

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΣΧΟΛΗ ΓΕΩΠΟΝΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

Τμήμα Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής
και Αγροτικού Περιβάλλοντος

Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Αναγνωστούλης Βασίλης
Πειραματικός προσδιορισμός του φαινομένου της Υστέρησης



Τριμελής επιτροπή :

Μ. Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Επιβλέπουσα Καθηγήτρια

Α. Δημήρκου, Καθηγήτρια

Η. Χαλκίδης, Λέκτορας



**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ & ΚΕΝΤΡΟ ΠΛΗΡΟΦΟΡΗΣΗΣ
ΕΙΔΙΚΗ ΣΥΛΛΟΓΗ «ΓΚΡΙΖΑ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ»**

Αριθ. Εισ.: 12210/1
Ημερ. Εισ.: 12/12/2013
Δωρεά: Συγγραφέα
Ταξιθετικός Κωδικός: ΠΤ-ΦΠΑΠ
2013
ΑΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Εκφράζω τις ευχαριστίες μου στην Καθηγήτρια και Διευθύντρια του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής του τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος του Π.Θ, κα Μαρία Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη για την υπόδειξη του θέματος της πτυχιακής μου εργασίας, για την υπομονή που έδειξε μέχρι την ολοκλήρωση της πτυχιακής διατριβής και την πολύτιμη βοήθειά της για την επίλυση των προβλημάτων που προέκυψαν.

Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω την Δρ. Αναστασία Αγγελάκη για την πολύτιμη συμβολή της στο θεωρητικό μέρος της συγκεκριμένης διατριβής και για την βοήθεια της στην χρήση των πειραματικών συσκευών, αλλά και για το ενδιαφέρον και τη συμπαράστασή της.

Η συγκεκριμένη εργασία πραγματοποιήθηκε στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ :

	Σελ.
ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	8

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΘΕΜΕΛΙΩΔΕΙΣ ΣΧΕΣΕΙΣ ΕΔΑΦΟΥΣ-ΝΕΡΟΥ

1.1	Γενικά.....	10
1.2	Μηχανική σύσταση του εδάφους.....	10
1.2.1	Άμμος.....	12
1.2.2	Ιλύς.....	13
1.2.3	Άργιλος.....	13
1.3	Σχέσεις όγκου-μάζας.....	13
1.3.1	Πορώδες n	14
1.3.2	Περιεκτικότητα σε νερό ή υγρασία.....	15
1.3.2.1	Υγρασία κατά βάρος w	15
1.3.2.2	Υγρασία κατά όγκο θ	15
1.3.3	Δείκτης κενών e	16
1.3.4	Βαθμός κορεσμού S	16
1.3.5	Τριχοειδής πίεση P_c	16
1.3.6	Επιφανειακή Τάση σ	17
1.3.7	Αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού S_e	17
1.3.8	Γωνία επαφής.....	17
1.4	Υδατοϊκανότητα-Σημείο μόνιμης μάρανσης.....	17

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

2.1	Η κίνηση του νερού στο έδαφος.....	19
2.1.1	Το δυναμικό του εδαφικού νερού.....	19
2.1.2	Υδραυλικό φορτίο.....	20
2.2	Νόμος Darcy.....	21
2.3	Εξίσωση κινήσεως.....	24
2.3.1	Εξίσωση ως προς θ	25
2.3.2	Εξίσωση ως προς Ψ	26
2.4	Εξίσωση συνεχείας.....	26
2.5	Η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος.....	26
2.6	Μέθοδοι προσδιορισμού των χαρακτηριστικών καμπύλων της εδαφικής υγρασίας.....	28

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΤΗΣ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ

3.1	Σχέση μεταξύ της πίεσης και της περιεκτικότητας στο νερό.....	29
3.2	Υστέρηση της σχέσης Ψ (θ).....	30
3.3	Ερμηνεία του φαινομένου της υστέρησης.....	32
3.4	Το φαινόμενο της Υστέρησης σε διάφορους τύπους εδαφών.....	32

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΣΥΣΚΕΥΗΣ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ ΚΑΙ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

4.1	Συσκευή υστέρησης.....	34
4.2	Εξαγωγέας πιέσεων.....	35
4.3	Εξαρτήματα υστέρησης.....	36
4.4	Ρυθμιστής θερμοκρασίας.....	37
4.5	Κορεστής ατμών.....	37
4.6	Σωλήνας συλλογής νερού.....	37
4.7	Παγίδα αέρα.....	38
4.8	Διαβαθμισμένος σωλήνας.....	39
4.9	Πρόσθετα εφόδια υστέρησης.....	39
4.10	Πηγή πεπιεσμένου αέρα.....	39
4.11	Προετοιμασία εδαφικού δείγματος.....	43
4.12	Μελέτη της υστέρησης.....	44
4.12.1	Προετοιμασία της συσκευής.....	44
4.12.2	Εφαρμογή πίεσης στον εξαγωγέα.....	47
4.12.3	Απαραίτητες ρυθμίσεις πριν από κάθε μέτρηση.....	47
4.12.4	Λήψη μετρήσεων.....	48
4.12.4.1	Διαδικασία στράγγισης.....	48
4.12.4.2	Διαδικασία διήθησης.....	49
4.12.5	Προσδιορισμός καμπύλων συγκράτησης υγρασίας.....	50

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΜΠΥΛΩΝ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

5.1	Περιγραφή εδαφικών δειγμάτων.....	52
5.2	Μηχανική ανάλυση εδαφών.....	52
5.3	Υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού.....	52
5.4	Πειραματικός προσδιορισμός του βρόχου υστέρησης...	53
5.5	Επεξεργασία των μετρήσεων με την συσκευή υστέρησης.....	55
5.6	Πειραματικός προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπύλων.....	56

ΣΥΝΟΨΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	65
--------------------------	----

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	66
-------------------	----

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η συγκεκριμένη πτυχιακή εργασία έγινε με στόχο τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών καμπυλών δειγμάτων εδάφους κατά την διάρκεια διήθησης-στράγγισης. Σκοπός της εργασίας ήταν να προσδιοριστεί ο βρόχος της υστέρησης μεταξύ της υγρασίας του εδάφους και της πίεσης του νερού των πόρων του κατά την διαδικασία αυτών των δύο φαινομένων και να γίνει ο πειραματικός και θεωρητικός προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών.

Για το πειραματικό μέρος της εργασίας καταναλώθηκε πολύς χρόνος και κόπος αφενός για την εκμάθηση του σωστού χειρισμού της συσκευής της υστέρησης, η λειτουργία της οποίας ήταν πολύπλοκη, και αφετέρου για την επίτευξη της ισορροπίας στα εδαφικά δείγματα κάθε φορά που αυξανόταν ή μειωνόταν η πίεση, ώστε να πάρουμε τις μετρήσεις. Είναι γνωστά σε όλους τους ερευνητές που εκπονούν πειραματικές εργασίες, τα προβλήματα τα οποία προκύπτουν κατά τη διάρκεια της διεξαγωγής τους. Πολλές φορές επιβάλλεται η επανάληψή τους, η οποία καταναλώνει περισσότερο χρόνο από εκείνον που έχει προγραμματιστεί εξ' αρχής.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Μπορούμε να θεωρήσουμε το έδαφος σαν ένα σύνθετο σύστημα στο οποίο αναπτύσσεται και δρα ένα πλήθος μικροοργανισμών και ταυτόχρονα αποτελεί μέσω συγκράτησης των φυτών, μέσω διακίνησης του νερού και είναι αποθήκη νερού και θρεπτικών στοιχείων από την οποία τα φυτά εξασφαλίζουν τα απαραίτητα στοιχεία και υγρασία.

Η πλειοψηφία των εδαφών αποτελείται από ποικίλες στρώσεις που οφείλονται σε εδαφογενετικές διεργασίες. Ο τρόπος που εναλλάσσονται οι στρώσεις και το είδος των υλικών από τα οποία αποτελούνται επηρεάζουν την ανάπτυξη του ριζικού συστήματος των φυτών και την κίνηση, ανακατανομή και αποθήκευση του νερού.

Το υπόγειο (αποθηκευμένο) νερό χωρίζεται κατά την έννοια της κατακόρυφης διεύθυνσης σε δύο περιοχές :

1. Η πρώτη περιοχή ονομάζεται ζώνη κορεσμού. Στην περιοχή αυτή όλοι οι πόροι του εδάφους είναι γεμάτοι με νερό και η κίνηση του νερού μέσα στη ζώνη κορεσμού ονομάζεται κορεσμένη ροή.
2. Η δεύτερη περιοχή ονομάζεται ζώνη αερισμού και οι πόροι τους είναι γεμάτοι με νερό, αέρα και υδρατμούς. Εκτείνεται από τη φρεατική στάθμη μέχρι την επιφάνεια του εδάφους και συνίσταται από τρεις υποζώνες : α) τη ζώνη του εδαφικού νερού, στην οποία και αναπτύσσεται το ριζικό σύστημα των φυτών, β) την ενδιάμεση ζώνη και γ) την τριχοειδή ζώνη, στην οποία οι πόροι είναι κορεσμένοι με νερό, αλλά η πίεση του εδαφικού νερού είναι αρνητική. Η κίνηση του νερού μέσα στη ζώνη αερισμού ονομάζεται ακόρεστη ροή.

Η ακόρεστη ροή ενδιαφέρει έντονα την γεωπονία για τον προσδιορισμό της κατανάλωσης του νερού των καλλιεργειών και τη βελτίωση των δικτύων άρδευσης ή στράγγισης.

Οι υδροδυναμικές παράμετροι αποτελούν βασικό στοιχείο για τη μελέτη της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος. Όταν λέμε υδροδυναμικές παραμέτρους αναφερόμαστε στην χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους και στην υδραυλική αγωγιμότητα. Χαρακτηριστική καμπύλη είναι η καμπύλη που συσχετίζει τις τιμές της υγρασίας (θ) του εδάφους με τις αντίστοιχες αρνητικές πιέσεις (h) του εδαφικού νερού και υδραυλική

αγωγιμότητα είναι η ταχύτητα με την οποία κινείται το νερό μέσα στο έδαφος.

Η συγκεκριμένη εργασία έχει σαν αντικείμενο τον πειραματικό προσδιορισμό του βρόχου της υστέρησης της εδαφικής υγρασίας και των διερευνητικών καμπυλών στράγγισης- διήθησης . Τα πειράματα έγιναν στο εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.

Πιο συγκεκριμένα στο πείραμα χρησιμοποιήσαμε δύο αμμοπηλώδη εδαφικά δείγματα και προσδιορίσαμε τις οριακές και πρωτογενείς διερευνητικές τους καμπύλες στράγγισης – διήθησης με τη βοήθεια της συσκευής υστέρησης. Η ύλη της εργασίας ταξινομήθηκε ως εξής :

1. Στο πρώτο κεφάλαιο αναφέρονται οι βασικές σχέσεις εδάφους – νερού.
2. Στο δεύτερο κεφάλαιο αναλύεται η κίνηση του νερού στο έδαφος και τους παράγοντες από τους οποίους εξαρτάται.
3. Στο τρίτο κεφάλαιο περιγράφονται οι σχέσεις μεταξύ πίεσης και περιεκτικότητας στο νερό, υδραυλικής αγωγιμότητας και υγρασίας, υδραυλικής αγωγιμότητας και πίεσης, το φαινόμενο της υστέρησης σε διάφορους τύπους εδαφών, αλλά και τη σχέση αρδεύσεων – υστέρησης.
4. Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η συσκευή υστέρησης (Volumetric Porous Plate Extractor) των Richards και Fireman με τα εξαρτήματα της και τον τρόπο λήψης των μετρήσεων, για να προσδιοριστούν οι οριακές και οι πρωτογενείς χαρακτηριστικές καμπύλες στράγγισης – διήθησης των εδαφικών δειγμάτων.
5. Στο πέμπτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των μετρήσεων και τις πειραματικές οριακές και διερευνητικές καμπύλες των δύο εδαφικών δειγμάτων(Στεργιοπούλου Σταυρούλα 2000).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΘΕΜΕΛΙΩΔΕΙΣ ΣΧΕΣΕΙΣ ΕΔΑΦΟΥΣ-ΝΕΡΟΥ

1.1 Γενικά

Οι σχέσεις μεταξύ εδάφους και νερού καθώς και η μελέτη αυτών χαρακτηρίζονται ενδιαφέρουσες. Το έδαφος είναι σαν μια δεξαμενή τροφοδοσίας των φυτών σε νερό και δημιουργεί με την άρδευση τις καλύτερες συνθήκες υγρασίας.

Είναι λοιπόν απαραίτητη η γνώση της συστάσεως των εδαφών και των φυσικών τους ιδιοτήτων (μηχανική σύσταση, πορώδες, ικανότητα συγκρατήσεως νερού, διηθητικότητα κ.τ.λ.), για την καλύτερη κατανόηση της μεθόδου των αρδεύσεων και του φαινομένου της στράγγισης. Η κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος, η αλατότητα και η αλκαλικότητα των εδαφών, η κίνηση και η συγκέντρωση των διαλυτών αλάτων είναι φαινόμενα, που η μελέτη και η εξήγησή τους εξαρτώνται από τις φυσικές ιδιότητες του εδάφους και του νερού.

Το ποσοστό της εδαφικής υγρασίας επηρεάζει την ανάπτυξη των καλλιεργειών(Αγγελάκη 2004).

1.2 Μηχανική σύσταση του εδάφους

Το μέγεθος των στοιχειωδών σωματιδίων ενός εδάφους μπορεί να μεταβάλλεται αισθητά. Ορισμένα είναι αρκετά μεγάλα και είναι ορατά με το μάτι, ενώ άλλα είναι πολύ μικρά και κατέχουν κολλοειδείς ιδιότητες.

Η δομή του εδάφους περιγράφει τις σχετικές αναλογίες των διαφόρων μεγεθών των σωματιδίων ενός εδάφους. Η παραδοσιακή μέθοδος, για να χαρακτηριστεί το μέγεθος των σωματιδίων στα εδάφη, συνίσταται στο να διαιρέσουμε τα σωματίδια σε τρεις ομάδες μεγεθών:

- Άμμος
- Ιλύς
- Άργιλος

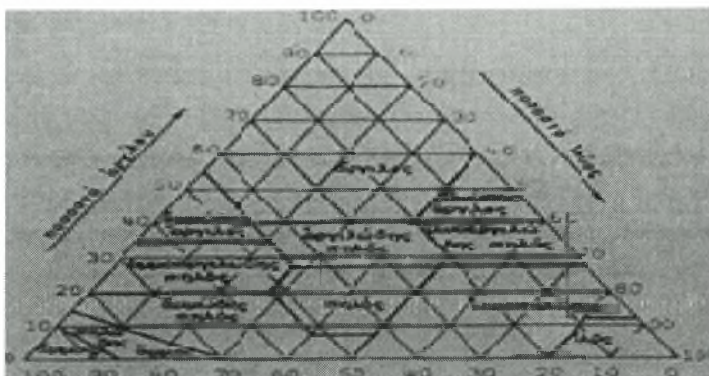
Στο σχήμα 1.1 δίνεται το διάγραμμα κατατάξεως των εδαφών σύμφωνα με το U.S. Department of Agriculture και την I.S.S.S.

Κατάταξη του Department of Agriculture

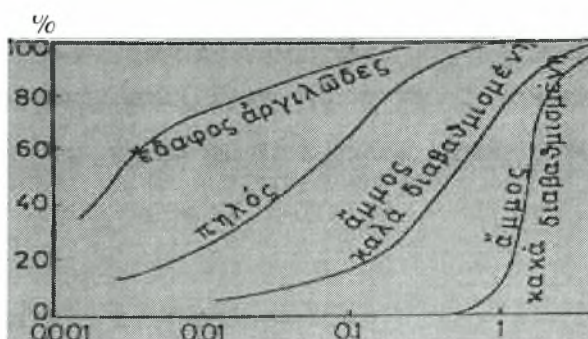
	0,002	0,05	0,1	0,25	0,5	20 mm	
Αργίλος	Ιλύς	Πολυ λεπτή	Λεπτή	Μεση	Πολύ χοντρή	Χαλίκι	
		Αμμος					
Αργίλος	Ιλύς	Αμμος				Χαλίκι	
		Λεπτή		Χοντρή			
	0.002	0.02		0.2		20 mm	

Κατάταξη της International Soil Science Society (I.S.S.S.)

Η πληρέστερη ταξινόμηση του εδάφους επιτυγχάνεται με βάση το λόγο της μάζας των τριών αυτών ομάδων. Όπως φαίνεται στο σχήμα 1.2 δίνονται διαφορετικά ονόματα στα εδάφη, που αποτελούνται από ορισμένα ποσοστά αναλογίας σε άμμο, ιλύ και άργιλο. Στις τρεις πλευρές του ισόπλευρου τριγώνου τοποθετούνται τα ποσοστά επί τις εκατό της περιεκτικότητας σε άμμο, ιλύ και άργιλο του εδαφικού δείγματος. Αυτή η μέθοδος κατάταξης των εδαφών είναι αρκετά αυθαίρετη.



Σχήμα 1.2 Διάγραμμα κατατάξεως των εδαφών



Σχήμα 1.3. Κοκκομετρικές καμπύλες για τρία είδη εδαφών.

Μια καλύτερη μέθοδος χαρακτηρισμού της μηχανικής σύστασης του εδάφους είναι αυτή, που δείχνει τη συνεχή κατανομή της διαστάσεως των σωματιδίων, όπως φαίνεται στο σχήμα 1.3. Οι διάφορες καμπύλες λέγονται κοκκομετρικές καμπύλες. Ορισμένα εδάφη ονομάζονται καλώς διαβαθμισμένα, γιατί περιέχουν όλη την κλίμακα των διαμέτρων των σωματιδίων σε μεγάλη έκταση, ενώ άλλα κακώς διαβαθμισμένα γιατί κυριαρχούνται από μια μικρή ομάδα διαμέτρων σωματιδίων <http://www.afrc.uamont.edu/ficklinr/SoilScienceIntroduction2008.pdf>.

1.2.1 Άμμος

Τα σωματίδια της άμμου έχουν ελάχιστη ελεύθερη επιφάνεια ανά μονάδα βάρους και κατά συνέπεια ελάχιστα συμβάλλουν στις χημικές και φυσικές δραστηριότητες του εδάφους. Η παρουσία της άμμου αυξάνει το μέγεθος των διαστημάτων και διευκολύνει την κίνηση του νερού (Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

1.2.2 Ιλύς

Τα χονδρότερα σωματίδια της ιλύος είναι όμοια με τα λεπτότερα της άμμου όσον αφορά την εκτεθειμένη στον αέρα επιφάνεια και επομένως συμμετέχει ελάχιστα στη χημική δραστηριότητα του εδάφους. Τα λεπτότερα όμως σωματίδια έχουν κάποια συμμετοχή, ιδίως όταν βρίσκονται σε αρκετή ποσότητα. Η ιλύς μπορεί να συγκροτήσει αξιόλογα ποσοστά νερού για αρκετό διάστημα(Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

1.2.3 Αργίλος

Η άργιλος περιλαμβάνει τα λεπτότερα σωματίδια του εδάφους και έχει μεγάλη εκτεθειμένη επιφάνεια ανά γραμμάριο μάζας. Δεδομένου ότι μεγάλο μέρος της υγρασίας του εδάφους συγκροτείται σαν μεμβράνη γύρω από τα εδαφικά τεμαχίδια της αργίλου, η ποσότητα της αργίλου έχει μεγάλη επίδραση στη συγκράτηση του νερού από το έδαφος.

Επιπλέον, μερικά διαθέσιμα θρεπτικά συστατικά συγκροτούνται στην επιφάνεια των αργιλικών σωματιδίων. Έτσι η άργιλος ενεργεί σαν αποθήκη θρεπτικών στοιχείων και νερού για τα φυτά. Η άργιλος συνίσταται από διάφορα είδη ορυκτών, συνήθως όμως σε κάθε έδαφος κυριαρχεί μια ομάδα ορυκτών της αργίλου (Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

1.3 Σχέσεις όγκου – μάζας

Σε ένα ιδεατό εδαφικό δείγμα οι τρεις φάσεις του είναι χωρισμένες σε τρία μέρη. Στο κάτω μέρος είναι η στερεή φάση, στο μεσαίο μέρος είναι η υγρή φάση και στο πάνω μέρος είναι η αέρια φάση. Η στερεή φάση περιλαμβάνει τα σωματίδια του εδάφους και ονομάζεται στερεό μητρώο. Η υγρή φάση αποτελείται από το νερό και από τον αέρα του εδάφους.

Το μέρος του εδάφους που αποτελείται από την υγρή και την αέρια φάση ονομάζεται χώρος των κενών ή χώρος των πόρων. Το σύνολο στερεής, υγρής και αέριας φάσης ονομάζεται πορώδες μέσο και η ροή των ρευστών μέσα στο έδαφος ονομάζεται ροή διά πορώδους μέσου.

Συνεπώς το έδαφος αποτελείται από άπειρο αριθμό πόρων, οι περισσότεροι από τους οποίους συνδέονται μεταξύ τους και σχηματίζουν τον αποτελεσματικό χώρο των πόρων. Αντίθετα υπάρχουν πόροι που δεν αλληλοσυνδέονται ή ακόμη και άλλοι που αλληλοσυνδέονται αλλά παρουσιάζουν το ένα άκρο φραγμένο και

έτσι δεν είναι αποτελεσματικοί, γιατί δεν μπορεί να γίνει ροή δια μέσου τέτοιων πόρων.



(1)

Πραγματικό έδαφος



(2)

Ιδεατό έδαφος χωρισμένο σε τρεις φάσεις

Σχέσεις όγκου όπου : V_t = συνολικός όγκος, V_a = όγκος αέρα, V_w = όγκος νερού, V_f = όγκος αέρα-νερού, V_s = όγκος στερεού

Σχέσεις μάζας όπου : M_t = συνολική μάζα, M_a = μάζα αέρα, M_w = μάζα νερού, M_s = μάζα στερεού,

Σύμφωνα με τα παραπάνω σχήματα προσδιορίζουμε τις παρακάτω σχέσεις μεταξύ μάζας και όγκου.

Πυκνότητα του στερεού p_s

$$p_s = M_s / V_s$$

Φαινομενική πυκνότητα σε ξηρή κατάσταση p_b

$$p_b = M_s / V_t = M_s / (V_s + V_a + V_w)$$

Φαινομενική πυκνότητα σε υγρή κατάσταση p_t

$$p_t = M_t / V_t = (M_s + M_w) / (V_s + V_a + V_w)$$

1.3.1 Πορώδες n

Το πορώδες παρουσιάζει τον ολικό όγκο των πόρων του εδάφους και εκφράζεται σε ποσοστά %. Η δομή του εδάφους και το μέγεθος των

σωματιδίων παίζουν σπουδαίο ρόλο στον προσδιορισμό του πορώδους. Έτσι τα εδάφη που είναι χονδρόκοκκα (αμμώδη) είναι λιγότερο πορώδη (35-50%) από τα λεπτόκοκκα (αργιλώδη, 40-60%).

Το πορώδες ενώ παρουσιάζει μεγάλο ενδιαφέρον για την κίνηση του νερού, δεν μας πληροφορεί για την κατανομή των πόρων μέσα στο εδαφικό δείγμα, γιατί αποτελεί μια μακροσκοπική ιδιότητα του εδάφους.

Η κατανομή του μεγέθους των πόρων επηρεάζει ουσιαστικά την κίνηση του νερού και του αέρα διαμέσου του εδάφους (Αγγελάκη, 2004).

1.3.2 Περιεκτικότητα σε νερό ή υγρασία

Η περιεκτικότητα σε νερό ή υγρασία εκφράζεται, είτε σε σχέση με τη στερεά μάζα (υγρασία κατά βάρος w), είτε σε σχέση με τον ολικό όγκο του εδαφικού δείγματος (υγρασία κατ' όγκο θ).

1.3.2.1 Υγρασία κατά βάρος w

$$w = M_w / M_s$$

Είναι η μάζα του νερού σε σχέση με τη μάζα των σωματιδίων του ξηρού εδάφους. Σαν ξηρό θεωρούμε το έδαφος που έχει αποξηρανθεί σε φούρνο για 24 ώρες και σε θερμοκρασία 105° C. Για εδάφη αλατούχα, κορεσμένα το w κυμαίνεται από 25 μέχρι 60 τις εκατό (Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

1.3.2.2 Υγρασία κατ' όγκο θ

$$\theta = V_w / V_t = V_w / (V_s + V_f)$$

Είναι ο όγκος του νερού σε σχέση με τον ολικό όγκο του εδαφικού δείγματος. Για αμμώδη εδάφη και σε κατάσταση κορεσμού έχουμε $\theta_s = 40-50$ τις εκατό, όπου θ_s η υγρασία κορεσμού, ενώ για αργιλώδη εδάφη και σε κατάσταση κορεσμού το θ_s ξεπερνά πολλές φορές την τιμή 60 τις εκατό.

Για την κατάσταση κορεσμού ισχύει $\theta_s = n$

Από τα παραπάνω προκύπτει:

$$\theta / w = (M_s / V_t) / (M_w / V_w) = \rho_b / \rho_w$$

(Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

1.3.3 Δείκτης κενών e

$$e = (V_a + V_w) \setminus V_s = V_f \setminus (V_t - V_f)$$

Ο δείκτης κενών χρησιμοποιείται κυρίως στην εδαφομηχανική, ενώ στις αρδεύσεις και στραγγίσεις προτιμούμε τη χρησιμοποίηση του πορώδους. Ο δείκτης κενών e συνδέεται με το πορώδες n με τη σχέση:

$$e = n \setminus (n - 1) \quad (\text{Everett, 1954}).$$

1.3.4 Βαθμός κορεσμού S

$$S = V_w \setminus V_f = V_w \setminus (V_a + V_w)$$

Ο βαθμός κορεσμού εκφράζει τον όγκο του νερού μέσα στους πόρους του εδαφικού δείγματος σε ποσοστά επί τις εκατό. Η υγρασία το πορώδες και ο βαθμός κορεσμού συνδέονται με την παρακάτω σχέση

$$\theta = V_v \setminus V_t = V_w \setminus (V_a + V_w) * (V_a + V_w) \setminus V_t = S * n \quad (\text{Topp, 1971}).$$

1.3.5 Τριχοειδής πίεση P_c

Ορίζεται η διαφορά, σε κάθε σημείο του μέσου, μεταξύ της πίεσης του αέρα P_a και του νερού P_w και παίρνει θετικές τιμές.

$$P_c = P_a - P_w$$

Συνήθως εκφράζεται σε ύψος στήλης νερού $h(\text{cm})$ και δίνεται από τη σχέση $h = P_c \setminus (P_w * g)$

Όπου P_w = πυκνότητα του νερού

g = επιτάχυνση της βαρύτητας

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

(Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

1.3.6 Επιφανειακή τάση σ

Σαν επιφανειακή τάση μεταξύ δύο υλικών ορίζεται το ποσό του έργου που πρέπει να καταναλωθεί, για να διαχωριστεί μια μοναδιαία επιφάνεια του ενός υλικού από το άλλο. (Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

1.3.7 Αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού S_e

Η ποσότητα αυτή εισάγεται από την ανάγκη που δημιουργείται από το γεγονός ότι δεν είναι δυνατόν να ξηρανθεί τελείως ένα έδαφος ώστε η τιμή του S να γίνει μηδέν. Ορίζεται ως εξής $S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$

Όπου θ_s είναι η περιεκτικότητα σε νερό κατά τον κορεσμό
 θ_r είναι η υπολοιπόμενη περιεκτικότητα σε νερό

Πρακτικά η εδαφική υγρασία μεταβάλλεται μεταξύ θ_s και θ_r . Η φυσική σημασία και η εκτίμηση της θ_r δεν είναι καθορισμένες στην βιβλιογραφία.

Αξιοσημείωτο είναι ότι στην πραγματικότητα η περιεκτικότητα σε νερό στον φυσικό κορεσμό είναι μικρότερη από το πορώδες του εδάφους λόγω των φυσαλίδων του αέρα που παγιδεύονται μέσα στο έδαφος κατά την διάρκεια των κύκλων στράγγισης και διήθησης.

(Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

1.3.8 Γωνία επαφής

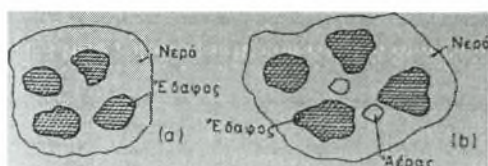
Είναι η γωνία μεταξύ της διεπιφάνειας δύο ρευστών και του στερεού μέσου στο οποίο είναι τοποθετημένα. Όταν το υγρό προχωρεί πάνω στο στερεό καλείται γωνία διαβροχής και όταν αποσύρεται γωνία αποσύρσεως. Για το ίδιο υγρό η γωνία διαβροχής είναι μεγαλύτερη από τη γωνία αποσύρσεως. Η ιδιότητα αυτή καλείται αποτέλεσμα σταγόνας βροχής.

(Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

1.4 Υδατοϊκανότητα- Σημείο μόνιμης μάρανσης

Εάν αρδεύσουμε μια έκταση και στη συνέχεια πάρουμε ένα εδαφικό δείγμα, τότε θα παρατηρήσουμε ότι όλοι οι εδαφικοί πόροι του εδάφους είναι πληρωμένοι με νερό (σχήμα 1.6α). Το έδαφος στην κατάσταση αυτή καλείται κορεσμένο. Εάν αφήσουμε λίγη ώρα το εδαφικό δείγμα, τότε ένα

μέρος από το νερό αυτό απομακρύνεται με την επίδραση της βαρύτητας, ενώ ένα μεγάλο ποσοστό νερού συγκροτείται από το δείγμα. Το έδαφος στην κατάσταση αυτή καλείται ακόρεστο (σχήμα 1.6b), γιατί οι πόροι του είναι μερικά πληρωμένοι με νερό και μερικά πληρωμένοι με αέρα.

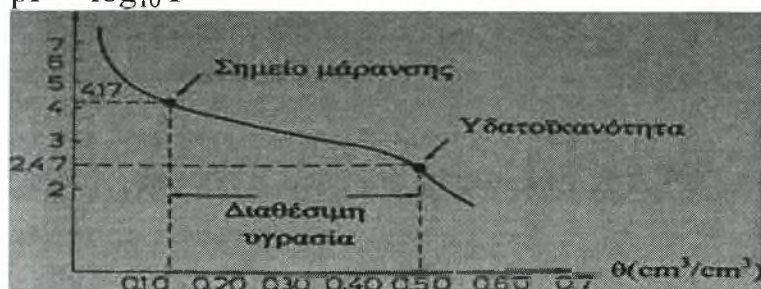


Σχήμα 1.6. (α) Κορεσμένο έδαφος, (β) Ακόρεστο έδαφος.

Η δύναμη, που συγκροτεί το νερό αυτό, μέσα στους πόρους, προέρχεται από ένα δυναμικό, που καλείται τριχοειδές δυναμικό και από την I.S.S.S. καθιερώθηκε σα μητρώο δυναμικό. Η πίεση του νερού μέσα στους πόρους του εδαφικού δείγματος έχει αρνητική τιμή και καλείται μύζηση, το δε δυναμικό της αρνητικής πίεσης του νερού, προκύπτει από τις δυνάμεις προσροφήσεως πάνω στο στερεό μητρώο.

Το ποσοστό της υγρασίας, που περιέχεται στο εδαφικό δείγμα, καλείται *ικανότητα συγκρατήσεως* ή *υδατοϊκανότητα* H_F . Συνήθως σαν υδατοϊκανότητα καθορίζεται το νερό, που απομένει μέσα στο έδαφος μετά από 60-70 ώρες από τη λήξη της άρδευσης, οπότε το νερό της βαρύτητας, έχει πλέον απομακρυνθεί. Η αρνητική πίεση του νερού των πόρων (μύζηση) έχει τότε τιμή περίπου 1/10-1/3 της ατμόσφαιρας (σχήμα 1.7).

$$pF = \log_{10} \Psi$$



Σχήμα 1.7. Σημείο μάρανσης, υδατοϊκανότητα και διαθέσιμη υγρασία.

Εάν η άρδευση δεν επαναληφθεί, τα φυτά αρχίζουν να καταναλώνουν το διαθέσιμο νερό και έτσι η υγρασία του εδάφους αρχίζει να ελαττώνεται. Όσο όμως ελαττώνεται η υγρασία του εδάφους, τόσο αυξάνεται η μύζηση και τα φυτά θα πρέπει να υπερνικήσουν αυτή τη μύζηση για να μπορέσει το νερό να κινηθεί προς τις ρίζες. Αυτό όμως είναι δυνατό μέχρι ενός ορισμένου ορίου. Πέρα από το όριο αυτό, τα φυτά δεν έχουν τη

δυνατότητα να προσλαμβάνουν νερό με το ριζικό τους σύστημα και τα φυτά μαραίνονται. Το όριο αυτό καλείται *σημείο μαράνσεως* H_f . Εργαστηριακά το σημείο μαράνσεως προσδιορίζεται σαν υγρασία του εδάφους, που αντιστοιχεί σε μύζηση 15 ατμόσφαιρες (σχήμα 1.7). Η διαφορά της υγρασίας μεταξύ της υδατοϊκανότητας H_f και του σημείου μαράνσεως H_f , είναι η υγρασία που μπορεί να προσλάβει το φυτό από το έδαφος και καλείται *διαθέσιμη υγρασία* (ΔY).

(Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

2.1 Η κίνηση του νερού στο έδαφος

Η κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος εξαρτάται από τη δύναμη που εφαρμόζεται σε κάθε στοιχειώδη όγκο νερού και από την αντίσταση στη ροή που προβάλλει το πορώδες.

Επάνω σε κάθε στοιχειώδη όγκο νερού, δρουν ουσιαστικά δύο δυνάμεις: α) η δύναμη της βαρύτητας που ωθεί την πτώση του στοιχείου σε χαμηλότερο επίπεδο και β) η δύναμη που οφείλεται σε διαφορές υδροστατικής πίεσης και τείνει να προκαλέσει τη μετατόπιση του στοιχείου από περιοχές μεγάλης σε περιοχές μικρής πίεσης.

Μετακίνηση του νερού μπορούν επίσης να προκαλέσουν και άλλοι φυσικοί παράγοντες όπως είναι οι διαφορές συγκέντρωσης του εδαφικού διαλύματος και οι διαφορές θερμοκρασίας του (Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

2.1.1 Το δυναμικό του εδαφικού νερού

Στο εδαφικό νερό ασκούνται ορισμένες δυνάμεις, οι οποίες το συγκροτούν στο έδαφος. Οι δυνάμεις αυτές οφείλονται κατά κύριο λόγο στην ύπαρξη των διαχωριστικών επιφανειών υγρού-στερεού και υγρού-

αερίου. Ταυτόχρονα, όμως, το εδαφικό νερό βρίσκεται και υπό την επίδραση ορισμένων δυναμικών πεδίων. Οι δυνάμεις αυτές και τα δυναμικά πεδία οφείλονται: α) στο βάρος του νερού, β) στην αλληλεπίδραση του νερού με τη στερεή φάση του εδάφους, γ) στην παρουσία διαλυτών αλάτων και ουσιών και δ) στην υψομετρική διαφορά από ένα αυθαίρετο επίπεδο αναφοράς.

Επειδή η ταχύτητα του νερού μέσα στο έδαφος είναι μικρή, η κινητική του ενέργεια θεωρείται αμελητέα. Απομένει λοιπόν η δυναμική του ενέργεια. Το νερό έχει την τάση να κινείται προς την κατεύθυνση της ελαττούμενης δυναμικής ενέργειας. Έτσι εισάγεται η έννοια της δυναμικής ενέργειας του νερού του εδάφους ως προς ένα σύστημα αναφοράς, που οφείλεται στην ειδική θέση την οποία αυτό κατέχει και στην εσωτερική του κατάσταση, και η οποία καλείται δυναμικό Φ του νερού του εδάφους (Hillel, 1980).

Το υλικό δυναμικό του νερού θεωρείται σαν άθροισμα των επιμέρους δυναμικών:

$$\Phi_t = \Phi_g + \Phi_p + \Phi_o + \dots$$

Όπου Φ_t ισούται με το ολικό δυναμικό

Φ_g ισούται με το δυναμικό βαρύτητας

Φ_p ισούται με το δυναμικό πίεσεως

Φ_o ισούται με το ωσμωτικό δυναμικό

2.1.2 Υδραυλικό φορτίο

Εάν ληφθούν υπόψη μόνο τα δυναμικά πίεσεως και βαρύτητας, τα οποία ουσιαστικά συμβάλλουν στην κίνηση του νερού, το ολικό δυναμικό του νερού δίνεται από τη σχέση:

$$\Phi_t = \Phi_g + \Phi_p$$

Το δυναμικό της βαρύτητας του εδαφικού νερού προσδιορίζεται σε κάθε σημείο του από το υψόμετρο θέσεως του σημείου αυτού ως προς ένα επίπεδο αναφοράς που εκλέγεται αυθαίρετα και έτσι ώστε να είναι πάντα θετικό. Εκφρασμένο δε ανά μονάδα βάρους γράφεται:

$$\Phi_g = \pm Z$$

όπου: $+Z$ = άξονας θετικός κατευθυνόμενος προς τα πάνω

$-Z$ = άξονας θετικός κατευθυνόμενος προς τα κάτω.

Το δυναμικό πίεσεως μετριέται σε σχέση με την ατμοσφαιρική πίεση που

παίρνεται ίση με το μηδέν. Εκφρασμένο ανά μονάδα βάρους γράφεται:

$$\Phi_p = h$$

Όπως έχει ήδη αναφερθεί στην ακόρεστη ζώνη η τιμή του H είναι αρνητική, καλείται μύζηση και συμβολίζεται με Ψ .

Επομένως:

$$H = h \pm Z = \Phi_i$$

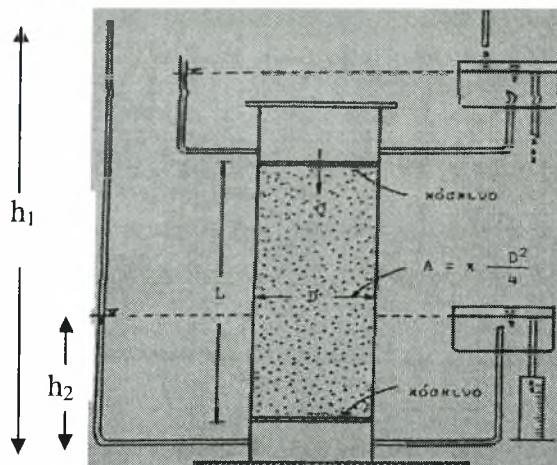
όπου H είναι το υδραυλικό φορτίο.

2.2 Νόμος Darcy

Μια πρώτη προσπάθεια για την εξήγηση του μηχανισμού κίνησης του νερού στο έδαφος έγινε από τον Poiseuille που θεώρησε το έδαφος σαν μια δέσμη από παράλληλους τριχοειδείς σωλήνες. Η ορθότητα αυτής της παραδοχής είναι πολύ σχετική γιατί το έδαφος στη φυσική του κατάσταση είναι ένα σύνολο από συνεχείς και ασυνεχείς πόρους με διαφορετικές διαστάσεις και σχήματα. Οι πόροι αυτοί άλλοτε συνδέονται μεταξύ τους με τρόπο που δίνουν μια συνεχή δίοδο στο νερό και τον αέρα και άλλοτε δεν οδηγούν πουθενά εμποδίζοντας κάθε κίνηση. Γενικά, ο μηχανισμός κίνησης του εδαφικού νερού είναι αρκετά πολύπλοκος και δεν μπορεί να απλοποιηθεί σε βαθμό που να θεωρείται ισοδύναμος με τη ροή σε μια δέσμη παραλλήλων τριχοειδών σωλήνων.

Το 1956 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 μια επιφάνεια A της συσκευής (σχήμα 2.1) είναι ανάλογη προς:

- 1) Την επιφάνεια A
- 2) Τη διαφορά φορτιού $h_1 - h_2$
- 3) Το αντίστροφο του μήκους L
- 4) Ένα συντελεστή αναλογίας K που ονομάζεται υδραυλική αγωγιμότητα.



Σχήμα 2.1
πειραματική συσκευή
του Darcy.

Έτσι η Μαθηματική διατύπωση του νόμου είναι :

$$Q = KA (h_1 - h_2) / L = KA (h_2 - h_1) / L$$

Εάν καλέσουμε το λόγο $(h_2 - h_1) / L$ υδραυλική κλίση i και το λόγο (Q/A) ταχύτητα Darcy ή ειδική ταχύτητα q , δηλαδή παροχή ανά μονάδα επιφάνειας, ο τύπος του Darcy γίνεται:

$$q = - K i$$

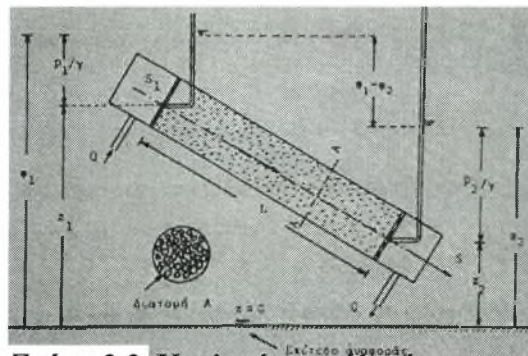
Μπορούμε να επεκτείνουμε το νόμο του Darcy και για ροές δια μέσου μιας κεκλιμένης στήλης με ομογενές υλικό (σχήμα 2.2), οπότε έχουμε:

$$Q = - KA (\varphi_2 - \varphi_1) / L \quad (2.1)$$

Σ' αυτή την περίπτωση το δυναμικό ή υδραυλικό φορτίο φ_i είναι:

$$\varphi_i = z_i + p_i / (pg)$$

και $\Delta\varphi = \varphi_2 - \varphi_1$ είναι η απώλεια ενέργειας που οφείλεται στις τριβές που δημιουργούνται δια μέσου του πορώδους μέσου. Βέβαια η ολική μηχανική ενέργεια περικλείει έναν όρο κινητικής ενέργειας. Εν τούτοις ο όρος αυτός είναι τόσο μικρός σε σχέση με το υδραυλικό φορτίο, ώστε σε όλα τα προβλήματα δια πορώδους μέσου παραλείπονται.



Σχήμα 2.2. Κεκλιμένη στήλη άμμου ($\gamma = \rho g$).

Όπως φαίνεται στο σχήμα 2.2 έχουμε $(p_1/\gamma) < (p_2/\gamma)$ και όμως η ροή δημιουργείται προς τη διεύθυνση της αυξανόμενης πίεσης, αλλά του μειωμένου φορτίου γιατί είναι $\varphi_1 > \varphi_2$. Για στήλη οριζόντια έχουμε $z_1 = z_2$ και $Q = KA(p_1 - p_2)/\gamma L$

ενώ για στήλη κατακόρυφη έχουμε: $\varphi_1 = z_1 + p_1 / pg$

$$\varphi_2 = z_2 + p_2 / pg$$

$$L = z_1 - z_2$$

$$\text{Και } Q = KA (\varphi_1 - \varphi_2) / L = KA \{ (p_1 - p_2) / pgL + 1 \}$$

Εάν τώρα θεωρήσουμε την πραγματική μέση ταχύτητα V δια μέσου των πόρων, τότε η πραγματική διατομή που συμμετέχει στην κίνηση είναι: $A'=A \cdot n$ (n = το πορώδες) και η παροχή Q είναι ίση με:

$$Q=V \cdot A'= V \cdot A \cdot n$$

ή

$$q = Q / A= Vn \rightarrow$$

$$V= q / n$$

Επομένως η πραγματική μέση ταχύτητα των πόρων V συνδέεται με την ειδική παροχή q με τη σχέση $V=q/n$. Πολλές φορές, όταν το έδαφος περικλείει πολλούς πόρους νεκρούς, που δε συμμετέχουν στην κίνηση του νερού, ορίζουμε ένα άλλο πορώδες n_e το καλούμενο αποτελεσματικό πορώδες ($n_e < n$), που περικλείει όλους τους ενεργούς πόρους και η προηγούμενη σχέση γίνεται:

$$V = q / n_e$$

Εάν τώρα θέσουμε στη σχέση (2.1) $\varphi_2-\varphi_1 = \Delta\varphi$, $L = s_2-s_1 = \Delta s$ και $q_s=(Q/A)$, η σχέση αυτή γίνεται: $q_s = - K \cdot \lim \Delta\varphi/\Delta s= - K \, d\varphi/ds= - K \, i$

Ο νόμος του *Darcy* που προήλθε από τα πειράματά του για μονοδιάστατη ροή μπορεί να γενικευτεί και για τρισδιάστατη ροή με τη μορφή:

$$\vec{q} = K \, \text{grad} \varphi$$

όπου \vec{q} είναι το διάνυσμα της ειδικής παροχής με συνιστώσες $q_x \, \, q_y \, \, q_z$ και $\text{grad} \varphi$ είναι η υδραυλική κλίση που ορίζεται ως εξής:

$$\text{grad} \varphi = (\partial \varphi / \partial x) \, \vec{i} + (\partial \varphi / \partial y) \, \vec{j} + (\partial \varphi / \partial z) \, \vec{k} \tag{2.2}$$

σ' ένα καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων. Έτσι αν θεωρήσουμε ένα ομογενές ισότροπο μέσο έχουμε:

$$q_x = - K \, \partial \varphi / \partial x, \, \, q_y = - K \, \partial \varphi / \partial y, \, \, q_z = - K \, \partial \varphi / \partial z$$

Για την περίπτωση πάντοτε ενός ομογενούς ισότροπου μέσου ο τύπος του *Darcy* γράφεται:

$$\vec{q} = - \text{grad} (K \varphi) = -\text{grad} \, \Phi \tag{2.3}$$

όπου $\Phi = K*\phi$ καλείται το δυναμικό της ταχύτητας. Πολλές φορές και μόνο για την περίπτωση ομογενούς ισότροπου μέσου ($K = \text{σταθερό}$) ο τύπος του Darcy χρησιμοποιείται με τη μορφή (2.3).

Ο τύπος (2.2) ισχύει επίσης και για την περίπτωση ενός μη ομογενούς ισότροπου εδάφους $K = K(x, y, z)$. Για την περίπτωση δε ενός ανισοτρόπου εδάφους γράφουμε:

$$q = - K \nabla \phi$$

όπου όμως $K \nabla$ είναι ένας συμμετρικός τανυστής δευτέρας τάξεως. Ο νόμος του Darcy που ξεκίνησε από μια πειραματική εργασία, αποτελεί σήμερα το βασικό νόμο κίνησης των ρευστών σε πορώδη μέσα.

(Darcy, 1956).

2.3 Εξίσωση κίνησης

Οι εξισώσεις της κινήσεως των ρευστών βασίζονται στο δεύτερο νόμο του

Νεύτωνα: Η συνισταμένη F των δυνάμεων που ενεργούν πάνω σε ένα υλικό σώμα ισούται με το γινόμενο της μάζας m του σώματος επί την επιτάχυνσή του \vec{a}

$$\vec{F} = m\vec{a} = m \frac{d\vec{V}}{dt}$$

Στην περίπτωση της κινήσεως των ρευστών η συνισταμένη δύναμη F αποτελείται από τις «σωματικές» και τις «επιφανειακές» δυνάμεις. Οι σωματικές ή δυνάμεις δυναμικού οφείλονται στην επενέργεια των διαφόρων πεδίων δυναμικού, όπως το πεδίο της βαρύτητας ή το ηλεκτρομαγνητικό πεδίο. Οι δυνάμεις αυτές ενεργούν πάνω στο κέντρο βάρους του σώματος. Οι επιφανειακές δυνάμεις ενεργούν πάνω στην επιφάνεια του σώματος και περιλαμβάνουν τις *δυνάμεις πίεσεως*, οι οποίες ενεργούν κάθετα προς τα όρια της επιφάνειας και τις *δυνάμεις τριβής* (ή *διατμητικές δυνάμεις*), λόγω του ιξώδους, οι οποίες ενεργούν παράλληλα προς τα όρια της επιφάνειας. Στην περίπτωση των τέλει ρευστών οι δυνάμεις τριβής παραλείπονται. Η εξίσωση κίνησης για ασυμπίεστα υγρά προκύπτει από τον συνδυασμό

της δυναμικής εξίσωσης (εξίσωση Darcy) και της εξίσωσης συνέχειας και δίνεται από τον τύπο :

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

Για μονοδιάστατη κατακόρυφη ροή η παραπάνω σχέση γίνεται :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} (K(\theta) \frac{\partial H}{\partial Z}) \quad (2.4)$$

Όπως φαίνεται από την εξίσωση (2.4), δύο είναι οι μεταβλητές που επηρεάζουν την κίνηση: α) η περιεκτικότητα σε νερό θ και β) το υδραυλικό φορτίο H , που συνδέονται μεταξύ τους, όπως είναι γνωστό, από τη σχέση: $H = -\Psi(\theta) - Z$. (Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

2.3.1 Εξίσωση ως προς θ

Αν στην εξίσωση (2.4) εισαχθεί ο συντελεστής διάχυσης

$$D(\theta) = -K(\theta) \frac{d\Psi}{d\theta} \quad \text{προκύπτει} \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} (D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial Z} - K(\theta)) \quad (2.5)$$

Η εξίσωση αυτή είναι γνωστή σαν εξίσωση τύπου Fokker-Plank και δεν επιτρέπει την περιγραφή της ροής σε κορεσμένη ζώνη, όπου η υγρασία παίρνει την τιμή κορεσμού θ για την οποία ο συντελεστής διάχυσης απειρίζεται. Γι' αυτό συνήθως κατά την επίλυση της εξίσωσης (2.5) η μεγαλύτερη τιμή της υγρασίας δεν φθάνει στην τιμή θ_s .

Το πλεονέκτημα όμως της παραπάνω εξίσωσης είναι η σχέση $K(\theta)$, η οποία δεν παρουσιάζει υστερητικά φαινόμενα, σε αντίθεση με τη σχέση $K(\Psi)$. (Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

2.3.2 Εξίσωση ως προς Ψ

Αν στην εξίσωση (2.4) εισαχθεί ο όρος $C (\Psi) = d\theta / dh = - d\theta / d\Psi$, ο οποίος ονομάζεται ειδική υδραυλική χωρητικότητα του ακόρεστου μέσου, έχουμε

$$C (\Psi) \partial \Psi / \partial t = \partial / \partial Z (K (\Psi) (\partial \Psi / \partial Z + 1)) \quad (2.6)$$

Η εξίσωση αυτή είναι γνωστή ως εξίσωση τύπου Richards και έχει το προνόμιο να περιγράφει τη ροή και σε κορεσμένη ζώνη σε αντίθεση με την εξίσωση (2.5). (Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

2.4 Εξίσωση συνεχείας

Η εξίσωση συνεχείας αποτελεί για τα ρευστά τη μαθηματική διαφορική έκφραση της αρχής της συνέχειας, που με τη σειρά της εκφράζει το νόμο της διατήρησης της μάζας: "η μάζα ενός ρευστού δε δημιουργείται ούτε καταστρέφεται". Η εξίσωση συνεχείας μπορεί να γραφεί με διάφορες μορφές ανάλογα με το χρησιμοποιούμενο σύστημα συντεταγμένων και με τον τύπο της ροής.

Για ροή ασταθή σε ακόρεστο πορώδες μέσο, η εξίσωση συνεχείας γράφεται:

$$\partial / \partial t (\rho_w \theta) = - \operatorname{div} (\rho_w q)$$

όπου ρ_w η πυκνότητα του νερού, θ η περιεκτικότητα σε νερό κατ' όγκο, q η ταχύτητα Darcy και t ο χρόνος (T).

Για ασυμπίεστο υγρό και ροή ασταθή, μονοδιάστατη και κατακόρυφη, η προηγούμενη εξίσωση γράφεται:

$$\partial \theta / \partial t = - \partial q / \partial z \quad (\text{Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000}).$$

2.5 Η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος

Το επιφανειακό έδαφος περιέχει στους πόρους του νερό και αέρα επειδή είναι κατά κανόνα ακόρεστο. Στην περίπτωση αυτή η εδαφική υγρασία βρίσκεται κάτω από αρνητική πίεση που μπορεί να θεωρηθεί ίση και αντίθετη με τη δύναμη που χρειάζεται για την απομάκρυνση του

νερού από τους εδαφικούς πόρους.

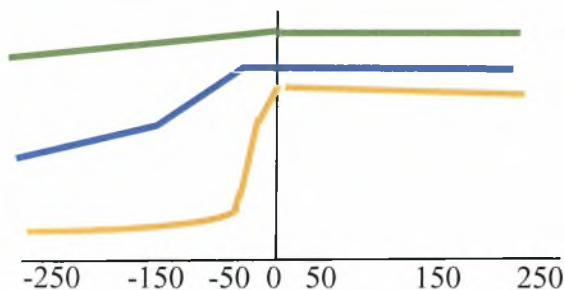
Αν ένα έδαφος αρχικά κορεσμένο με νερό αφεθεί να στραγγίσει, πρώτα αδειάζουν οι πόροι με τη μεγαλύτερη διάμετρο και ακολουθούν αυτοί με τη μικρότερη. Όσο λιγότερο νερό μένει στο έδαφος τόσο πιο ισχυρά συγκρατείται. Αυτή η ικανότητα (δύναμη) συγκρατήσεως κατά κύριο λόγο εξαρτάται:

- (1) από το μέγεθος, το σχήμα και την κατανομή των εδαφικών πόρων,
- (2) τη γωνία επαφής του νερού με τα εδαφομόρια που περιβάλλουν τους πόρους και
- (3) την επιφανειακή τάση.

Στο εργαστήριο, αρνητικές πιέσεις μπορούν να εφαρμοστούν σε δείγματα εδάφους με τη χρήση της κατάλληλης συσκευής. Η συσκευή αποτελείται από ένα κυλινδρικό δοχείο που πάνω στον πυθμένα του τοποθετείται ένας πορώδης δίσκος με πολύ μικρούς πόρους. Κάτω από το δίσκο, στον πυθμένα του κυλίνδρου προσαρμόζεται ένας εύκαμπτος σωλήνας με μικρή διάμετρο. Πάνω στο δίσκο τοποθετείται το δείγμα του εδάφους, το οποίο αρχικά είναι κορεσμένο με νερό.

Ο εύκαμπτος σωλήνας είναι επίσης γεμάτος με νερό και το ελεύθερο άκρο του βρίσκεται στο ίδιο οριζόντιο επίπεδο με το δείγμα (Τζιμόπουλος, 1984).

Αν για κάθε αρνητική πίεση προσδιορίζεται ταυτόχρονα και η υγρασία του δείγματος, οι παρατηρήσεις αυτές μπορούν να μετατραπούν σε καμπύλες που συνδέουν την υγρασία με την αρνητική πίεση. Τέτοιες καμπύλες, για τρία διαφορετικά εδάφη, δίνονται στο σχήμα 2.3.



Σχήμα 2.3 Καμπύλες μεταβολής της εδαφικής υγρασίας σε σχέση με την αρνητική πίεση

Όπου οριζόντιος άξονας: πίεση εδαφικής υγρασίας(cm)

Κάθετος άξονας: υγρασία %

Κίτρινη καμπύλη: άμμος

Μπλε καμπύλη: ιλύς

Πράσινη καμπύλη: άργιλος

Όπως φαίνεται στο σχήμα αυτό, όταν η πίεση είναι θετική η εδαφική υγρασία παραμένει αμετάβλητη στο επίπεδο κορεσμού. Για το λόγο αυτό στα διαγράμματα παραλείπονται οι θετικές πιέσεις. Επίσης παραλείπεται και το αρνητικό πρόσημο, αφού αυτό θεωρείται αυτονόητο.

Αν εξετάσουμε τις καμπύλες του σχήματος 2.3 παρατηρούμε ότι τα ελαφρά εδάφη χάνουν το μεγαλύτερο ποσοστό της υγρασίας τους κάτω από αρνητικές πιέσεις 20-50cm επειδή έχουν πολλούς πόρους με μεγάλη διάμετρο. Τα μέσα και βαριά εδάφη σ' αυτή την περιοχή των πιέσεων χάνουν πολύ λιγότερο νερό. Γενικά, μπορεί να λεχθεί ότι κάθε τύπος εδάφους παρουσιάζει ξεχωριστή συμπεριφορά και έχει τη δική του καμπύλη.

Οι καμπύλες αυτές που συνδέουν εδαφική υγρασία και αρνητική πίεση λέγονται *χαρακτηριστικές καμπύλες* της εδαφικής υγρασίας και έχουν πολύ μεγάλη σημασία στις αρδεύσεις.

2.6 Μέθοδοι προσδιορισμού των χαρακτηριστικών καμπυλών της εδαφικής υγρασίας.

Ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών της εδαφικής υγρασίας στο εργαστήριο μπορεί να γίνει με τις εξής μεθόδους: α) Μέθοδος Haines, β) Μέθοδος στήλης σε ισορροπία με σταθερή στάθμη ελεύθερου ύδατος, γ) Μέθοδος στήλης με διάφραγμα πίεσης, δ) Συσκευή Richards, ε) Μέθοδος της σχετικής υγρασίας, στ) Μέθοδος του σημείου πήξης του ύδατος του εδάφους, ζ) Μέθοδος γ-ακτινοβολίας (Μ.Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη,1983),η)ΜέθοδοςTDR

Βέβαια, ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών της εδαφικής υγρασίας μπορεί να γίνει και στον αγρό. Από τις μεθόδους και τα όργανα προσδιορισμού στον αγρό της περιεκτικότητας του εδάφους σε νερό και της πίεσης του εδαφικού ύδατος που έχουν προταθεί μέχρι σήμερα, αναφέρονται παρακάτω μόνο εκείνες που η χρησιμότητά τους αποδείχθηκε από τη μακροχρόνια εφαρμογή τους: α) Τασίμετρα, β)Πορώδη σώματα, γ) Μέθοδος νετρονίων, δ) Μέθοδος TDR.

Στην παρούσα εργασία οι χαρακτηριστικές καμπύλες της εδαφικής υγρασίας προσδιορίστηκαν στο εργαστήριο με τη βοήθεια της συσκευής Richards.

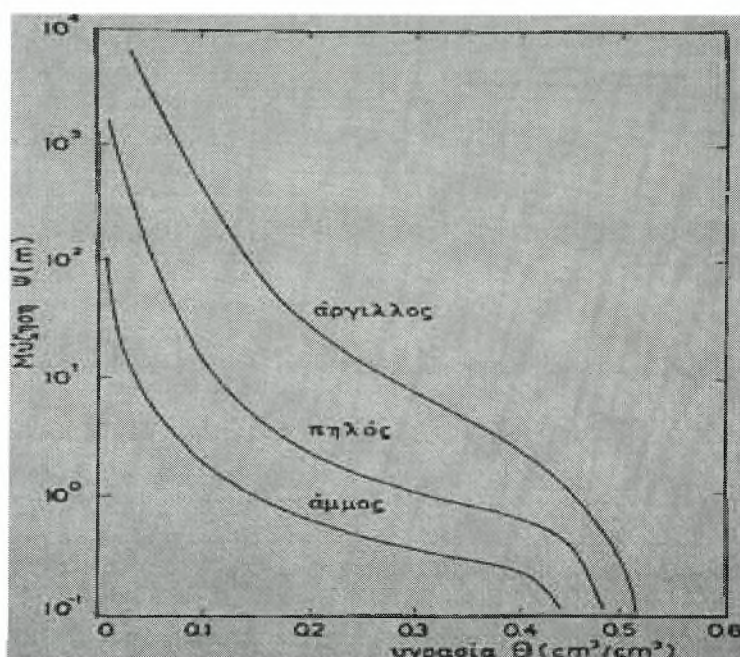
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΤΗΣ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ

3.1 Σχέσεις μεταξύ της πίεσης και της περιεκτικότητας στο νερό

Οι μεταβλητές θ και Ψ είναι στενά συνδεδεμένες μεταξύ τους. Από το προηγούμενο κεφάλαιο έχει διαπιστωθεί ότι όσο λιγότερο νερό υπάρχει στο έδαφος, τόσο μεγαλύτερη είναι η μύζηση Ψ με την οποία αυτό συγκρατείται και αντίστροφα.

Η καμπύλη της περιεκτικότητας σε νερό σε συνάρτηση με την μύζηση ονομάζεται χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας του εδάφους. Η χαρακτηριστική καμπύλη διαφέρει για κάθε τύπο εδάφους (σχήμα 3.1, Hillel 1977).



Σχήμα 3.1. Χαρακτηριστικές καμπύλες για αμμώδες, πηλώδες και αργιλώδες έδαφος (Hillel, 1977).

Στο παραπάνω σχήμα φαίνεται ότι:

- i) όταν ελαττώνεται η ποσότητα του εδαφικού νερού, αυξάνεται και μάλιστα ταχύτατα η δύναμη συγκράτησής του από το έδαφος και
- ii) τα ποσά νερού που συγκροτούνται με την ίδια δύναμη σε διάφορα εδάφη είναι διαφορετικά και μικρότερα σε ελαφράς από ότι σε βαριάς συστάσεως εδάφη.

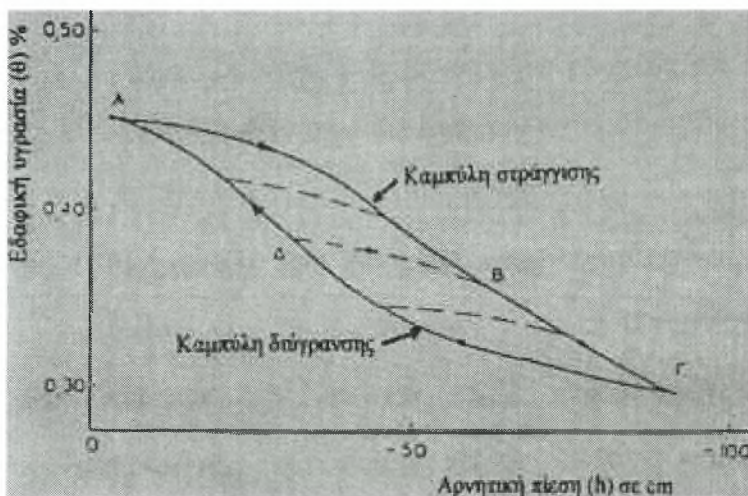
3.2 Υστέρηση της σχέσης Ψ (θ)

Η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους μπορεί να σχηματιστεί με δύο τρόπους:

1) Με στράγγιση ενός κορεσμένου δείγματος, εφαρμόζοντας διαδοχική αύξηση της μύζησης και παίρνοντας τις αντίστοιχες τιμές υγρασίας και

2) με διαδοχική διύγρανση, ελαττώνοντας τη μύζηση.

Κάθε μια από τις δύο παραπάνω διαδικασίες δίνει μια συνεχή καμπύλη, αλλά οι δύο αυτές καμπύλες δεν συμπίπτουν. Η υγρασία σε μια δεδομένη μύζηση είναι μεγαλύτερη κατά την ξήρανση παρά κατά τη διύγρανση (Σχήμα 3.2).

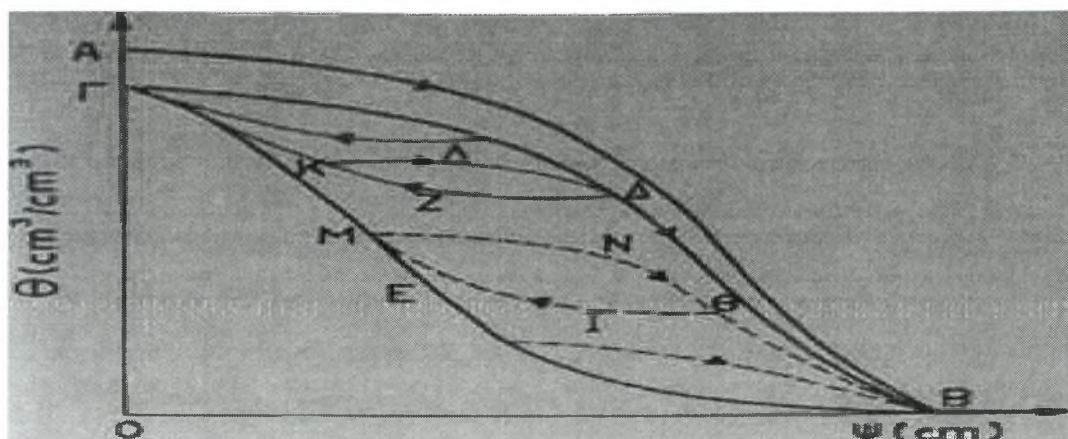


Σχήμα 3.2. Καμπύλες εδαφικής υγρασίας-αρνητικής πίεσης (μύζησης) κατά τη στράγγιση και διύγρανση ενός εδάφους.

Το φυσικό αυτό φαινόμενο, όπου κατά τη διάρκεια μιας διύγρανσης και στη συνέχεια μιας στράγγισης, απαιτείται μεγαλύτερη αρνητική πίεση κατά τη στράγγιση παρά κατά τη διύγρανση για το ίδιο ποσοστό συγκράτησης εδαφικής υγρασίας, καλείται *Υστέρηση*.

Στο σχήμα 3.3 (Πουλοβασίλης, 1962) παρουσιάζεται ένας υποθετικός βρόχος υστέρησης, με πρωτογενείς και δευτερογενείς καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης. Η καμπύλη AB περιγράφει την πρώτη αποστράγγιση του μέσου από τον αρχικό κορεσμό, η BEΓ την διαβροχή και η διαφορά ΑΓ τον όγκο του εγκλωβισμένου αέρα. Νέα στράγγιση δίνει η καμπύλη ΓΔΒ ενώ οι επόμενοι κύκλοι διαβροχής-στράγγισης επαναλαμβάνονται πάντα από τις καμπύλες BEΓ και ΓΔΒ που ονομάζονται τελικές

οριακές καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης, οι οποίες περικλείουν τον κυρίως βρόχο της υστέρησης, που είναι αναπαραγωγίμος.



Σχήμα 3.3. Υποθετικός βρόχος υστέρησης, με πρωτογενείς και δευτερογενείς καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης.

Οποιοσδήποτε καμπύλες εντός του βρόχου ονομάζονται διερευνητικές καμπύλες και διακρίνονται σε πρωτογενείς καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης,

(MNB και ΔΖΓ αντίστοιχα), σε δευτερογενείς καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης (ΚΛΔ και ΘΙΜ αντίστοιχα), σε τριτογενείς κ.λ.π.

Πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με το φαινόμενο της υστέρησης. Στη διεθνή βιβλιογραφία αναφέρεται ότι πρώτος ο Haines το 1930 παρατήρησε ότι η σχέση μεταξύ υγρασίας και πίεσης δεν είναι μονοσύμαντη.

Οι Everett et al (1952,1954,1955) και Enderby (1955,1956) ανέπτυξαν τη θεωρία των Ανεξάρτητων Χώρων.

Ο Α. Πουλοβασίλης (1962, 1969) εφάρμοσε τη θεωρία των ανεξάρτητων χώρων στη σχέση υγρασίας-πίεσης. Η θεωρία του είχε καλά αποτελέσματα σε άμμο (Talsma, 1970) και γυάλινα σφαιρίδια, αποδείχθηκε όμως ανεπαρκής σε πειράματα που έγιναν από τους Torpp και Miller (1966) και Torpp (1969, 1971). Γι' αυτό το λόγο ο Πουλοβασίλης (1971, 1973, 1978, 1979) επεξέτεινε τη θεωρία του εισάγοντας τη θεωρία των εξαρτημένων χώρων, η οποία χρησιμοποιήθηκε από τους Τζίμας (1974)

και Πουλοβασίλης και Τζίμας (1974, 1975) στη σχέση μεταξύ υδραυλικής αγωγιμότητας-πίεσης.

Ο Philip (1964) περιέγραψε το φαινόμενο της υστέρησης προτείνοντας την υπόθεση ομοιότητας, τα αποτελέσματα της οποίας είχαν ικανοποιητική σύμπτωση με πειραματικά δεδομένα.

Ο Mualem (1973, 1974, 1975, 1977, 1978, 1979, 1984) στηριζόμενος στην υπόθεση ομοιότητας του Philip, πρότεινε μια σειρά μοντέλων πρόβλεψης των διερευνητικών καμπύλων, με αξιόπιστα αποτελέσματα.

Τέλος πολλοί ερευνητές (Staple, 1962. Thony, 1970. Watson et al , 1975. Royer and Vachaud, 1975. Lees and Watson, 1975) έδειξαν ενδιαφέρον για το φαινόμενο αυτό, το οποίο καθιστά πολύ δύσκολη την εξομοίωση της κίνησης του νερού σε ακόρεστο μέσο κατά τη διάρκεια μιας διύγρανσης ή μιας στράγγισης.

3.3 Ερμηνεία του φαινομένου της υστέρησης

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

- α) Στη γωνία επαφής.
- β) Στον εγκλωβισμό αέρα κατά την πορεία στράγγισης-διήθησης.
- γ) Στην ανομοιόμορφη κατανομή του πορώδους.

3.4 Το φαινόμενο της υστέρησης σε διάφορους τύπους εδαφών

Η υστέρηση στη σχέση Θ - h , που αποτελεί ένα φυσικό φαινόμενο παρατηρείται κυρίως σε χοντρόκοκκα εδάφη και αυτό επειδή τα καθαρά αμμώδη εδάφη έχουν κατ' εξοχήν σταθερό πορώδες.

Στα καθαρά αργιλικά εδάφη είναι γνωστό ότι το πορώδες μεταβάλλεται ανάλογα με την υγρασία που περιέχουν. Στα εδάφη αυτά παρατηρείται συρρίκνωση κατά τη φάση της ξηράνσεως και διόγκωση κατά τη φάση της υγράνσεως. Η απώλεια νερού συνοδεύεται από ισοδύναμη μείωση του όγκου του εδάφους και αντίστροφα έτσι που, σε ιδανικά συστελλόμενα και διαστελλόμενα εδάφη, η σχέση μεταξύ περιεχόμενης υγρασίας και αρνητικής πίεσεως είναι μονοτιμική. Όμως, και στην περίπτωση των εδαφών αυτών, πειράματα έδειξαν ότι κατά τον πρώτο κύκλο υγράνσεως-ξηράνσεως η σχέση δεν είναι απόλυτα αντιστρεπτή γιατί κατά την ξήρανση παρατηρούνται μη αντιστρεπτές αλλαγές στη διάταξη των σωματιδίων της αργίλου. Μετά τον πρώτο κύκλο δεν παρατηρούνται άλλες μη αντιστρεπτές μεταβολές και η καμπύλη Θ - h μπορεί να θεωρηθεί κατά προσέγγιση μη αντιστρεπτή.

Ανάμεσα στα εδάφη με σταθερό πορώδες (καθαρά αμμώδη εδάφη) και στα εδάφη με ιδανικά μεταβαλλόμενο πορώδες (καθαρά αργιλικά εδάφη) κατατάσσονται όλα τα υπόλοιπα που περιέχουν σε μικρό ή μεγάλο βαθμό άργιλο και χούμο. Η άργιλος και ο χούμος επηρεάζουν τη δομή των εδαφών με τη δημιουργία συσσωματωμάτων που δεν είναι πολύ σταθερά. Για το λόγο αυτό, η υστέρησή τους δεν έχει διεξοδικά

μελετηθεί. Συμπεραίνεται όμως ότι θα πρέπει να συμπεριφέρονται με κάποιο ενδιάμεσο τρόπο, ανάλογα με το βαθμό αντιστρεψιμότητας της δομικής διατάξεως των συσσωματωμάτων τους.

Μια συγκεκριμένη περιεκτικότητα σε νερό ενός εδάφους μπορεί να επιτευχθεί ακολουθώντας διάφορες διαδρομές υστερήσεως που ο αριθμός τους είναι θεωρητικά άπειρος. Η κατανομή μιας ποσότητας νερού στο έδαφος, που καθορίζει μια ορισμένη εδαφική υγρασία, συνδέεται άμεσα με τη συγκεκριμένη σειρά μεταβολών της πίεσεως που οδήγησε στη συγκράτησή του και διαφέρει από οποιαδήποτε άλλη κατανομή της ίδιας ποσότητας νερού που κατέληξε να βρίσκεται στο έδαφος μετά από διαφορετική σειρά μεταβολών της πίεσεως. Οι μεγαλύτερες διαφορές στην κατανομή του νερού παρατηρούνται όταν η ίδια εδαφική υγρασία έχει επιτευχθεί ακολουθώντας τις οριακές καμπύλες υστέρησης.

(Everett and Whitton, 1952).

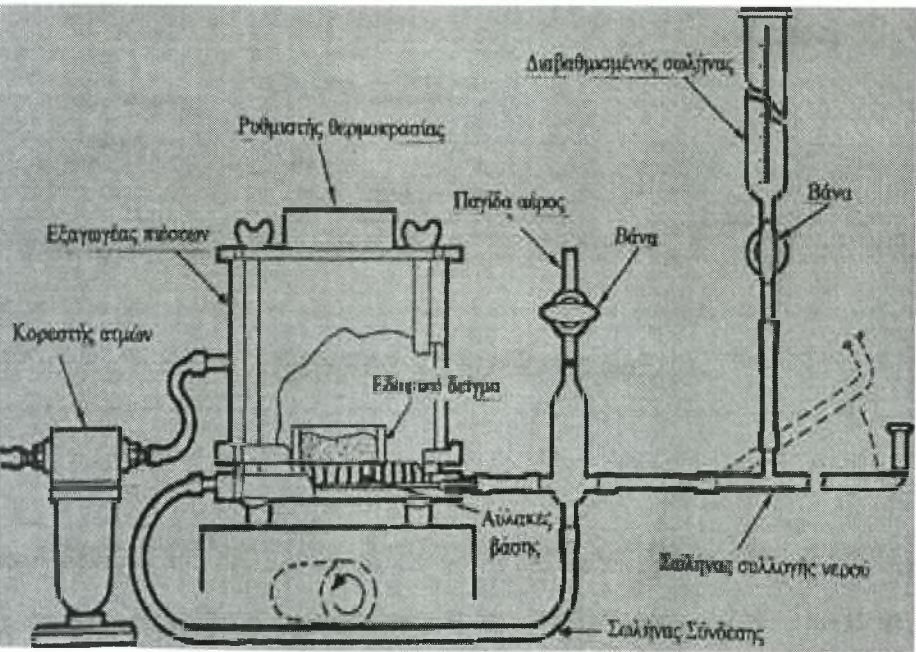
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΣΥΣΚΕΥΗΣ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ ΚΑΙ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

4.1 Συσκευή Υστέρησης

Η συσκευή Volumetric Porous Plate Extractor των Richards και Fireman χρησιμοποιήθηκε για τον πειραματικό προσδιορισμό του βρόχου της υστέρησης της εδαφικής υγρασίας και των διερευνητικών καμπυλών.

Η συσκευή της υστέρησης περιλαμβάνει έναν εξαγωγέα πιέσεων (Volumetric Pressure Plate Extractor, μοντέλου 1250 της εταιρίας Soil Moisture) ο οποίος συνδέεται με τα εξής εξαρτήματα: κορεστή ατμών (Vapor Saturator), ρυθμιστή θερμοκρασίας (Heater Block), παγίδα αέρος (Air Trap), διαβαθμισμένο σωλήνα (Burette), σωλήνα συλλογής νερού (Ballast Tube), βάνες και σωλήνες σύνδεσης (Connecting Tubes) (σχήμα 4.1).



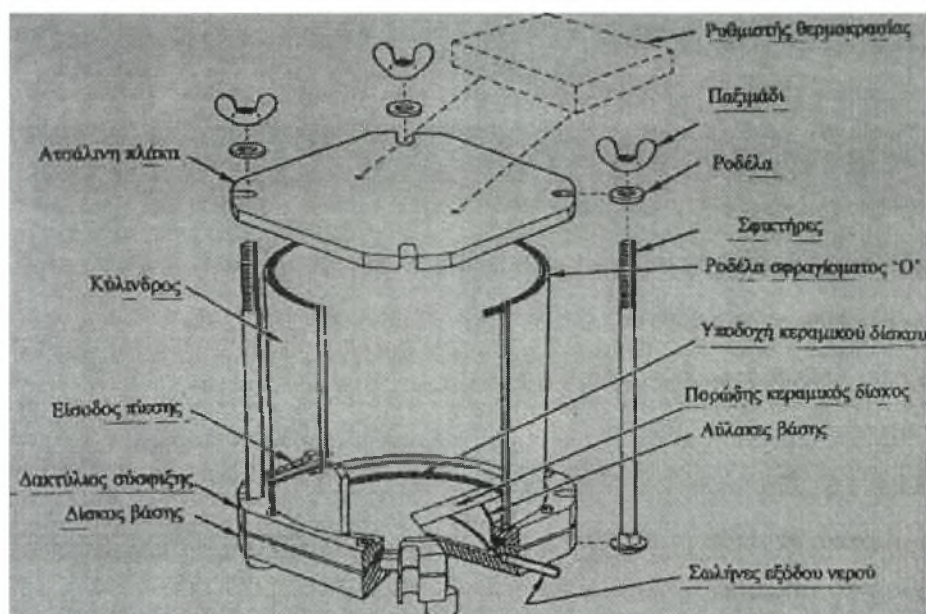
Σχήμα 4.1 Συσκευή υστέρησης συνδεδεμένη με τα διάφορα εξαρτήματα.

4.2 Εξαγωγή πιέσεων

Το μοντέλο Volumetric Pressure Plate Extractor είναι ένας ακριβής εξαγωγέας σχεδιασμένος έτσι ώστε το τμήμα της εξωτερικής ροής των οργάνων να είναι σταθερό διαστατικά. Όταν ο εξαγωγέας χρησιμοποιείται σε σύνδεση με τα εξαρτήματα της Υστέρησης, καθιστά εφικτό των προσδιορισμό της Υστέρησης σε διαταραγμένα ή αδιατάραχτα εδαφικά δείγματα.

Ο εξαγωγέας σε σύνδεση με τα προσαρτήματα της Υστέρησης κάνει επίσης δυνατό το μέτρημα της τριχοειδούς αγωγιμότητας του εδάφους.

Στη βάση του εξαγωγέα τοποθετείται πορώδης κεραμικός δίσκος 2 bars, ο οποίος επιτρέπει την λειτουργία του εξαγωγέα σε κάθε πίεση ανάμεσα στα 0 και 2 bars (0-30 psi). Το σχήμα 4.2 δείχνει μια επίσημη άποψη του εξαγωγέα. Τα 3 λειτουργικά μέρη της μονάδας είναι συνδεδεμένα με 4 σφικκτήρες και παξιμάδια.



Σχήμα 4.2 Εξαγωγή πιέσεων

Ο κεραμικός πορώδης δίσκος έχει προσεκτικά και κατάλληλα προσαρμοστεί σε μια βάση κι έτσι υπάρχει ελάχιστος χώρος για παγιδευμένο αέρα. Πέντε συμμετρικά μηχανικά αυλάκια της βάσης μεταφέρουν την προς εκροή υγρασία από τον εξαγωγέα στους 2 σωλήνες εξόδου, που βρίσκονται σε αντίθετες θέσεις στη βάση.

Στον κύλινδρο του εξαγωγέα βρίσκεται προσαρμοσμένη η είσοδος πίεσεως, η οποία εφοδιάζει τον εξαγωγέα κανονικά με πίεση. Ο κύλινδρος σφραγίζεται στη βάση και στην κορυφή όταν η ροδέλα σφραγίσματος Ό' προσαρμοστεί στις αυλακώσεις στη βάση του κυλίνδρου. (Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000)

Χαρακτηριστικά της μονάδας :

A) Τάξη πίεσης: 2 Bars (30 psi)

B) Πορώδης κεραμικός δίσκος - Λειτουργική διάμετρος 11,7 cm

-Πάχος: 0,81 cm

- Αγωγιμότητα : $K = 1.73 \cdot 10^{-7} \text{ cm / sec}$

Γ) Μέγιστο εσωτερικό ύψος : 11.6 cm

Δ) Εξωτερικές διαστάσεις : Ύψος : 15.3 cm – Πλάτος : 14.9 cm

4.3 Εξαρτήματα Υστέρησης

Τα εξαρτήματα Υστέρησης έχουν σχεδιαστεί ειδικά για να λειτουργούν με τον Εξαγωγέα Πίεσεων (Volumetric Pressure Plate Extractor). Σκοπός των εξαρτημάτων Υστέρησης είναι να κρατούν ακριβώς όλη την επιστρεφόμενη υγρασία από ένα δείγμα κατά τη διάρκεια της πορείας της εξαγωγής και να επιτρέπουν τη ροή προς τα πίσω της υγρασίας από το αποθηκευτικό πεδίο στο δείγμα, καθώς η πίεση της εξαγωγής μειώνεται. Τα προσαρτήματα ως εκ τούτου προμηθεύουν, κατά μια έννοια, την με ακρίβεια προσδιορισμένη μετακινούμενη υγρασία από ένα δείγμα, με προοδευτικά αυξανόμενη πίεση, για σύγκριση με την απορροφούμενη από το δείγμα υγρασία, καθώς η πίεση διαδοχικά μειώνεται. Αυτή η μέθοδος αντιστοιχεί στον ξηρό και υγρό κύκλο που συμβαίνει στο έδαφος στον αγρό. Από τις πληροφορίες που αποκτούμε μπορούμε να σχεδιάσουμε τα αποτελέσματα της υστέρησης σε παντός είδους εδάφη.

Τα διάφορα μέρη των προσαρτημάτων Υστέρησης απεικονίζονται και αναγνωρίζονται στο σχήμα 4.1. (Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

4.4 Ρυθμιστής θερμοκρασίας

Δυο οπές στο κάλυμμα του εξαγωγέα χρησιμεύουν για να δεχθούν το ρυθμιστή θερμοκρασίας (Heater Block).

Σε μια έρευνα σε προβλήματα υστέρησης εδάφους, λάθη μπορεί να προκύψουν από τη συμπυκνωμένη υγρασία στα εσωτερικά τοιχώματα του εξαγωγέα, η οποία οφείλεται στις διαφορετικές θερμοκρασίες ανάμεσα στο δείγμα εδάφους, στον εξαγωγέα και στα τοιχώματα του εξαγωγέα.

Αυτό μπορεί να αποφευχθεί κάνοντας το πείραμα σε εργαστήριο με ρυθμιζόμενη θερμοκρασία. Αν αυτό δεν είναι δυνατόν, μπορούμε να ανεβάσουμε το Heater Block, το οποίο λειτουργεί στα 12 volts AC ή DC και εκβάλλει 3 watts θερμότητας. Αυτή η μικρή πηγή θερμότητας διατηρεί τα τοιχώματα του εξαγωγέα σε ελαφρώς υψηλότερη θερμοκρασία από αυτή του δείγματος και εξαλείφει τη συμπύκνωση υδρατμών στα εσωτερικά τοιχώματα. (Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

4.5 Κορεστής ατμών

Ο αέρας εισάγεται δια μέσου του κορεστή ατμών (διαβροχέα). Πριν από τη χρήση το δοχείο του διαβροχέα είναι ξεβιδωμένο από το καπάκι και γεμάτο κατά ένα μέρος με νερό.

Ο σκοπός του διαβροχέα είναι να υγραίνει τον εισερχόμενο στον Volumetric Pressure Plate Extractor αέρα, έτσι ώστε να μην υπάρχει ξηρό αποτέλεσμα στο δείγμα εδάφους που γίνεται το τεστ κι έτσι να αποφευχθούν τα λάθη στο μέτρημα του υδάτινου όγκου.

(Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

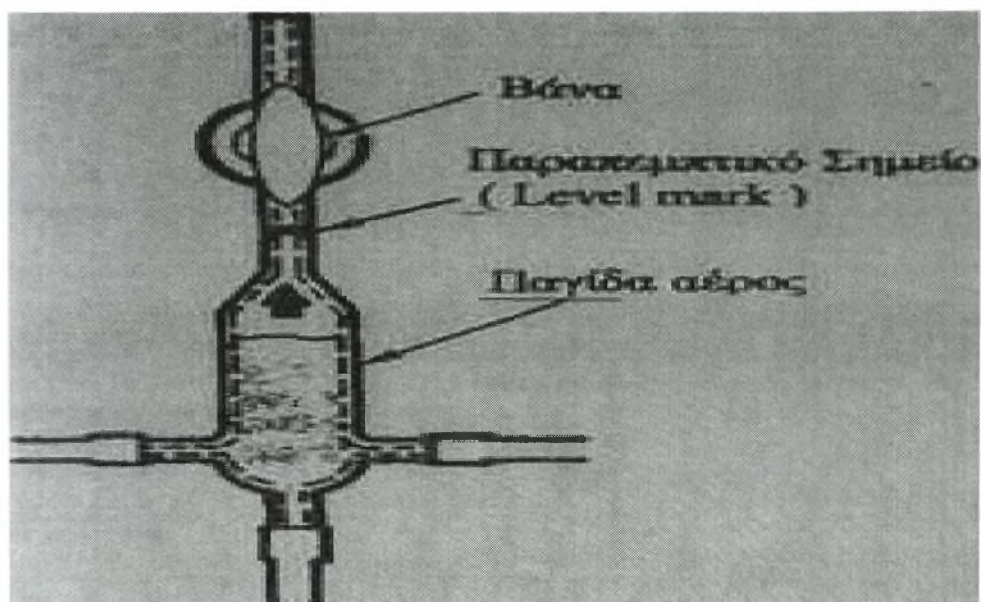
4.6 Σωλήνας συλλογής νερού

Ο σωλήνας συλλογής νερού είναι ένα γυάλινο οριζόντιο αποθηκευτικό πεδίο για το νερό που κινείται μέσα ή έξω από το εδαφικό δείγμα κατά τη διάρκεια των πειραμάτων. Επειδή ο σωλήνας συλλογής νερού είναι σε οριζόντια θέση, στην έξοδο της υγρασίας ή στην επαναφορά αυτής, δεν αλλάζει την υδραυλική πίεση που αναφορικά υφίσταται εντός του εδαφικού δείγματος κατά τη διάρκεια της εξαγωγής. Ο σωλήνας

συλλογής νερού τοποθετείται ή στην κεντρική γραμμή του εδαφικού δείγματος ή στη γραμμή της βάσης του εδαφικού δείγματος. Η θέση αυτή εξαστάται από τις απαιτήσεις της διαδρομής του πειράματος. Ένα level mark στο τέλος σκεδόν του σωλήνας συλλογής νερού προβάλλει ένα παραπεμπτικό σημείο για τη σωστή καταμέτρηση του όγκου του νερού.

4.7 Παγίδα αέρα

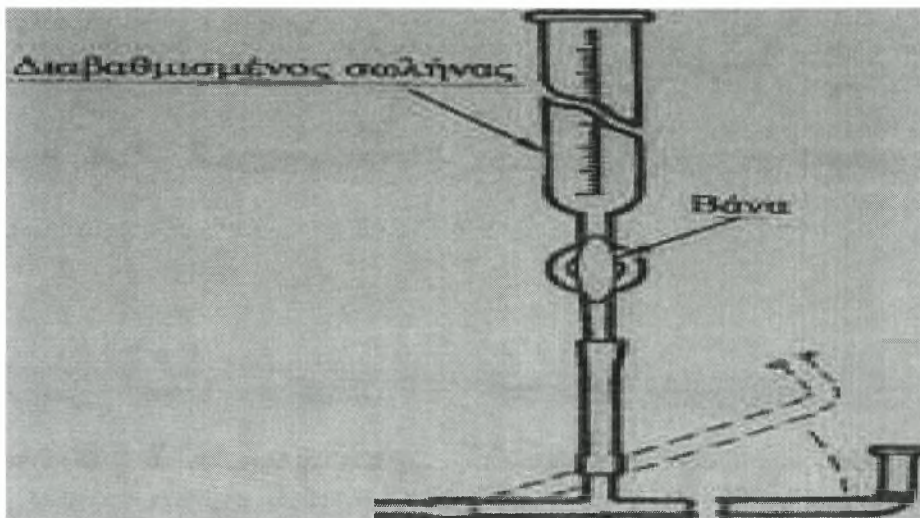
Η παγίδα αέρα (σχήμα 4.3) είναι ένα γυάλινο δοχείο για τη συλλογή του αέρα που ίσως περάσει δια μέσου του πορώδη κεραμικού δίσκου του εξαγωγέα κατά τη διάρκεια των πειραμάτων.



Σχήμα 4.3 Παγίδα Αέρα

4.8 Διαβαθμισμένος σωλήνας

Ο διαβαθμισμένος σωλήνας (σχήμα 4.4) είναι ένα αποθηκευτικό δοχείο για νερό. Όταν οι καταμετρήσεις γίνονται και επέλθει ισορροπία, το ύψος του νερού μέσα στο διαβαθμισμένο σωλήνα δηλώνει ακριβώς το ποσό της μετακινούμενης υγρασίας από και προς το εδαφικό δείγμα.



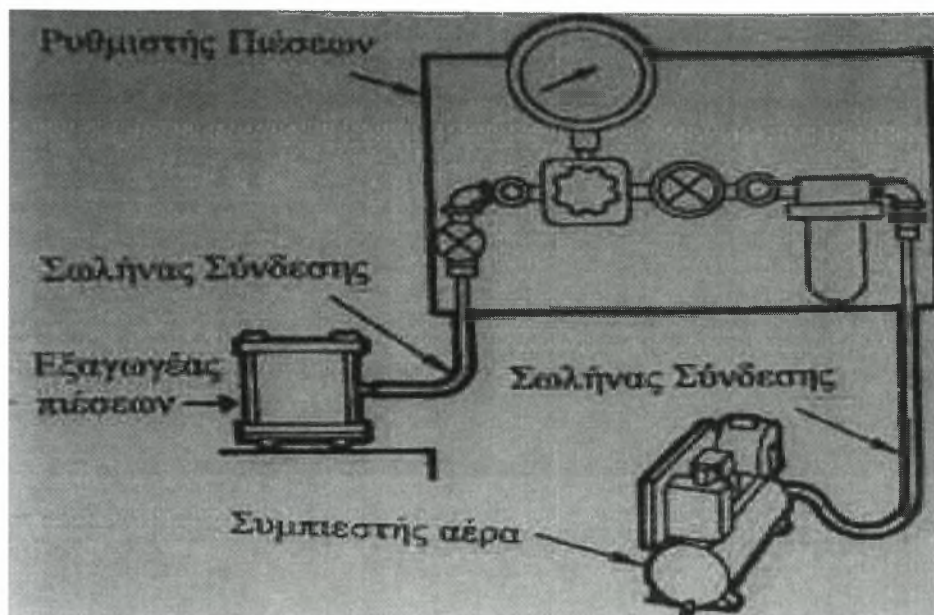
Σχήμα 4.4 Διαβαθμισμένος σωλήνας

4.9 Πρόσθετα εφόδια Υστέρησης

Εκτός από τα γυάλινα μέρη, τα πρόσθετα εφόδια της Υστέρησης περιλαμβάνουν κατάλληλο εργαστηριακό βάθρο (εξέδρα) και ταξινομημένους εργαστηριακούς σφιγκτήρες για να στηρίζουν τα ποικίλα λειτουργικά μέρη των εξαρτημάτων.

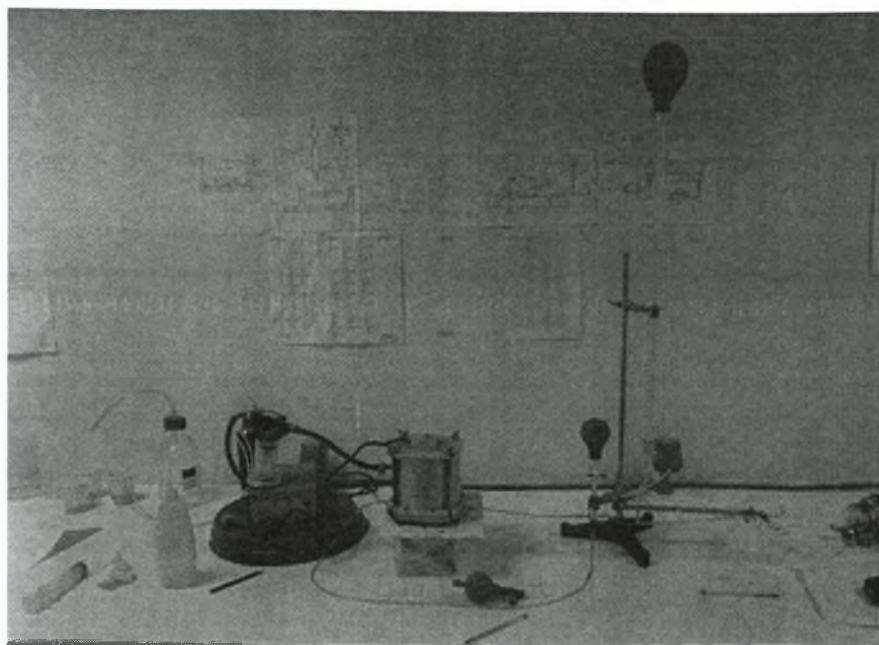
4.10 Πηγή πεπιεσμένου αέρα

Το όλο σύστημα που περιεγράφηκε παραπάνω για να λειτουργήσει συνδέεται με ένα συμπιεστή αέρα (Compressor Model 500 Sevia), ο οποίος διοχετεύει το σύστημα με πεπιεσμένο αέρα και ένα ρυθμιστή πιέσεων (Manifold Model 700-3) της Soil Moisture, με τη βοήθεια του οποίου επιτυγχάνεται ακρίβεια στην αυξομείωση των πιέσεων (σχήμα 4.5).

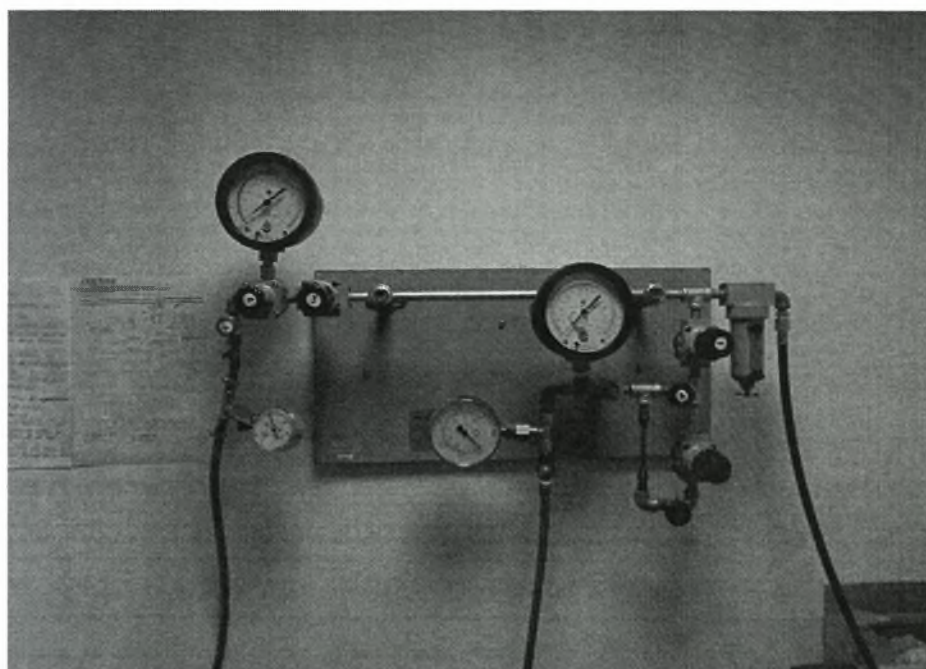


Σχήμα 4.5 Συμπιεστής αέρα και ρυθμιστής πιέσεων

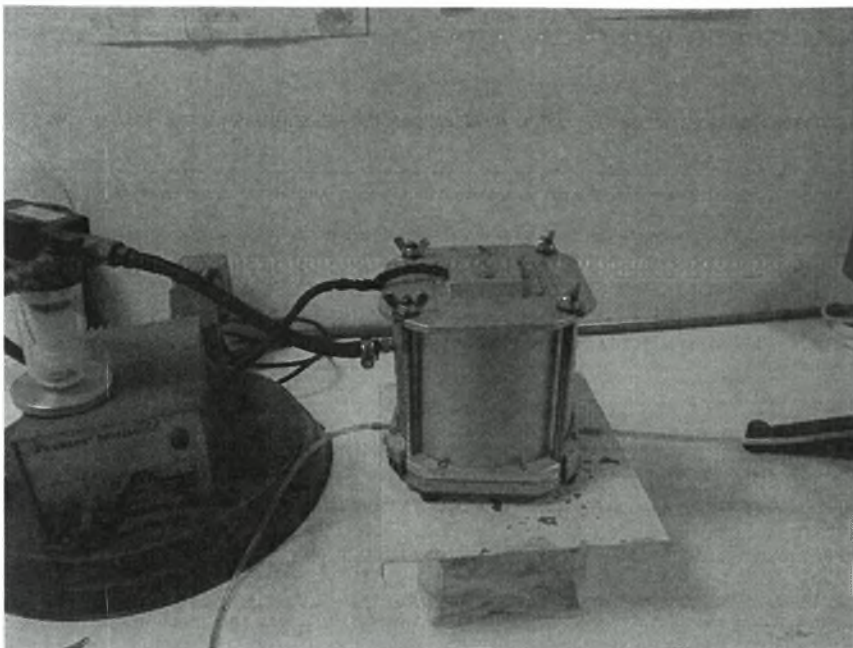
Παρακάτω απεικονίζεται η πειραματική διάταξη της συσκευής της Υστέρησης στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.



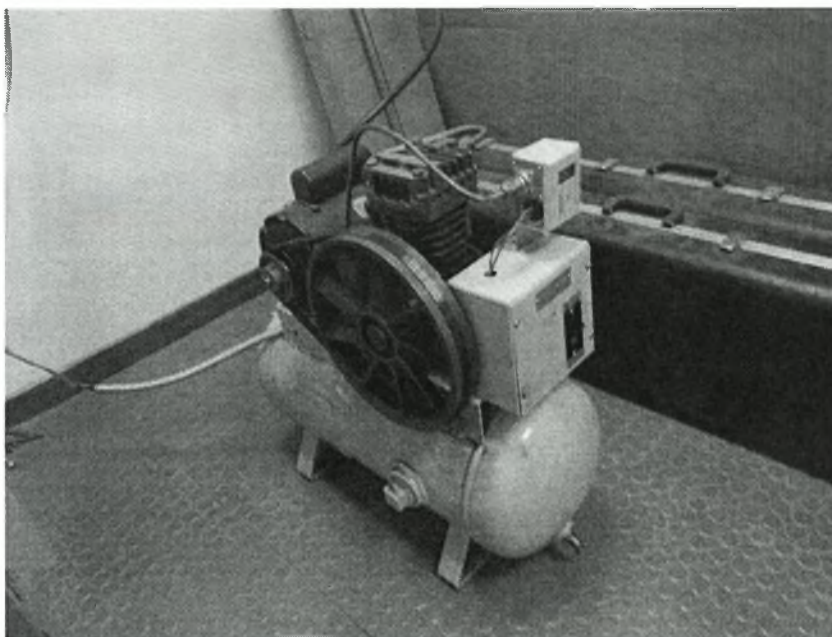
Εικόνα 4.1 Συσκευή Υστέρησης συνδεδεμένη με τα διάφορα εξαρτήματα



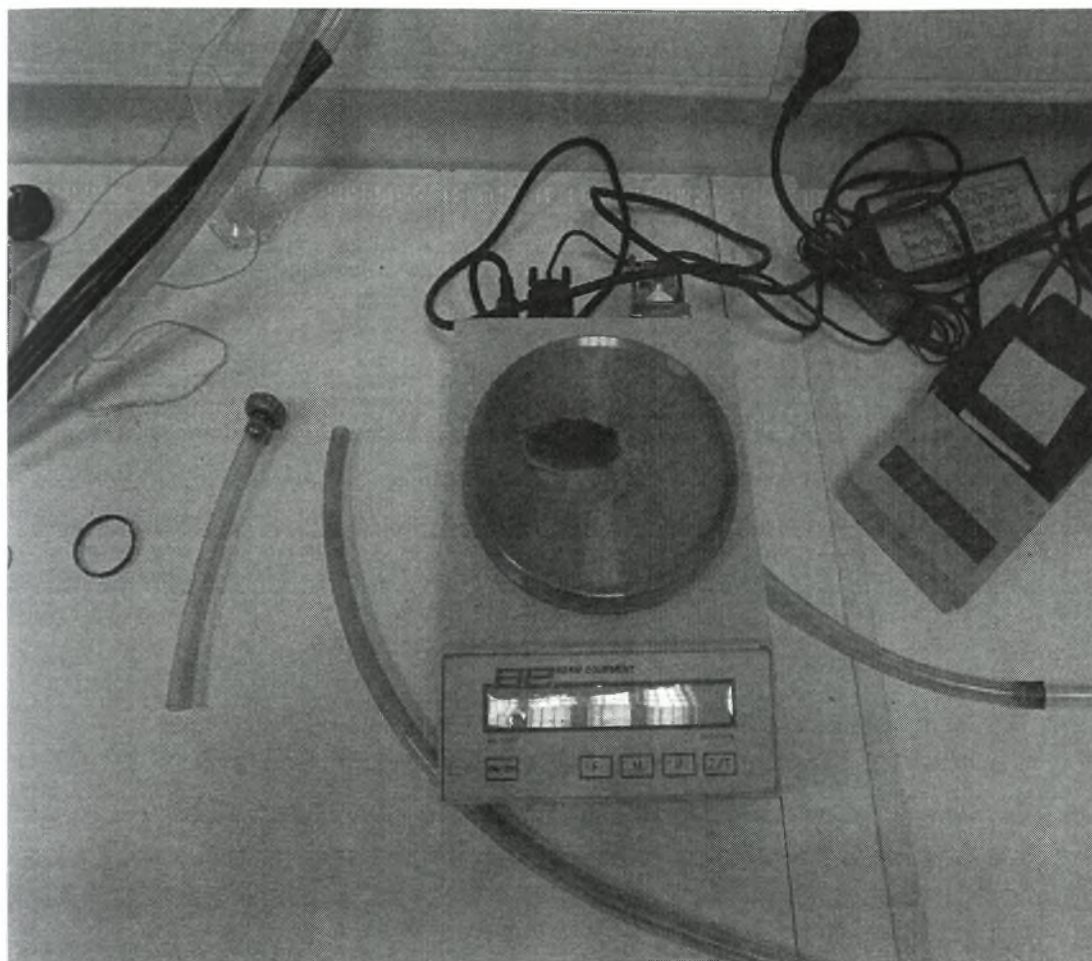
Εικόνα 4.2 Ρυθμιστής Πίεσεων



Εικόνα 4.3 Εξαγωγή Πίεσεων



Εικόνα 4.4 Συμπιεστής αέρα



Εικόνα 4.5 Ζυγός ακριβείας

Με τον ζυγό ακριβείας υπολογίζουμε την κορεσμένη και ακόρεστη μάζα του κάθε εξεταζόμενου εδαφικού δείγματος.

4.11 Προετοιμασία εδαφικού δείγματος

Κατά τη διάρκεια των πειραμάτων με τον Volumetric Pressure Plate Extractor, τα αδιατάραχτα δείγματα του εδάφους τοποθετούνται επίπεδα έτσι ώστε να έχουν καλή επαφή με τον κεραμικό δίσκο, ενώ τα διαταραγμένα ή χαλαρά εδαφικά δείγματα πρέπει να προετοιμάζονται σύμφωνα με τις συστάσεις του United States Department of Agriculture, όπως περιγράφεται παρακάτω:

Α)Το έδαφος περνάει από κόσκινο 2 mesh (mess) με σκοπό να απομακρυνθούν χαλίκια μεγαλύτερα των 2 mm και να μετατρέψουμε όλο το μείγμα σε κόκκους κάτω των 2 mm.

Β)Στη συνέχεια το έδαφος τοποθετείται στο φούρνο, στους 105 °C για 24 ώρες, έτσι ώστε να απομακρυνθεί όλη η περιεχόμενη υγρασία του.

Γ)Τα αδιατάρακτα εδαφικά δείγματα τοποθετούνται σε δακτύλιο συγκρατήσεως εδαφικού δείγματος (διαμέτρου 5,5cm και ύψους 1cm), έτσι ώστε να μπορούν να στηριχθούν πάνω στον κεραμικό δίσκο του εξαγωγέα, και ζυγίζονται.

Δ)Στη συνέχεια αφήνονται σε απιονισμένο νερό για τουλάχιστον 16 ώρες, έως ότου να κορεστούν πλήρως και ξαναζυγίζονται.

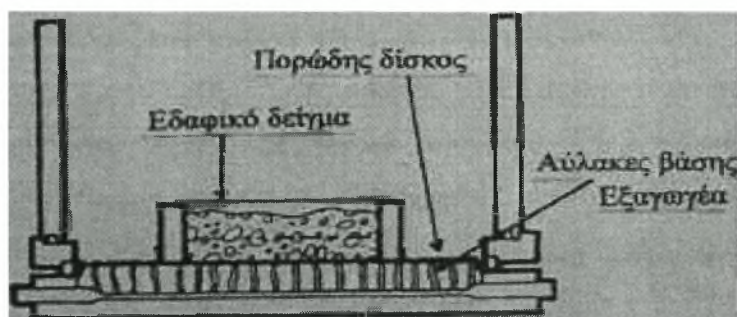
Ε)Προσδιορίζεται η % υγρασία κορεσμού (θς).

Ζ)Το εδαφικό δείγμα τοποθετείται στον ήδη κορεσμένο κεραμικό δίσκο του εξαγωγέα.

4.12 Μελέτη της Υστέρησης

4.12.1 Προετοιμασία της συσκευής

Αφού το εδαφικό δείγμα τοποθετηθεί στον εξαγωγέα (σχήμα 4.6), λαμβάνουν χώρα οι συνδέσεις στα διάφορα μέρη των εξαρτημάτων της υστέρησης.



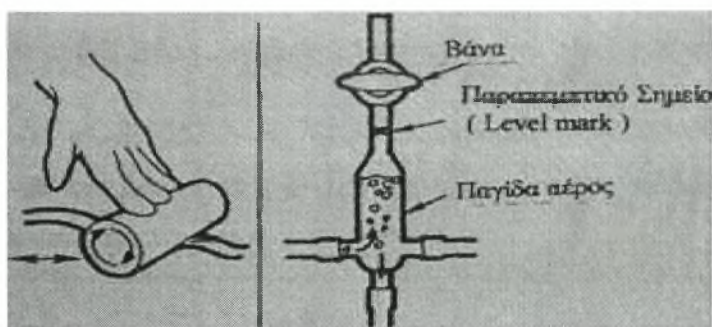
Σχήμα 4.6 Τοποθέτηση εδαφικού δείγματος στον εξαγωγέα

Στη συνέχεια ο κύλινδρος και το πάνω τμήμα του εξαγωγέα βιδώνονται και προσθέτουμε νερό στα εξαρτήματα της υστέρησης για να γεμίσουν οι σωλήνες. Η στάθμη του νερού στην παγίδα του αέρα πρέπει να είναι πάνω από το παραπεμπτικό σημείο.

Το συμπλήρωμα του νερού γίνεται ευκολότερα αν προσθέσουμε νερό στο διαβαθμισμένο σωλήνα. Ανοίγοντας τη βάνα στην κορυφή της παγίδας αέρα και τη βάνα στη βάση του διαβαθμισμένου σωλήνα, το νερό ρέει μέσα στην παγίδα αέρα και στον σωλήνα σύνδεσης.

Πρέπει να φροντίσουμε να προσαρμοστεί ο σωλήνας συλλογής νερού κατά τέτοιο τρόπο ώστε να μη ρέει νερό από την άκρη του κατά τη διάρκεια της λειτουργίας του αρχικού γεμίσματος. Όταν το νερό φτάσει στο παραπεμπτικό σημείο της παγίδας αέρα, οι βάνες στη βάση του διαβαθμισμένου σωλήνα και στην κορυφή της παγίδας αέρα κλείνουν.

Πιέζοντας το σωλήνα συλλογής όπως δείχνει το σχήμα 4.7, το νερό κυκλοφορεί κάτω από τον κεραμικό δίσκο μέσα στον εξαγωγέα. Διατρέχοντας τον κύλινδρο πάνω από το σωλήνα περισυλλογής, αντλούμε νερό από την παγίδα αέρα δια μέσου των αυλάκων στη βάση του εξαγωγέα. Έτσι αναγκάζονται να βγουν έξω οι φυσαλίδες αέρα και συσσωρεύονται στην παγίδα αέρα.

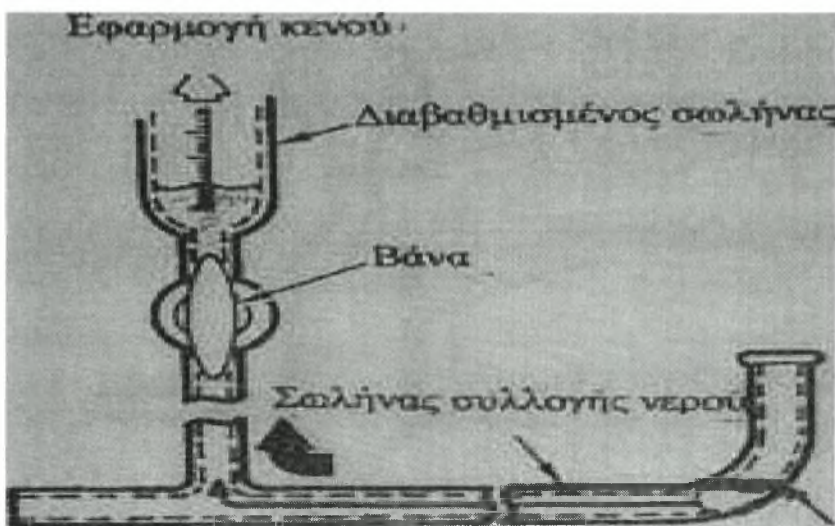


Σχήμα 4.7 Διαδικασία απομάκρυνσης του αέρα

Ρυθμίζουμε το νερό στο παραπεμπτικό σημείο της παγίδας αέρα και στο παραπεμπτικό σημείο του διαβαθμισμένου σωλήνα. Κανονίζουμε το ύψος του σωλήνα συλλογής νερού έτσι ώστε να βρίσκεται στο ίδιο επίπεδο με την κορυφή της επιφάνειας του πορώδους κεραμικού δίσκου του εξαγωγέα.

Για να το κάνουμε αυτό, μπορεί να αναγκαστούμε να ανυψώσουμε τον εξαγωγέα τοποθετώντας τον πάνω σε ξύλινη εξέδρα ή σε άλλο υποστήριγμα. Οι εργασίες αυτές εκτελούνται με τον εξαγωγέα κλειστό.

Το νερό που απομένει στον σωλήνα συλλογής πρέπει να μεταφερθεί πριν εφαρμόσουμε πίεση στον εξαγωγέα. Αυτό το επιτυγχάνουμε εφαρμόζοντας χαμηλό κενό στην κορυφή του διαβαθμισμένου σωλήνα (σχήμα 4.8). Απαιτείται πολύ μικρό κενό κι αυτό μπορούμε να το προμηθευτούμε από μια συμβατική εργαστηριακή γραμμή κενού ή από έναν αναρροφητήρα αέρα.



Σχήμα 4.8 Απομάκρυνση νερού από το σωλήνα συλλογής

Καθώς το κενό εφαρμόζεται στην κορυφή του διαβαθμισμένου σωλήνα, ανοίγουμε προσεκτικά τη βάνα στη βάση του, έως ότου ανέβει αρκετό νερό και στη συνέχεια η βάνα κλείνει και το κενό μετακινείται. (Στεργιοπούλου Σταυρούλα, 2000).

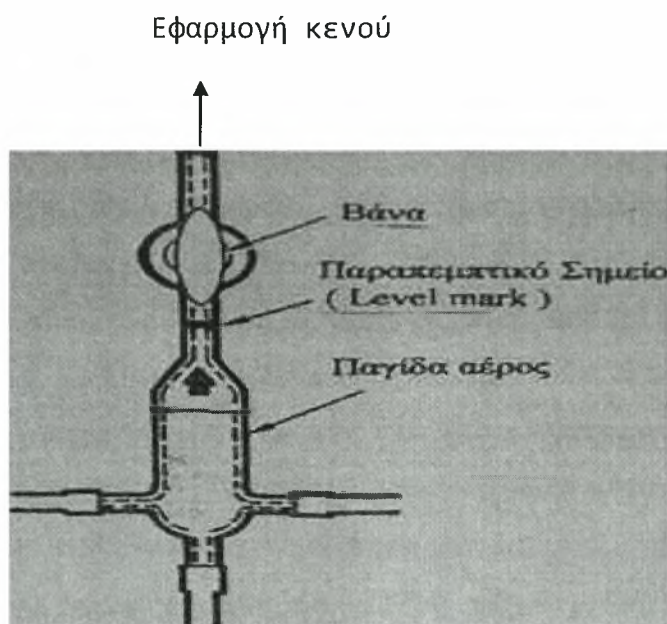
4.12.2 Εφαρμογή πίεσης στον εξαγωγέα

Αφού όλοι οι σωλήνες σύνδεσης της συσκευής γεμίσουν με νερό, εφαρμόζουμε χαμηλή πίεση στον εξαγωγέα με τη βοήθεια του συμπιεστή αέρα. Μόλις η πίεση εφαρμοστεί στον εξαγωγέα, η υγρασία αρχίζει να μετακινείται έξω από το δείγμα μέχρις ότου η πρώτη τιμή ισορροπίας επιτευχθεί. Καθώς η υγρασία μετακινείται, συσσωρεύεται στον σωλήνα συλλογής. Όταν ο σωλήνας συλλογής γεμίσει με νερό, οδηγούμε αυτό το νερό μέσα στο διαβαθμισμένο σωλήνα, ώστε να συνεχιστεί η προς τα έξω, από τον εξαγωγέα, ροή του νερού χωρίς απώλειες (σχήμα 4.8).

4.12.3 Απαραίτητες ρυθμίσεις πριν από κάθε μέτρηση

Πρώτα απομακρύνεται όλος ο συσσωρευμένος αέρας που βρίσκεται κάτω από τον κεραμικό δίσκο, ώστε να μην έχουμε λάθη στη μέτρηση του όγκου του νερού.

Επίσης, η συσσώρευση του αέρα κάτω από τον κεραμικό δίσκο μπορεί να εμποδίζει την επαναπρόσληψη νερού από το δείγμα, σε πειράματα όπου η πίεση του αέρα μειώνεται μετά την επίτευξη της ισορροπίας.



Σχήμα 4.9 Ρύθμιση ύψους νερού στην παγίδα αέρα.

Διατρέχοντας τον κύλινδρο πάνω από το σωλήνα περισυλλογής

(σχήμα 4.7), απομακρύνεται ο συσσωρευμένος αέρας ο οποίος και συγκεντρώνεται στην παγίδα αέρα. Μετά ρυθμίζεται το νερό της παγίδας αέρα στο παραπεμπτικό σημείο. Αν το νερό στην παγίδα αέρα είναι κάτω από το παραπεμπτικό σημείο εφαρμόζεται κενό και προσεκτικά ανοίγουμε τη βάνα μέχρις ότου το νερό ανέβει στο κατάλληλο ύψος (σχήμα 4.9). Μετά κλείνει η βάνα και μετακινείται το κενό.

Το επίπεδο του νερού στο σωλήνα συλλογής πρέπει να είναι ρυθμισμένο στο παραπεμπτικό σημείο. Αν το επίπεδο του νερού είναι κάτω απ' αυτό, η βάνα του διαβαθμισμένου σωλήνα ανοίγει προσεκτικά για να επιτρέψει το νερό να φτάσει στο απαιτούμενο σημείο και στη συνέχεια κλείνουμε τη βάνα. Αν το επίπεδο του νερού είναι πάνω από το παραπεμπτικό σημείο, εφαρμόζουμε ένα μικρό κενό στην κορυφή του διαβαθμισμένου σωλήνα και έπειτα ανοίγουμε τη βάνα. Έτσι νερό απομακρύνεται από τον σωλήνα συλλογής και ρέει προς το διαβαθμισμένο σωλήνα (σχήμα 4.8). Όταν η στάθμη φτάσει στο κατάλληλο σημείο, η βάνα κλείνει και το κενό μετακινείται.

4.12.4 Λήψη των Μετρήσεων

4.12.4.1 Διαδικασία στράγγισης

Μετά την εισαγωγή της αρχικής τιμής όγκου στο διαβαθμισμένο σωλήνα, αυξάνουμε την πίεση στον εξαγωγέα. Καθώς η πίεση μέσα στον εξαγωγέα μεγαλώνει, νερό αρχίζει να ρέει από το δείγμα και συγκεντρώνεται στον σωλήνα συλλογής. Αρχικά η ροή είναι μέγιστη και έπειτα μικραίνει σταδιακά καθώς η ισορροπία πλησιάζει. Στην κατάσταση ισορροπίας δεν θα υπάρχει ροή νερού από τον εξαγωγέα.

Για ένα εδαφικό δείγμα ύψους 1 cm, η ισορροπία σε όλους τους τύπους εδάφους θα επέλθει μέσα σε 48 ώρες. Μερικά εδάφη πλησιάζουν σε ισορροπία σε 18 με 20 ώρες. Γενικά, ο χρόνος που απαιτείται για να επέλθει ισορροπία είναι συνάρτηση του ύψους του εδαφικού δείγματος και των χαρακτηριστικών του εδάφους και είναι ανάλογος προς το τετράγωνο του ύψους του δείγματος.

Αφού διαβαστεί ο όγκος ισορροπίας στο διαβαθμισμένο σωλήνα, ανοίγει η βάνα και αντλείται νερό από το σωλήνα συλλογής μέσα στο διαβαθμισμένο σωλήνα ώστε να υπάρχει χώρος για τη συγκέντρωση του επιπλέον νερού.

Ξανά, μετά την ισορροπία στη νέα τιμή πίεσης καθώς φαίνεται από τη διακοπή της ροής του επιπλέον νερού μέσα στο σωλήνα συλλογής, το νερό διαμέσου του συστήματος εξωτερικής ροής διευθετίζεται πάνω στο κατάλληλο σημείο της παγίδας αέρα και του σωλήνα συλλογής όπως αναφέρθηκε νωρίτερα.

Μια νέα μέτρηση όγκου γίνεται στο διαβαθμισμένο σωλήνα και καταγράφεται. Η αλλαγή του όγκου, όπως φαίνεται από τις δύο διαδοχικές μετρήσεις, δηλώνει ακριβώς το ποσό της υγρασίας που μετακινήθηκε από το εδαφικό δείγμα μεταξύ των δύο τιμών ισορροπίας για δυο διαφορετικές τιμές πίεσης που εφαρμόστηκαν στο εδαφικό δείγμα μέσα στον εξαγωγέα.

Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται σε αυξανόμενες τιμές πίεσης μέχρις ότου η επιθυμητή περιοχή πιέσεων να καλυφθεί.

4.12.4.2 Διαδικασία διήθησης

Η αντίστροφη διαδικασία μπορεί τώρα να εκτελεστεί. Σ' αυτήν την περίπτωση, η πίεση μέσα στον εξαγωγέα μειώνεται. Όταν η πίεση του εξαγωγέα μειώνεται, νερό αρχίζει να ρέει από το σωλήνα συλλογής προς το δείγμα. Όταν η μετακίνηση νερού σταματήσει, μια νέα ισορροπία στην χαμηλότερη πίεση έχει επέλθει.

Κατά τη διάρκεια της επιστροφής της υγρασίας μέσα στο δείγμα, μπορεί να χρειαστεί περισσότερο νερό απ' αυτό που είναι αποθηκευμένο στο σωλήνα συλλογής. Για να προστεθεί νερό στο σωλήνα συλλογής, απλά ανοίγει η βάνα του διαβαθμισμένου σωλήνα.

Όταν επέλθει ισορροπία, πάλι ρυθμίζεται το νερό στο παραπεμπτικό σημείο της παγίδας αέρα και του σωλήνα συλλογής νερού, όπως περιγράφηκε νωρίτερα.

Αφού το επίπεδο του νερού ρυθμιστεί στα δύο αυτά σημεία, ο όγκος στο διαβαθμισμένο σωλήνα διαβάζεται και καταγράφεται. Η μείωση του όγκου του νερού μέσα στο διαβαθμισμένο σωλήνα είναι μια ακριβής μέτρηση του νερού που έχει επιστρέψει πίσω στο δείγμα σαν αποτέλεσμα της μείωσης της πίεσης μέσα στον εξαγωγέα.

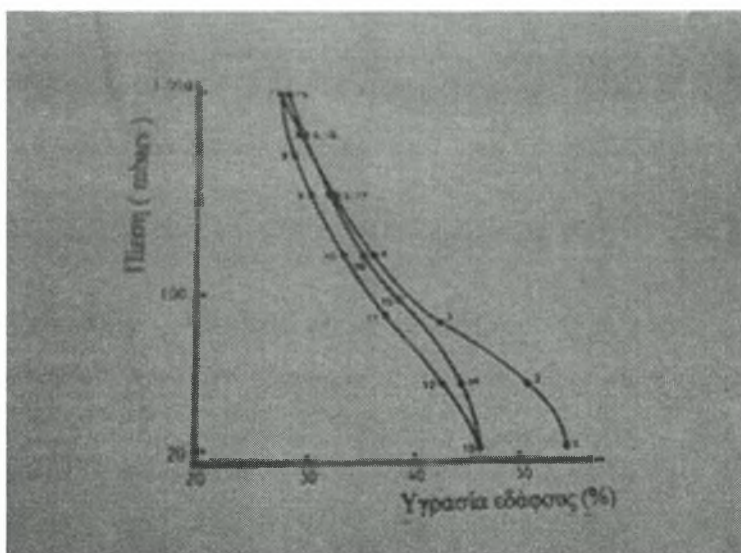
Στο κλείσιμο της διαδρομής μετά την τελευταία τιμή ισορροπίας που εγκαθιδρύθηκε, η πίεση στον εξαγωγέα ελευθερώνεται και ανοίγει.

4.12.5 Προσδιορισμός καμπυλών συγκράτησης υγρασίας

Οι αλλαγές στον όγκο του νερού μέσα στο διαβαθμισμένο σωλήνα προέρχονται από τη μετακίνηση του νερού από και προς το εδαφικό δείγμα κατά τη διάρκεια των πειραμάτων. Έτσι γίνεται ο προσδιορισμός, με ακρίβεια, του ποσοστού της υγρασίας μέσα στο δείγμα για κάθε τιμή ισορροπίας που εγκαθίσταται κατά το πείραμα. Μετά σχεδιάζουμε το διάγραμμα: Ποσοστό υγρασίας % (κατά βάρος) με Τιμές πίεσης (σε /mbars).

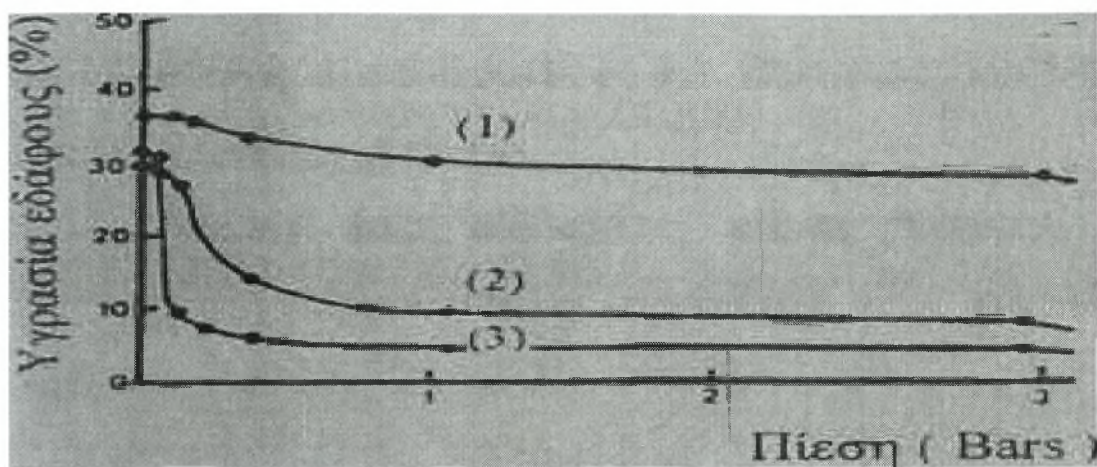
Το σχήμα 4.10 δείχνει τα αποτελέσματα της Υστέρησης στο Aiken Clay Loam όπως αναπτύχθηκαν από τις μετρήσεις του Volumetric Pressure Plate Extractor .

Ο Volumetric Pressure Plate Extractor μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να προσδιορίσει με ακρίβεια τις καμπύλες συγκράτησης υγρασίας σε όλα τα είδη εδαφών στην τάξη 0-2 bar.



Σχήμα 4.10 Αποτελέσματα της υστέρησης στο Aiken Clay Loam.

Η καμπύλη συγκράτησης υγρασίας ή χαρακτηριστική καμπύλη εδάφους, όπως αποκαλείται, είναι η σχέση της περιεχόμενης εδαφικής υγρασίας ως προς την εδαφική τιμή μύζησης (απορρόφησης) στην οποία η υγρασία διατηρείται. Τυπικές καμπύλες συγκράτησης υγρασίας για 3 τύπους εδάφους φαίνονται στο σχήμα 4.11.



Σχήμα 4.11 Τυπικές καμπύλες συγκράτησης υγρασίας τριών τύπων εδάφους:

1 : Ιλυώδες (Silty)

2 : Αμμοπηλώδες (Sandy Loam)

3: Αμμώδες (Sand) (Στεργιοπούλου Σταυρούλα,2000)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΜΠΥΛΩΝ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

5.1 Περιγραφή των εδαφικών δειγμάτων

Κατά τη διάρκεια των πειραμάτων της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκαν δύο διαταραγμένα δείγματα αμμωδών εδαφών, με σκοπό τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών τους καμπύλων, του βρόχου της υστέρησης, καθώς και των διερευνητικών τους καμπύλων.

5.2 Μηχανική ανάλυση εδαφών

Η μηχανική ανάλυση έδειξε ότι το έδαφος ήταν αμμώδης πηλός (Sandy Loam).

Η μηχανική ανάλυση των εδαφών έγινε στο Ινστιτούτο Χαρτογράφησης Εδαφών στη Λάρισα και πήραμε τα εξής αποτελέσματα :

A) Εδαφικό δείγμα K1 (0-30) : Αμμώδης πηλός : 74% Άμμος, 13% Ιλύς και 13% Άργιλος

B) Εδαφικό δείγμα K13 (30-60) : Αμμώδης πηλός : 75% Άμμος, 13% Ιλύς και 12% Άργιλος

5.3 Υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού

Η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού ενός εδάφους μπορεί να προσδιοριστεί στο εργαστήριο με δύο μεθόδους :

- 1) Μέθοδος σταθερού φορτίου και
- 2) Μέθοδος μεταβλητού φορτίου .

Η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού (K_s) των παραπάνω εδαφών προσδιορίστηκε στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος του Π.Θ., με την μέθοδο του σταθερού φορτίου.

Σύμφωνα με την μέθοδο αυτή, το φορτίο είναι σταθερό και ίσο με ΔH . Μετράμε τον όγκο του νερού που έχει συλλεχθεί στο

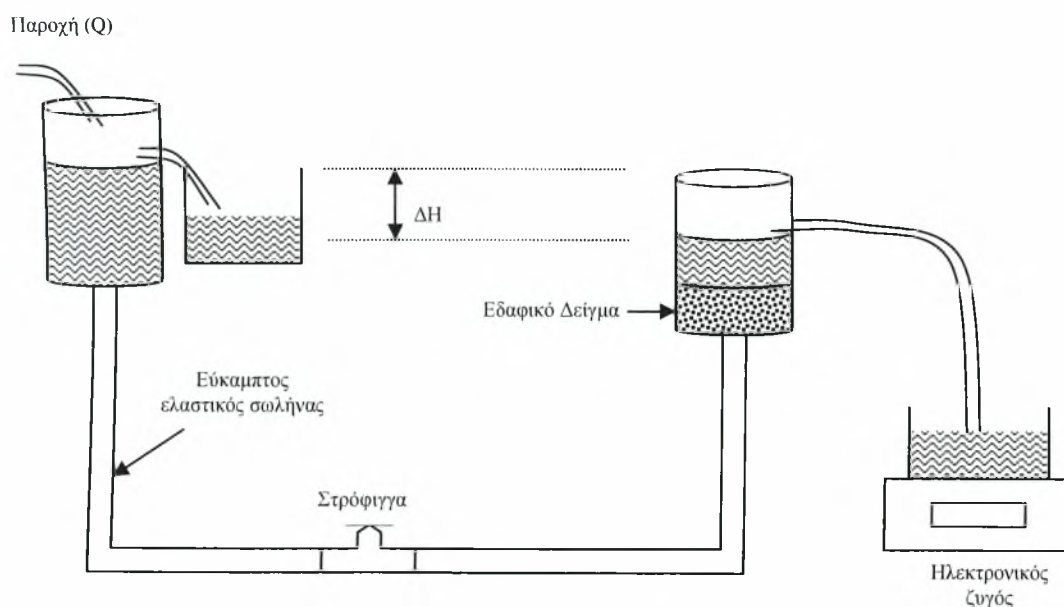
ογκομετρικό δοχείο σε χρόνο t . Αν $A = \pi d^2 / 4$ είναι η διατομή του κυλινδρικού δείγματος και L το ύψος του, τότε με βάση τον τύπο του Darcy, θα είναι :

$$Q = V/t = K_s \cdot A \cdot \Delta H / L \Rightarrow K_s = V \cdot L / A \cdot t \cdot \Delta H$$

Έτσι λοιπόν βρέθηκε για το πρώτο εδαφικό δείγμα

$K_s = 0,97 \text{ cm} / \text{min}$, ενώ για το δεύτερο εδαφικό δείγμα

$K_s = 0,99 \text{ cm} / \text{min}$.



5.4 Πειραματικός προσδιορισμός του βρόχου υστέρησης

Το δείγμα που χρησιμοποιήθηκε για τον προσδιορισμό του βρόχου υστέρησης ήταν αμμώδες και προετοιμάστηκε σύμφωνα με τις συστάσεις του United States Department of Agriculture.

Το έδαφος αρχικά, πέρασε από κόσκινο με τρύπες 2 mm. Το κοσκίνισμα αυτό έγινε με το σκοπό να απομακρυνθούν χαλίκια μεγαλύτερα από 2 mm και να μετατραπεί όλο το δείγμα σε κόκκους

διαμέτρου κάτω των 2mm. Στη συνέχεια έγινε ξήρανση του εδάφους στους 105°C και ανακατεύθηκε το έδαφος, ώστε να παρθεί όσο το δυνατόν αντιπροσωπευτικότερο δείγμα.

Το δείγμα που πάρθηκε τοποθετήθηκε σε δακτύλιο συγκράτησης εδαφικού δείγματος ύψους 1 cm . Το ξηρό εδαφικό δείγμα ζυγίστηκε και μετά αφέθηκε να κορεστεί σε απιονισμένο νερό για περίπου 16 ώρες και ξαναζυγίστηκε με σκοπό να βρεθεί η υγρασία κορεσμού. Στη συνέχεια ο δακτύλιος με το εδαφικό δείγμα τοποθετήθηκε πάνω στην κεραμική πορώδη πλάκα της συσκευής Υστέρησης, η οποία είχε και αυτή κορεστεί προηγουμένως με απιονισμένο νερό. Αμέσως μετά, γέμισαν οι εξωτερικοί σωλήνες του πιάτου της βάσης με απιονισμένο νερό και εφαρμόστηκε στον εξαγωγέα πίεση αέρος.

Η πρώτη μέτρηση πάρθηκε σε μηδενική πίεση και οι επόμενες σε σταδιακές αυξήσεις της εφαρμοζόμενης πίεσης . Κατά τη σταδιακή αυτή αύξηση της πίεσης παρατηρήθηκε στράγγιση νερού από το εδαφικό δείγμα και συγκέντρωσή του στο διαβαθμισμένο σωλήνα Burette, όπου γινόταν και η μέτρηση του όγκου του νερού που στραγγίστηκε από το δείγμα .

Η τελευταία μέτρηση έγινε σε πίεση 0,8 bars για το πρώτο και το δεύτερο δείγμα αφού το εδαφικό δείγμα είχε στραγγίσει και βρισκόταν σε ισορροπία για αρκετές εφαρμοζόμενες πιέσεις.

Έτσι, σε αυτό το σημείο άρχισε η αντίστροφη διαδικασία και επομένως εφαρμόστηκαν σταδιακές μειώσεις της πίεσης μέχρι την τιμή μηδέν. Σε αυτή τη διαδικασία , το εδαφικό δείγμα απορροφούσε νερό οπότε και πραγματοποιήθηκε η διήθηση του δείγματος. Το νερό που απορροφούσε το δείγμα κάθε φορά που εφαρμοζόταν μειωμένη πίεση υπολογίστηκε από τις ενδείξεις του διαβαθμισμένου σωλήνα Burette. Η διήθηση αυτή του εδαφικού δείγματος άρχισε από τα 0,8 για το πρώτο δείγμα και από τα 0,8 για το δεύτερο δείγμα και κάθε φορά εφαρμοζόταν η αντίστοιχη πίεση που εφαρμόστηκε αρχικά κατά την στράγγιση του δείγματος. Κατά την διάρκεια του πειράματος, η θερμοκρασία του χώρου ήταν σταθερή στους 20⁰ C με την βοήθεια του κλιματιστικού.

Οι μετρήσεις που πάρθηκαν κατά την στράγγιση και την διήθηση του εδαφικού δείγματος παρουσιάζονται στους πίνακες που ακολουθούν καθώς επίσης παρουσιάζεται και ο βρόχος της υστέρησης και η απεικόνιση της στράγγισης και της διήθησης.

5.5 Επεξεργασία των μετρήσεων με την συσκευή Υστέρησης

Για να γίνουν οι καμπύλες στράγγισης και διήθησης του εδαφικού δείγματος καθώς και να απεικονιστεί ο βρόχος υστέρησης ήταν αναγκαίο να γίνουν κάποιοι υπολογισμοί.

Έτσι υπολογίστηκε η υγρασία επί τις % κ . β . και επί τοις % κ . ο . που κάθε φορά περιείχε το εδαφικό δείγμα . Η υγρασία επί τοις % κ . β . υπολογίστηκε από τον τύπο που παρουσιάζεται στην συνέχεια :

$$\Theta_s = [(\text{Βάρος υγρού εδάφους} - \text{Βάρος ξηρού εδάφους}) / \text{Βάρος ξηρού εδάφους}] * 100$$

και η υγρασία επί τοις % κ.ο. υπολογίστηκε ως εξής

$$\Theta_s = \text{Υγρασία \% κ.β.} * \text{φαινόμενο ειδικό βάρος}$$

5.6 Πειραματικός προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών

Και στα δύο δείγματα έγινε ο εργαστηριακός προσδιορισμός του οριακού βρόχου της υστέρησης, αφού προηγουμένως υπολογίστηκε η υγρασία κορεσμού τους. Στη συνέχεια προσδιορίστηκαν οι καμπύλες στράγγισης και διήθησης των δύο δειγμάτων. Τα αποτελέσματα των μετρήσεων αυτών φαίνονται στους παρακάτω πίνακες και στα επιμέρους σχήματα. Για το δείγμα κ1 έχουμε ξηρή μάζα $m_{\text{ξηρ}}(g) = 22,78$ κορεσμένη μάζα $m_{\text{κορ}}(g) = 33,55$ υγρασία $\theta(\text{κ.ο}) = 0,47278$, ενώ για το δείγμα κ13 έχουμε ξηρή μάζα $m_{\text{ξηρ}}(g) = 22,78$ κορεσμένη μάζα $m_{\text{κορ}}(g) = 33,11$ υγρασία $\theta(\text{κ.ο})=0,453468$

1^η ΣΤΡΑΓΓΙΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Κ1 σε βάθος(0-30 cm)

α/α	Ψ(bar)	Όγκος νερού Burette V (ml)	Νερό που στραγγίζει Vi-Vj (ml)	Νερό που περιέχει το έδαφος Vκορ-Vξηρ (ml)	Vi-Vj (ml)	θ %
1	0	22,9	0	10,77	0	47,3
2	0,04	22,6	0	10,77	0	47,3
3	0,06	22,2	0,4	10,37	0,4	46,9
4	0,08	21	1,2	9,17	1,2	45,7
5	0,1	20,5	0,5	8,67	0,5	45,2
6	0,12	18,9	1,6	7,07	1,6	43,6
7	0,14	17,5	1,4	5,67	1,4	42,2
8	0,16	17,2	0,3	5,37	0,3	41,9
9	0,2	16,2	1	4,37	1	40,9
10	0,3	15,3	0,9	3,47	0,9	40,0
11	0,4	15,3	0	3,47	0	40,0
12	0,5	15,3	0	3,47	0	40,0
13	0,6	15,3	0	3,47	0	40,0
14	0,8	15,2	0,1	3,37	0,1	39,9

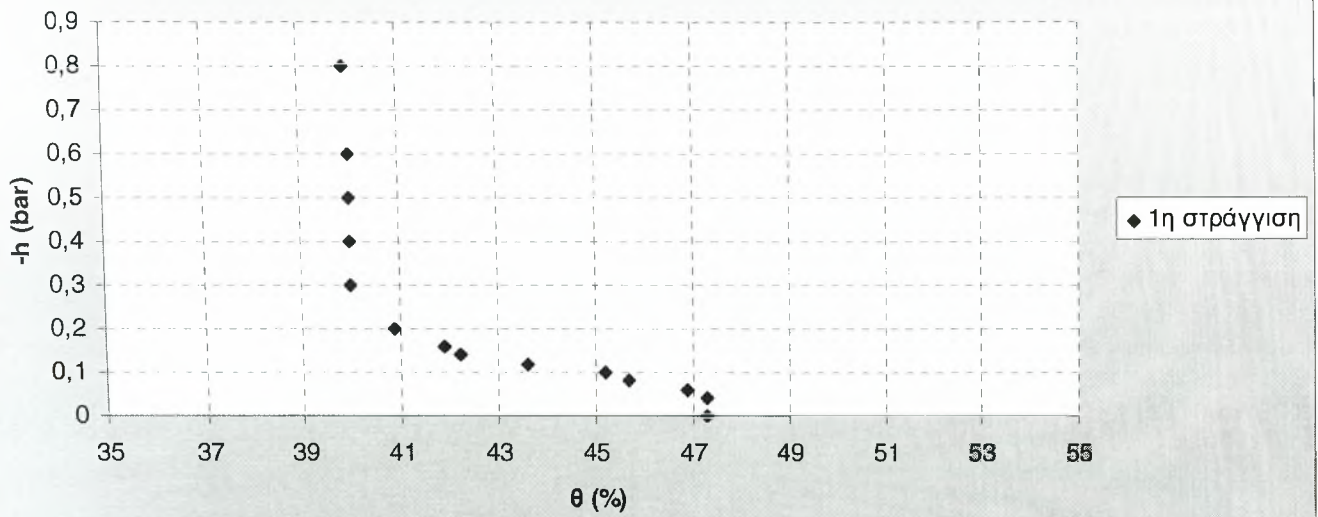
2^η ΔΙΗΘΗΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Κ1 σε βάθος(0-30 cm)

α/α	Ψ(bar)	Όγκος νερού Burette V (ml)	Νερό που διηθείται Vj-Vi (ml)	Νερό που περιέχει το έδαφος Vκορ-Vξηρ (ml)	Vj-Vi (ml)	θ %
1	0,8	15,2	0	0	0	39,9
2	0,5	15,2	0	0	0	39,9
3	0,4	15,2	0	0	0	39,9
4	0,25	15,2	0	0	0	39,9
5	0,23	15,2	0	0	0	39,9
6	0,2	15,2	0	0	0	39,9
7	0,18	15,3	0,1	0,1	0,1	40,0
8	0,16	15,5	0,2	0,3	0,2	40,2
9	0,15	15,6	0,1	0,4	0,1	40,3
10	0,14	15,6	0	0,4	0	40,3
11	0,12	15,7	0,1	0,5	0,1	40,4
12	0,1	16	0,3	0,8	0,3	40,7
13	0,08	16,1	0,1	0,9	0,1	40,8
14	0,06	16,5	0,4	1,3	0,4	41,2
15	0,05	16,8	0,3	1,6	0,3	41,5
16	0,04	17	0,2	1,8	0,2	41,7
17	0,03	17,9	0,9	2,7	0,9	42,6
18	0,02	18,8	0,9	3,6	0,9	43,5
19	0,01	19,8	1	4,6	1	44,5
20	0	21,1	1,3	5,9	1,3	45,8

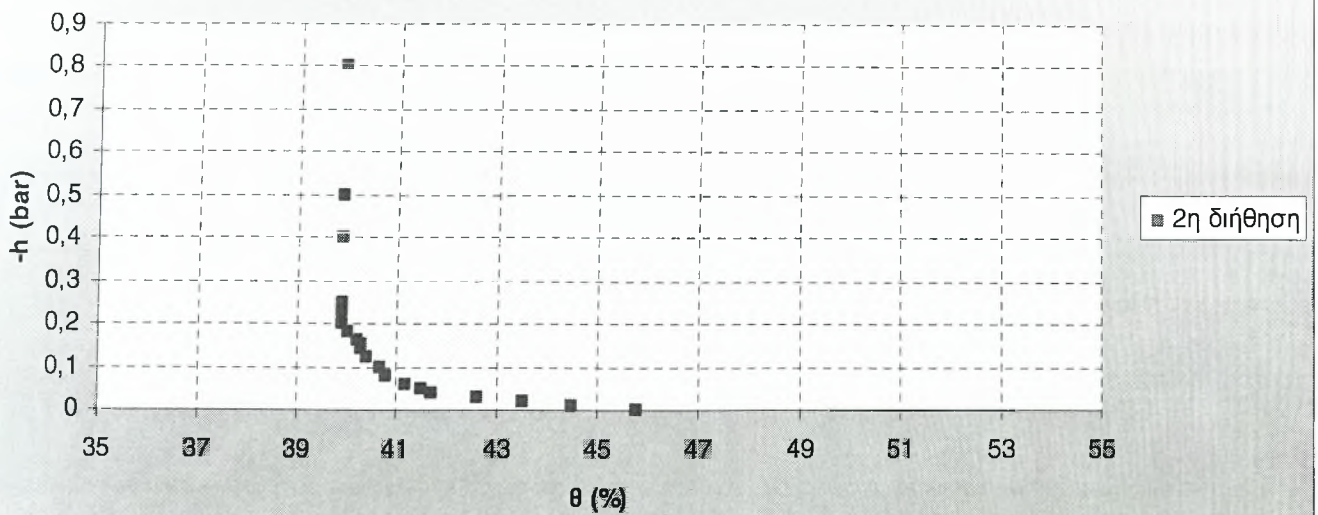
2^η ΣΤΡΑΓΓΙΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Κ1 σε βάθος(0-30 cm)

α/α	Ψ(bar)	Όγκος νερού Burette V (ml)	Νερό που στραγγίζει Vi-Vj (ml)	Νερό που περιέχει το έδαφος Vκορ-Vξηρ (ml)	Vi-Vj (ml)	θ %
1	0	21,1	0	10,77	0	45,8
2	0,04	19,6	0	10,77	0	45,8
3	0,06	18,5	1,1	9,67	1,1	44,7
4	0,08	17,9	0,6	9,07	0,6	44,1
5	0,1	17,3	0,6	8,47	0,6	43,5
6	0,12	16,2	1,1	7,37	1,1	42,4
7	0,14	15,3	0,9	6,47	0,9	41,5
8	0,16	15	0,3	6,17	0,3	41,2
9	0,2	14,3	0,7	5,47	0,7	40,5
10	0,3	13,8	0,5	4,97	0,5	40,0

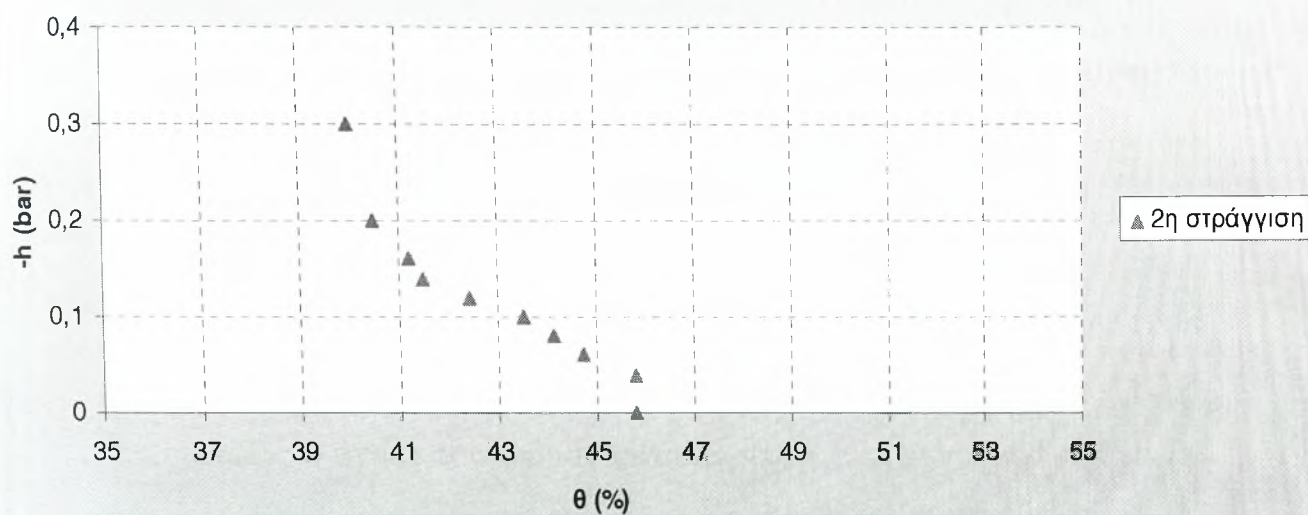
Χαρακτηριστική καμπύλη 1ης στράγγισης
(Δείγμα K1)



Χαρακτηριστική καμπύλη 2ης διήθησης
(Δείγμα K1)

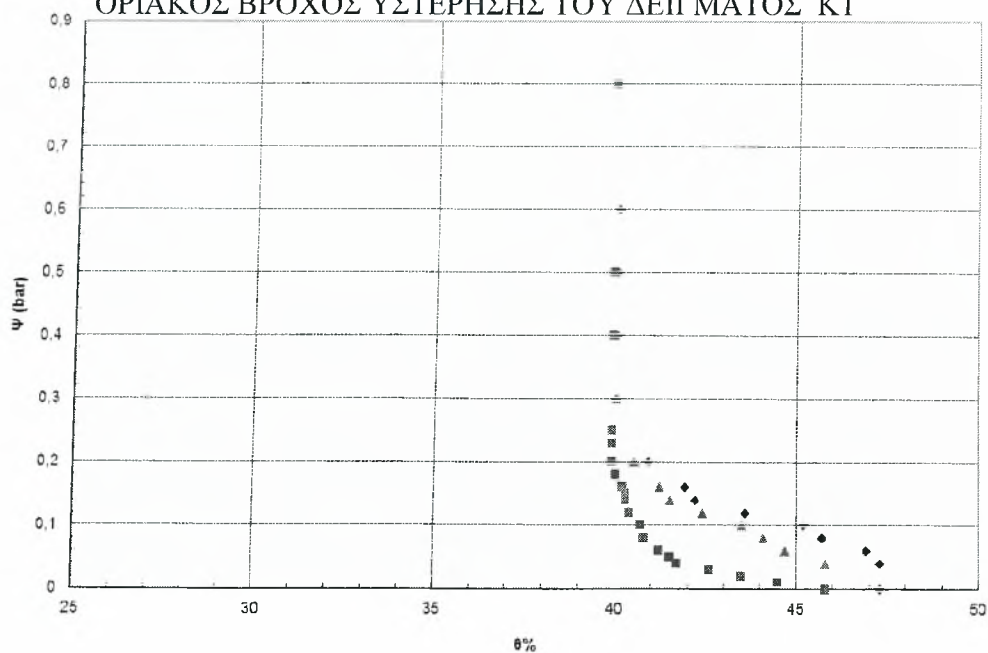


Χαρακτηριστική καμπύλη 2ης στράγγισης (Δείγμα Κ1)



Κ1 (0-30 cm) 1η Στράγγιση-2η Διήθηση-2η Στράγγιση

ΟΡΙΑΚΟΣ ΒΡΟΧΟΣ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Κ1



Από τις πειραματικές μετρήσεις εξήχθησαν οι χαρακτηριστικές καμπύλες του πρώτου εδαφικού δείγματος, για την 1^η στράγγιση, τη 2^η διήθηση και τη 2^η στράγγιση, όπου παρατηρείται η μη μονοσήμαντη σχέση της μύζησης (απόλυτη τιμή πίεσης) με την υγρασία $\Psi(\theta)$, η οποία οδηγεί στο φαινόμενο της υστέρησης (Αγγελάκη, 2004).

Το εύρος τιμών υγρασίας στο έδαφος αυτό, κυμαίνεται από περίπου 40 που είναι η υπολειπόμενη σε αυτό υγρασία, έως σχεδόν 47,2 που είναι περίπου η υγρασία κορεσμού. Επίσης, παρατηρείται εγκλωβισμός αέρα στο έδαφος ο όγκος του οποίου είναι περίπου 1,3. *(ο εγκλωβισμός αέρα υπολογίζεται αφαιρώντας τις τιμές υγρασίας για πίεση $\Psi=0$).*

Παρατηρείται βρόχος υστέρησης, η μορφολογία του οποίου εξαρτάται από τα φυσικά χαρακτηριστικά του συγκεκριμένου τύπου εδάφους.

α/α	Ψ(bar)	Όγκος νερού Burette V (ml)	Νερό που στραγγίζει Vi-Vj (ml)	Νερό που περιέχει το έδαφος Vκορ-Vξηρ (ml)	Vi-Vj (ml)	θ %
1	0	22,9	0	10,77	0	45,3
2	0,04	22,6	0	10,77	0	45,3
3	0,06	22,5	0,1	10,67	0,1	45,2
4	0,08	22,2	0,3	10,37	0,3	44,9
5	0,1	21,8	0,4	9,97	0,4	44,5
6	0,12	21,3	0,5	9,47	0,5	44,0
7	0,14	21	0,3	9,17	0,3	43,7
8	0,16	20,8	0,2	8,97	0,2	43,5
9	0,2	20,5	0,3	8,67	0,3	43,2
10	0,3	19,5	1	7,67	1	42,2
11	0,4	18,8	0,7	6,97	0,7	41,5
12	0,5	18,2	0,6	6,37	0,6	40,9
13	0,6	17,9	0,3	6,07	0,3	40,6
14	0,8	17,9	0	6,07	0	40,6

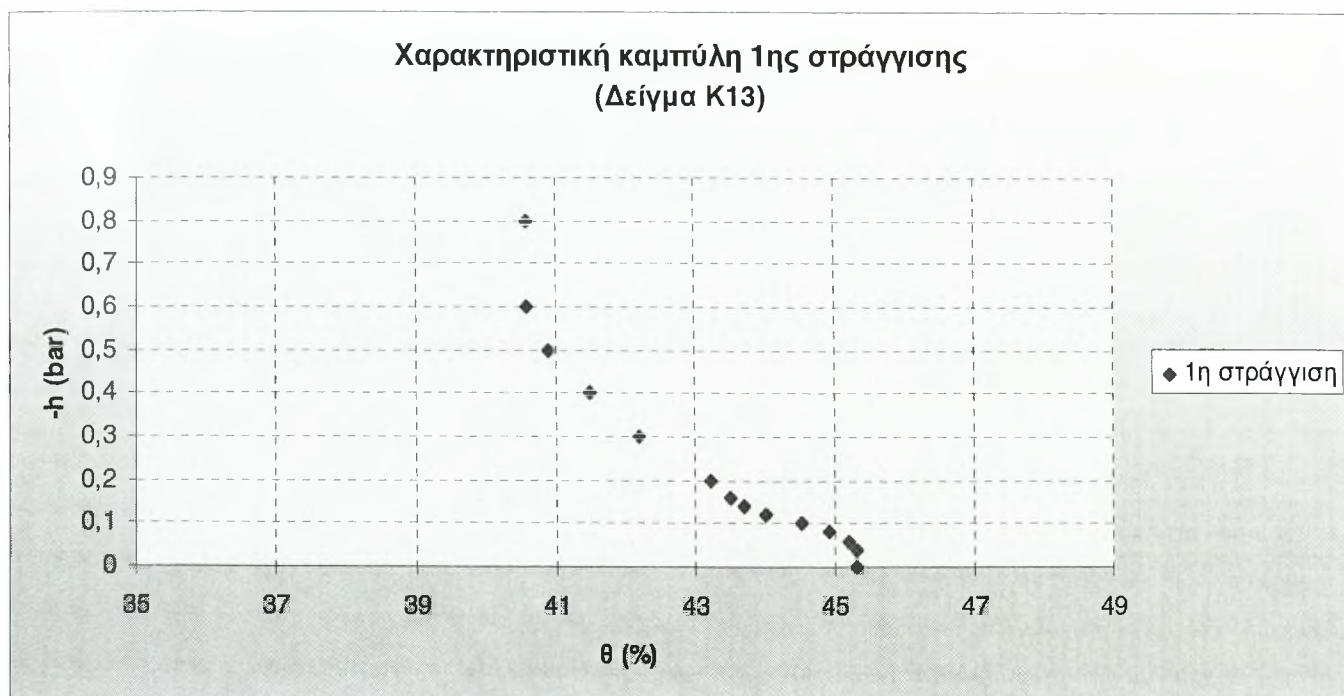
1^η ΣΤΡΑΓΓΙΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Κ13 σε βάθος(30-60 cm)

α/α	Ψ(bar)	Όγκος νερού Burette V (ml)	Νερό που διηθείται Vj-Vi (ml)	Νερό που περιέχει το έδαφος Vκορ-Vξηρ (ml)	Vj-Vi (ml)	θ %
1	0,6	13,5	0	0	0	40,6
2	0,5	13,6	0,1	0,1	0,1	40,7
3	0,4	13,9	0,3	0,4	0,3	41,0
4	0,3	14,2	0,3	0,7	0,3	41,3
5	0,2	14,3	0,1	0,8	0,1	41,4
6	0,16	14,4	0,1	0,9	0,1	41,5
7	0,14	14,6	0,2	1,1	0,2	41,7
8	0,12	14,9	0,3	1,4	0,3	42,0
9	0,1	15,3	0,4	1,8	0,4	42,4
10	0,08	15,5	0,2	2	0,2	42,6
11	0,06	15,8	0,3	2,3	0,3	42,9
12	0,04	16,2	0,4	2,7	0,4	43,3
13	0	17,4	1,2	3,9	1,2	44,5

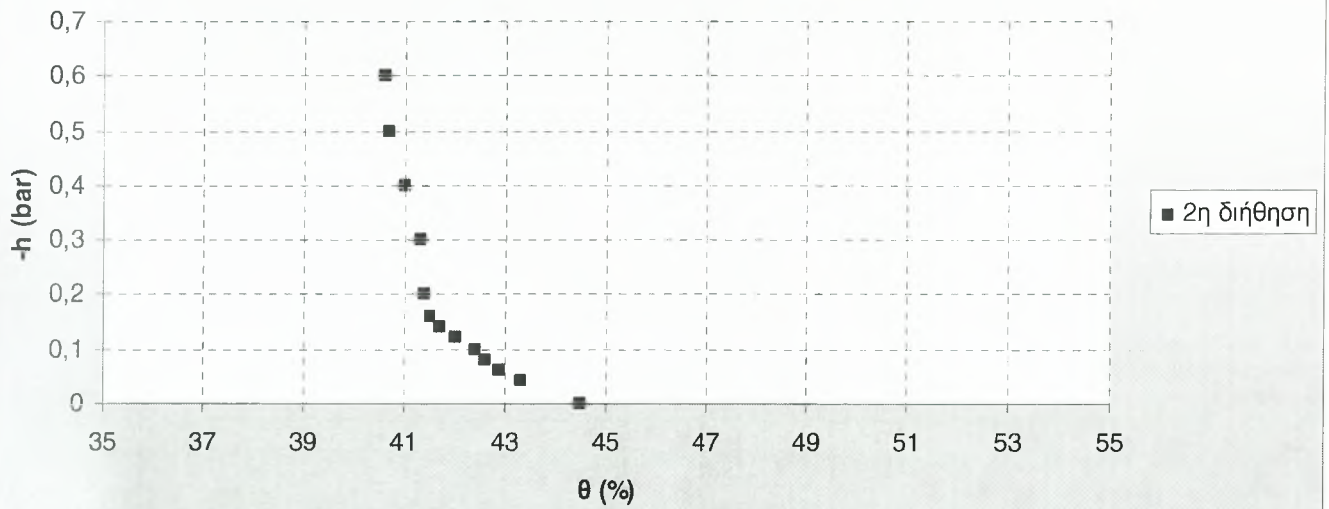
2^η ΔΙΗΘΗΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Κ13 σε βάθος (30-60 cm)

α/α	$\Psi(\text{bar})$	Όγκος νερού Burette V (ml)	Νερό που στραγγίζει $V_i - V_j$ (ml)	Νερό που περιέχει το έδαφος $V_{\text{κορ}} - V_{\text{ξηρ}}$ (ml)	$V_i - V_j$ (ml)	$\theta \%$
1	0	17,4	0	10,77	0	44,5
2	0,04	17,4	0	10,77	0	44,5
3	0,06	16,8	0,6	10,17	0,6	43,9
4	0,08	16,5	0,3	9,87	0,3	43,6
5	0,1	16	0,5	9,37	0,5	43,1
6	0,12	15,7	0,3	9,07	0,3	42,8
7	0,14	15,5	0,2	8,87	0,2	42,6
8	0,16	15,2	0,3	8,57	0,3	42,3
9	0,2	14,6	0,6	7,97	0,6	41,7
10	0,3	14	0,6	7,37	0,6	41,1
11	0,4	14	0	7,37	0	41,1

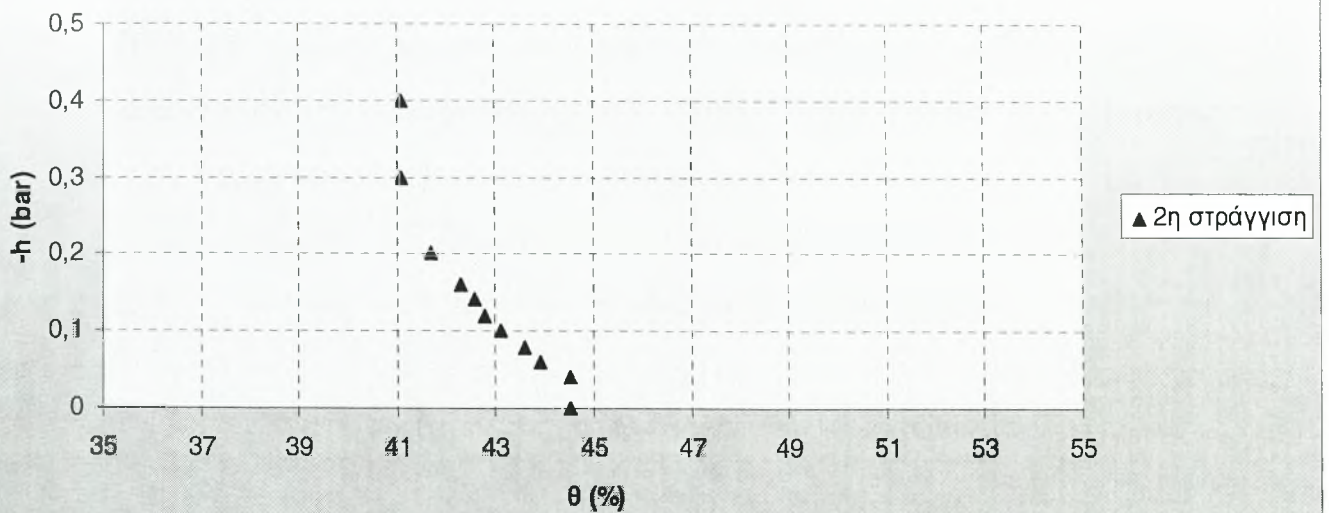
2^η ΣΤΡΑΓΓΙΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Κ13 σε βάθος (30-60 cm)



Χαρακτηριστική καμπύλη 2ης διήθησης
(Δείγμα K13)

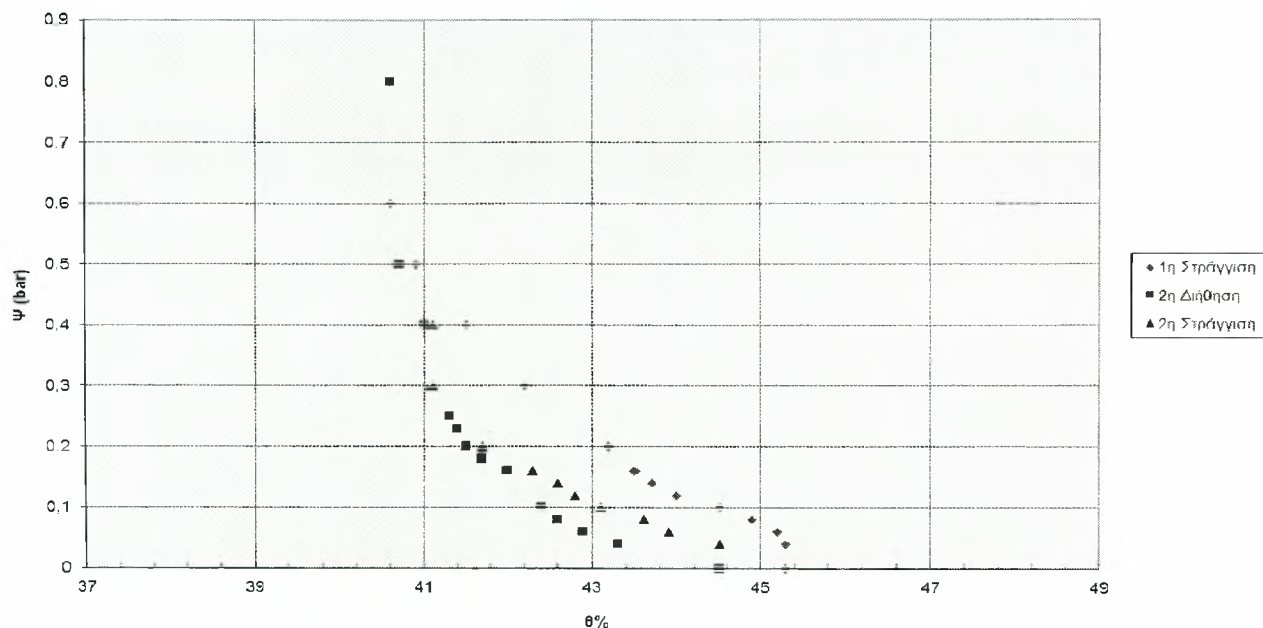


Χαρακτηριστική καμπύλη 2ης στράγγισης
(Δείγμα K13)



ΟΡΙΑΚΟΣ ΒΡΟΧΟΣ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Κ13

Κ13 (30-60 cm) 1η Στράγγιση-2η Διήθηση-2η Στράγγιση



Από τις πειραματικές μετρήσεις εξήχθησαν οι χαρακτηριστικές καμπύλες του δεύτερου εδαφικού δείγματος, για την 1^η στράγγιση, τη 2^η διήθηση και τη 2^η στράγγιση, όπου παρατηρείται η μη μονοσήμαντη σχέση της μύζησης (απόλυτη τιμή πίεσης) με την υγρασία $\Psi(\theta)$, η οποία οδηγεί στο φαινόμενο της υστέρησης (Αγγελάκη, 2004).

Το εύρος τιμών υγρασίας στο έδαφος αυτό, κυμαίνεται από περίπου 40,7 που είναι η υπολειπόμενη σε αυτό υγρασία, έως σχεδόν 45,3 που είναι περίπου η υγρασία κορεσμού. Επίσης, παρατηρείται εγκλωβισμός αέρα στο έδαφος ο όγκος του οποίου είναι 0,8 περίπου .

Παρατηρείται βρόχος υστέρησης η μορφολογία του οποίου εξαρτάται από τις φυσικές ιδιότητες του συγκεκριμένου τύπου εδάφους.

ΣΥΝΟΨΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η συγκεκριμένη πτυχιακή εργασία έγινε με στόχο τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών καμπυλών δειγμάτων εδάφους κατά την διάρκεια διήθησης-στράγγισης. Σκοπός της εργασίας ήταν να προσδιοριστεί ο βρόχος της υστέρησης μεταξύ της υγρασίας του εδάφους και της πίεσης του νερού των πόρων του κατά την διαδικασία αυτών των δύο φαινομένων και να γίνει ο πειραματικός και θεωρητικός προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών.

Οι καμπύλες υγρασίας-πίεσης ή χαρακτηριστικές καμπύλες του εδάφους κατασκευάζονται για να εκτιμηθεί η ποσότητα νερού που μπορεί να συγκρατήσει ένα έδαφος κάτω από διαφορετικές τάσεις και το οποίο είναι χρήσιμο για την ανάπτυξη των φυτών. Ακόμη μας βοηθάνε να προσδιορίσουμε την κατανομή των πόρων του εδάφους σε διάφορες κατηγορίες μεγέθους. Γενικότερα, ο κάθε τύπος εδάφους παρουσιάζει ξεχωριστή συμπεριφορά και έχει τη δική του χαρακτηριστική καμπύλη, η οποία εξαρτάται τόσο από τη διάμετρο των πόρων όσο και την κατανομή αυτών μέσα στο χώρο του πορώδους.

Ο βρόχος της υστέρησης αποδεικνύει ότι κατά την στράγγιση ενός εδάφους η ποσότητα του νερού που αποβάλλεται είναι μεγαλύτερη από την ποσότητα του νερού που προσλαμβάνει το έδαφος κατά την διήθηση και αυτό είναι περισσότερο εμφανές στα αιμώδη εδάφη και αυτό επειδή το μεγαλύτερο ποσοστό των πόρων τους έχει μεγάλη διάμετρο.

Οι εξισώσεις που προκύπτουν από την προσομοίωση των χαρακτηριστικών καμπυλών είναι απαραίτητα εργαλεία για να προσεγγιστεί η κίνηση του νερού στο έδαφος με διάφορα μοντέλα. Κατά αυτό τον τρόπο προσδιορίζεται η υγρασία του εδάφους σε διάφορες χρονικές στιγμές και σε διάφορα βάθη. Οι πληροφορίες αυτές είναι απαραίτητες για την άρδευση των φυτών.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ :

- 1) Enderby, J. A., 1955. The domain model of hysteresis. 1. Independent domains. Faraday Soc. Trans., **51**: 835-848.
- 2) Everett, D. H. and Whitton, W. I., 1952, A general approach to hysteresis, *1. Trans. Faraday Soc.*, **48**: 749-757.
- 3) Everett, D. H., 1954. A General approach to hysteresis. 3. A Formal treatment of the independent domain model of hysteresis. Faraday Soc. Trans., **50**: 1077-1096.
- 4) Everett, D. H., 1955. A General approach to hysteresis. 4. An alternative formulation of the domain model. Faraday Soc. Trans., **51**: 1551-1557.
- 5) Haines, W. B., 1930, Studies in the physical properties of soils. V. The hysteresis effect in capillary properties and the modes of moisture distribution associated there with, J. of Agr. Sci., **20**: 97-116.
- 6) Mualem, Y., 1973, Modified Approach to capillary Hysteresis Based on a similarity hypothesis, Water Resour. Res., **9**(5): 1324-1331.
- 7) Mualem, Y., 1974, A conceptual model of hysteresis, Water Resour. Res., **10**(3):514-520.
- 8) Mualem, Y., and Dagan, G., 1975. A dependent domain model of capillary hysteresis. Water Resour. Res., **11**(3):452-460.
- 9) Mualem, Y., 1977, Extension of similarity hypothesis used for modeling the soil water characteristics, Water Resour. Res., **13**(4):773-780.
- 10) Mualem, Y., 1984, A modified dependent-domain theory of hysteresis, Soil Sci., **137**(5):283-291.

- 11) Philip, J. R., 1964, Similarity hypothesis for capillary hysteresis in porous materials, *J. of Geophys. Res.*, **69**(8):1553-1562.
- 12) Poulovassilis, A., 1962, Hysteresis of pore water: An application of the Concept of independent domains, *Soil Sci.*, **93**: 405-412.
- 13) Poulovassilis, A., 1970a. Hysteresis of pore water in granular porous bodies. *Soil Sci.*, **109**: 5-12.
- 14) Poulovassilis, A., 1970b. The effect of the entrapped air on the hysteresis curves of a porous body and its hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, **109**: 154-162.
- 15) Poulovassilis, A. and Childs, F. C., 1971, The hysteresis of pore water: the non independence of domains. *Soil Sci.*, **112**: 301-312.
- 16) Poulovassilis and E. Tzimas., (1974) Hysteresis in relationship between hydraulic conductivity and suction', *Soil Science.*, **117**(5):250-256.
- 17) Talsma, T., 1970. Hysteresis in two sands and the independent domain model. *Water Resour. Res.*, **6**(3):964-970.

- 18) Topp, G. C., 1969, Soil water hysteresis measured in a sandy loam and compared with the hysteretic domain model, Proc. Of Soil Sci. Soc. Am., **33**:645-651.
- 19) Topp, G. C., 1971b. Soil water hysteresis: the domain model theory extended to pore interaction conditions. Soil Sci. Soc. Am. Proc., **35**: 219-225.
- 20) 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**:111-112.
- 21) Watson, K. K. and Lee, S.J., 1975, Simulation of rainfall-rainoff process using a hysteretic infiltration-redistribution model, Australian J. of Soil Sci. Resear., vol. **13**: 133-170.
- 22) Αγγελάκη 2004. Διερεύνηση των υδροδυναμικών παραμέτρων σε ακόρεστη ροή με πειραματικές μεθόδους και μαθηματικά μοντέλα. Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ. σελ. 239.
- 23) Σακελλαρίου - Μακραντωνάκη Μ., 1983, Φαινόμενα υστέρησης σε ακόρεστα εδάφη, Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής, Τεύχος Νο 19, Θεσσαλονίκη.
- 24) Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη Μ., Οκτώβριος 1987, Επίδραση των οριακών χαρακτηριστικών καμπύλων διήθησης-στράγγισης σε προβλήματα άρδευσης, 3^οΠανελλήνιο Συνέδριο Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης, Ξάνθη, Υδροτεχνικά, τόμος 3, τεύχος 3:175-183.
- 25) Στεργιοπούλου Σταυρούλα Μεταπτυχιακή Διατριβή,2000.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΑΠΟ ΙΝΤΕΡΝΕΤ

<http://www.afrc.uamont.edu/ficklinr/SoilScienceIntroduction2008.pdf>



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ



004000115001