	0.008	1.09	1.15×10^2

Τα πειραματικά σημεία προσεγγίστηκαν με τη μέθοδο του γειτονικού μέγιστου του Marquardt με το πρόγραμμα RETC του van Genuchten και οι τιμές των παραμέτρων παρατίθενται στους πίνακες (3.8) και (3.9) που ακολουθούν:

Πίνακας 3.8. Παράμετροι της χαρακτηριστικής καμπύλης κατά Van – Genuchten κατά την διήθηση και στράγγιση με μεταβλητές m, n.

		a	n	m	θ_s	θ_r	R
Άνω στρώση	Διήθηση	0.032290	1.0050000	0.109480	0.418650	0.000010	0.976262
	Στράγγιση	0.093420	27.171940	0.026480	0.418750	0.185410	0.997335
Κάτω στρώση	Διήθηση	0.041190	5.7410400	0.416400	0.292860	0.211310	0.991757
	Στράγγιση	0.008970	2.8037400	1.777240	0.296010	0.000010	0.992397

Πίνακας 3.9 Παράμετροι της χαρακτηριστικής καμπύλης κατά vanGenuchten κατά την διήθηση και στράγγιση με $m=1-1/n$.

		a	n	m	θ_s	θ_r	R
Άνω στρώση	Διήθηση	0.112390	1.1083600	0.0977660	0.417140	0.000010	0.9759975
	Στράγγιση	0.058740	2.9087400	0.6562000	0.427870	0.237490	0.9930948
Κάτω στρώση	Διήθηση	0.035450	4.7933700	0.7913700	0.293000	0.217210	0.9916900
	Στράγγιση	0.013510	3.0275900	0.6697042	0.295720	0.000010	0.9918248

Βιβλιογραφία

- Baker R., and Hillel D., 1990. Laboratory tests of a theory of fingering into layered soils. Soil Sci. Soc. Am. J., (54):20-30.
- Bazaraa, M., Sherali H., and Shetty C. M., 1993. Nonlinear programming theory and algorithms. John Wiley and Sons Inc., pp 638.
- Brooks, R.H., and Corey A.T., 1966. Properties of porous media affecting fluid flow. J. Irrig. Drain. Div. ASCE, 92(2):61-88.
- Buts, B.M., Jensen K.H., 1995. Effective Parameters for Multiphase Flow in Layered Soils. J. of Hydrology, (183):101-106.
- Carsel, R.F., and Parrish R.S., 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. Water Resour. Res., (24):755-769.
- Daniel, C., and Wood F.S., 1971. Fitting equations to data. Wiley-Interscience, New York.
- De Smedt, F., Wierenga, P.J., 1984. Solute transfer through columns of glass beads. Water Resour. Res., (20):225-232.
- Glass R.J., Steenhuis T.S., and Parlange J.Y., 1989. Wetting front instability. 2. Experimental determination of relationships between system parameters and two-dimensional Unstable flow behavior in initially dry porous media. Water Resour. Res., 25(6):1195-1207.
- Hill, D.E., and Parlange, J.Y., 1972. Wetting front instability in layered soils. Proc. Soil Sci. Soc. Am., 36(5):697-702.
- Hornung, U., Parlange J.Y., Hogarth W.L., Connel and Peters R., 1987. Water Movement in a Finite Layer: Absorption for Constant Water Content at the Surfaces. Soil Sci. Soc. Amer. J., 51(3):557-562.
- Jabro J.D., and Fritton D.D., 1990. Simulation Flow of Water a Percolation Test Hole in Layered Soil. Soil Sc. Soc. Amer. J., Proc., (54): 1214-1218.
- Kool, J.B., Parker J.C. and van Genuchten M.T., 1987. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models – A review. J. of Hydrology, (91):255-293.
- Latifi, H., Prasad S.N., and Helweg O.J., 1995. Air Entrainment and Water Infiltration in Two Layered Soil Column. J. Irrig. Drain. Eng., ASCE, 120(5):871-891.
- Lu, T.X., Biggar J.W., and Nielsen D.R., 1994. Water Movement in Glass Bead Porous Media. 2. Experiments of Infiltration and Finger Flow. Water Resour. Res., 30(12):3283-3290.

- Luckner, L., van Genuchten M.T. and Nielsen D.R., 1989. A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. Water Resour. Res., (25):2187-2193.
- Marquardt, D.W. 1963. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. J. Soc. Ind Appl. Math., (11):431-441.
- Moldrup, P., Rolston, D.E., and Hansen J. A., 1989. Rapid and numerical stable simulation of one dimensional, transient water flow in unsaturated, layered soils. Soil Sci., (148):219-226.
- Parlange, J.Y., Hill D.E., 1979. Air and water movement in porous media: Compressibility effects. Soil Sc. Soc. Amer. Proc., 127(5):257-263.
- Posadas, D.A.N., Tsnnus A., Panepucci, H., Grestana, S., 1995. Magnetic Resonance as a non-Invasive Technique for Investigating 3-D Preferential Flow Occurring within Stratified Soil samples. Comp. and Electr. in Agr., (14):255-267.
- Poulovassilis, A., 1969. The effect of pore water hysteresis on the hydraulic conductivity. Soil Sci., (20):52-56.
- Raats, R.A.C., 1973. Unstable wetting fronts in uniform and monuniform soils. Proc. Soil Sci. Soc. Am., (37):681-685.
- Ragsdale, T.C., 1995. Spreadsheet modeling and decision analysis. Virginia Polytechnic Institute and State University, USA. pp. 718.
- Rawls, W.J., Brakensiek D.L. and Saxton K.E., 1982. Estimating soil water properties. ASAE Trans. 25(5):1316-1320,1328.
- Romano N., Brunone B., and Santini A., 1996, Numerical analysis of one-dimensional unsaturated flow in layered soils. Advances in Water Resources, (21):315-324.
- Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., 1996. Στράγγιση νερού σε στρωματοποιημένα εδάφη. Πειράματα στο εργαστήριο και αριθμητική εξομοίωση. Πρακτικά 2ου Πανελληνίου Συνεδρίου, Εγγειοβελτιωτικά Έργα-Διαχείριση Υδατικών Πόρων-Εκμηχάνιση Γεωργίας, ΓΕΩΤΕΕ/ΚΕ, Λάρισα, σελ. 878-888.
- Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., Τζιμόπουλος Μ.Χ. και Καλφούντζος Δ., 1997. Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με τη μέθοδο TDR και στατιστική επεξεργασία των μετρήσεων. Πρακτικά 7ου Πανελληνίου Συνεδρίου Ε.Υ.Ε., Πάτρα, σελ. 184-192.

- Sakellariou-Makrantonaki, M., 1997. Water drainage in layered soils, Laboratory experiments and numerical simulation. Water Resour. Managm., (11):437-444.
- Samani, Z., Cheraghi, A., and Willardson, L., 1989. Water movement in horizontally layered soils. J. Irrig. And Drain. Div., ASCE, 115(3):449-456.
- Sisson J.B.; Klittich W.M., and Salem S.B., 1988. Comparison of two Methods for summarizing hydraulic conductivities of a layered soil. Water Resour. Res., 24(8): 1271-1276.
- Shamsai, A., and Marino M.A., 1993. Analysis of Recharge in Anisotropic, Layered, Saturated -Unsaturated Soil. J. Irrig. Drain. Eng., ASCE, 118(4):584-600.
- Smith R.E., 1990. Analysis of Infiltration a Two-Layer Soil Profile. Soil Sci. Soc. Amer. J., (54):1219-1227.
- Soil Conservation Service, 1975. Soil Taxonomy. Soil Survey Staff, USDA Agricultural Handbook No. 436.
- Stauffer F., 1981. Infiltration into layered soil: Experimental and numerical simulation. Proceedings of Euromech, Delft, pp127-134.
- Stauffer F., and Dracos T., 1984. Experimental and numerical study of water and solute infiltration in layered porous media. J. Hydrology, (84):9-34.
- Tzimopoulos, C., and Sakellariou-Makrantonaki, M., Spiridis, A., and Arampatzis, G., 1998. An algorithm for the soil characteristic curve with the method of conjugate directions. XII International Conference on Computational Methods in Water Resources, Crete, Greece, 23-238.
- Τζιμόπουλος, Χ., και Αραμπατζής, Γ., 1999. Συγκριτική αξιολόγηση μοντέλων πρόβλεψης της υδραυλικής αγωγιμότητας. Πρακτικά 1^{ου} Συνεδρίου της Γεωργικής Μηχανικής, Αθήνα, 303-311.
- Van Genuchten, M.Th., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., (44):892-898.
- Yeh T.C.J., and Harvey D., 1990. Effective unsaturated hydraulic conductivity of layered sands. Water Resour. Res., 26(6):1271-1279.
- Zijlstra, J., and Dane J.H., 1996. Identification of Hydraulic Parameters in Layered soils based on a quasi-Newton Method. J. of Hydrology, (181):233-250.

*«Την γεωργίαν των άλλων τεχνών μητέρα και τροφόν είναι»
Ξενοφών 428-354 π.Χ.*

4. ΜΟΝΤΕΛΑ ΠΡΟΒΛΕΨΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ

4.1 Γενικά

Το ενδιαφέρον για την ακόρεστη ζώνη (vadose zone) έχει αυξηθεί τα τελευταία χρόνια λόγω του μεγάλου ενδιαφέροντος για την ποιότητα του περιβάλλοντος το οποίο επηρεάζεται αρνητικά από την βιομηχανία, τις δημοτικές και τις αγροτικές δραστηριότητες. Τα υπολογιστικά μοντέλα χρησιμοποιούνται ευρέως χρησιμοποιούμενα στην έρευνα και την διαχείριση πρόβλεψης της κίνησης του νερού και των χημικών διαμέσου της ακόρεστης ζώνης των εδαφών. Τέτοια μοντέλα μπορούν να χρησιμοποιηθούν επιτυχώς μόνον εάν είναι διαθέσιμες αξιόπιστες εκτιμήσεις των ιδιοτήτων ροής και μεταφοράς. Η τρέχουσα τεχνολογία ανάπτυξης αριθμητικών μοντέλων για την κίνηση νερού και διαλυμάτων στο υπέδαφος δείχνει ότι μπορεί να προβλεφθεί με ακρίβεια μεγάλος αριθμός παραμέτρων που υπάρχουν σε αυτά. Αυτό είναι αληθές ειδικά για τις υδραυλικές παραμέτρους της ακόρεστης ροής, οι οποίες θεωρούνται ως οι πλέον σημαντικές παράμετροι που επηρεάζουν τον ρυθμό με τον οποίο κινείται το νερό και οι διαλυμένες χημικές ενώσεις μέσω της ζώνης ριζοστρώματος. Ενώ ικανός αριθμός εργαστηριακών μεθόδων και μεθόδων αγρού έχει αναπτυχθεί για την μέτρηση υδραυλικών παραμέτρων, οι περισσότερες από αυτές είναι σχετικά δαπανηρές και δύσκολες στην εκτέλεσή τους.

Η επί τόπου ακριβής μέτρηση της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας παραμένει δύσκολη και απαιτεί πολύ χρόνο. Έτσι, είναι απαραίτητο να ευρεθούν πιο οικονομικές μέθοδοι εκτίμησης των υδραυλικών παραμέτρων προκειμένου να υλοποιηθούν βελτιωμένες πρακτικές διαχείρισης του νερού στην ακόρεστη ζώνη.

Μια εναλλακτική απευθείας μέτρηση της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας είναι η χρήση θεωρητικών μεθόδων οι οποίες προβλέπουν την αγωγιμότητα από εύκολα μετρούμενα δεδομένα συγκράτησης του εδαφικού νερού. Αυτές οι θεωρητικές μέθοδοι είναι γενικά βασισμένες σε μοντέλα στατιστικής κατανομής μεγέθους πόρων τα οποία θεωρούν· ότι η κίνηση του νερού γίνεται δια μέσου των κυλινδρικών πόρων και ενσωματώνουν τις εξισώσεις των Darcy και Poiseuille. Ένας μεγάλος αριθμός μοντέλων αυτού του τύπου έχει εμφανισθεί στην επιστήμη του εδάφους και της μηχανικής πετρελαιοειδών στην βιβλιογραφία των τελευταίων δεκαετιών. Σ' αυτά συμπεριλαμβάνονται μεταξύ άλλων τα μοντέλα των Gates and Lietz (1950), Childs and Collis-George (1950), Burdine (1953), Millington and Quirk (1961), Mualem (1976), Tzimopoulos and Sakellariou-Makrantonaki (1996), Γιαννόπουλος και Τζιμόπουλος (1997). Η χρήση των αναλυτικών συναρτήσεων στις μελέτες κίνησης του νερού έχει αρκετά πλεονεκτήματα. Για παράδειγμα, αυτές επιτρέπουν περισσότερο αποτελεσματική αναπαράσταση και σύγκριση των υδραυλικών ιδιοτήτων των διαφόρων εδαφών και εδαφικών οριζόντων.

Όπως αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 1, η υδραυλική αγωγιμότητα για την περίπτωση των κορεσμένων εδαφών είναι σταθερή, $K = K_s$. Η εγκυρότητα της εξίσωσης (1.37) για κορεσμένες ροές με μικρούς αριθμούς Reynolds έχει επαληθευθεί θεωρητικά και πειραματικά (Mualem and Dagan, 1976).

Η υδραυλική αγωγιμότητα στις ακόρεστες ροές, είναι μικρότερη των κορεσμένων ροών, δεν είναι σταθερή αλλά συνάρτηση της περιεκτικότητας σε νερό θ .

Για την μέτρηση της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας αναπτύχθηκαν κατά το παρελθόν διάφορες μέθοδοι τόσο στο εργαστήριο όσο και στο ύπαιθρο. Μετρήσεις στόν αγρό είναι οι πλέον αξιόπιστες, γίνονται με ιδιαίτερη δυσκολία, κύρια για την εκτεταμένη μεταβλητότητα τους και λόγω του ότι η μέτρηση αυτής της παραμέτρου είναι χρονοβόρα και δαπανηρή. Εξάλλου με τα σύγχρονα όργανα μπορεί να μετρηθεί μόνο ένα μικρό τμήμα της καμπύλης $h(\theta)$, κυρίως κοντά στην υγρασία κορεσμού.

Αρκετοί ερευνητές κατά το παρελθόν έχουν παρουσιάσει ορισμένες εμπειρικές σχέσεις οι οποίες μπορούν προσεγγιστικά να προσαρμοστούν στα πειραματικά δεδομένα και να απλουστεύσουν τις θεωρητικές λύσεις.

Οι άγνωστες παράμετροι των τύπων αυτών προσδιορίζονται με κάποια μέθοδο βέλτιστης προσαρμογής (best fitting), με την οποία προσαρμόζονται εμπειρικές καμπύλες στα πειραματικά σημεία.

Δεν υπάρχει όμως ένας γενικά αποδεκτός εμπειρικός τύπος $K(\theta)$ ή $K(h)$ που να ισχύει για όλες της κατηγορίες των εδαφών.

Για το λόγο αυτό έχουν προταθεί διάφορα μοντέλα, τα οποία δίδουν μαθηματικούς τύπους με την βοήθεια των οποίων η υδραυλική αγωγιμότητα προκύπτει από την περισσότερο εύκολα να προσδιορισθεί χαρακτηριστική καμπύλη της εδαφικής υγρασίας και την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα.

Στην εργασία αυτή για τον προσδιορισμό της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα RETC (REtention Curve) του Van Genuchten et al. (1991) που περιγράφει τις υδραυλικές ιδιότητες των ακόρεστων εδαφών.

4.2 Μοντέλο Υδραυλικής Αγωγιμότητας του Mualem.

Σύμφωνα με το μοντέλο του Mualem (1976) η σχετική υδραυλική αγωγιμότητα K_r δίνεται από την εξίσωση:

$$K_r(S_e) = K_s S_e^l \left[\frac{f(S_e)}{f(1)} \right]^2 \quad (4.1)$$

$$\text{όπου: } f(S_e) = \int_0^{S_e} \frac{1}{h(x)} dx \quad (4.2)$$

K_s είναι η υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό, K_r είναι η σχετική υδραυλική αγωγιμότητα, S_e ο αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού όπως δίνεται από την εξίσωση (3.29) και l μία παράμετρος εκτίμησης της συνεκτικότητας των πόρων η οποία εκτιμήθηκε από τον Mualem (1976), και βρέθηκε ότι είναι περίπου 0.5 σαν μία μέση τιμή για τα περισσότερα εδάφη. Για ευκολία ολοκλήρωσης της (4.2), πρώτα πρέπει να λυθεί η (3.30) ως προς h ως ακολούθως:

$$S_e = \frac{1}{[1 + (ah)^n]^m} \Rightarrow S_e \frac{1}{m} = \frac{1}{1 + (ah)^n} \Rightarrow S_e \frac{1}{m} + S_e \frac{1}{m} (ah)^n = 1 \Rightarrow$$

$$(ah)^n = \frac{1 - S_e \frac{1}{m}}{S_e \frac{1}{m}} \Rightarrow h = \frac{1}{a} \left[\frac{1 - S_e \frac{1}{m}}{S_e \frac{1}{m}} \right]^{1/n} \Rightarrow h = \frac{1}{a} \left(S_e^{-1} - 1 \right)^{1/n} \quad (4.3)$$

Με αντικατάσταση της (4.3) στην (4.2) και χρησιμοποιώντας την αντικατάσταση $X = y^m$ η (4.2) γίνεται:

$$f(S_e) = m \int_0^{S_e \frac{1}{m}} y^{m-1+\frac{1}{m}} (1-y)^{-\frac{1}{n}} dy \quad (4.4)$$

Η εξίσωση (4.4) αποτελεί μία ατελή μορφή της συνάρτησης βήτα και δεν έχει αναλυτική λύση, για ακέραιες τιμές του $K=m-1+1/n$ μπορεί εύκολα να ολοκληρωθεί. Για την ειδική περίπτωση που $K=0$, λαμβάνεται:

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad (4.5)$$

Οπότε η (4.4) με αντικατάσταση της (4.5) και μετά την ολοκλήρωση γίνεται:

$$f(S_e) = m \int_0^{S_e \frac{1}{m}} (1-y)^{-\frac{1}{n}} dy = -m \int_0^{S_e \frac{1}{m}} (1-y)^{-\frac{1}{n}} d(1-y) \quad (4.6)$$

$$\text{ή} \quad f(S_e) = 1 - (1 - S_e \frac{1}{m})^m \quad (4.7)$$

και επειδή $f(1)=1$, η εξίσωση (4.1) γίνεται:

$$K_r(S_e) = K_s S_e^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - S_e \frac{1}{m} \right)^m \right]^2, \quad 0 \leq m \leq 1 \quad (4.8)$$

Η εξίσωση (4.8) χρησιμοποιείται ευρύτατα, γιατί απαιτεί να είναι γνωστές μόνο οι παράμετροι της χαρακτηριστικής καμπύλης της εδαφικής υγρασίας.

Με αντικατάσταση της (3.30) στην (4.8) λαμβάνεται η υδραυλική αγωγιμότητα σαν συνάρτηση του ύψους πίεσης.

$$K(h) = \frac{K_s \left\{ 1 - (ah)^{mn} [1 + (ah)^n]^{-m} \right\}^2}{[1 + (ah)^n]^{m^2}}, \quad m = 1 - \frac{1}{n} \quad (4.9)$$

4.3 Μοντέλο Υδραυλικής Αγωγιμότητας του Burdine.

Το μοντέλο του Burdine (1953) περιγράφεται από την ακόλουθη γενική σχέση:

$$K(S_e) = K_s S_e^1 \frac{g(S_e)}{g(1)} \quad (4.10)$$

$$g(S_e) = \int_0^{S_e} \frac{1}{[h(x)]^2} dx \quad (4.11)$$

Όπως και στο μοντέλο του Mualem ανάλογα και εδώ θεωρώντας το 1 ίσο με 2 και αντικαθιστώντας την εξίσωση (3.18) στην (4.11) και χρησιμοποιώντας την αντικατάσταση $X = y^m$ προκύπτει:

$$g(S_e) = a^2 m \int_0^{S_e^{1/m}} y^{m-1+1/n} (1-y)^{-2/n} dy \quad (4.12)$$

Για την περίπτωση που ισχύει ο περιορισμός $m = 1 - \frac{2}{n}$ στην εξίσωση (4.12) ο εκθέτης του y γίνεται μηδέν και η σχέση μειώνεται σε:

$$g(S_e) = a^2 [1 - (1 - S_e^{1/m})^m] \quad (4.13)$$

Η υδραυλική αγωγιμότητα γράφεται (van Genouchten, 1980):

$$K(S_e) = K_s S_e^1 [1 - (1 - S_e^{1/m})^m], \quad (m = 1 - 2/n) \quad (4.14)$$

ή σαν συνάρτηση του ύψους πίεσης γράφεται:

$$K(h) = \frac{1 - (ah)^{n-2} [1 + (ah)^n]^{-m}}{[1 + (ah)^n]^{ml}} \quad (4.15)$$

4.4 Εμπειρικό μοντέλο υδραυλικής αγωγιμότητας του Gardner (1958).

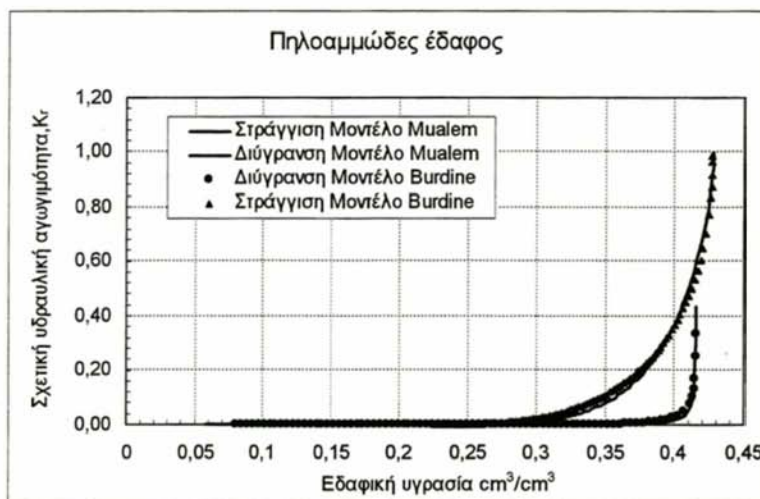
$$K(h) = \frac{K_s}{1 + (b|h)^N} \quad (4.16)$$

όπου: b και N παράμετροι που εξαρτώνται από το έδαφος.

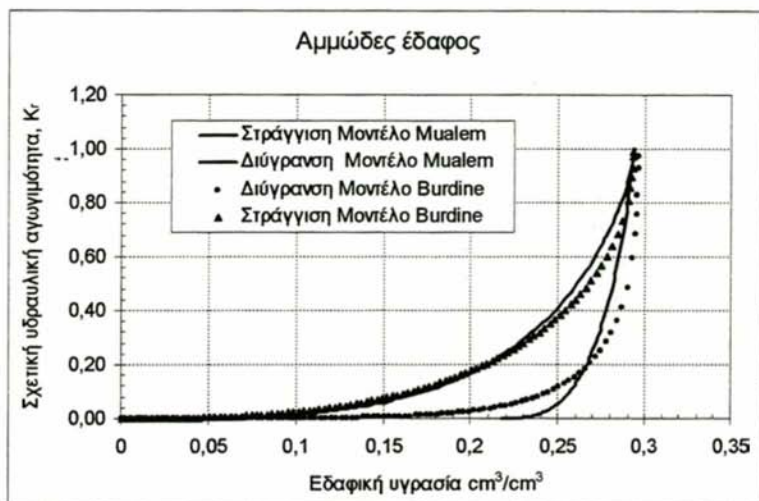
4.5 Εκτίμηση της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας – πρόγραμμα RETC.

Η υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους δίδεται από τις εξισώσεις (4.8) και (4.9) αντίστοιχα όταν χρησιμοποιείται το μοντέλο πρόβλεψης του Mualem και από τις εξισώσεις (4.14) και (4.15) όταν χρησιμοποιείται το μοντέλο του Burdine.

Η εφαρμογή του προγράμματος RETC για την πρόβλεψη της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας με τα μοντέλα των Mualem και Burdine που περιγράφηκαν παραπάνω έδειξε για το αμμοπηλώδες έδαφος πλήρη ταύτιση των καμπυλών κατά την στράγγιση και την διύγρανση όπως δείχνει το σχήμα 4.1. Ενώ για το αμμώδες έδαφος παρατηρήθηκαν μικρές αποκλίσεις των εν λόγω καμπυλών, (Σχήμα 4.2).



Σχήμα 4.1: Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με την εδαφική υγρασία κατά την στράγγιση και διύγρανση σε πηλοαμμώδες έδαφος.



Σχήμα 4.2: Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με την εδαφική υγρασία κατά την στράγγιση και διύγρανση σε αμμώδες έδαφος.

4.6. Εμπειρικές σχέσεις εκτίμησης υδραυλικών παραμέτρων από εδαφικές ιδιότητες.

Τα τελευταία χρόνια γίνεται προσπάθεια προσδιορισμού της χαρακτηριστικής καμπύλης και της υδραυλικής αγωγιμότητας από εύκολα μετρήσιμες ιδιότητες του εδάφους.

Η χαρακτηριστική καμπύλη της εδαφικής υγρασίας περιγράφεται από το μοντέλο της δυναμικής συνάρτησης του Van Genuchten (Van Genuchten, 1980; van Genuchten and Nielsen, 1985).

$$\theta_i = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left[1 + (ah)^n\right]^m} \quad (4.17)$$

Όπου: θ_s = η υγρασία στον κορεσμό ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)

θ_r = είναι η υπολειμματική υγρασία ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)

a = τιμή εισόδου του αέρα (m^{-1})

n = παράμετρος σχήματος

Όταν προσομοιώνουμε το ισοζύγιο νερού σ' ένα έδαφος, ο σωστός προσδιορισμός των υδραυλικών παραμέτρων που αναφέραμε παραπάνω είναι κρίσιμος. Στις περιπτώσεις που δεν έχουμε δεδομένα χαρακτηριστικής καμπύλης, τότε χρειάζεται έμμεσα να εκτιμήσουμε τις παραμέτρους αυτές. Για ένα εύρος εδαφών οι Vereecken *et al.*, (1989) σχετίζοντας τις υδραυλικές παραμέτρους τις εξίσωσης (4.16) με βασικές ιδιότητες όπως είναι η κοκκομετρική σύσταση, ο οργανικός άνθρακας και άλλες, ανέπτυξαν και επικύρωσαν τις ακόλουθες συναρτήσεις, για την εκτίμηση των παραμέτρων αυτών οι οποίες ονομάστηκαν πεδοσυναρτήσεις:

$$\theta_s = 0.81 - 0.283(\rho_b) + 0.001(CI) \quad (4.18)$$

$$\theta_r = 0.015 + 0.005(CI) + 0.014(C) \quad (4.19)$$

$$\ln(\alpha) = -2.486 + 0.025(Sa) - 0.351(C) - 0.2617(\rho_b) - 0.023(CI) \quad (4.20)$$

$$\ln(n) = 0.053 - 0.025(Sa) - 0.013(CI) + 0.00015(Sa)^2 \quad (4.21)$$

Όπου: ρ_b = φαινομενική πυκνότητα (g cm^{-3})

C = περιεκτικότητα άνθρακα %

Sa = άμμος (κλάσμα 50 – 2000 μ %)

CI = άργιλλος (κλάσμα ≤ 2 μ %)

Οι Vereecken *et al.* (1989) προσδιόρισαν με στατιστική ανάλυση, εξισώσεις των παραμέτρων της τριπαραμετρικής συνάρτησης του Gardner (πιν. 4.1) από εύκολα μετρούμενες εδαφικές σταθερές. Οι εξισώσεις των παραμέτρων αυτών είναι:

$$\ln(K_s) = 20.62 - 0.96 \ln(CI) - 0.661 \ln(Sa) - 0.46 \ln(C) - 8.43(\rho_b) \quad (4.22)$$

$$\ln(b) = -0.73 - 0.01877(Sa) + 0.058(CI) \quad (4.23)$$

$$\ln(N) = 1.186 - 0.197 \ln(CI) - 0.0489 \ln(Si) \quad (4.24)$$

Όπου: K_s = Υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό (cm h^{-1})

CI = άργιλλος (κλάσμα < 2 μ %)

Sa = άμμος (κλάσμα 50 – 2000 μ %)

Si = Ιλλύς (κλάσμα 2-50 μ %)

C = Περιεκτικότητα άνθρακα %

Σε περίπτωση που έχουμε τη δυνατότητα μέτρησης της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας τότε χρησιμοποιούνται οι παρακάτω εξισώσεις:

Σε περίπτωση που έχουμε τη δυνατότητα μέτρησης της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας τότε χρησιμοποιούνται οι παρακάτω εξισώσεις:

$$\ln(b) = -2.640 - 0.019(Sa) + 0.05(Cl) + 0.506 \ln(K_s) \quad (4.25)$$

$$\ln(N) = 1.186 - 0.194 \ln(Cl) - 0.0489 \ln(Si) \quad (4.26)$$

Ο πίνακας 4.1 δίνει τιμές των παραμέτρων της χαρακτηριστικής καμπύλης κατά van Genuchten και της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά Gardner με εφαρμογή των εδαφικών ιδιοτήτων των δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν στα πειράματα της παρούσας εργασίας.

Πίνακας 4.1. Παράμετροι της χαρακτηριστικής καμπύλης κατά van Genuchten και της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά Gardner κατά την εφαρμογή των εδαφικών ιδιοτήτων.

	a	n	m	θ_s	θ_r	b	N
Άνω στρώση	0.335343	1.142936	0.12506	0.4663	0.065	0.106417	1.854818
Κάτω Στρώση	0.49251	1.616721	0.381464	0.293	0.035	0.090322	2.41854

Εάν γίνει σύγκριση των τιμών αυτών με τις τιμές των πινάκων 3.5, 3.8 και 3.9 παρατηρείται ότι υπάρχουν μεγάλες αποκλίσεις εξαιρουμένων των τιμών της υγρασίας κορεσμού.

Βιβλιογραφία

- Burdine, N.T., 1953. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. Petroleum Trans. Am Inst. Min.Eng., (198):71-78.
- Γιαννόπουλος, Σ. και Τζιμόπουλος, Χ., 1997. Πρόβλεψη της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού από τη χαρακτηριστική καμπύλη της εδαφικής υγρασίας. Πρακτικά του 7^{ΟΥ} Παν. Συνεδρίου της Ε.Υ.Ε., Πάτρα, 168-175.
- Childs, E.C., and Collis-George, N., 1950. The permeability of porous materials. Proc. Roy. Soc., London, Ser. A 201, 392-405.
- Daniel, C., and Wood F.S., 1971. Fitting equation to data. Wiley-Interscience, N.Y.
- Gardner, W.R., 1958. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Sci., (85):228-232.
- Gates, J.I., and Lietz, W.T., 1950. Relative permeabilities of California cores by the capillary-pressure method. Drilling and production practice. Am. Petrol Inst.
- Millington, R.J., and Quick, J.P., 1961. Permeability of porous solids. Trans. Faraday Soc., (57):1200-1206.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resour. Res., 12(3):513-522.
- 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.
- Tzimopoulos, C. and Sakellariou-Makrantonaki, M., 1996. A new analytical model to predict the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Water Resour Managm., (10):1-18.
- Van Genuchten, M.Th., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., (44):892-898.
- Van Genuchten, M.Th., and Nielsen D.R., 1985. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. Ann. Geophys., (3):615-628.
- Van Genuchten, M. Th., Leij F. J. and Yates S. R., 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic function of unsaturated soils. ERA/600/2-91/065. Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory, U.S. Environmental Protection Agency, Ada, OK, pp. 85.
- Vereecken, H., Maes J., Feyen J., and Darius P., 1989. Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. Soil Sci., 148(6):389-403.

«Α γὰρ δεῖ μανθάνομεν ποιεῖν, ταῦτα ποιοῦντες μανθάνομεν»
Αριστοτέλης 384-333 π.Χ.

5. ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΕΠΪΛΥΣΗ ΤΗΣ ΕΞΙΣΩΣΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

5.1 Γενικά

Η αριθμητική επίλυση ενός προβλήματος, που περιγράφεται από μια διαφορική εξίσωση, δίνει προσεγγιστικές λύσεις σε συγκεκριμένα σημεία του χώρου με υπολογισμό των τιμών των συναρτήσεων.

Η μονοδιάστατη κίνηση της υγρασίας σε ομογενοποιημένα, ισότροπα, ισόθερμα, πορώδη μέσα περιγράφεται από την εξίσωση του Richards η οποία είναι έντονα μη γραμμική και η επίλυσή της έχει γίνει με διάφορες μαθηματικές μεθόδους, όπως:

- Με ημιανλυτικές λύσεις (Philip, 1969; Parlange, 1971), οι οποίες είναι έγκυρες κάτω από ορισμένες περιορισμένες αρχικές και οριακές συνθήκες, που σπάνια συναντούνται στην πράξη.
- Με τη μέθοδο των χαρακτηριστικών (Sisson *et al.*, 1980; Smith, 1983).
- Με τη μέθοδο της ροής - συγκέντρωσης (Philip 1973; Philip and Knight 1974; White 1979; White *et al.*, 1979; Boulier *et al.*, 1984). Ο Τζιμόπουλος (1990) συνδύασε τη μέθοδο της ροής συγκέντρωσης με τη μέθοδο των χαρακτηριστικών, για περιπτώσεις όπου στην επιφάνεια του εδάφους εφαρμόζεται μια παροχή μικρότερη της υδραυλικής αγωγιμότητας.
- Με τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων (Bruch and Zyvolosky, 1974; Tzimiropoulos, 1978; Καραμούζης, 1980; Stauffer and Dracos, 1986).

- Με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών (Elmanoglou, 1980; Γιαννόπουλος, 1985; Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986; Moldrup *et al.*, 1989; Celia *et al.*, 1990; Sakellariou-Makrantonaki, 1997).
- Με τη μέθοδο της πρόβλεψης-διόρθωσης των Douglas-Jones (Babajimopoulos, 1991; Babajimopoulos *et al.*, 1995).
- Με τη μέθοδο των πεπερασμένων όγκων ελέγχου (Αραμπατζής, 2000) η οποία δίνει τη δυνατότητα στις περιοχές όπου υπάρχει απότομη μεταβολή να λαμβάνονται μικρότερα διαστήματα σε σχέση με άλλες περιοχές, όπου η μεταβολή δεν είναι και τόσο έντονη. Αυτό επιτρέπει την κατά περίπτωση επιλογή του χωρικού βήματος δίνοντας μεγαλύτερη ευελιξία και ακρίβεια στους υπολογισμούς.
- Και άλλες εργασίες έχουν παρουσιασθεί για την προσομοίωση της κίνησης της εδαφικής υγρασίας με αριθμητικές μεθόδους, όπως π.χ. Curpta and Staple 1964, Zaslavsky 1967, Τερζίδης 1967, Terzidis 1968, Τζιμόπουλος 1977, Tzimosoulos 1977, Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη 1980, Τζιμόπουλος και Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη 1981, Kunze and Nielsen 1982, 1983, Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη και Τζιμόπουλος 1984, Sakellariou-Makrantonaki and Tzimosoulos 1984, Καλφούντζος 1995, Antonopoulos 1997, Kerkides *et al.* 1997 κ. α.

5.2. Αριθμητική επίλυση της εξίσωσης κίνησης του νερού.

Η μονοδιάστατη κίνηση υγρασίας περιγράφεται από την εξίσωση τύπου Richards (5.1) και τύπου Fokker – Planck (5.2).

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right) \right] - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (5.1)$$

Με εισαγωγή στην (5.1) του συντελεστή διαχύσεως $D = -K(dh/d\theta)$, εξάγεται η θ-μορφή:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \right] - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (5.2)$$

όπου: $\theta =$ εδαφική υγρασία (cm^3/cm^3)

- z = κατακόρυφη συντεταγμένη με θετική φορά προς τα πάνω (+) και με αρχή την επιφάνεια του εδάφους (cm)
- $C(h)$ = υδραυλική χωρητικότητα
- $D(\theta)$ = συντελεστής διάχυσης (cm^2/h)
- t = χρόνος σε ώρες (h)
- $K(\theta)$ = υδραυλική αγωγιμότητα (cm/h)
- h = ύψος πίεσεως (cm)

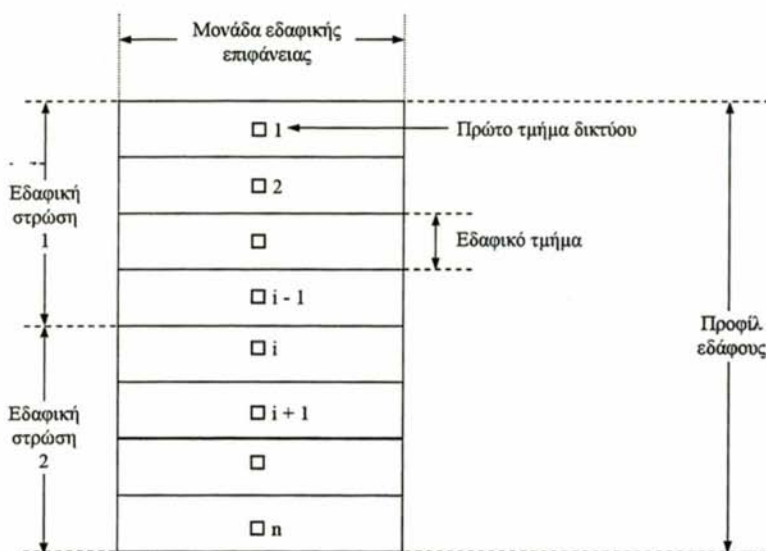
Η εξίσωση (5.1) έχει εφαρμογή για συνθήκες κορεσμένης και ακόρεστης ροής. Στην περίπτωση της ακόρεστης ροής είναι παραβολικού τύπου ενώ στην κορεσμένη ροή ($c(h)=0$) μεταπίπτει σε ελλειπτικού τύπου διαφορική εξίσωση. Διότι η υδραυλική αγωγιμότητα και η υδραυλική χωρητικότητα είναι μη γραμμικές συναρτήσεις του h . Αναλυτική λύση της εξίσωσης (5.1) υπάρχει μόνο για ειδικές οριακές συνθήκες (Philip, 1957).

Με αριθμητικές λύσεις τόσο πεπερασμένων στοιχείων, όσο και πεπερασμένων διαφορών έχουν επιλυθεί και οι δύο παραπάνω εξισώσεις. Λεπτομερής και ουσιαστική ανάλυση αυτών των λύσεων έχει γίνει από τους Vauclin *et al.* (1979) και Haverkamp and Vauclin (1983).

5.2.1 Αριθμητική επίλυση της εξίσωσης τύπου Richards.

Για την αριθμητική επίλυση της εξίσωσης (5.1) το εδαφικό προφίλ διακρίνεται σε αριθμό τμημάτων και η συνολική χρονική περίοδος σε διακριτά χρονικά βήματα άνισων διαστημάτων. Τα εδαφικά τμήματα ομαδοποιούνται σε διάφορες πεδολογικές στρώσεις όπως φαίνονται στο σχήμα 5.1. Ο άξονας z λαμβάνεται θετικός προς τα πάνω.

Για κάθε εδαφική στρώση προσδιορίζονται οι παράμετροι της χαρακτηριστικής καμπύλης και της υδραυλικής αγωγιμότητας. Με αυτό τον τρόπο οι μερικές παράγωγοι της εξίσωσης (5.1) μπορούν να προσεγγισθούν σαν λόγοι πεπερασμένων διαφορών.



Σχήμα 5.1: Δίκτυο υπολογισμών κατά την κατακόρυφο διεύθυνση

Ένα σχήμα πεπλεγμένης διακριτοποίησης, με ρητή γραμμικοποίηση της αγωγιμότητας και της υδραυλικής χωρητικότητας χρησιμοποιείται. Σε μια μελέτη σύγκρισης 6 διαφορετικών μεθόδων διακριτοποίησης (Haverkamp *et al.*, 1977) βρέθηκε ότι τα πεπλεγμένα σχήματα είναι περισσότερο εφαρμόσιμα και αποτελεσματικά. Επιπλέον οι Huwe and Van der Ploeg (1988) παρατήρησαν ότι η ρητή μέθοδος αποτυγχάνει στην περίπτωση που έχουμε συνθήκες κορεσμού.

Με το πεπλεγμένο σχήμα διαφορών η εξίσωση (5.1) μπορεί να προσεγγισθεί όπως παρακάτω:

Διαιρούμε το χώρο σε ορθογώνια παραλληλόγραμμα, με γραμμές παράλληλες ως προς του άξονες z και t όπως φαίνεται στο σχήμα 5.2. Έτσι ο χώρος ολοκλήρωσης καλύφθηκε με ένα κάναβο από ορθογώνιους βρόχους διαστάσεων Δz και Δt . Το επίπεδο (z,t) καλείται υπολογιστικό δίκτυο και οι κορυφές των ορθογώνιων παραλληλογράμμων, κόμβοι του δικτύου, έχουν δε συντεταγμένες ως προς τους άξονες z,t : $z_i = i\Delta z$ $i=1,2,3,\dots$ $t_j = j\Delta t$ $j=1,2,3,\dots$

Όπου $\Delta z_i = z_{i-1} - z_{i+1/2}$

είναι το βάθος του εδαφικού τμήματος σε mm

$$\text{και } \Delta z_i^* = z_{i-1} - z_i$$

είναι η απόσταση μεταξύ δύο κόμβων σε mm

$$\Delta t = t^{j+1} - t^j$$

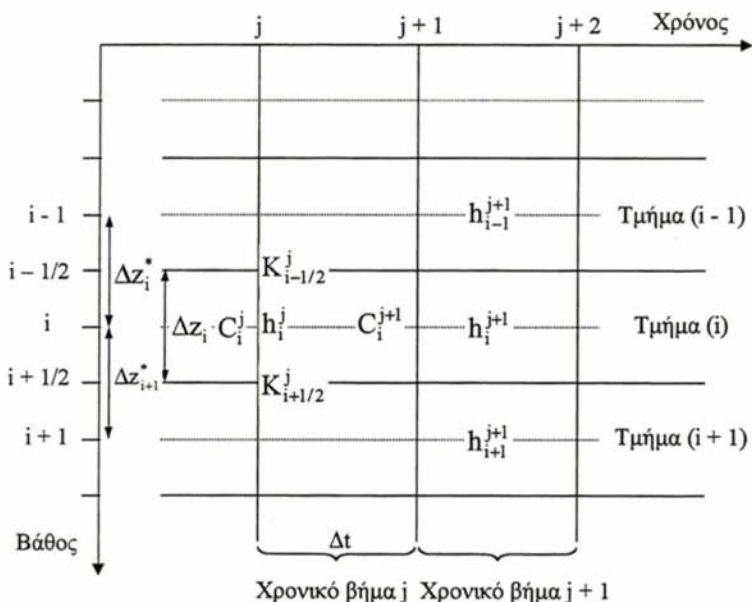
είναι το χρονικό βήμα σε h.

Εάν τεθεί:

$$F = K \frac{\partial h}{\partial z} + K = K \left[\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right] \quad (5.3)$$

η εξίσωση (5.1) γράφεται:

$$C \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial F}{\partial z} \quad (5.4)$$



Σχήμα 5.2: Αριθμητική κάναβος, με τις θέσεις του ύψους πίεσης $h(0)$ της υδραυλικής αγωγιμότητας $K(x)$ και της υδραυλικής χωρητικότητας $C(+)$ που χρησιμοποιήθηκαν στην εξίσωση πεπερασμένων διαφορών.

Παραδεχόμενοι ότι το h είναι μία συνεχής συνάρτηση των z και t και ότι οι παράγωγοι του h ως προς z και t , υπάρχουν και είναι συνεχείς, μπορεί να παραχθεί το ανάπτυγμα Taylor γύρω από το σημείο $(i, j+1)$.

$$h_i^{j+1} = h_i^j + \left. \frac{\partial h}{\partial t} \right|_i^j \Delta t + \left. \frac{\partial^2 h}{\partial t^2} \right|_i^j \frac{(\Delta t)^2}{2!} + \left. \frac{\partial^3 h}{\partial t^3} \right|_i^j \frac{(\Delta t)^3}{3!} + 0(\Delta t)^4$$

$$\eta \quad \left. \frac{\partial h}{\partial t} \right|_i^j = \frac{h_i^{j+1} - h_i^j}{\Delta t} + 0(\Delta t)$$

$$\eta \quad C_i^j \left. \frac{\partial h}{\partial t} \right|_i^j = C_i^j \frac{h_i^{j+1} - h_i^j}{\Delta t} + 0(\Delta t) \quad (5.5)$$

Επίσης λαμβάνοντας τις παραγώγους της F στο σημείο $(i, j+1)$:

$$F_{i+1/2}^{j+1} = F_i^{j+1} + \left. \frac{\partial F}{\partial z} \right|_i^{j+1} \left(\frac{\Delta z_i}{2} \right) + \left. \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} \right|_i^{j+1} \left(\frac{\Delta z_i}{2} \right)^2 \frac{1}{2!} + \left. \frac{\partial^3 F}{\partial z^3} \right|_i^{j+1} \left(\frac{\Delta z_i}{2} \right)^2 \frac{1}{3!} + 0(\Delta t)^4 \quad (5.6)$$

και

$$F_{i-1/2}^{j+1} = F_i^{j+1} - \left. \frac{\partial F}{\partial z} \right|_i^{j+1} \left(\frac{\Delta z_i}{2} \right) + \left. \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} \right|_i^{j+1} \left(\frac{\Delta z_i}{2} \right)^2 \frac{1}{2!} - \left. \frac{\partial^3 F}{\partial z^3} \right|_i^{j+1} \left(\frac{\Delta z_i}{2} \right)^2 \frac{1}{3!} + 0(\Delta t)^4 \quad (5.7)$$

Αφαιρώντας τις εξισώσεις (5.6) και (5.7):

$$\left. \frac{\partial F}{\partial z} \right|_i^{j+1} = \frac{F_{i+1/2}^{j+1} - F_{i-1/2}^{j+1}}{\Delta z_i} + 0(\Delta z) \quad \eta$$

$$\left. \frac{\partial F}{\partial z} \right|_i^{j+1} = \frac{\left\{ K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right\} \Big|_{i+1/2}^{j+1} - \left\{ K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right\} \Big|_{i-1/2}^{j+1}}{\Delta z_i} + 0(\Delta z) \quad (5.8)$$

Οι παράγωγοι $(K \frac{\partial h}{\partial z}) \Big|_{i+1/2}^{j+1}$, και $(K \frac{\partial h}{\partial z}) \Big|_{i-1/2}^{j+1}$ προσεγγίζονται πάλι και έχουμε:

$$K_{i+1/2}^{j+1} \left(\frac{\partial h}{\partial z} \Big|_{i+1/2}^{j+1} \right) = K_{i+1/2}^{j+1} \left(\frac{h_i^{j+1} - h_{i+1}^{j+1}}{\Delta z_{i+1}^*} \right), \quad [\Delta z_{i+1}^* = z_i - z_{i+1}] \quad (5.9)$$

$$K_{i-1/2}^{j+1} \left(\frac{\partial h}{\partial z} \Big|_{i-1/2}^{j+1} \right) = K_{i-1/2}^{j+1} \left(\frac{h_{i-1}^{j+1} - h_i^{j+1}}{\Delta z_i^*} \right), \quad [\Delta z_i^* = z_{i-1} - z_i]$$

Η εξίσωση (5.4) λόγω των (5.6), (5.8) και (5.9) γράφεται:

$$C_1^j \frac{h_1^{j+1} - h_1^j}{\Delta t} = \frac{K_{i-1/2}^{j+1} \left[\frac{h_{i-1}^{j+1} - h_i^{j+1}}{\Delta z_i^*} + I \right] - K_{i+1/2}^{j+1} \left[\frac{h_i^{j+1} - h_{i+1}^{j+1}}{\Delta z_{i+1}^*} + I \right]}{\Delta z_i} \quad (5.10)$$

Για $\Delta z_i = \Delta z_i^* = \Delta z_{i+1}^*$ η εξίσωση (5.10) παίρνει τη μορφή της (5.11) η οποία και ονομάζεται σχήμα του Laazonen.

$$C_1^j \frac{h_1^{j+1} - h_1^j}{\Delta t} = \frac{K_{i-1/2}^{j+1} (h_{i-1}^{j+1} - h_i^{j+1}) - K_{i+1/2}^{j+1} (h_i^{j+1} - h_{i+1}^{j+1})}{\Delta z^2} + \frac{K_{i-1/2}^{j+1} - K_{i+1/2}^{j+1}}{2\Delta z} \quad (5.11)$$

Η υδραυλική αγωγιμότητα μεταξύ των σημείων των κόμβων λαμβάνεται σαν ο μέσος γεωμετρικός όπως προτάθηκε από τους Vauclin *et al.* (1979)

$$K_{i-1/2}^j = \sqrt{(K(h_{i-1}^j) * K(h_i^j))} \quad (5.12)$$

$$K_{i+1/2}^j = \sqrt{(K(h_i^j) * K(h_{i+1}^j))}$$

Από την εξίσωση (5.1) και το σχήμα (5.10) παρατηρούμε ότι ο όρος $\frac{\partial h}{\partial z}$ υπολογίζεται στο τέλος του χρονικού βήματος (πεπλεγμένη διακριτοποίηση), ενώ η τιμή των όρων K και C είναι ίδια από την αρχή του χρονικού βήματος (ρητή γραμμικοποίηση των K και C). Αυτό το σχήμα περιέχει τρεις αγνώστους (h_{i-1}^{j+1} , h_i^{j+1} και h_{i+1}^{j+1}).

Εάν η εξίσωση (5.11) ξαναγραφεί ως προς τους αγνώστους όρους και θεωρώντας ότι

($C_i^{j+1} \cong C_i^j$, $K_{i+1/2}^{j+1} \cong K_{i+1/2}^j$ και $K_{i-1/2}^{j+1} \cong K_{i-1/2}^j$) γίνεται:

$$\begin{aligned}
 & - \left(\frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_i} K_{i-1/2}^j \right) h_{i-1}^{j+1} + \left(C_i^j + \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_i} K_{i-1/2}^j + \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}} K_{i-1/2}^j \right) h_i^{j+1} - \\
 & - \left(\frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}} K_{i+1/2}^j \right) h_{i+1}^{j+1} = C_i^j h_i^j - \frac{\Delta t}{\Delta z_i} K_{i+1/2}^j + \frac{\Delta t}{\Delta z_i} K_{i-1/2}^j \quad (5.13)
 \end{aligned}$$

$$-d_i h_{i-1}^{j+1} + b_i h_i^{j+1} - a_i h_{i+1}^{j+1} = e_i \quad (5.14)$$

όπου:

$$\begin{aligned}
 a_i &= \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}} K_{i+1/2}^j \\
 b_i &= C_i^j + \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}} K_{i+1/2}^j + \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}} K_{i-1/2}^j \\
 d_i &= \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_i} K_{i-1/2}^j \\
 e_i &= C_i^j h_i^j - \frac{\Delta t}{\Delta z_i} K_{i+1/2}^j + \frac{\Delta t}{\Delta z_i} K_{i-1/2}^j \quad (5.15)
 \end{aligned}$$

Η εξίσωση (5.14) γράφθηκε για κάθε κόμβο εκτός από τους επάνω και κάτω οριακούς κόμβους. Παρόμοιες εξισώσεις με την (5.14) μπορούν να παραχθούν και για τους δύο οριακούς κόμβους. Για τον πάνω κόμβο η εξίσωση (5.14) γράφεται:

$$b_1 h_1^{j+1} - a_1 h_2^{j+1} = e_1 \quad (5.16)$$

και για τον κάτω κόμβο γίνεται:

$$-d_n h_{n-1}^{j+1} + b_n h_n^{j+1} = e_n \quad (5.17)$$

Με αυτόν τον τρόπο τιμές του ύψους πίεσης στο τέλος του κάθε χρονικού βήματος (με εκθέτη $J+1$) μπορούν να παραχθούν από το προφίλ των πιέσεων στην αρχή του χρονικού βήματος και πληροφορίες για τις οριακές συνθήκες λύνοντας ένα σύστημα n εξισώσεων που έχει τον ακόλουθο τύπο (τριδιαγωνικό σύστημα 5.18).

$$\begin{bmatrix} d_1 & -a_1 & 0 & \bullet & \bullet & 0 \\ -d_2 & d_2 & -a_2 & 0 & \bullet & \bullet \\ 0 & -d_3 & b_3 & -a_3 & 0 & \bullet \\ \bullet & 0 & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ \bullet & \bullet & -d_i & b_i & -a_i & \bullet \\ \bullet & \bullet & 0 & \bullet & \bullet & \bullet \\ \bullet & \bullet & \bullet & -d_{n-1} & b_{n-1} & -d_{n-1} \\ 0 & \bullet & \bullet & 0 & -d_n & b_n \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} h_1^{j+1} \\ h_2^{j+1} \\ h_3^{j+1} \\ \bullet \\ h_i^{j+1} \\ \bullet \\ h_{n-1}^{j+1} \\ h_n^{j+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} e_1 \\ e_2 \\ e_3 \\ \bullet \\ e_i \\ \bullet \\ e_{n-1} \\ e_n \end{bmatrix} \quad (5.18)$$

Η επίλυση του τριδιαγωνικού συστήματος των γραμμικών εξισώσεων μπορεί να γίνει με τον αλγόριθμο Thomas, ο οποίος είναι μια άμεση μη επαναληπτική τεχνική επίλυσης. Από τη στιγμή που υπολογιστεί το προφίλ των πιέσεων στο τέλος του χρονικού βήματος με την χρήση της χαρακτηριστικής καμπύλης προσδιορίζεται το προφίλ της εδαφικής υγρασίας. Μετά η όλη διαδικασία επαναλαμβάνεται για το επόμενο χρονικό βήμα.

Εν τούτοις, σαν αποτέλεσμα της ρητής γραμμικοποίησης της υδραυλικής χωρητικότητας, ένα σφάλμα του ισοζυγίου μάζας απαντάται, ειδικά στην περίπτωση που υπάρχουν μεγάλες μεταβολές της περιεκτικότητας της υγρασίας σε συνθήκες κοντά στον κορεσμό.

Όπως προαναφέρθηκε η παράγωγος της $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ της εξίσωσης (5.1) είχε αντικατασταθεί από $C(h) \frac{\partial h}{\partial t}$ στην εξίσωση (5.2), η οποία με την σειρά της προσεγγίζεται από την αναλογία των πεπερασμένων διαφορών αυτής.

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} \approx C_i^j \frac{h_i^{j+1} - h_i^j}{\Delta t} \quad (5.19)$$

Έτσι ένα σφάλμα ισοζυγίου μάζας που είναι αποτέλεσμα της ρητής γραμμικοποίησης του C είναι ίσο με:

$$\theta_i^{j+1} - \theta_i^j = C_i^j (h_i^{j+1} - h_i^j) \quad (5.20)$$

Προκειμένου να μειωθούν αυτά τα σφάλματα χρησιμοποιείται η μέθοδος των Newton-Raphson. Η μέθοδος αυτή θεωρείται μία από τις δημοφιλέστερες στην επίλυση εξισώσεων για τον λόγο ότι είναι απλή και κάτω από ορισμένες προϋποθέσεις συγκλίνει γρήγορα. Είναι μια μέθοδος επαναληπτικής λύσης για σύστημα μη γραμμικών εξισώσεων και έχει τον ακόλουθο τύπο.

$$F_i(\bar{X}) = 0 \quad (5.22a)$$

όπου $i=1, \dots, n$, με $\bar{X} = (X_1, \dots, X_n)$ διάνυσμα των αγνώστων.

Εάν οι τιμές της συνάρτησης είναι γνωστές για δεδομένο $\bar{X}^\tau = (x_1^\tau, \dots, x_n^\tau)$ διάνυσμα, οι τιμές της συνάρτησης F_1, \dots, F_n για διάνυσμα $\bar{X}^{\tau+1}$ στην γειτονία του πρώτου, μπορούν να προσεγγισθούν με χρήση πρώτης τάξης παραγώγων αναπτύγματος Taylor γύρω από \bar{X}^τ .

$$F_i(\bar{X}^{\tau+1}) = F_i(\bar{X}^\tau) + \left. \frac{\partial F_i}{\partial x_1} \right|_\tau \Delta x_1 + \left. \frac{\partial F_i}{\partial x_2} \right|_\tau \Delta x_2 + \dots + \left. \frac{\partial F_i}{\partial x_n} \right|_\tau \Delta x_n \quad (5.22\beta)$$

η οποία μπορεί να γραφεί με τη γενική της μορφή:

$$F_i(\bar{X}^{\tau+1}) = F_i(\bar{X}^\tau) + \sum_{k=1}^n \frac{\partial F_i(\bar{X}^\tau)}{\partial x_k} (x_k^{\tau+1} - x_k^\tau) \quad (5.23)$$

Εάν \bar{X}^τ είναι γνωστή προσεγγιστική λύση της εξίσωσης (5.10), μια βελτίωση μπορεί να γίνει με λύση της $F_i(\bar{X}^{\tau+1}) = 0$, χρησιμοποιώντας το ανάπτυγμα της σειράς Taylor που δίνεται από την εξίσωση (5.23). Έτσι αυτό σημαίνει ότι διαδοχικές βελτιώσεις της λύσης μπορούν να παραχθούν από την λύση του ακόλουθου συστήματος γραμμικών εξισώσεων.

$$\begin{array}{|c|} \hline F_1(\bar{X}^\tau) \\ \hline \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \hline F_n(\bar{X}^\tau) \\ \hline \end{array}
 \begin{array}{|c|} \hline \frac{\partial F_1(\bar{X}^\tau)}{\partial x_1} \\ \hline \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \hline \frac{\partial F_n(\bar{X}^\tau)}{\partial x_1} \\ \hline \end{array}
 \begin{array}{|c|} \hline \frac{\partial F_1(\bar{X}^\tau)}{\partial x_v} \\ \hline \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \hline \frac{\partial F_n(\bar{X}^\tau)}{\partial x_n} \\ \hline \end{array}
 \begin{array}{|c|} \hline x_1^{\tau+1} - x_1^\tau \\ \hline \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \hline x_n^{\tau+1} - x_n^\tau \\ \hline \end{array}
 = 0 \quad (5.24)$$

όπου $\bar{X} = (x_1^{\tau+1}, \dots, x_n^{\tau+1})$ είναι οι άγνωστοι.

Θεωρώντας την εξίσωση (5.1) της κίνησης του νερού σαν συνάρτηση του θ και η έκφρασή της με πεπερασμένες διαφορές παρόμοια με την (5.10) και λόγω της σχέσης $F_i(H) = 0$, με $H = (h_1^{j+1}, \dots, h_n^{j+1})$ που είναι το διάνυσμα της άγνωστης πίεσης του εδαφικού νερού προκύπτει:

$$F(\bar{H}) = \frac{\theta_i^{j+1} - \theta_i^j}{\Delta t} \frac{K_{i-1/2}^j \left[\frac{h_{i-1}^{j+1} - h_i^{j+1}}{\Delta z_i} + 1 \right] - K_{i+1/2}^j \left[\frac{h_i^{j+1} - h_{i+1}^{j+1}}{\Delta z_{i+1}} + 1 \right]}{\Delta z_i} = 0 \quad (5.25)$$

Έτσι η εξίσωση πεπερασμένων διαφορών για τον κόμβο i είναι στην πραγματικότητα η εξίσωση ισοζυγίου μάζας για το τμήμα i . Η επίλυση αυτού του συστήματος των εξισώσεων παράγει ένα ακριβές ισοζύγιο εσωτερικής μάζας. Επειδή η θ_i^{j+1} είναι ισχυρά εξαρτώμενη από το άγνωστο h_{i+1}^j (μη γραμμικό $\partial(h)$), αυτή η εξίσωση είναι μη γραμμική και η N-R μέθοδος προσφέρει την δυνατότητα λύσης με μία επαναληπτική μέθοδο.

Θεωρώντας ότι:

$H^{j+1,\tau} = (h_1^{j+1,\tau}, \dots, h_n^{j+1,\tau})$ είναι η τ προσεγγιστική λύση του συστήματος των μη γραμμικών εξισώσεων. Μια καλύτερη λύση λαμβάνεται από την επίλυση της:

$$F_i(\bar{H}^\tau) + \sum_{k=1}^n \frac{\partial F_i(\bar{H}^\tau)}{\partial h_K} (h_K^{j+1, \tau+1} - h_K^{j+1, \tau}) = 0 \quad (5.26)$$

Λαμβάνοντας τις μερικές παραγώγους της (5.25) προκύπτει:

$$\frac{\partial F_i(\bar{H}^{j+1})}{\partial h_i^{j+1}} = \frac{1}{\Delta t} \frac{\partial \theta_i^{j+1}}{\partial h_i^{j+1}} + \frac{K_{i-1/2}^j}{\Delta z_i \Delta z_i^*} + \frac{K_{i+1/2}^j}{\Delta z_i \Delta z_i^*}$$

$$\frac{\partial F_i(\bar{H}^{j+1})}{\partial h_{i-1}^{j+1}} = - \frac{K_{i-1/2}^j}{\Delta z_i \Delta z_i^*} \quad (5.27)$$

$$\frac{\partial F_i(\bar{H}^{j+1})}{\partial h_{i+1}^{j+1}} = - \frac{K_{i+1/2}^j}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*}$$

$$\frac{\partial F_i(\bar{H}^{j+1})}{\partial h_K^{j+1}} = 0 \quad \text{για } k \langle i-1 \eta \ k \rangle i+1$$

Μετά την αντικατάσταση των μερικών παραγώγων στην εξίσωση (5.25) και αναδιάταξη της στους άγνωστους όρους ($h_i^{j+1, \tau+1}, \dots, h_n^{j+1, \tau+1}$) μπορούμε να πάρουμε μία βελτιωμένη προσέγγιση με τη λύση του ακόλουθου τριδιαγωνικού συστήματος των γραμμικών εξισώσεων:

$$d_i (h_{i-1}^{j+1})^{\tau+1} + b_i (h_i^{j+1})^{\tau+1} - a_i (h_{i+1}^{j+1})^{\tau+1} = e_i \quad \text{για } i=2, \dots, r \quad (5.28)$$

όπου:

$$a_i = \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} (K_{i+1/2}^{j+1})^\tau$$

$$b_i = (C_i^{j+1})^\tau + \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} (K_{i+1/2}^{j+1})^\tau + \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} (K_{i-1/2}^{j+1})^\tau$$

$$d_i = \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_i^*} (K_{i-1/2}^{j+1})^\tau \quad (5.29)$$

$$e_i = (C_i^{j+1} h_i^j)^z - ((\theta_i^{j+1})^\tau - \theta_i^j) - \frac{\Delta t}{\Delta z_i} (K_{i+1/2}^{j+1})^\tau + \frac{\Delta t}{\Delta z_i} (K_{i-1/2}^{j+1})^\tau$$

Η εξίσωση (5.28) είναι όμοια με την (5.15) με μόνη διαφορά, τον επιπρόσθετο όρο $(\theta_i^{j+1, \tau} - \theta_i^j)$ στον συντελεστή e_i και το ότι τα C και K υπολογίζονται στο $j+1$ χρονικό βήμα.

Επίσης, δυο επιπρόσθετες εξισώσεις, όμοιες με τις (5.7) και (5.8), γράφονται στους πάνω και κάτω κόμβους. Το παραγόμενο τριδιαγωνικό σύστημα αποτελείται από n γραμμικές εξισώσεις με n αγνώστους, οι οποίοι επιλύονται με τον ίδιο αλγόριθμο του Thomas. Το σύνολο των εξισώσεων επιλύεται για κάθε επαναληπτικό βρόχο εντός του ίδιου χρονικού βήματος. Μετά από κάθε επανάληψη, οι τιμές της συνάρτησης $F_i(H)$, οι οποίες στην πραγματικότητα είναι τα σφάλματα του ισοζυγίου μάζας για κάθε διαφορετικό τμήμα, μπορεί δε να υπολογισθούν σε $(m^3 m^{-3} h^{-1})$. Η επαναληπτική διαδικασία συνεχίζεται έως ότου ένα η περισσότερα σφάλματα του ισοζυγίου εσωτερικής μάζας, υποληφθούν μία προκαθορισμένη οριακή τιμή ERR_{max} . Η λύση του αλγόριθμου συνοψίζεται ως ακολούθως:

(1) Για δεδομένο H^j , που είναι το προφίλ της μύζησης στην αρχή του χρονικού βήματος, η πρώτη προσέγγιση του $H^{j+1,1}$ υπολογίζεται με λύση της εξίσωσης (5.5).

(2) Επανάληψη στο επόμενο βήμα για $\tau = 1, \dots, NITER_{max}$.

(2.1) Υπολογισμός των σφαλμάτων του ισοζυγίου εσωτερικής μάζας.

Εάν όλο $F_i(H^{j+1, \tau}) < ERR_{max}$ τότε κλείνει ο επαναληπτικός βρόχος και περνάει στο επόμενο χρονικό βήμα, άλλως συνεχίζει ο επαναληπτικός βρόχος.

(2.2) Υπολογισμός μιας βελτιωμένης λύσης $H^{j+1, \tau+1}$, με λύση του συστήματος γραμμικών εξισώσεων που δίδεται από την εξίσωση (5.28) και τις επιπλέον εξισώσεις για τους πάνω και κάτω οριακούς κόμβους.

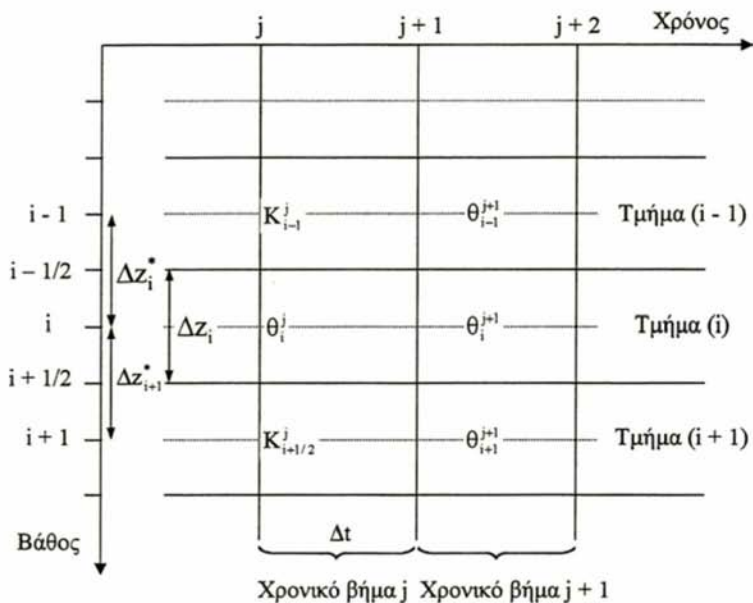
(3) Εάν δεν φθάσει στην επιθυμητή ακρίβεια εντός των $NITER_{max}$ επαναλήψεων, τότε περιορίζεται στο μισό το χρονικό βήμα και επαναλαμβάνονται οι υπολογισμοί αρχίζοντας τη διαδικασία από την αρχή.

5.2.2 Αριθμητική επίλυση της εξίσωσης τύπου Fokker - Planck.

Η εξίσωση Fokker-Planck που περιγράφει την κατακόρυφη κίνηση της υγρασίας στο έδαφος, όπως αναφέρθηκε στην προηγούμενη παράγραφο (5.2) είναι:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [D(\theta) \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)] - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (5.30)$$

η οποία είναι μερική διαφορική εξίσωση, έντονα μη γραμμική, παραβολικού τύπου με άξονα θετικό προς τα κάτω.



Σχήμα 5.3: Αριθμητική κάναβος, με τις θέσεις της εδαφικής υγρασίας $\theta(0)$ της υδραυλικής αγωγιμότητας $K(z)$ που χρησιμοποιήθηκε στην εξίσωση πεπερασμένων διαφορών.

Θέτοντας:

$$D(\theta) \frac{\partial F}{\partial z} = F \quad (5.31)$$

οπότε η εξίσωση (5.30) λόγω της (5.31) γίνεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial F}{\partial z} - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (5.32)$$

Παραδεχόμενοι ότι το θ είναι μία συνεχής συνάρτηση των z και t και ότι οι παράγωγοι του θ ως προς z και t , υπάρχουν και είναι συνεχείς, κατά συνέπεια μπορούν να αναχθούν σε αναπτύγματα Taylor γύρω από το σημείο $(i, j+1)$.

$$\theta_i^{j+1} = \theta_i^j + \frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_i^j \Delta t + \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} \Big|_i^j \frac{(\Delta t)^2}{2!} + \frac{\partial^3 \theta}{\partial t^3} \Big|_i^j \frac{(\Delta t)^3}{3!} + 0(\Delta t)^4$$

$$\text{ή } \frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_i^j = \frac{\theta_i^{j+1} - \theta_i^j}{\Delta t} + 0(\Delta t) \quad (5.33)$$

Επίσης λαμβάνοντας τις παραγώγους της F στο σημείο $(i, j+1)$ προκύπτει:

$$\begin{aligned} F_{i+1/2}^{j+1} &= F_i^{j+1} + \frac{\partial F}{\partial z} \Big|_i^{j+1} \left(\frac{\Delta z_i}{2}\right) + \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} \Big|_i^{j+1} \left(\frac{\Delta z_i}{2}\right)^2 \frac{1}{2!} + \\ &+ \frac{\partial^3 F}{\partial z^3} \Big|_i^{j+1} \left(\frac{\Delta z_i}{2}\right)^3 \frac{1}{3!} + 0(\Delta t)^4 \end{aligned} \quad (5.34)$$

και

$$\begin{aligned} F_{i-1/2}^{j+1} &= F_i^{j+1} - \frac{\partial F}{\partial z} \Big|_i^{j+1} \left(\frac{\Delta z_i}{2}\right) + \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} \Big|_i^{j+1} \left(\frac{\Delta z_i}{2}\right)^2 \frac{1}{2!} - \\ &\frac{\partial^3 F}{\partial z^3} \Big|_i^{j+1} \left(\frac{\Delta z_i}{2}\right)^3 \frac{1}{3!} + 0(\Delta t)^4 \end{aligned} \quad (5.35)$$

Αφαιρώντας τις εξισώσεις (5.34) και (5.35) κατά μέλη:

$$\frac{\partial F}{\partial z} \Big|_i^{j+1} = \frac{F_{i+1/2}^{j+1} - F_{i-1/2}^{j+1}}{\Delta z_i} + 0(\Delta z) \quad (5.36)$$

Οι παράγωγοι $\frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{i+1/2}^{j+1}$, $\frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{i-1/2}^{j+1}$ και $\frac{\partial K}{\partial z} \Big|_i^{j+1}$ προσεγγίζονται πάλι κατά τον

ίδιο τρόπο, όπως παρακάτω:

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{i+1/2}^{j+1} = \frac{\theta_{i+1}^{j+1} - \theta_i^{j+1}}{\Delta z_{i+1}} + 0(\Delta z)^2 \quad (5.37)$$

$$\left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{i+1/2}^{j+1} = \frac{\theta_i^{j+1} - \theta_{i-1}^{j+1}}{\Delta z_i^*} \quad (5.38)$$

$$\left. \frac{\partial K}{\partial z} \right|_i^{j+1} = \frac{K_{i+1}^{j+1} - K_{i-1}^{j+1}}{\Delta z_i^* + \Delta z_{i+1}^*} \quad (5.39)$$

Η εξίσωση (5.31) λόγω των (5.36) γράφεται:

$$\left. \frac{\partial}{\partial z} (D \frac{\partial \theta}{\partial z}) \right|_i^{j+1} = \frac{D_{i+1/2}^{j+1} \left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{i+1/2}^{j+1} - D_{i-1/2}^{j+1} \left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{i-1/2}^{j+1}}{\Delta z_i} \quad (5.40)$$

Η εξίσωση (5.40) λόγω των (5.37) και (5.38) γράφεται:

$$\left. \frac{\partial}{\partial z} (D \frac{\partial \theta}{\partial z}) \right|_i^{j+1} = \frac{D_{i+1/2}^{j+1} \left(\frac{\theta_{i+1}^{j+1} - \theta_i^{j+1}}{\Delta z_{i+1}^*} \right) - D_{i-1/2}^{j+1} \left(\frac{\theta_i^{j+1} - \theta_{i-1}^{j+1}}{\Delta z_i^*} \right)}{\Delta z_i} + 0(\Delta z) \quad (5.41)$$

Η εξίσωση (5.32) λόγω των (5.33), (5.39) και (5.41) γίνεται:

$$\frac{\theta_i^{j+1} - \theta_i^j}{\Delta t} = \frac{D_{i+1/2}^{j+1} \left(\frac{\theta_{i+1}^{j+1} - \theta_i^{j+1}}{\Delta z_{i+1}^*} \right) - D_{i-1/2}^{j+1} \left(\frac{\theta_i^{j+1} - \theta_{i-1}^{j+1}}{\Delta z_i^*} \right)}{\Delta z_i} - \frac{K_{i+1}^{j+1} - K_{i-1}^{j+1}}{\Delta z_i^* + \Delta z_{i+1}^*} \quad (5.42)$$

Λύνοντας την εξίσωση (5.42) ως προς τους τρεις αγνώστους $(\theta_{i-1}^{j+1}, \theta_i^{j+1}$ και $\theta_{i+1}^{j+1})$ συνεπάγεται:

$$\begin{aligned} & - \left(\frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_i^*} D_{i-1/2}^{j+1} \right) \theta_{i-1}^{j+1} + \left(-1 + \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} D_{i+1/2}^{j+1} + \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_i^*} D_{i-1/2}^j \right) \theta_i^{j+1} - \\ & - \left(\frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} D_{i+1/2}^{j+1} \right) \theta_{i+1}^{j+1} = \theta_i^j + \frac{\Delta t}{\Delta z_i} K_{i+1}^{j+1} + \frac{\Delta t}{\Delta z_i} K_{i-1}^{j+1} \quad (5.43) \end{aligned}$$

$$-d_i \theta_{i-1}^{j+1} + b_i \theta_i^{j+1} - a_i \theta_{i+1}^{j+1} = e_i \quad (5.44)$$

όπου:

$$\begin{aligned} a_i &= -\frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} D_{i+1/2}^{j+1} \\ b_i &= 1 + \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} D_{i+1/2}^{j+1} + \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} D_{i-1/2}^{j+1} \\ d_i &= -\frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_i^*} D_{i-1/2}^{j+1} \\ e_i &= \theta_i^j - \frac{\Delta t}{\Delta z_i} K_{i+1}^{j+1} + \frac{\Delta t}{\Delta z_i} K_{i-1}^{j+1} \end{aligned} \quad (5.45)$$

Η εξίσωση (5.44) μπορεί να γραφεί για κάθε κόμβο με σύστημα εξισώσεων υπό τριδιαγωνική μορφή:

$$\begin{bmatrix} b_1 & -a_1 & 0 & \bullet & \bullet & 0 \\ -d_2 & d_2 & -a_2 & 0 & \bullet & \bullet \\ 0 & -d_3 & b_3 & -a_3 & 0 & \bullet \\ \bullet & 0 & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ \bullet & \bullet & -d_i & b_i & -a_i & \bullet \\ \bullet & \bullet & 0 & \bullet & \bullet & \bullet \\ \bullet & \bullet & \bullet & -d_{n-1} & b_{n-1} & -d_{n-1} \\ 0 & \bullet & \bullet & 0 & -d_n & b_n \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} \theta_1^{j+1} \\ \theta_2^{j+1} \\ \theta_3^{j+1} \\ \bullet \\ \theta_i^{j+1} \\ \bullet \\ \theta_{n-1}^{j+1} \\ \theta_n^{j+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} e_1 \\ e_2 \\ e_3 \\ \bullet \\ e_i \\ \bullet \\ e_{n-1} \\ e_n \end{bmatrix} \quad (5.46)$$

Η επίλυση του τριδιαγωνικού συστήματος των γραμμικών εξισώσεων του μπορεί να γίνει με τον αλγόριθμο Thomas.

Η μείωση αυτού του σφάλματος του ισοζυγίου μάζας μπορεί να επιτευχθεί με την μέθοδο των Newton-Raphson, η οποία είναι μια μέθοδος επαναληπτικής λύσης για σύστημα μη γραμμικών εξισώσεων και έχει τον ακόλουθο τύπο.

$$F_i(\bar{X}) = 0 \quad (5.47)$$

όπου $i=1, \dots, n$ με $\bar{X} = (x_1, \dots, x_n)$ διάνυσμα των αγνώστων.

Εάν οι τιμές της συνάρτησης είναι γνωστές για δεδομένο $\bar{X}^\tau = (x_1^\tau, \dots, x_n^\tau)$ διάνυσμα, οι τιμές της συνάρτησης F_1, \dots, F_n για διάνυσμα $\bar{X}^{\tau+1}$ στην γειτονία του πρώτου, μπορεί να προσεγγισθεί με χρήση πρώτης τάξης σειρών αναπτύγματος Taylor γύρω από \bar{X}^τ .

$$F_i(\bar{X}^{\tau+1}) = F_i(\bar{X}^\tau) + \sum_{K=1}^n \frac{\partial F_i(\bar{X}^\tau)}{\partial x_K} (x_K^{\tau+1} - x_K^\tau) \quad (5.48)$$

Εάν \bar{X}^τ είναι γνωστή προσεγγιστική λύση της εξίσωσης (5.42), μια βελτίωση μπορεί να γίνει με λύση της $F_i(\bar{X}^{\tau+1}) = 0$, χρησιμοποιώντας το ανάπτυγμα της σειράς Taylor που δίνεται από την εξίσωση (5.48). Έτσι αυτό σημαίνει ότι διαδοχικές βελτιώσεις της λύσης μπορούν να παραχθούν από την λύση του ακόλουθου συστήματος γραμμικών εξισώσεων.

$$\begin{bmatrix} F_1(\bar{X}^\tau) \\ \vdots \\ F_n(\bar{X}^\tau) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \frac{\partial F_1(\bar{X}^\tau)}{\partial x_1} & \dots & \frac{\partial F_1(\bar{X}^\tau)}{\partial x_n} \\ \vdots & & \vdots \\ \frac{\partial F_n(\bar{X}^\tau)}{\partial x_1} & \dots & \frac{\partial F_n(\bar{X}^\tau)}{\partial x_n} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x_1^{\tau+1} - x_1^\tau \\ \vdots \\ x_n^{\tau+1} - x_n^\tau \end{bmatrix} = 0 \quad (5.49)$$

όπου $\bar{X} = (x_1^{\tau+1}, \dots, x_n^{\tau+1})$ είναι οι άγνωστοι.

Θεωρώντας την εξίσωση (5.36) της κίνησης του νερού σαν συνάρτηση του θ και η έκφρασή της με πεπερασμένες διαφορές παρόμοια με την (5.12) και λόγω της σχέσης $F_i(H) = 0$, με $H = (\theta_1^{j+1}, \dots, \theta_n^{j+1})$ που είναι το διάνυσμα της άγνωστης εδαφικής υγρασίας προκύπτει:

$$F(\bar{H}) = \frac{\theta_i^{j+1} - \theta_i^j}{\Delta t} - \frac{D_{i+1/2}^j \left(\frac{\theta_{i+1}^{j+1} - \theta_i^{j+1}}{\Delta z_{i+1}^*} \right) - D_{i-1/2}^j \left(\frac{\theta_i^{j+1} - \theta_{i-1}^{j+1}}{\Delta z_i^*} \right)}{\Delta z_i} + \frac{K_{i+1}^{j+1} - K_{i-1}^{j+1}}{\Delta z_i} = 0 \quad (5.50)$$

Έτσι η εξίσωση πεπερασμένων διαφορών για τον κόμβο i είναι στην πραγματικότητα η εξίσωση ισοζυγίου μάζας για το τμήμα i . Η εξίσωση αυτή είναι μη γραμμική και η N-R μέθοδος προσφέρει την δυνατότητα λύσης με μία επαναληπτική μέθοδο.

Θεωρώντας ότι:

$H^{j+1,\tau} = (\theta_1^{j+1,\tau}, \dots, \theta_n^{j+1,\tau})$ είναι η τ προσεγγιστική λύση του συστήματος των μη γραμμικών εξισώσεων. Μια καλύτερη λύση λαμβάνεται από την επίλυση της:

$$F_i(\bar{H}^\tau) + \sum_{k=1}^n \frac{\partial F_i(\bar{H}^\tau)}{\partial \theta_k} (\theta_k^{j+1,\tau+1} - \theta_k^{j+1,\tau}) = 0 \quad (5.51)$$

Λαμβάνοντας τις μερικές παραγώγους της (5.50) προκύπτουν:

$$\begin{aligned} \frac{\partial F_i(\bar{H}^{j+1})}{\partial \theta_i^{j+1}} &= \frac{1}{\Delta t} + \frac{D_{i+1/2}^{j+1}}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} + \frac{D_{i-1/2}^{j+1}}{\Delta z_i \Delta z_i^*} \\ \frac{\partial F_i(\bar{H}^{j+1})}{\partial \theta_{i-1}^{j+1}} &= - \frac{D_{i-1/2}^j}{\Delta z_i \Delta z_i^*} \\ \frac{\partial F_i(\bar{H}^{j+1})}{\partial \theta_{i+1}^{j+1}} &= - \frac{D_{i+1/2}^j}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} \\ \frac{\partial F_i(\bar{H}^{j+1})}{\partial \theta_k^{j+1}} &= 0 \quad \text{για } k \in \{i-1, i+1\} \end{aligned} \quad (5.52)$$

Μετά την αντικατάσταση των μερικών παραγώγων στην εξίσωση (5.51) και αναδιατάξη της στους άγνωστους όρους $(\theta_1^{j+1,\tau+1}, \dots, \theta_n^{j+1,\tau+1})$ προκύπτει μία βελτιωμένη προσέγγιση με τη λύση του ακόλουθου τριδιαγωνικού συστήματος των γραμμικών εξισώσεων:

$$d_i(\theta_{i-1}^{j+1})^{\tau+1} + b_i(\theta_i^{j+1})^{\tau+1} - \alpha_i(\theta_{i+1}^{j+1})^{\tau+1} = e_i \quad \text{για } i=2, \dots \quad (5.53)$$

όπου:

$$\begin{aligned}
 a_i &= \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} (D_{i+1/2}^{j+1})^\tau \\
 b_i &= 1 + \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} (D_{i+1/2}^{j+1})^\tau + \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} (K_{i-1/2}^{j+1})^\tau \\
 d_i &= \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_i^*} (K_{i-1/2}^{j+1})^\tau \\
 e_i &= -\theta_i^{j,\tau} - \frac{\Delta t}{\Delta z_i} (K_{i+1/2}^{j+1})^\tau + \frac{\Delta t}{\Delta z_i} (K_{i-1/2}^{j+1})^z
 \end{aligned} \tag{5.54}$$

5.2.3 Ανάλυση ευστάθειας του υπολογιστικού σχήματος Laasonen.

Κατά την αριθμητική επίλυση των εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών υπεισέρχονται σφάλματα, που οφείλονται, σε σφάλματα μετρήσεων των αρχικών και οριακών συνθηκών, σε σφάλματα αποκοπής και στρογγύλευσης των αριθμών και σε σφάλματα που οφείλονται στο υπολογιστικό σχήμα. Τα τελευταία είναι αυτά που προκαλούν την αστάθεια του υπολογιστικού σχήματος, μεγεθύνονται κατά την πορεία των αριθμητικών υπολογισμών και καθιστούν τις λύσεις αδύνατες. Η ανάλυση ευστάθειας του υπολογιστικού σχήματος έχει σκοπό την εύρεση ορισμένων περιοριστικών συνθηκών, κάτω από τις οποίες τα σφάλματα αυτά δεν μεγεθύνονται. Οι συνθήκες αυτές καλούνται κριτήρια ευστάθειας.

Στην εξίσωση (5.11) υποτίθεται ότι ισχύει:

$$h^* = h + \varepsilon$$

όπου h^* είναι η ορθή λύση, h είναι η λύση της (5.11) και ε είναι τα πάσης φύσεως σφάλματα.

$$C_i^j \frac{h_i^{j+1} - h_i^j}{\Delta t} = \frac{K_{i-1/2}^{j+1} (h_{i+1}^{j+1} - h_i^{j+1}) - K_{i+1/2}^{j+1} (h_i^{j+1} - h_{i-1}^{j+1})}{\Delta z^2} + \frac{K_{i-1/2}^{j+1} - K_{i+1/2}^{j+1}}{2\Delta z} \tag{5.55}$$

Εισάγοντας την τιμή αυτή στην εξίσωση (5.55) προκύπτει:

$$C_i^j \frac{(h_i^{j+1} + \varepsilon_i^{j+1}) - (h_i^j + \varepsilon_i^j)}{\Delta t} = \frac{K_{i-1/2}^{j+1} \{ (h_{i+1}^{j+1} + \varepsilon_{i+1}^{j+1}) - (h_i^{j+1} + \varepsilon_i^{j+1}) \} - K_{i+1/2}^{j+1} \{ (h_i^{j+1} + \varepsilon_i^{j+1}) - (h_{i-1}^{j+1} + \varepsilon_{i-1}^{j+1}) \}}{\Delta z^2} + \frac{K_{i-1/2}^{j+1} - K_{i+1/2}^{j+1}}{2\Delta z} \quad (5.56)$$

Μετά την αφαίρεση της (5.6) από την (5.55) και θέτοντας:

$$\lambda = \frac{\Delta t}{\Delta z^2}$$

προκύπτει η εξίσωση των σφαλμάτων:

$$\varepsilon_i^{j+1} - \varepsilon_i^{j+1} = \lambda \frac{K_{i+1/2}^{j+1}}{C} (\varepsilon_{i+1}^{j+1} - \varepsilon_i^{j+1}) - \lambda \frac{K_{i-1/2}^{j+1}}{C} (\varepsilon_i^{j+1} - \varepsilon_{i-1}^{j+1}) \quad (5.57)$$

όπου: $\bar{K}_{i+1/2}^{j+1} = \bar{K}_{i-1/2}^{j+1} = \bar{K}_i^j$

$$\varepsilon_i^{j+1} - \varepsilon_i^{j+1} = \lambda \frac{\bar{K}_i^j}{C} (\varepsilon_{i+1}^{j+1} - \varepsilon_i^{j+1}) - \lambda \frac{\bar{K}_i^j}{C} (\varepsilon_i^{j+1} - \varepsilon_{i-1}^{j+1}) \quad (5.58)$$

επειδή η εξίσωση (5.58) είναι γραμμική δέχεται λύσεις της μορφής

$$\varepsilon(z, t) = \sum_m A(\beta, t) \cdot e^{i\beta z} \quad (m=1,2,3,\dots,n), \quad (5.59)$$

όπου β είναι η συχνότητα της m αρμονικής $\beta = 2\pi m / L$, $L =$ το διάστημα ολοκλήρωσης, $m =$ ο αριθμός του κύματος και $A =$ το εύρος των αρμονικών.

Επειδή η εξίσωση (5.58) είναι γραμμική ικανοποιείται από μία μόνο αρμονική, έστω την m και η λύση παρουσιάζεται ως εξής:

Θέτοντας: $\varepsilon_i^j = e^{i(\beta z)} \xi^n$, όπου $i = \sqrt{-1}$ και $n = j\Delta t$, $z = i\Delta z$

(5.60) Αντικαθιστώντας την (5.60) στους όρους της (5.58) προκύπτουν:

$$\varepsilon_i^{j+1} - \varepsilon_i^j = e^{i\beta z} \xi^{n+1} - e^{i\beta z} \xi^n = e^{i\beta z} \xi^n (\xi - 1)$$

$$\varepsilon_{i+1}^{j+1} - \varepsilon_i^{j+1} = e^{i\beta(z+\Delta z)} \xi^{n+1} - e^{i\beta z} \xi^{n+1} = e^{i\beta z} \xi^{n+1} (e^{i\beta \Delta z} - 1) \quad (5.61)$$

$$\varepsilon_i^{j+1} - \varepsilon_{i-1}^{j+1} = e^{i\beta z} \xi^{n+1} - e^{i\beta(z-\Delta z)} \xi^{n+1} = e^{i\beta z} \xi^{n+1} (1 - e^{-i\beta \Delta z})$$

Με αντικατάσταση των σχέσεων (5.61) η (5.58) γίνεται:

$$e^{i\beta z} \xi^n (\xi - 1) = e^{i\beta z} \xi^{n+1} \cdot \lambda \frac{\bar{K}_i^j}{C} (e^{i\beta \Delta z} - 1) - e^{i\beta z} \xi^{n+1} \cdot \lambda \frac{\bar{K}_i^j}{C} (1 - e^{-i\beta \Delta z}) \quad (5.62)$$

Μετά την εκτέλεση των πράξεων της εξίσωσης (5.62) προκύπτει:

$$\xi - 1 = \xi \cdot \lambda \frac{\bar{K}_i^j}{C} (e^{i\beta \Delta z} + e^{-i\beta \Delta z} - 2) \quad \eta \quad (5.63)$$

$$\xi - 1 = \xi \cdot \lambda \frac{\bar{K}_i^j}{C} (2 \cos i\beta \Delta z - 2) \quad \eta \quad (5.64)$$

$$\xi (1 - \xi \cdot \lambda \frac{\bar{K}_i^j}{C} \{(-4 \sin^2 (\frac{\beta \Delta z}{2})\}) = 1 \quad \eta \quad (5.65)$$

$$\xi = \frac{1}{1 + 4\xi \cdot \lambda \frac{\bar{K}_i^j}{C} \sin^2 (\frac{\beta \Delta z}{2})} \quad (5.66)$$

Από την εξίσωση (5.66) φαίνεται ότι ισχύει $|\xi| \leq 1$, για όλες τις τιμές των Δt και Δz , διότι ο παρονομαστής είναι μεγαλύτερος της μονάδος. Αυτό δείχνει ότι το υπολογιστικό σχήμα του Laasonen είναι ευσταθές άνευ όρων.

Βιβλιογραφία

- Αραμπατζής, Γ., 2000. Εργαστηριακή έρευνα διήγνωσης και στράγγισης διαστρωματοποιημένων εδαφών. Εξομοίωση του φυσικού φαινομένου με τη μέθοδο των πεπερασμένων όγκων ελέγχου. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
- Antonopoulos, B., 1997. Simulation of soil moisture dynamics on irrigated cotton in semi-arid climates. Agric. Water Manag., (34):233-246.
- Babajimopoulos, C., 1991. A Douglas – Jones Predictor – Corrector Program for Simulation One-dimensional Unsaturated Flow in Soil. Ground Water, 29(2):267-270.
- Babajimopoulos, C., Budina A., and Kalfountzos D., 1995. SWBACROS: A model for the estimation of the water balance of a cropped soil. Environmental Software, (10):211-220.
- Boulier, J.F., Touma, J., and Vauclin, M., 1984. Flux-concentration equation: 1. Infiltration into nonuniform initial moisture profiles. Soil Sci. Soc Am. J., (48):245-251.
- Bruch, J., and Zyvolosky, Jr., 1974. Solution of equation for vertical unsaturated flow of soil water. Soil Sci., 116(6):417-422.
- Celia, M., Bouloutas, E., and Zarba, R., 1990. A general mass-conservative numerical solution of the unsaturated flow equation. Water Resour. Res., 26(7):1483-1496.
- Cupta, R.P., and Staple W.J., 1964. Infiltration into vertical columns of soil under a small positive head. Soil Sci. Soc. Proc. 729-732.
- Γιαννόπουλος, Σ., 1985. Μεταφορά νερού στο σύστημα έδαφος-φυτό-ατμόσφαιρα: Αβεβαιότητα στην εκτίμηση των υδροδυναμικών παραμέτρων. Διδακτορική Διατριβή, ΑΠ.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 243.
- Elmaloglou, S., 1980. Effets des stratifications sur les transferts des matières dans les sols. Thèse de Docteur-Ingenieur, Université de Grenoble, Grenoble, pp. 203.
- Haverkamp, R., and Vauclin, M., 1983. A comparative study of three forms of the Richards equation used for predicting one-dimensional infiltration in unsaturated soil. Soil Sci. Soc. Am. J., (45):13-20.
- Haverkamp, R., Vauclin, M., Touma J., Wierenga P.J., and Vachaud, 1977. A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. Soil Sci. Soc. Am. J., (41):285-249.

- Huwe, B., and Van der Ploeg R., 1988. Modelle zur simulation des stickstoffhaushaltes von Standorten mit Unterschiedlicher Landwirtschaftlicher Nutzung. Eigenverlag des Instituts für Wasserbau der Univesritat Stuttgart, Heft 69. pp 213.
- Καλφούντζος Δ., 1995. Μαθηματική προσομοίωση της κίνησης της εδαφικής υγρασίας σε καλλιεργούμενο έδαφος. Διπλωματική Μεταπτυχιακή Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 105.
- Καραμούζης Δ., 1980. Ασταθής διδιάστατη κίνηση του νερού σε ελεύθερα υδροφόρα στρώματα με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 127.
- Kerkides, P., Poulouvassillis, A., Argirokastritis, I., and Elmaloglou, S., 1997. Comparative evaluation of analytic solutions in predicting soil moisture profiles in vertical one-dimensional infiltration under ponded and constant flux boundary conditions. Water Resour. Managm., (11):323-338.
- Kunze, R.J., and Nielsen D.R., 1982. Finite difference solution of the infiltration equation. Soil Sci., (134):81-88.
- Kunze, R.J., and Nielsen D.R., 1983. Comparison of soil water infiltration profiles obtained experimentally and by solution of Richards' equation. Soil Sci., (135):342-349.
- Moldrup, P., Rolston, D.E., and Hansen, L.A., 1989. Rapid and numerically stable simulation of one dimensional, transient water flow in unsaturated, layered soils. Soil Sci., 148(3):219-226.
- Parlange, J.Y., 1971. Theory of water-movement in soils: 1. One-dimensional absorption. Soil Sci., 111(2):134-137.
- Philip, J.R., 1957. The theory of infiltration: The infiltration equation and its solution. Soil Sci., (83):345-357.
- Philip, J.R., 1969. Theory of infiltration. Advances in Hydrosoc., 215-305.
- Philip, J.R., 1973. On solving the unsaturated flow equations: 1. The flux-concentration relation. Soil Sci., 116(5):328-335.
- Philip, J.R., and Knight, J.H., 1974. On solving the unsaturated flow equations: 3. New quasi-analytical technique. Soil Sci., 117(1):1-13.
- Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ., 1980. Μαθηματική μοντελοποίηση του προβλήματος της κατακόρυφης κίνησης του νερού μέσα σε ακόρεστο πορώδες. Μεταπτυχιακή διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 55.

- Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ., 1986. Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης-στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων. Διδακτορική διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
- Sakellariou-Makrantonaki, M., 1997. Water drainage in layered soils, Laboratory experiments and numerical simulation, Water Resour. Managm., (11):437-444.
- Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη Μ., Τζιμόπουλος Χ., 1984. Προσομοίωση προβλημάτων αρδεύσεων και στραγγίσεων με τη βοήθεια ηλεκτρονικού υπολογιστή. Πρακτικά προσυνεδρίου 'Η πληροφορική στην Ελλάδα': 179-191.
- Sakellariou-Makrantonaki, M., and Tzimopoulos C., 1984. Numerical simulation of irrigation and drainage under hysteresis effects. Proceedings of the eleventh IASTED International conference: Applied modelling and simulation. Nice-France.
- Sisson, J.B., Ferguson, A.H., and van Genuchten, M.Th., 1980. Simple method for predicting drainage from field plots. Soil Sci. Soc. Am. J., (44):1147-1152.
- Smith, R.E., 1983. Approximate soil water movement by kinematics characteristics. Soil Sci. Soc. Am. J., (47):3-8.
- Stauffer, F., and Dracos, T., 1986. Experimental and numerical study of water and solute infiltration in layered porous media. J. Hydrol., (84):9-34.
- Τερζίδης, Γ., 1967. Οι εξισώσεις κίνησης της εδαφικής υγρασίας. Τεχνικά Χρονικά, Ιαν.-Μάρτιος, 28-33.
- Terzidis, G., 1968. Computational schemes for the Boussinesq equation. J. Irrig. and Drain., ASCE, pp, 381.
- Τζιμόπουλος, Χ., 1977. Κίνηση της υγρασίας εντός ισόθερμου μη κορεσμένου πορώδους μέσου. Δελτίο κεντρικού εργαστηρίου Υπουργείου Δημοσίων Έργων, Οκτ.-Δεκέμ., 153-161.
- Tzimopoulos, C., 1977. Un modèle aux éléments finis pour l' étude du mouvement de l' humidité dans un milieu poreux isotherme. Symposium on Hydrodynamique Diffusion and Dispersion in Porous Media. I.A.H.R. Committee on Flow Through Porous Media April 20-22 Pavia, Italy, 429-441.
- Tzimopoulos, C., 1978. Finite elements solution of unsaturated porous media flow. Proc. of the second Intern. Conf. on Finite Elements in Water Resources, London, Pentech Press, 1.37-1.49.

- Τζιμόπουλος, Χ., 1990. Κινηματική προσέγγιση της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος. 4^ο Πανελλήνιο Υδροτεχνικό Συνέδριο της Ε.Υ.Ε., 14-17 Μαρτίου, Κρήτη, 392-404.
- Τζιμόπουλος, Χ., Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη Μ., 1981. Αριθμητική εξομοίωση της κατακόρυφης μεταφοράς υγρασίας μέσα σε ακόρεστο πορώδες μέσο. Δελτίο Ελληνικής Επιτροπής Αρδεύσεων και στραγγίσεων. Τεύχος 1-2:12-40.
- Vauclin, M., Haverkamp R., and Vachaud, G., 1979. Resolution numerique d' une equation de diffusion non-lineaire. Application a l' infiltration de l' eau dans les sols non-satures. Presses Universitaires de Grenoble, Grenoble, pp 183.
- White, I., 1979. Measured and approximate flux-concentration relations for absorption of water by soil. Soil Sci. Soc. Am. J., (43):1074-1080.
- White, I., Smiles, D.E., and Perroux, K.M., 1979. Absorption of water by soil: The constant flux boundary condition. Soil Sci. Soc. Am. J., (43):659-664.
- Zaslavsky, D., 1967. Saturation - unsaturation transition in infiltration to a non - uniform soil profile. Soil Sci., (107) :160-165.

6. ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ

6.1 Γενικά.

Στα προηγούμενα κεφάλαια περιγράφηκε η μεθοδολογία με την οποία διεξήχθησαν τα εργαστηριακά πειράματα με σκοπό να προσδιορισθούν οι υδροδυναμικές παράμετροι, όπως της εδαφικής υγρασίας (θ), της πίεσης του εδαφικού νερού (h), της υδραυλικής αγωγιμότητας (K) με σκοπό την εξομοίωση της κίνησης της εδαφικής υγρασίας σε στρωματοποιημένο εδαφικό δείγμα εντός πειραματικής στήλης. Για την διεξαγωγή των πειραμάτων χρησιμοποιήθηκε μια στρώση αμμώδους και μια στρώση ενός πηλοαμμώδους εδάφους από την περιοχή της Λάρισας πλησίον του ποταμού Πηνειού. Η ροή του νερού κατά την διάρκεια της διύγρανσης και στράγγισης έγινε από τον πυθμένα της εδαφικής στήλης όπου τοποθετήθηκε γεώφασμα μεγάλης υδραυλικής αγωγιμότητας. Με αυτό τον τρόπο προσδιορίστηκαν οι πειραματικές τιμές της χαρακτηριστικής καμπύλης των εδαφικών δειγμάτων $h(\theta)$. Η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα μετρήθηκε στα ίδια εδαφικά δείγματα με τη μέθοδο του σταθερού φορτίου στο εργαστήριο. Στην συνέχεια οι πειραματικές τιμές της χαρακτηριστικής καμπύλης προσεγγίστηκαν με την εμπειρική εξίσωση του van Genouchten με τη μέθοδο των συζυγών διευθύνσεων (Tzimopoulos et al., 1998) και τη μέθοδο του Marquardt (van Genouchten, 1991). Από την σύγκριση των δύο μεθόδων φάνηκε ότι και οι δύο μέθοδοι δίνουν πολύ καλούς συντελεστές συσχέτισης με μικρή υπεροχή της μεθόδου των συζυγών. Οι τιμές αυτές χρησιμοποιήθηκαν κατά την εξομοίωση της κίνησης της εδαφικής υγρασίας. Για τον προσδιορισμό της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο του Gardner και του Mualem.

Στο κεφάλαιο αυτό εξετάζεται η κατακόρυφη κίνηση του νερού σε εδαφική στήλη με τη βοήθεια της εξίσωσης Richards (h-μορφή) η οποία επιλύεται με την αριθμητική μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών και την επαναληπτική τεχνική Newton – Raphson.

6.2 Αριθμητική εξομοίωση με την μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών και την τεχνική Newton – Raphson.

Η εξίσωση Richards περιγράφει την κατακόρυφη κίνηση του νερού:

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [K(\theta) \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right)] + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (6.1)$$

όπου ο θετικός άξονας z προς τα πάνω διακριτοποιείται όπως αναλυτικά περιγράφεται στο 5^ο κεφάλαιο και παίρνει τη μορφή:

$$d_i (h_{i-1}^{j+1})^{\tau+1} + b_i (h_i^{j+1})^{\tau+1} - a_i (h_{i+1}^{j+1})^{\tau+1} = e_i \quad \text{για } i=2, \dots, N \quad (6.2)$$

όπου:

$$\begin{aligned} a_i &= \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} (K_{i+1/2}^{j+1})^\tau \\ b_i &= (C_i^{j+1})^\tau + \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} (K_{i+1/2}^{j+1})^\tau + \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_{i+1}^*} (K_{i-1/2}^{j+1})^\tau \\ d_i &= \frac{\Delta t}{\Delta z_i \Delta z_i^*} (K_{i-1/2}^{j+1})^\tau \end{aligned} \quad (6.3)$$

$$e_i = (C_i^{j+1} h_i^j)^\tau - ((\theta_i^{j+1})^\tau - \theta_i^j) - \frac{\Delta t}{\Delta z_i} (K_{i+1/2}^{j+1})^\tau + \frac{\Delta t}{\Delta z_i} (K_{i-1/2}^{j+1})^\tau$$

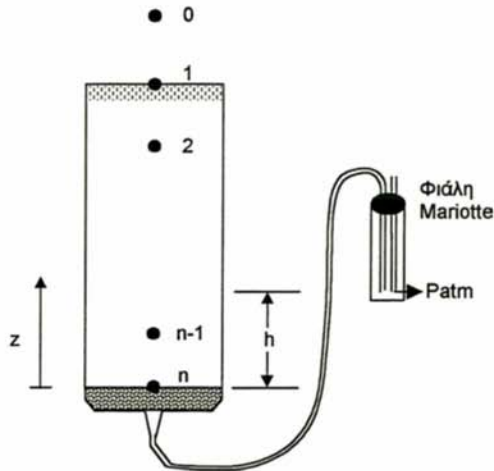
Η εξίσωση (6.2) έχει τον όρο $(\theta_i^{j+1})^\tau - \theta_i^j$ στον συντελεστή e_i και τα C και K υπολογίζονται στο $j+1$ χρονικό βήμα.

Αρχική συνθήκη

Ως αρχική συνθήκη λαμβάνεται το προφίλ ισορροπίας κατά την έναρξη της στράγγισης. Θεωρείται ότι στο χρόνο $t=0$ σε όλο το μήκος της εδαφικής στήλης υπάρχει ένα ομοιόμορφο προφίλ πίεσης, δηλαδή: $t=0, z>0, h=\text{const}$.

Πάνω οριακή συνθήκη

Η ροή στην επιφάνεια του εδάφους είναι $Q=0$, επομένως: (συνθήκη Neumann).



Σχήμα 6.1: Ιδεατός κόμβος

Εάν θεωρήσουμε ένα ιδεατό κόμβο 0, όπως δείχνει το σχήμα 6.1. τότε η εξίσωση (5.10) γράφεται:

$$d_1(h_0^{j+1}) + b_1(h_1^{j+1}) - a_1(h_2^{j+1}) = e_1 \quad (6.4)$$

$$q = -K \frac{\partial H}{\partial z} = -K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) = 0 \quad \text{ή} \quad \frac{\partial h}{\partial z} = -1 \quad (6.5)$$

Επειδή:

$$\frac{\partial h}{\partial z} \approx \frac{h_2 - h_0}{2\Delta z} \quad (6.6)$$

Η εξίσωση (6.5) λόγω της (6.6) γίνεται:

$$\frac{h_2 - h_0}{2\Delta z} = -1 \Rightarrow h_0 = h_2 - 2\Delta z \quad (6.7)$$

Οπότε η (6.4) λόγω της (6.7) γράφεται:

$$b_1 h_1 + (d_1 - a_1) h_2 = e_1 + 2\Delta z \quad \text{ή}$$

$$b_1 h_1 + a_1' h_2 = e_1'$$

όπου:

$$\begin{aligned}
 a_1' &= \frac{\Delta t}{\Delta z_1 \Delta z_2^*} K_{i+1/2}^{j+1} \\
 b_1 &= C_i^j + \frac{\Delta t}{\Delta z_1 \Delta z_2^*} K_{i+1/2}^j + \frac{\Delta t}{\Delta z_1 \Delta z_1^*} K_0^j \\
 e_i' &= C_1^j h_1^j - \frac{\Delta t}{\Delta z_1} K_{i+1/2}^{j+1} + \frac{\Delta t}{\Delta z_1} K_0^j + 2\Delta z_i
 \end{aligned} \tag{6.8}$$

Κάτω οριακή συνθήκη

Στον πυθμένα της στήλης θεωρείται συνθήκη φορτίου (Dirichlet), το οποίο παραμένει σταθερό για ορισμένα χρονικά διαστήματα οπότε η εξίσωση (5.10) γράφεται:

$$C_n^j \frac{h_n^{j+1} - h_n^j}{\Delta t} = \frac{K_{n-1/2}^j \left[\frac{h_{n-1}^{j+1} - h_n^{j+1}}{\Delta z_i^*} + 1 \right] - K_{n+1/2}^j \left[\frac{h_n^{j+1} - h_{n+1/2}^{j+1}}{\Delta z_{i+1}^*} + 1 \right]}{\Delta z_i} \tag{6.9}$$

Η πίεση στον κόμβο $n+1$ είναι γνωστή. Με αναδιάταξη των όρων ως προς τους δύο αγνώστους h_{n-1}^{j+1} και h_n^{j+1} η εξίσωση (6.4) με τριδιαγωνική μορφή γράφεται:

$$-d_n h_{n-1}^{j+1} + b_n h_n^{j+1} = e_n \tag{6.10}$$

όπου:

$$\begin{aligned}
 b_n &= C_n^j + \frac{\Delta t}{\Delta z_n \Delta z_n^*} K_{n-1/2}^j \\
 d_n &= \frac{\Delta t}{\Delta z_n \Delta z_n^*} K_{n-1/2}^j \\
 e_n &= C_n^j h_n^j + \frac{\Delta t}{\Delta z_n \Delta z_{n+1}^*} K_{1+1/2}^j h_{n+1/2}^{j+1} - \frac{\Delta t}{\Delta z_i} K_{n+1/2}^j + \frac{\Delta t}{\Delta z_i} K_{n-1/2}^j
 \end{aligned} \tag{6.11}$$

Συνεπώς για την στράγγιση λαμβάνεται η εξής οριακή συνθήκη:

$$t > 0 \quad z = -L$$

- $h = 53$ cm για 1 ώρα (13 cm από την επιφάνεια του δείγματος)
 $h = 40$ cm για 2 ώρες (26 cm " " " " " στην διεπιφάνεια)
 $h = 32$ cm για 2 ώρες (34 cm " " " " ")
 $h = 12$ cm για 2 ώρες (54 cm " " " " ")
 $h = 00$ cm για 3 ώρες (66 cm " " " " " στο πυθμένα)
 $h = -17$ cm για 2 ώρες (83 cm " " " " ")

Ενώ κατά την διάρκεια της διύγρανσης λαμβάνεται η εξής οριακή συνθήκη:

- $h = 66$ cm για 2 ώρες (66 cm από την επιφάνεια του δείγματος στο πυθμένα)
 $h = 20$ cm για 3 ώρες (46 cm " " " " ")
 $h = 40$ cm για 2 ώρες (26 cm " " " " " στην διεπιφάνεια)
 $h = 54$ cm για 3 ώρες (14 cm " " " " ")
 $h = 66$ cm για 2 ώρες (00 cm " " " " " στην επιφάνεια)

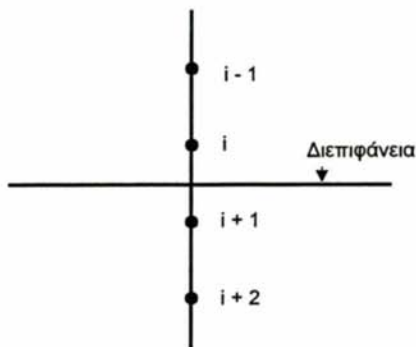
Συνθήκες στην διεπιφάνεια

Κατά την εξομοίωση της κίνησης του νερού σε στρωματοποιημένο έδαφος στην διεπιφάνεια υποτίθεται ότι ισχύουν οι ακόλουθες συνθήκες (Touma, 1975; Τζιμόπουλος, 1979; Elmaloglou, 1980; Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, 1986, 1996; Sakellariou-Makrantonaki, 1997):

- Τα μέτωπα των πιέσεων του εδαφικού νερού είναι συνεχή στην διεπιφάνεια μεταξύ δύο στρώσεων και οι τιμές της πίεσης είναι οι ίδιες και για τις δύο στρώσεις. Αντίθετα, τα μέτωπα της υγρασίας είναι ασυνεχή, διότι οι στρώσεις εκατέρωθεν της διεπιφάνειας έχουν διαφορετική χαρακτηριστική καμπύλη $\Psi(\theta)$.
- Η παροχή στην διεπιφάνεια η οποία εισέρχεται από τη μια στρώση στην άλλη είναι η ίδια. Όμως, σύμφωνα με την εξίσωση του Darcy, η κλίση των μετώπων της πίεσης δεν είναι η ίδια κατά τη μετάβαση από τη μια στρώση στην άλλη, γιατί οι υδραυλικές αγωγιμότητες είναι διαφορετικές.
- Στην διεπιφάνεια των δύο εδαφικών στρώσεων σαν υδραυλική αγωγιμότητα θεωρείται ο αριθμητικός μέσος όρος της υδραυλικής αγωγιμότητας των δύο στρώσεων ήτοι:

$$K_{i-\frac{1}{2}}^j = \sqrt{(K(h_{i-1}^j) * K(h_i^j))} \quad (6.12)$$

$$K_{i+\frac{1}{2}}^j = \sqrt{(K(h_i^j) * K(h_{i+1}^j))} \quad (6.13)$$



Σχήμα 6.2: Συνθήκη της υδραυλικής αγωγιμότητας στην διεπιφάνεια

6.3. Πρόγραμμα WAVE

6.3.1. Διαστήματα και κλίμακες χρόνου

Το πρόγραμμα WAVE είναι βασικά ένα μονοδιάστατο μοντέλο που περιγράφει την κίνηση της μάζας και ενέργειας στο σύστημα έδαφος-νερό. Η ροή μάζας και η ενέργεια στο σύστημα έδαφος-νερό είναι γνωστό ότι είναι ισχυρά μη γραμμική διαδικασία. Η αριθμητική επίλυση του προβλήματος της τρισδιάστατης μεταφοράς για οριακές συνθήκες ασταθούς κατάστασης είναι ακόμη μια δύσκολη διαδικασία. Το μοντέλο WAVE (Vancloster et al. 1996), χρησιμοποιήθηκε πρώτη φορά για την περιγραφή της μονοδιάστατης κίνησης του νερού σε εργαστηριακή εδαφική στήλη.

Κατά την κατακόρυφη διεύθυνση το μοντέλο θεωρεί ότι υπάρχει ετερογένεια στον σχηματισμό των εδαφικών στρώσεων εντός του εδαφικού προφίλ. Οι εδαφικές στρώσεις είναι υποδιαιρεμένες σε εσωτερικά διαστήματα τα οποία και ονομάζονται εδαφικά τμήματα. Κάθε εδαφικό τμήμα και κόμβος είναι ταυτισμένα και οι τιμές των μεταβλητών υπολογίζονται χρησιμοποιώντας τεχνικές πεπερασμένων διαφορών. Όλα τα εδαφικά τμήματα έχουν το ίδιο πάχος και ο χρήστης μπορεί να προσδιορίσει το επιθυμητό βάθος. Αυξάνοντας το πάχος των τμημάτων μειώνεται ο χρόνος υπολογισμού αλλά και η αριθμητική ακρίβεια.

Το χρονικό βήμα είναι μεταβλητό και επιλέγεται από το οριακό σφάλμα ισοζυγίου μάζας. Το μέγιστο επιτρεπόμενο σφάλμα ισοζυγίου μάζας, ϵ , ικανοποιείται από τη συνθήκη ($0.00001 < \epsilon < 1$, $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3} \text{h}^{-1}$). Με αυτή την οριακή συνθήκη μειώνεται η απώλεια μάζας. Τα δεδομένα του μοντέλου είναι προδιαγεγραμμένα σε ωριαία βάση και ο τύπος των οριακών συνθηκών θεωρείται σταθερός εντός του χρονικού διαστήματος. Έτσι επιλέχθηκε χρονικό βήμα $\Delta t = 0.0001 \text{ h}$ και χωρικό βήμα $\Delta z = 15 \text{ mm}$.

Με βάση τις πειραματικές τιμές επιλύθηκε η εξίσωση Richards, τόσο κατά την διάρκεια της στράγγισης όσο και κατά την διάρκεια της δύγρανσης. Προκειμένου να γίνει η εκτέλεση το προγράμματος χρησιμοποιήθηκαν οι περιπτώσεις:

Εξίσωση της χαρακτηριστικής καμπύλης με τη μέθοδο των συζυγών διευθύνσεων (Πίν. 3.5) και ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα από την εμπειρική σχέση του Gardner.

1. Εξίσωση της χαρακτηριστικής καμπύλης με τη μέθοδο Marquard (Πίν. 3.8) και ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα από την εμπειρική σχέση του Gardner.

2. Εξίσωση της χαρακτηριστικής καμπύλης με τη μέθοδο των van Genuchten - Mualem (Πίν. 3.9) και ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα από την σχέση των van Genuchten -Mualem.

Η τρίτη εκτέλεση έγινε μόνο κατά την στράγγιση όπου και παρατηρήθηκαν μεγάλες αποκλίσεις στα προφίλ εδαφικής υγρασίας και πίεσης (Πίν. 6.5), ενώ κατά την διύγρανση η εκτέλεση του προγράμματος ήταν αδύνατη.

Οι αθροιστικοί όγκοι νερού που προέκυψαν από πρόγραμμα WAVE (περίπτωση 1), συγκρίθηκαν τόσο με τις πειραματικές τιμές που προσδιορίστηκαν με ζύγιση του αθροιστικού όγκου κατά την διάρκεια των πειραμάτων, όσο και από την ολοκλήρωση των πειραματικών μετώπων υγρασίας και διαπιστώθηκε ικανοποιητική σύμπτωση αυτών όπως δείχνουν τα σχήματα 6.3 και 6.4.

Οι τιμές της υγρασίας και πίεσης κατά την διάρκεια της στράγγισης και της διύγρανσης μετρήθηκε σε τέσσερα σημεία στην εδαφική στήλη σχήμα 3.3.

Τα μέτωπα υγρασίας που προέκυψαν από την επίλυση της εξίσωσης Richards συγκρίθηκαν με τις πειραματικές τιμές στις θέσεις αυτές και διαπιστώθηκε η καλή προσέγγιση μεταξύ των, (σχήματα 6.7, 6.9, 6.11, 6.13 και 6.15).

Η ίδια διαδικασία ακολουθήθηκε και στα μέτωπα των πιέσεων (σχήματα 6.8, 6.10, 6.12, 6.14 και 6.16).

Η σύγκριση μεταξύ των υπολογισμένων και των πειραματικών τιμών έγινε με τον υπολογισμό του μέσου σφάλματος (e) και του μέσου τετραγωνικού σφάλματος ($m.s.e.$). Τα κριτήρια αυτά περιγράφονται από τις παρακάτω σχέσεις:

$$e = \sum_i^n (P_i - O_i) / n \quad (6.14)$$

$$mse = \sum_i^n (P_i - O_i)^2 / n \quad (6.15)$$

όπου P_i και O_i είναι οι υπολογισμένες και μετρημένες τιμές της υγρασίας αντίστοιχα. Σύμφωνα με τους Clemente *et al.* (1994) αποδεκτές μπορούν να θεωρηθούν προβλέψεις των οποίων το μέσο σφάλμα (E) κυμαίνεται μεταξύ ± 0.0404 .

Στην παρούσα διατριβή το μέσο σφάλμα κατά την πρώτη και δεύτερη εκτέλεση (περίπτωση 1 και 2) κυμάνθηκε από -0.005 έως 0.013 κατά την στράγγιση, γεγονός που αποδεικνύει την πολύ καλή προσέγγιση των πειραματικών (Πίν. 6.1, 6.3), ενώ κατά την

δύγρανση οι αποκλίσεις κυμάνθηκαν από -0.112 έως 0.129 γεγονός που αποδεικνύει ότι σε ορισμένους χρόνους οι τιμές δεν είναι αποδεκτές (Πίν. 6.2, 6.4).

Πίνακας 6.1: Τιμές στατιστικών κριτηρίων εφαρμογής του μοντέλου WAVE με υδραυλικές παραμέτρους υπολογισμένες με τη μέθοδο των συζυγών διευθύνσεων και πρόβλεψη της υδραυλικής αγωγιμότητας με τη σχέση Gardner κατά την δύνγρανση

Χρόνος (h)	Μέσο σφάλμα e	Μέσο τετρ. σφάλμα m.s.e.
1	0.001	$0.9 \cdot 10^{-6}$
3	0.001	$0.7 \cdot 10^{-6}$
4	0.013	$0.15 \cdot 10^{-3}$
5	0.006	$0.375 \cdot 10^{-4}$
7	0.013	$0.17 \cdot 10^{-3}$
9	0.006	$0.36 \cdot 10^{-4}$
10	-0.006	$0.3 \cdot 10^{-4}$
11	0.005	$0.23 \cdot 10^{-4}$
12	0.004	$0.15 \cdot 10^{-4}$

Πίνακας 6.2: Τιμές στατιστικών κριτηρίων εφαρμογής του μοντέλου WAVE με υδραυλικές παραμέτρους υπολογισμένες με τη μέθοδο των συζυγών διευθύνσεων και πρόβλεψη της υδραυλικής αγωγιμότητας με τη σχέση Gardner κατά την δύνγρανση.

Χρόνος (h)	Μέσο σφάλμα e	Μέσο τετρ. σφάλμα m.s.e.
1	-0.011	$0.12 \cdot 10^{-1}$
2	-0.075	$0.56 \cdot 10^{-2}$
4	-0.034	$0.11 \cdot 10^{-2}$
5	-0.002	$0.4 \cdot 10^{-3}$
6	0.010	$0.94 \cdot 10^{-6}$
8	0.022	$0.5 \cdot 10^{-3}$
9	0.030	$0.89 \cdot 10^{-3}$
10	-0.038	$0.14 \cdot 10^{-2}$
11	0.110	$0.1 \cdot 10^{-1}$
12	0.129	$0.16 \cdot 10^{-1}$

Πίνακας 6.3: Τιμές στατιστικών κριτηρίων εφαρμογής του μοντέλου WAVE με υδραυλικές παραμέτρους υπολογισμένες με τη μέθοδο του Marquardt και της υδραυλικής αγωγιμότητας με τη σχέση Gardner κατά την στράγγιση.

Χρόνος (h)	Μέσο σφάλμα e	Μέσο τετρ. σφάλμα m.s.e.
1	-0.005	$0.25 \cdot 10^{-4}$
3	0.001	$0.16 \cdot 10^{-5}$
5	0.009	$0.73 \cdot 10^{-4}$
6	0.009	$0.83 \cdot 10^{-4}$
8	0.009	$0.8 \cdot 10^{-4}$
9	0.006	$0.35 \cdot 10^{-4}$
10	-0.005	$0.25 \cdot 10^{-4}$
11	0.000	0.000
12	0.001	$0.18 \cdot 10^{-5}$

Πίνακας 6.4: Τιμές στατιστικών κριτηρίων εφαρμογής του μοντέλου WAVE με υδραυλικές παραμέτρους υπολογισμένες με τη μέθοδο του Marquardt και της υδραυλικής αγωγιμότητας με τη σχέση Gardner κατά την δύγρανση.

Χρόνος (h)	Μέσο σφάλμα e	Μέσο τετρ. σφάλμα m.s.e.
1	-0.112	$0.12 \cdot 10^{-1}$
2	-0.077	$0.58 \cdot 10^{-2}$
4	-0.038	$0.14 \cdot 10^{-2}$
5	-0.023	$0.5 \cdot 10^{-3}$
6	0.005	$0.23 \cdot 10^{-6}$
8	0.017	$0.2 \cdot 10^{-3}$
9	0.025	$0.6 \cdot 10^{-3}$
10	0.033	$0.1 \cdot 10^{-2}$
11	0.111	$0.12 \cdot 10^{-1}$
12	0.129	$0.16 \cdot 10^{-1}$

Πίνακας 6.5: Τιμές στατιστικών κριτηρίων εφαρμογής του μοντέλου WAVE με υδραυλικές παραμέτρους υπολογισμένες με τη μέθοδο Marquardt και της υδραυλικής αγωγιμότητας με τη σχέση van Genuchten-Mualem κατά την στράγγιση.

Χρόνος (h)	Μέσο σφάλμα e	Μέσο τετρ. σφάλμα m.s.e.
1	-0.001	$-0.13 \cdot 10^{-1}$
2	-0.002	$0.2 \cdot 10^0$
4	-0.018	$0.23 \cdot 10^{-2}$
5	-0.023	$0.5 \cdot 10^{-3}$
6	0.005	$0.23 \cdot 10^{-6}$
8	0.017	$0.2 \cdot 10^{-3}$
9	0.025	$0.6 \cdot 10^{-3}$
10	0.033	$0.1 \cdot 10^{-2}$
11	0.111	$0.12 \cdot 10^{-1}$
12	0.129	$0.16 \cdot 10^{-1}$

Πίνακας 6.6: Αθροιστικοί όγκοι νερού κατά την στράγγιση

χρόνος t (min)	Πειραματικές τιμές V (cm ³)	Υπολ. Σχήμα V (cm ³)	Ολοκλήρωση μετώπων V (cm ³)	Σφάλμα ¹ %	Σφάλμα ² %	Σφάλμα ³ %
60	12,5	13.5	12,3	-8,000	1,600	-9,756
90	13,6	14.2	14,8	-4,412	-8,824	4,054
100	14,2	14.5	15,7	-2,113	-10,563	7,643
120	18,3	15.8	19,2	13,661	-4,918	17,708
150	32,5	37.2	32,5	-14,462	0,000	-14,462
180	39,4	38.5	41,3	2,284	-4,822	6,780
220	65,0	70.4	67,2	-8,308	-3,385	-4,762
240	68,4	73.5	69,8	-7,456	-2,047	-5,301
280	77,3	78.2	82,3	-1,164	-6,468	4,982
300	80,4	82.4	83,0	-2,488	-3,234	0,723
360	105,3	108.8	112,5	-3,324	-6,838	3,289
400	117,6	118.7	118,2	-0,935	-0,510	-0,423
420	118,8	120.1	123,5	-1,094	-3,956	2,753
460	137,4	138.1	138,5	-0,509	-0,801	0,289
480	141,3	144.1	144,5	-1,982	-2,265	0,277
500	152,3	145.2	145,0	4,662	4,793	-0,138
540	165,5	166.15	161,2	-0,393	2,598	-3,071
600	172,5	170.2	169,8	1,333	1,565	-0,236
660	190,4	187.9	188,0	1,313	1,261	0,053
720	218,9	214.7	210,3	1,919	3,929	-2,092
Μέσος όρος				-1.430	-1.949	0.377

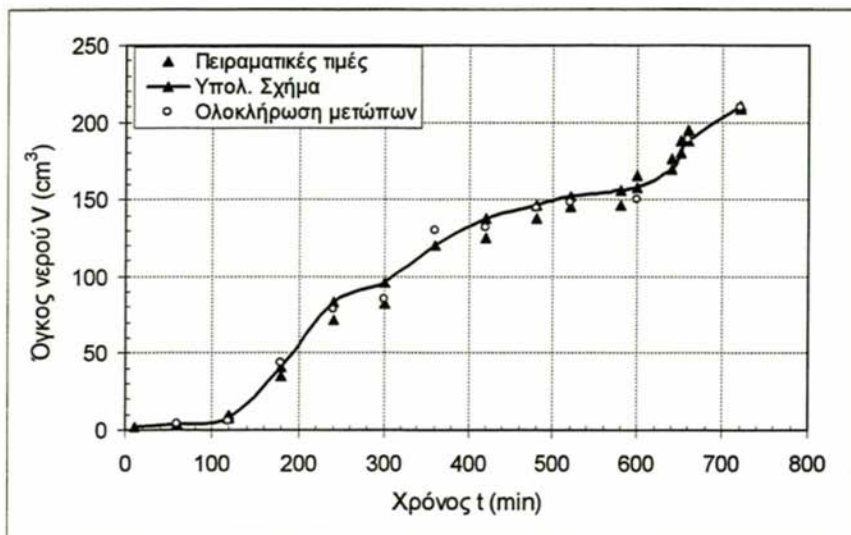
Πίνακας 6.7: Αθροιστικός όγκος νερού κατά την διύγρυνση

χρόνος t (min)	Πειραματικές τιμές V (cm ³)	Υπολ. Σχήμα V (cm ³)	Ολοκλήρωση μετώπων V (cm ³)	Σφάλμα ¹ %	Σφάλμα ² %	Σφάλμα ³ %
100	12.9	12.1	12	6,202	6,977	-0,833
120	14.6	15.2	15.6	-4,110	-6,849	2,564
150	25.5	23.3	22.6	8,627	11,373	-3,097
180	38.2	37.6	36.4	1,571	4,712	-3,297
220	55.6	52.3	49.1	5,935	11,691	-6,517
240	61.3	56.3	57.5	8,157	6,199	2,087
280	66.5	64.1	63.6	3,609	4,361	-0,786
300	73.1	72.3	69.3	1,094	5,198	-4,329
360	95.4	88.6	87.4	7,128	8,386	-1,373
420	98.7	93.1	88.5	5,674	10,334	-5,198
460	101.6	94.4	90.4	7,087	11,024	-4,425
480	105.7	95.6	94.6	9,555	10,501	-1,057
500	108.2	102.4	105.8	5,360	2,218	3,214
540	116.4	113.6	114.8	2,405	1,375	1,045
600	128.3	120.6	124.8	6,002	2,728	3,365
660	191.1	189.9	175.7	0,628	8,059	-8,082
720	217.5	216.8	209.2	0,322	3,816	-3,633
Μέσος όρος				4.426	6.006	-1.785

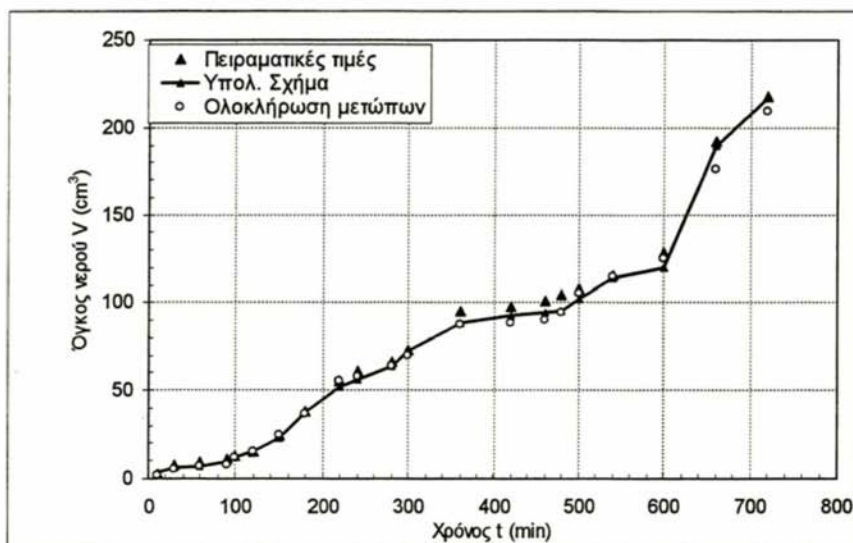
1 Απόκλιση μεταξύ των πειραματικών τιμών και του υπολογιστικού σχήματος.

2 Απόκλιση μεταξύ των πειραματικών τιμών και της ολοκλήρωσης των μετώπων.

3. απόκλιση μεταξύ των τιμών του υπολογιστικού σχήματος και των τιμών ολοκλήρωσης των μετώπων.

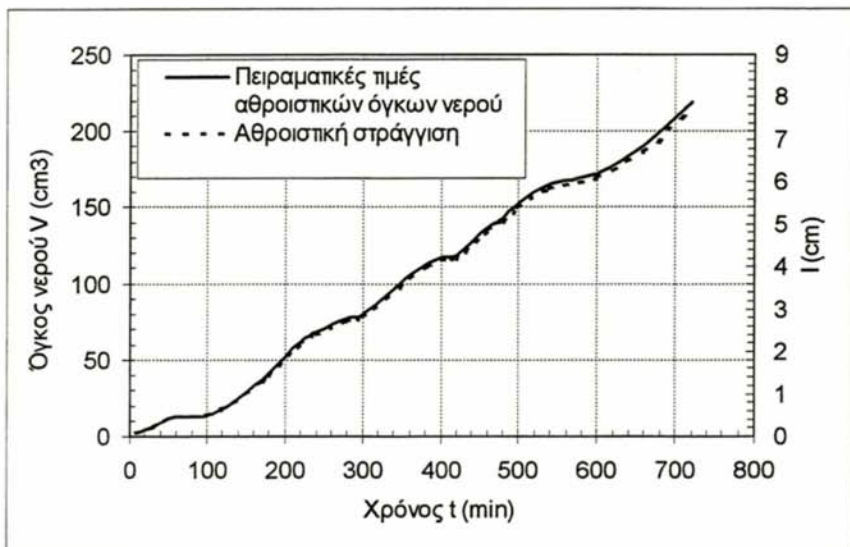


Σχήμα 6.3: Αθροιστικός όγκος νερού κατά την στράγγιση

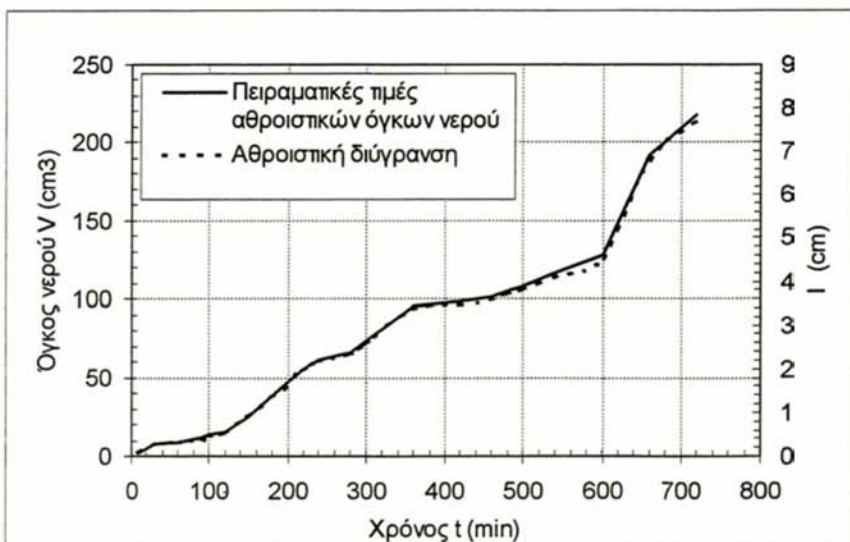


Σχήμα 6.4: Αθροιστικός όγκος νερού κατά την διύγρανση

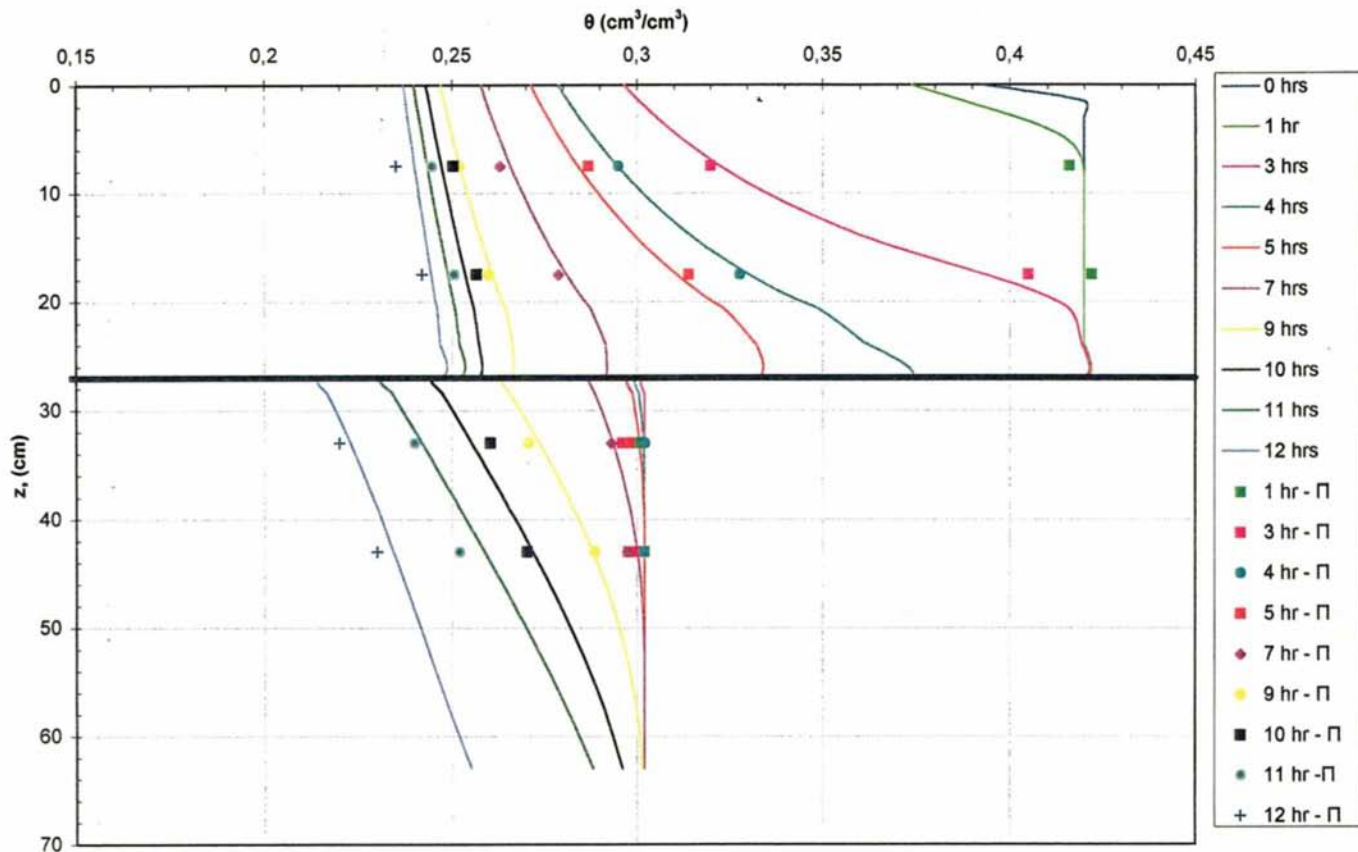
Τέλος από τα σχήματα 6.5 και 6.6 προκύπτει το συμπέρασμα ότι το έδαφος που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή στην πράξη ικανοποιείται με δόση άρδευσης 77 m³ νερού ανά στρέμμα.



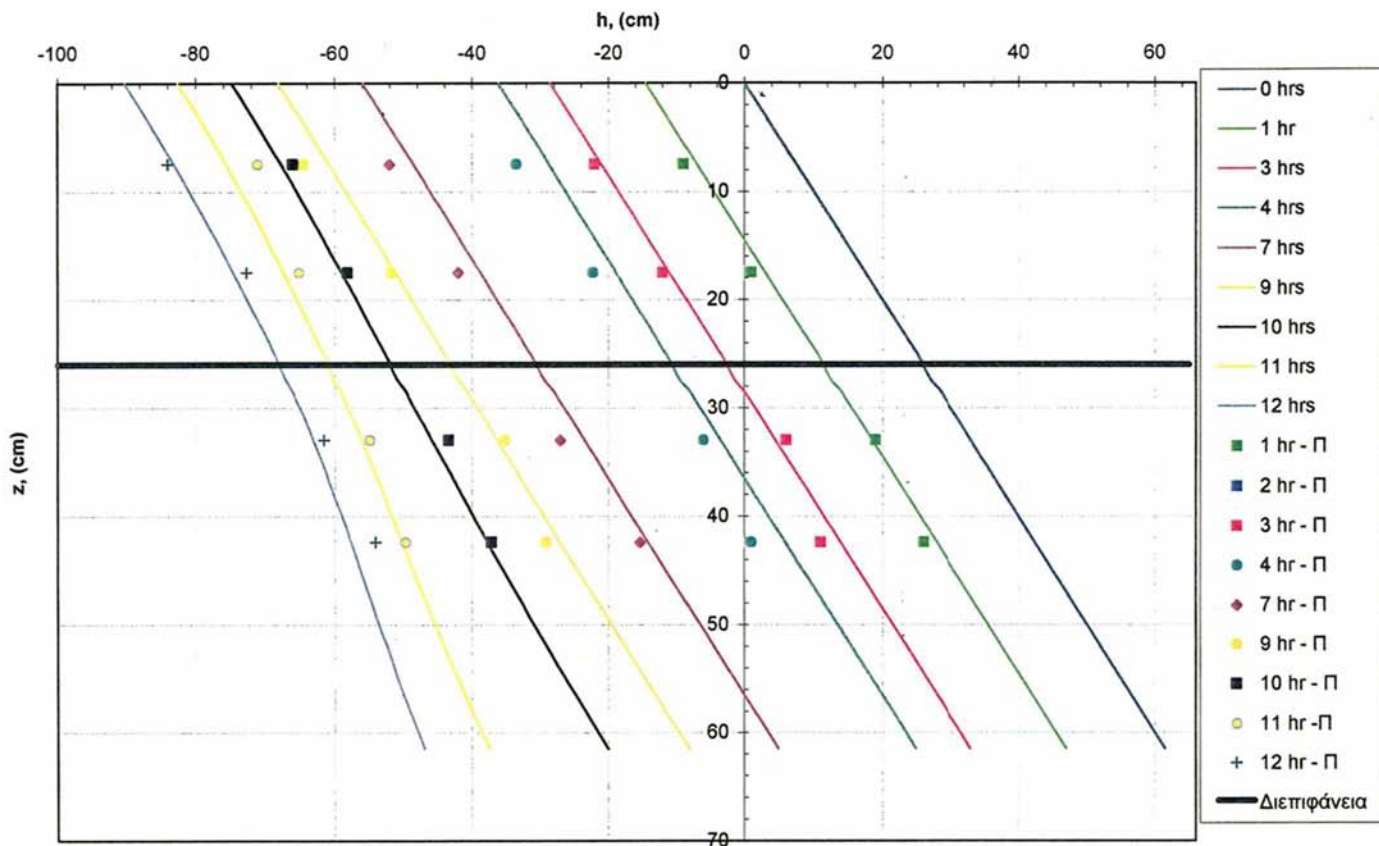
Σχήμα 6.5: Αθροιστική στράγγιση



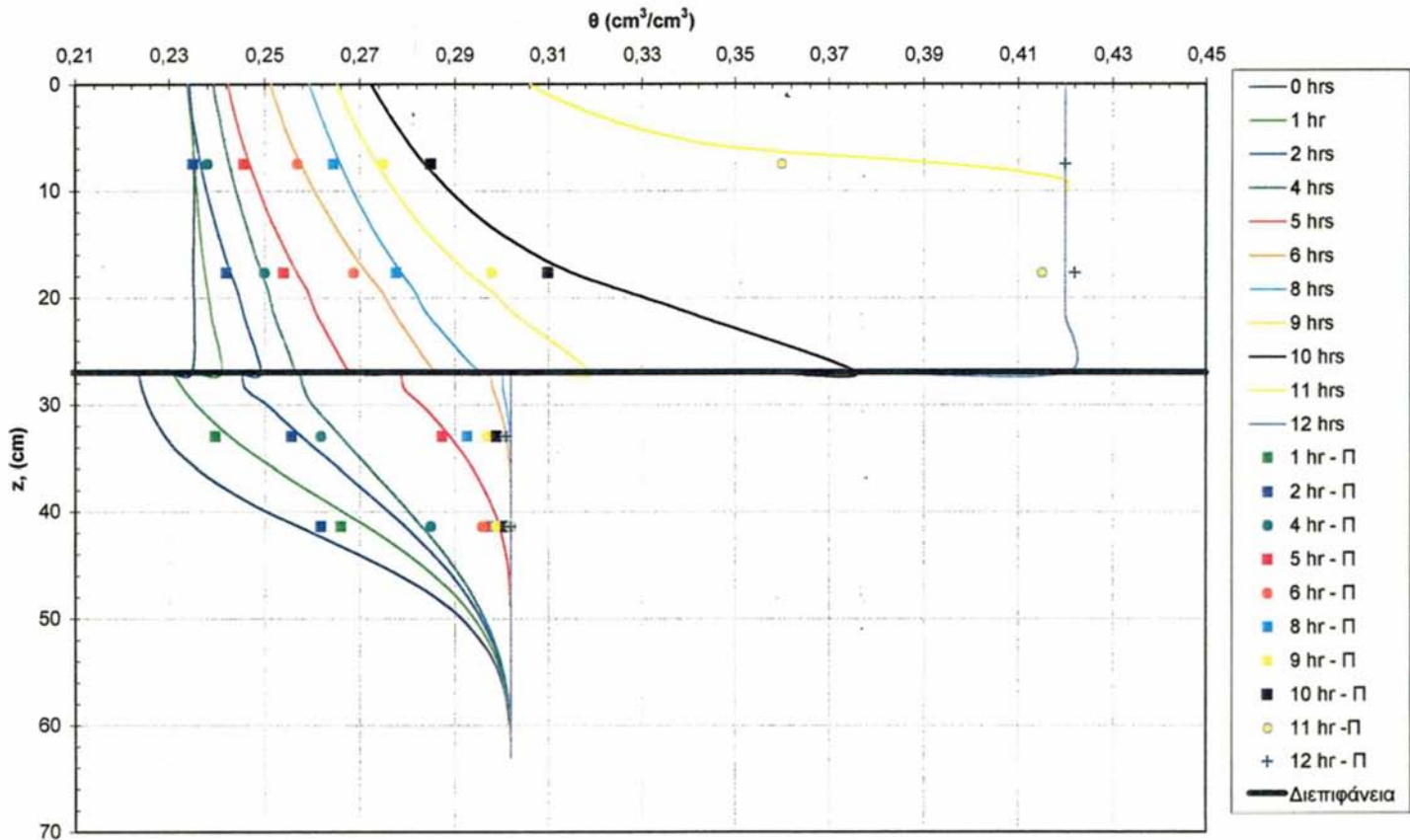
Σχήμα 6.6: Αθροιστική διύγρανση



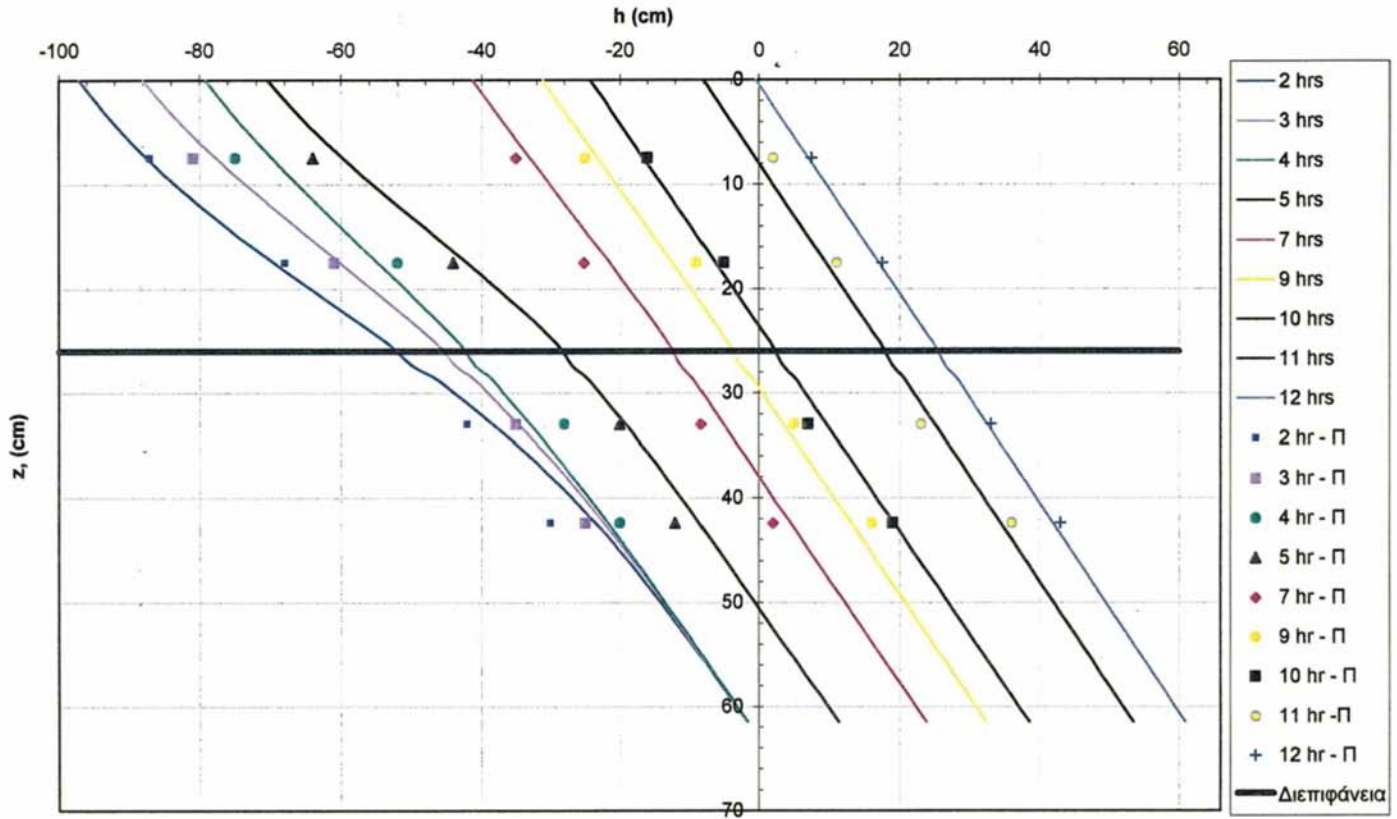
Σχήμα 6.7: Μέτωπα υγρασίας κατά την στράγγιση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα (μέθοδος συζυγών- σχέση Gardner).



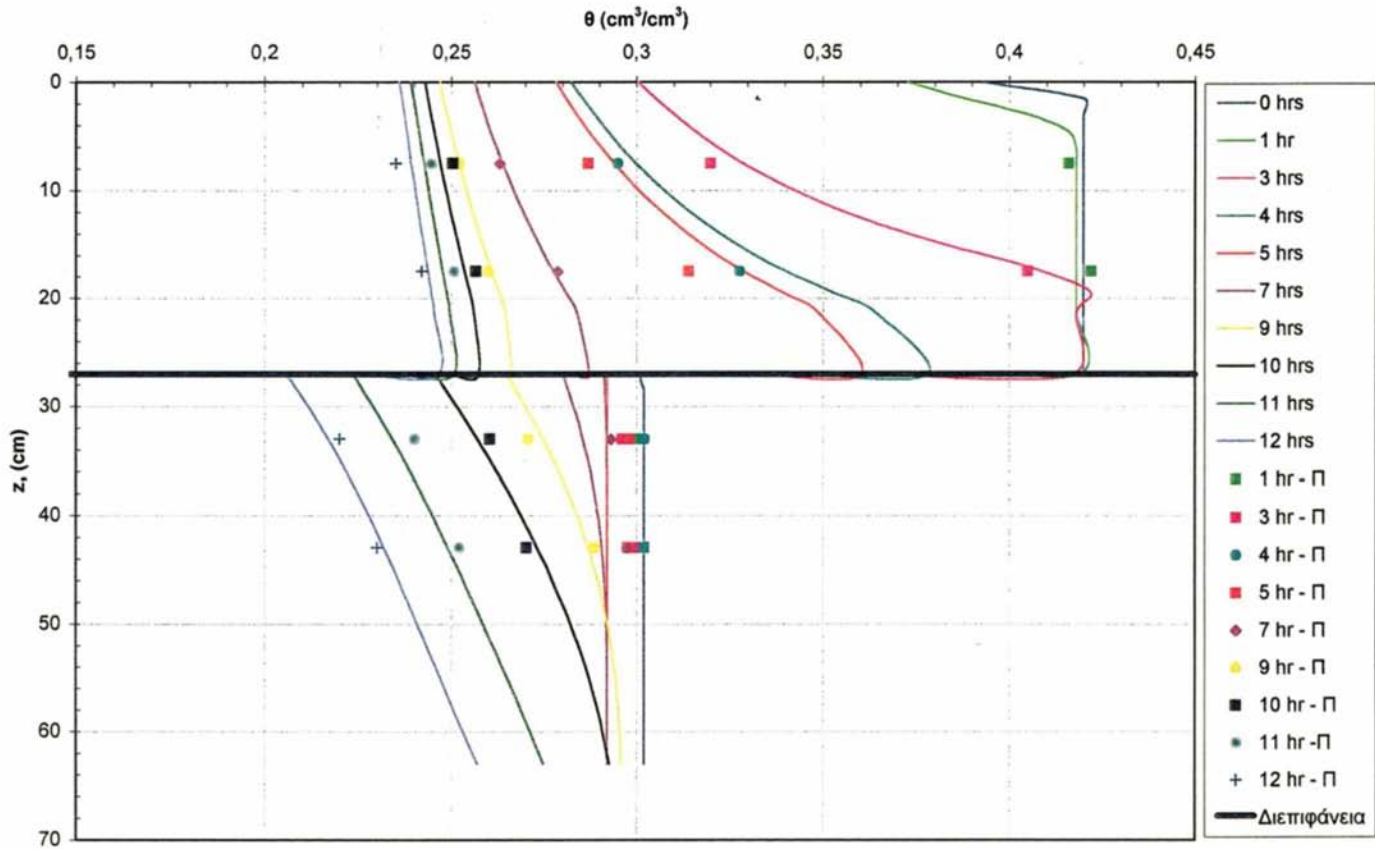
Σχήμα 6.8: Μέτωπα πίεσης κατά την στράγγιση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος συζυγών- σχέση Gardner).



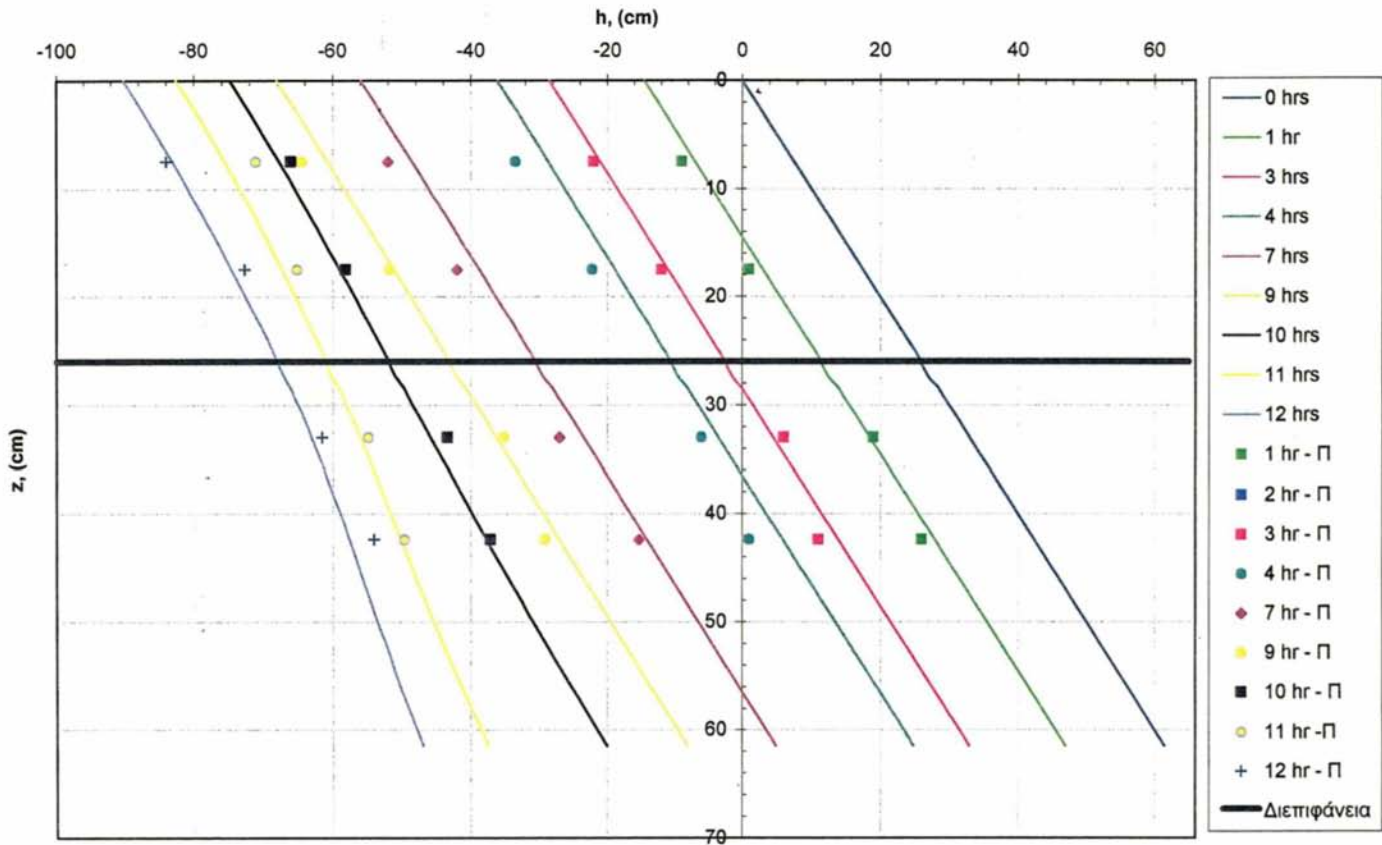
Σχήμα 6.9: Μέτωπα υγρασίας κατά την δώγρανση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος συζυγών- σχέση Gardner).



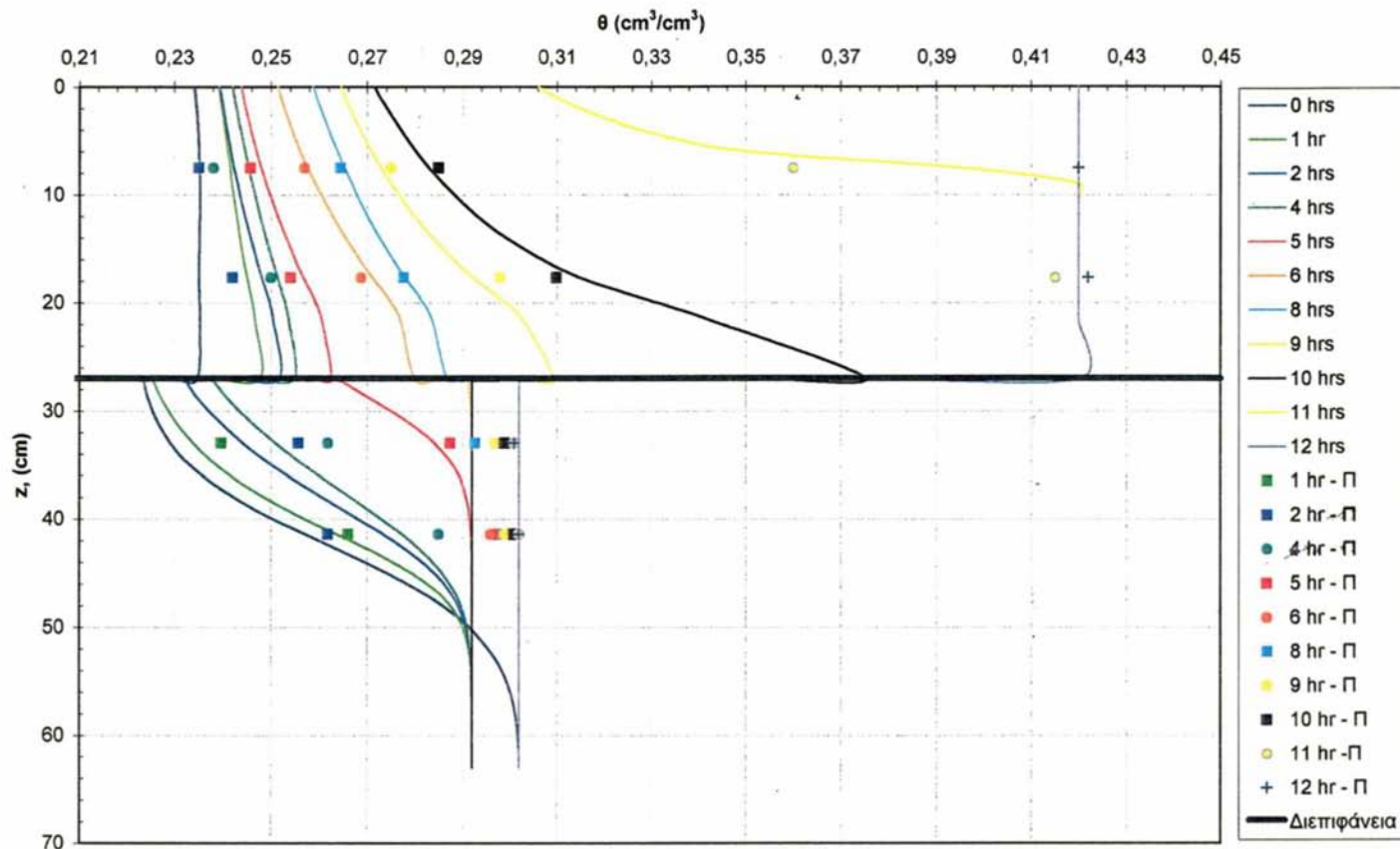
Σχήμα 6.10: Μέτωπα πίεσης κατά την δύγρανση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος συζυγών- σχέση Gardner).



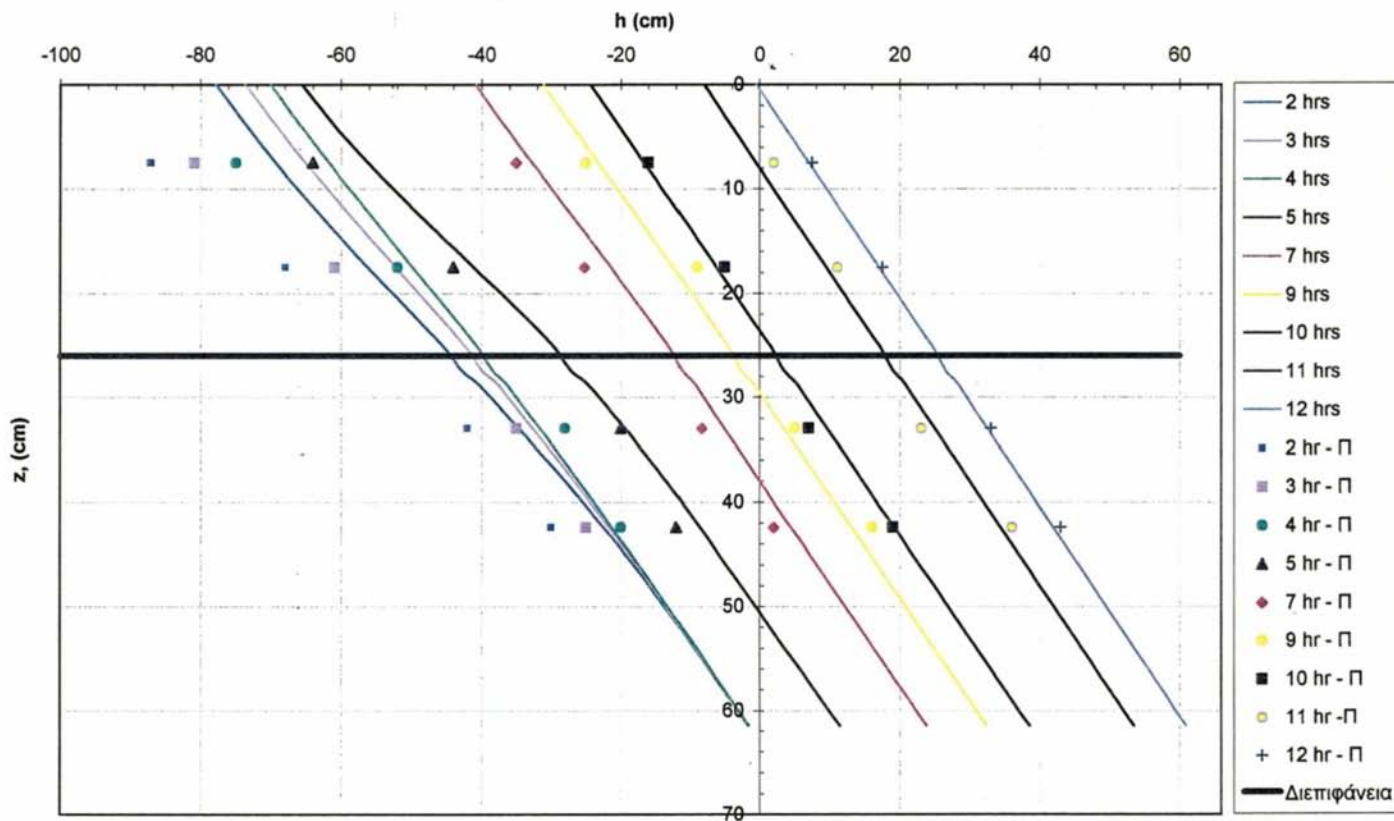
Σχήμα 6.11: Μέτωπα υγρασίας κατά την στράγγιση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος Marquardt- σχέση Gardner).



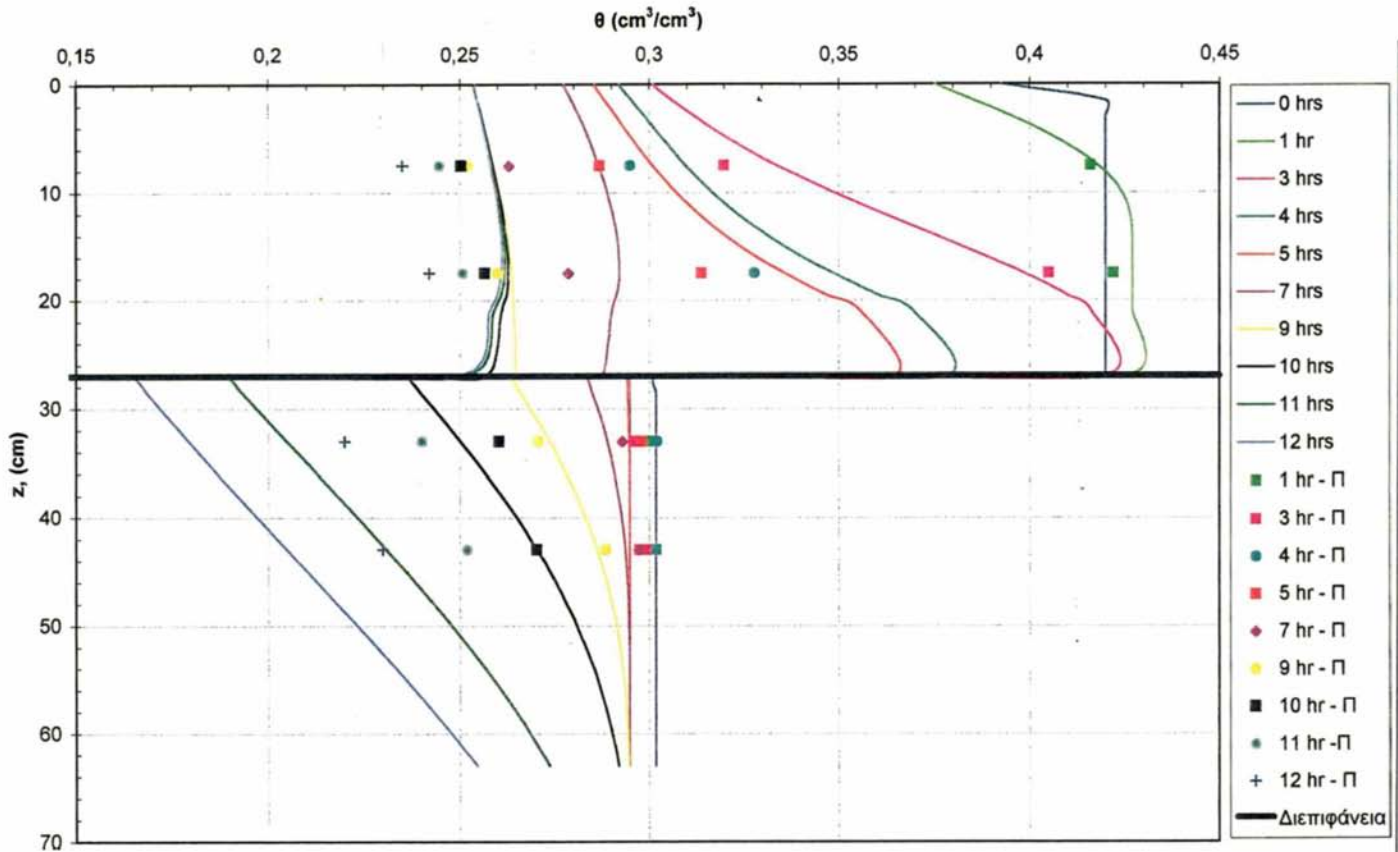
Σχήμα 6.12: Μέτωπα πίεσης κατά την στράγγιση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος Marquardt- σχέση Gardner).



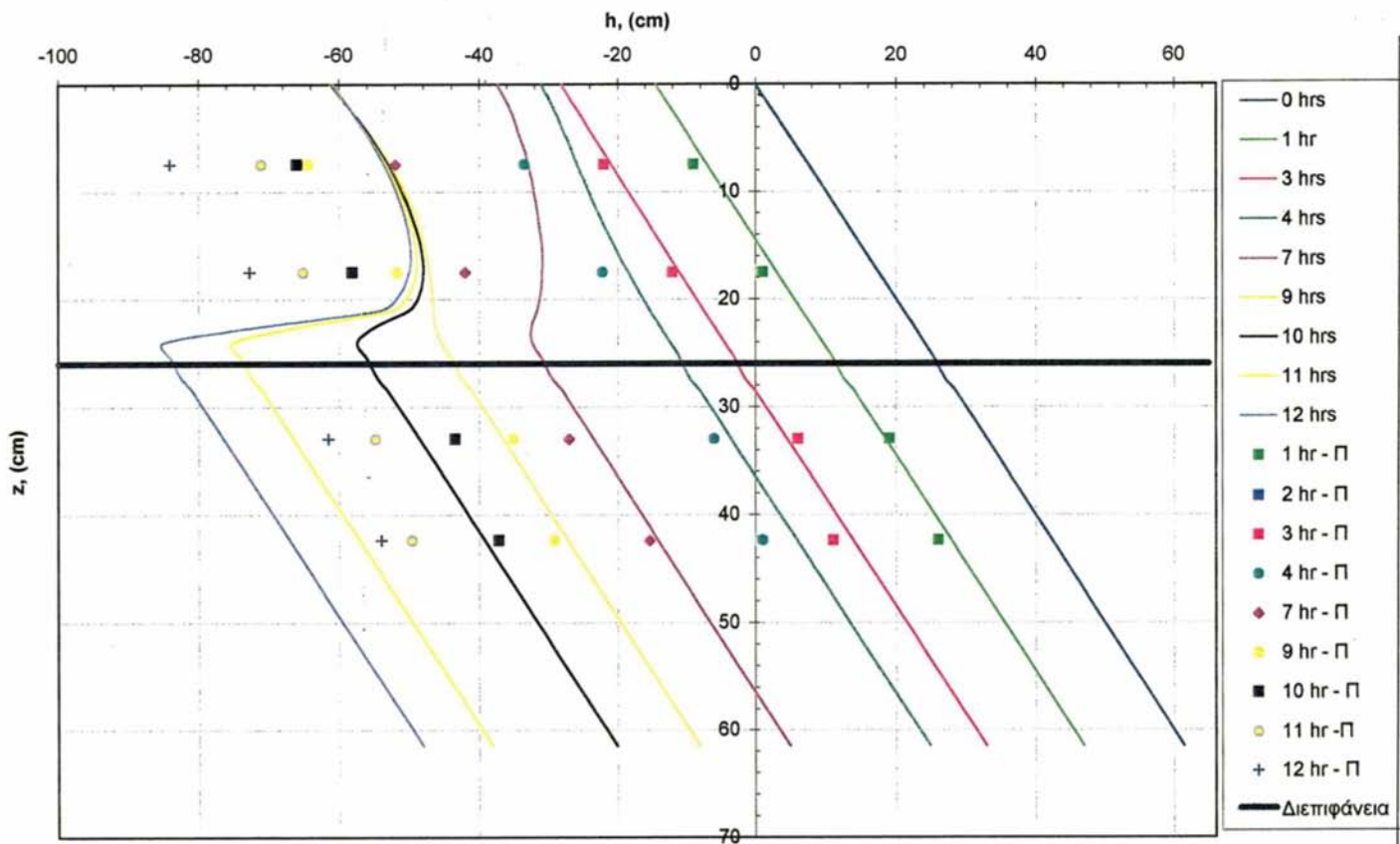
Σχήμα 6.13: Μέτωπα υγρασίας κατά την διήγρανση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος Marquardt- σχέση Gardner).



Σχήμα 6.14: Μέτωπα πίεσης κατά την δώγρανση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος Marquardt- σχέση van Genuchten-Mualem).



Σχήμα 6.15: Μέτωπα υγρασίας κατά την στράγγιση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος Marquardt- σχέση van Genuchten-Mualem).



Σχήμα 6.16: Μέτωπα πίεσης κατά την στράγγιση, με την συνεχή γραμμή η προσομοίωση, με τα σημεία οι πειραματικές τιμές όπως φαίνεται στο υπόμνημα, (μέθοδος Marquardt- σχέση van Genuchten-Mualem).

Βιβλιογραφία

- Clemente, R., De Long R.R., Hayhoe H., Reynolds W., Harew M., 1994. Testing and comparison of three unsaturated soil water flow models. Agric. Water Manag., (25):135-152.
- Elmaloglou, S., 1980, Effets des stratifications sur les transferts des matières dans les sols. Thèse de Docteur-Ingenieur, Université de Grenoble, Grenoble, pp. 203.
- Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ., 1986. Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης-στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων. Διδακτορική διατριβή Α.Π.Θ.. Θεσσαλονίκη. σελ 215.
- Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ., 1996, Στράγγιση του νερού σε στρωματοποιημένα εδάφη. Πειράματα στο εργαστήριο και αριθμητική εξομοίωση, Πρακτικά 2^{οο} Πανελληνίου Συνεδρίου του ΓΕΩΤΕΕ, Λάρισα, 878-888.
- Sakellariou-Makrantonaki, M., 1997. Water drainage in layered soils. Laboratory experiments and numerical simulation. Water Resour. Managm., (11):437-444.
- Τζιμόπουλος, Χ., 1979. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστα ισόθερμα μέσα. Πρακτικά Σεμιναρίου Γεωργικής Υδραυλικής. Εργ. Γεωργικής Υδραυλικής Πολυτεχνικής Σχολής Α.Π.Θ., 17-29.
- Tzimonopoulos, C., and Sakellariou-Makrantonaki, M., Spiridis, A., and Arampatzis, G., 1998. An algorithm for the soil characteristic curve with the method of conjugate directions. XII International Conference on Computational Methods in Water Resources, Crete, Greece, 23-238.
- Touma, J., 1975, Simulation numérique de l' infiltration verticale en sol homogène et hétérogène. D.E.A., Université de Grenoble, Grenoble, pp. 187.
- Van Genuchten, M.Th., Leij F.J. and Yates S.R., 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. U.S Environmental Protection Agency, Oklahoma.

*«Πάσα επιστήμη χωριζομένη αρετής πανουργία ού σοφία φαίνεται»
Πλάτων 428-347 π.Χ.*

7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η παρούσα διατριβή πραγματεύεται την επίλυση προβλημάτων κατά την στράγγιση και την διύγρανση στρωματοποιημένων εδαφών τα οποία εμφανίζονται συνήθως στην πράξη. Συγκεκριμένα σε προβλήματα υπόγειας άρδευσης είναι απαραίτητο να γνωρίζει κάποιος πώς κινείται το νερό στο έδαφος.

Οι κατευθύνσεις της παρούσας έρευνας προσανατολίστηκαν στα ακόλουθα πεδία:

- Πειράματα στο εργαστήριο.
- Επίλυση των εξισώσεων της κατακόρυφης κίνησης του νερού με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών και την τεχνική Newton – Raphson
- Εξομοίωση πειραματικών αποτελεσμάτων με την βοήθεια μοντέλων κίνησης του εδαφικού νερού.
- Σύγκριση πειραματικών και υπολογιστικών αποτελεσμάτων και εξαγωγή συμπερασμάτων.

Τα πειράματα έγιναν στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας. Για την διεξαγωγή των πειραμάτων επιλέχτηκαν δύο εδαφικά δείγματα (πηλοαμμώδες και αμμώδες) από περιοχή της Λάρισας πλησίον του Πηνειού ποταμού, τα οποία και τοποθετήθηκαν σε μία κυλινδρική στήλη από πλεξίγκλάς.

Μετρήσεις της ξηράς πυκνότητας των εδαφικών δειγμάτων έγιναν στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του ΑΠΘ με τη γ-ακτινοβολία. Η μέση τιμή της ξηράς πυκνότητας βρέθηκε για το πηλοαμμώδες έδαφος $1.25 \pm 0.0183 \text{ gr/cm}^3$ ενώ για το αμμώδες έδαφος $1.84 \pm 0.021 \text{ gr/cm}^3$. Από το σχήμα 3.7 φαίνεται ότι δεν υπήρχαν αποκλίσεις των πυκνοτήτων που μετρήθηκαν από το μέσο όρο της πυκνότητας, γεγονός που δείχνει ότι

επιτεύχθηκε καλή ομοιογένεια και στα δύο δείγματα των στρώσεων η οποία οφείλεται στον τρόπο πλήρωσης της στήλης.

Από τη σύγκριση της μέσης τιμής με μετρήσεις της ξηράς πυκνότητας δια ζυγίσεως (πηλοαμμώδες $\rho_b=1.28 \text{ gr/cm}^3$ και αμμώδες $\rho_b=1.79 \text{ gr/cm}^3$) φαίνεται ότι υπάρχει καλή σύμπτωση, με αποκλίσεις 2,4% και 2.7 % αντίστοιχα.

Η μέτρηση της υγρασίας έγινε με τη σύγχρονη τεχνολογία TDR η οποία είναι μια μη ραδιενεργός μέθοδος, εύχρηστη και δεν απαιτεί βαθμονόμηση κατά την εφαρμογή της. Χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά στον Ελληνικό χώρο στο εργαστήριο για μελέτη ακόρεστης ροής στο έδαφος με αισθητήρες μήκους 5 cm οι οποίοι σχεδιάστηκαν από το Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας σε συνεργασία με την Εταιρία SOIL MOISTURE EQUIPMENT CORP. της Αμερικής η οποία τους κατασκεύασε ειδικά για τις ανάγκες της παρούσας πειραματικής διάταξης, διότι δεν υπήρχαν στο εμπόριο (σχ. 2.1).

Από την όλη πειραματική διαδικασία αποκτήθηκε μεγάλη εμπειρία, διότι οι δυσκολίες που παρουσιάστηκαν ήταν σημαντικές. Η πρώτη δυσκολία ήταν να κατασκευασθεί η πειραματική διάταξη με εφαρμογή της μεθόδου TDR σε εδαφική στήλη στο εργαστήριο, διότι παρόμοια πειράματα δεν βρέθηκαν στην διεθνή βιβλιογραφία παρά μόνο σε εφαρμογές της μεθόδου στον αγρό με μεγάλου μήκους αισθητήρες. Για να διαπιστωθεί η αξιοπιστία της μεθόδου TDR, έγιναν κατ' αρχήν πειράματα σε εδαφική στήλη διαμέτρου 20 cm και χρησιμοποιήθηκαν αισθητήρες του εμπορίου μήκους 15 cm. Το δείγμα ήταν στρωματοποιημένο και εξήχθησαν οι οριακές χαρακτηριστικές καμπύλες των στρώσεων ως και τα προφίλ υγρασίας και πίεσης. Στην συνέχεια επειδή το αριθμητικό μοντέλο εξομοίωσης της κίνησης του νερού στο έδαφος είναι μονοδιάστατο έγινε σειρά πειραμάτων σε στήλη αμμώδους δείγματος διαμέτρου 6 cm χρησιμοποιώντας για την μέτρηση της υγρασίας τους ειδικούς αισθητήρες των 5 cm οι οποίοι παραγγέλθηκαν στην Εταιρία SOIL MOISTURE EQUIPMENT CORP. της Αμερικής. Οι εν λόγω αισθητήρες όμως στην αρχή δεν μετρούσαν σε περιοχές χαμηλών υγρασιών. Για τον λόγο αυτό εστάλσαν εκ νέου στην εταιρία στην Αμερική, όπου έγινε ξανά βαθμονόμηση και προσαρμόστηκε νέο λογισμικό στην συσκευή Trase. Στην συνέχεια επανελήφθησαν εκ νέου τα πειράματα.

- 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.

- Από τη διαδικασία διύγρυνσης-στράγγισης του εδαφικού νερού προέκυψαν οι πειραματικές οριακές καμπύλες $\theta(h)$. Η κατανομή των πόρων στο έδαφος εξαρτάται από την χαρακτηριστική καμπύλη.
- Οι πειραματικές καμπύλες αυτές προσεγγίστηκαν με πολύ καλό συντελεστή συσχέτισης από το μοντέλο van Genuchten με τη μέθοδο των συζυγών διευθύνσεων (πίν. 3.5) και τη μέθοδο του Marquardt (πίν. 3.8, 3.9). Από την αξιολόγηση των δύο μεθόδων προκύπτει ότι στις περισσότερες περιπτώσεις η μέθοδος των συζυγών διευθύνσεων δίνει καλύτερο συντελεστή συσχέτισης.
- Από την σύγκριση της υγρασίας κορεσμού θ_s , που μετρήθηκε με τη μέθοδο TDR και με την εργαστηριακή σταθμική μέθοδο βρέθηκε πολύ καλή σύμπτωση αυτών (πίν. 3.4).
- Το φαινόμενο της υστέρησης είναι αρκετά ευδιάκριτο στις χαρακτηριστικές καμπύλες των εδαφικών δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν.
- Χρησιμοποιήθηκαν εμπειρικές σχέσεις εκτίμησης υδραυλικών παραμέτρων από εδαφικές ιδιότητες (πεδοσυναρτήσεις). Συγκρίνοντας τις τιμές αυτών με τις τιμές που εξήχθησαν με την μέθοδο των συζυγών και του Marquardt και παρατηρήθηκαν μεγάλες αποκλίσεις (πιν. 4.1) εκτός από τις τιμές της υγρασίας κορεσμού.
- Επίσης μετρήθηκε η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού των εδαφικών δειγμάτων με τη μέθοδο του σταθερού φορτίου στο εργαστήριο.
- Η εφαρμογή του προγράμματος RETC για την πρόβλεψη της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας με τα μοντέλα των Mualem και Burdine, έδειξε για το αμμοπηλώδες έδαφος πλήρη ταύτιση των καμπυλών $K(\theta)$ που προέκυψαν από τα δύο μοντέλα κατά την στράγγιση και την διύγρυνση όπως δείχνει το σχήμα 4.1. Ενώ για το αμμώδες έδαφος παρατηρήθηκαν μικρές αποκλίσεις των εν λόγω μεθόδων (σχήμα 4.2).

Το θεωρητικό μέρος της έρευνας περιέλαβε τη μελέτη της κατακόρυφης κίνησης του νερού σε στρωματοποιημένο έδαφος. Οι παραπάνω υδροδυναμικές παράμετροι αποτέλεσαν το απαραίτητο εργαλείο για την εξομοίωση της κίνησης του νερού στα συγκεκριμένα δείγματα εδάφους.

- Επιλύθηκε η εξίσωση τύπου Richards με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών και την τεχνική Newton - Raphson. Συγχρόνως παρουσιάζεται ένα νέο επαναληπτικό μοντέλο που είναι δυνατόν να επιλύσει την εξίσωση τύπου Fokker Planck.
- Η ανάλυση ευστάθειας του υπολογιστικού σχήματος που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή έδειξε ότι είναι ευσταθές άνευ όρων.
- Με βάση την αριθμητική επίλυση της εξίσωσης Richards, μελετήθηκε η μεταβολή του όγκου του νερού και τα προφίλ υγρασίας και πίεσης. Διαπιστώθηκε καλή προσέγγιση μεταξύ των πειραματικών τιμών της υγρασίας και των μετώπων υγρασίας που προέκυψαν από την αριθμητική επίλυση με εφαρμογή του προγράμματος WAVE για πρώτη φορά σε εδαφική στήλη.
- Οι αθροιστικοί όγκοι νερού που προέκυψαν από την αριθμητική επίλυση του υπολογιστικού σχήματος κατά την πρώτη εκτέλεση, συγκρίθηκαν τόσο με τις πειραματικές τιμές που προσδιορίστηκαν με ζύγιση κατά την διάρκεια των πειραμάτων, όσο και από την ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας που κατασκευάστηκαν από τις πειραματικές τιμές και διαπιστώθηκε ικανοποιητική σύμπτωση αυτών.
- Διαπιστώθηκε καλή προσέγγιση μεταξύ των πειραματικών τιμών υγρασίας και των μετώπων υγρασίας που προέκυψαν από την αριθμητική επίλυση του υπολογιστικού σχήματος όταν χρησιμοποιήθηκαν οι παράμετροι της χαρακτηριστικής καμπύλης που προσδιορίστηκαν με τη μέθοδο των συζυγών και η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα από την εμπειρική σχέση του Gardner.
- Επίσης καλή προσέγγιση διαπιστώθηκε μεταξύ των πειραματικών τιμών υγρασίας και των μετώπων υγρασίας που προέκυψαν από την αριθμητική επίλυση του υπολογιστικού σχήματος όταν χρησιμοποιήθηκαν οι παράμετροι της χαρακτηριστικής καμπύλης που προσδιορίστηκαν με τη μέθοδο Marquardt (πίν. 3.2) και η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα από την εμπειρική σχέση του Gardner.
- Σύμφωνα με τους Clemente et al. (1994), αποδεκτές μπορούν να θεωρηθούν προβλέψεις της εδαφικής υγρασίας των οποίων το μέσο σφάλμα (ϵ) κυμαίνεται μεταξύ ± 0.0404 . Στην παρούσα εργασία και οι δύο παραπάνω μέθοδοι κατά την στράγγιση έδωσαν σφάλμα που κυμάνθηκε πολύ κάτω του ορίου αυτού (πιν. 6.1, 6.3) ενώ κατά την διύγρανση το μέσο σφάλμα κυμάνθηκε από -0.038 έως -0.129 με τη μέθοδο των συζυγών και από -0.112 έως 0.129 με τη μέθοδο του Marquardt (πιν. 6.2, 6.4)

- Όταν χρησιμοποιήθηκαν οι παράμετροι της χαρακτηριστικής καμπύλης που προσδιορίστηκαν με τη μέθοδο των van Genuchten -Mualem (Πίν. 3.9) και η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα από την σχέση των van Genuchten -Mualem κατά την στράγγιση παρατηρήθηκαν μεγάλες αποκλίσεις στα προφίλ εδαφικής υγρασίας και πίεσης (Πίν. 6.5), ενώ κατά την διύγρανση η εκτέλεση του προγράμματος ήταν αδύνατη.
- Το μοντέλο wave προσεγγίζει καλύτερα το φαινόμενο της στράγγισης από αυτό της διύγρανσης.
- Η μεταβολή των πιέσεων σε συνάρτηση με το βάθος όπως φαίνεται στα σχήματα 6.8, 6.10, 6.12.6.14 και 6.16, παρουσιάζουν συνέχεια στην διεπιφάνεια σε σχέση με την υγρασία που παρατηρείται το φαινόμενο της ασυνέχειας. Ακόμη η μεταβολή των πιέσεων δείχνει ότι το φαινόμενο της στράγγισης ξεκινάει από μια κατάσταση υδροστατικής ισορροπίας και καταλήγει σε κατάσταση ισορροπίας.
- Από τα σχήματα 6.5 και 6.6 προκύπτει το συμπέρασμα ότι το έδαφος που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή στην πράξη μπορεί να αρδευτεί με δόση άρδευσης 77 m³ νερού ανά στρέμμα.
- Τα αποτελέσματα της παρούσας έρευνας είναι δυνατόν να τύχουν ευρείας εφαρμογής στην νεοεμφανιζόμενη μέθοδο της υπόγειας άρδευσης κατά την διάρκεια της οποίας λαμβάνει χώρα στράγγιση και διύγρανση συγχρόνως.

Τέλος πρέπει να σημειωθεί ότι η διατριβή αυτή μπορεί να επεκταθεί μελλοντικά στους ακόλουθους τομείς:

- Να γίνει αντίστοιχη εκτέλεση πειραμάτων στο εργαστήριο με περισσότερες στρώσεις εδαφών.
- Να γίνει εξομοίωση της εδαφικής υγρασίας με τη χρήση της εξίσωσης κίνησης τύπου Fokker – Planck με το πρόγραμμα WAVE και την τεχνική Newton - Raphson.

«It is unworthy of excellent men to loose hours like slaves in the labor of calculations»

Leibniz 1671

LABORATORY EXPERIMENTS ON WETTING-DRAINAGE IN A LAYERED SOIL SAMPLE AND MATHEMATICAL SIMULATION

Summary

The object of the present work was the study of water movement in a layered soil which is usually presented in nature during the wetting-drainage process by using the new method of Time Domain Reflectometry (TDR). The knowledge of how the water moves into the soil is essential, specifically for subsurface irrigation issues. For this research two soil samples were selected (loamy sand and sandy) from Larissa region, nearby Pinios river. The soil samples were packed in a transparent vertical column made of plexiglass. The dry density of the soil samples was measured in the Laboratory of Agricultural Hydraulics, A.U.TH., using γ -radiation. No significant deviations of densities from the mean were accounted, revealing that a good homogeneity was achieved in both layered samples which was due to the way of filling the column. The volumetric moisture content was measured by TDR, a modern technology which is a not radioactive method, easy to use and does not require calibration. TDR method was used for the very first time in Greece in the laboratory for the study of unsaturated flow in the soil, with sensors of 5 cm length. The sensors were designed by the Laboratory of Agricultural Hydraulics of University of Thessaly in collaboration with SOIL MOISTURE EQUIPMENT CORP., U.S.A. Soil Moisture manufactured them specially for the needs of the present experimental arrangement, because they did not exist in the trade. The column was instrumented with tensiometers (pressure transducers in porous plate housings) to measure pressure and matric water potential. The tensiometers were connected with a data logger capable to read data with a frequency of one record per minute and transmit them to a PC where they were elaborated in a MS Excel worksheet.

From the process of wetting-drainage of soil water the experimental boundary characteristic curves $\theta(h)$ were obtained in that the phenomenon of hysteresis is enough distinct in the soil samples that were used. These experimental curves were approached with a very good factor of cross-correlation using the van Genuchten's model elaborated with the Conjugate Directions and the Marquardt methods, respectively.

The theoretical part of the research included the study of vertical movement of the water in a layered soil. The hydrodynamic parameters that were exported from the experimental process constituted the essential tool for the simulation of movement of water in those soil samples. The solution of Richards' equation was done by the method of finite differences and the Newton – Raphson technique.

At the same time, a new iterative model is presented that solves the equation of Fokker Planck. Based on the numerical solution of Richards' equation, the change of water volume as well as the water content profiles and potential were studied. A good approach was obtained between the experimental values of water content and moisture front that resulted from the numerical solution with WAVE program, which was applied for the first time in a soil column. The results of the present research can have a wide application on the new method of subsurface irrigation, during which, drainage and wetting take place simultaneously.

