



Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΚΑΙ ΑΓΡΟΤΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ & ΑΓΡΟΤΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ	Αριθμ. Πρωτοκ	323
	Ημερομηνία	4-10-10

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

<<ΓΕΩΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ>>



ΕΠΙΜΕΛΕΙΑ: Γκρίλας Αθανάσιος

ΕΠΙΒΛΕΠΟΥΣΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ: ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ – ΜΑΚΡΑΝΤΩΝΑΚΗ ΜΑΡΙΑ

ΒΟΛΟΣ, ΜΑΡΤΙΟΣ 2010



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

Αριθ. Εισ.: 9125/1  
Ημερ. Εισ.: 15-11-2010  
Δωρεά: Συγγραφέας  
Ταξιθετικός Κωδικός: ΠΤ - ΦΠΑΠ  
2010  
ΓΚΡ

# **ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ**

**ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ .....**.....**σελ 3**

**ΠΕΡΙΛΗΨΗ .....**.....**σελ 5**

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ**

**1.1 Εδαφος .....**.....**σελ 6**

**1.2 Εδαφικό νερό .....**.....**σελ 8**

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2**

**Κίνηση του νερού στο έδαφος Νομος του Darcy .....**.....**σελ 12**

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ**

**3.1 Υδραυλική αγωγιμότητα .....**.....**σελ 13**

**3.2 Κορεσμένη ροή .....**.....**σελ.13**

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 ΜΕΘΟΔΟΙ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΚΟΡΕΣΜΕΝΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ**

**4.1 Γενικά .....**.....**σελ 15**

**4.2 Εργαστηριακός υπολογισμός της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας .....**.....**σελ 17**

**4.3 Μέτρηση της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας-Μέθοδοι στον αγρό .....**.....**σελ 19**

**4.3.1 Μέτρηση για την περίπτωση υπάρξεως ελεύθερης επιφάνειας .....**.....**σελ 19**

**4.3.2 Μέτρηση για την περίπτωση που ο υπόγειος ορίζοντας είναι πολύ κατεβασμένος .....**.....**σελ 21**

**4.3.3 Μέθοδος του προσδιορισμού της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας με το διαπερατόμετρο GUELPH ...σελ21**

**ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΟΥ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΚΟΡΕΣΜΕΝΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΟ ΔΙΑΠΕΡΑΤΟΜΕΤΡΟ GUELPH**

**5.1 Περιγραφή του οργάνου .....σελ 22**

**5.1.1 Τυποποιημένη διαδικασία που ακολουθείται για μέτρηση στον αγρό .....σελ 30**

**5.2 Μέτρηση της Kfs (Υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού στον αγρό) .....σελ 31**

**ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ**

**6.1 Γενικά .....σελ 34**

**6.2 Ανάλυση του εδάφους .....σελ 35**

**6.3 Προσδιορισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας με το περατόμετρο GUELPH .....σελ 37**

**ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7 ΓΕΩΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ**

**7.1 Θεωρία γεωστατιστικής .....σελ 47**

**7.1.1 Γενικότητες .....σελ 47**

**7.1.2 Μοντέλα Βαριογραμμάτων .....σελ 51**

**7.1.3 Ομαλοποίηση .....σελ 52**

**7.2 Μέθοδος Γεωστατιστικής επεξεργασίας αποτελέσματα .....σελ 55**

**ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ .....σελ 57**

**ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ .....σελ 59**

## **ΠΡΟΛΟΓΟΣ – ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ**

Η παρούσα πτυχιακή διατριβή πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια ερευνητικών δραστηριοτήτων που διεξάγει το εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας, Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.

Το θέμα της πτυχιακής δόθηκε από την καθηγήτρια του Πανεπιστήμιου Θεσσαλίας και Πρόεδρο του τμήματος Γεωπονίας, Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος, κυρία Μαρία Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη στα πλαίσια των προπτυχιακών σπουδών της Σχολής.

Αισθάνομαι την υποχρέωση να ευχαριστήσω ιδιαίτερα την κυρία Μαρία Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη για την οργάνωση και παρακολούθηση της διατριβής μου σε ολόκληρη την πορεία της, καθώς επίσης και για την πολύτιμη και ουσιαστική συμβολή της στην επίλυση των θεωρητικών και πειραματικών προβλημάτων που παρουσιάστηκαν κατά καιρούς. Επίσης την ευχαριστώ για την ηθική της υποστήριξη και την κριτική που άσκησε πριν την ολοκλήρωση της τελικής μορφής του κειμένου της διατριβής μου.

Επίσης τον Λέκτορα κύριο Βαρδαβάκη Εμμανουήλ της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, και τον κύριο Χαλκίδη Ηρακλή Π.Δ. 407/80 της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, για τις πολύτιμες υποδείξεις τους που συνέβαλαν ουσιαστικά στην διεκπεραίωση της παρούσας διατριβής, καθώς και για την συμμετοχή τους στην Τριμελή εξεταστική επιτροπή.

Επίσης ευχαριστώ τον κ. Παπανίκο Νικόλαο, μέλος Ε.Ε.Δ.Ι.Π. του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, για την βοήθεια του σε όλη την διάρκεια του πειράματος.

Τον φοιτητή Γκρίλλα Αθανάσιο για την σημαντική του βιόθεια στην εγκατάσταση του πειράματος και για τη συμμετοχή του στην συγγραφή.

Τον υπεύθυνο Γεωπόνο του αγροκτήματος του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας κ. Σουίπα Σπύρο για την άψογη συνεργασία του και όλους τους εργαζομένους του αγροκτήματος κέντρωση μερικών εκ των βασικών στοιχείων της έρευνας.

## Περίληψη

Στην πτυχιακή αυτή αναλύονται οι νόμοι και οι συνθήκες που διέπουν την κίνηση του νερού σε ομοιογενή και διαστρωμένα εδάφη κορεσμένα και ακόρεστα. Γίνεται διερεύνηση του φαινομένου της υδραυλικής αγωγιμότητας και δίνονται σχέσεις ποσοτικής εκτιμήσεώς της.

Σκοπός της έρευνας ήταν η μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας με το διαπερατόμετρο GUELPH (σχήμα 1).

Για τον σκοπό αυτό πραγματοποιήθηκε πείραμα στο αγρόκτημα του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας το έτος 2008, με 12 πειραματικά τεμάχια και 2 μεταχειρίσεις. Τα αποτελέσματα έδειξαν σαφώς ότι η υδραυλική αγωγιμότητα στον αγρό που εξετάσαμε μεταβάλλεται τυχαία και προς όλες τις κατευθύνσεις.



Σχήμα 1. Διαπερατόμετρο GUELPH

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ**

### **1.1 Έδαφος**

Η δομή ενός εδάφους μπορεί να είναι ομοιόμορφη σε όλο το βάθος του ή να διαφέρει από ορίζοντα σε ορίζοντα, με συνηθέστερη την δεύτερη περίπτωση. Σε σχέση με τη δομή, κατά το USDA Agricultural Information Handbook (1959), τα εδάφη ταξινομούνται σε έξι βασικούς τύπους που είναι:

1. Ελαφρά μονόκοκκα
2. Βαριά μονόκοκκα
3. Κυβικής μορφής
4. Πλακώδη
5. Κοκκώδη
6. Πρισματικά

Τα ελαφρά μονόκοκκα εδάφη απαρτίζονται από σωματίδια με ομοιόμορφους κόκκους της τάξεως της άμμου, στερούνται δομής και επιτρέπουν την εύκολη διείσδυση και διακίνηση του νερού. Τα βαριά μονόκοκκα απαρτίζονται από κόκκους της τάξεως της αργίλου, δεν έχουν δομή και μοιάζουν με συμπαγή άμορφη μάζα. Το νερό κινείται μέσα στα εδάφη αυτά πολύ δύσκολα. Ανάμεσα στους δύο ακραίους αυτούς τύπους δομής βρίσκονται οι άλλοι τέσσερις. Στα κυβικής μορφής εδάφη οι κόκκοι σχηματίζουν συσσωματώματα που έχουν μορφή κύβων και επιτρέπουν καλή διακίνηση του νερού. Τα πλακώδη αποτελούνται από πλατιά και λεπτά συσσωματώματα στα οποία η πλευρική κίνηση του νερού γίνεται εύκολα σε αντίθεση με την κατακόρυφη που γίνεται με δυσκολία. Στα πρισματικά εδάφη τα συσσωματώματα έχουν την μορφή πρισμάτων με μακρύ τον κατακόρυφο άξονά τους και παρουσιάζουν εύκολη διείσδυση και

κατακόρυφη κίνηση του νερού. Τέλος, τα κοκκώδη απαρτίζονται από σφαιρικά συσσωματώματα και επιτρέπουν καλή κίνηση του νερού προς όλες τις κατευθύνσεις. Στον πίνακα 1.1 δίνονται οι διάφορες Κατηγορίες των σωματιδίων και τα φυσικά χαρακτηριστικά τους

**Πίνακας 1.1 Κατηγορίες των σωματιδίων και τα φυσικά χαρακτηριστικά τους**

Χαρακτηρισμός σωματιδίων	Διάμετρος κόκκων, mm	Αριθμός κόκκων ανά gr	Επιφάνεια κόκκων cm <sup>2</sup> /gr
Άμμος	2,00 – 0,05		
Πολύ χονδρή	2,00 – 1,00	90	11
Χονδρή	1,00 – 0,50	720	23
Ενδιάμεση	0,50 – 0,25	5700	45
Λεπτή	0,25 – 0,10	46000	91
Πολύ λεπτή	0,10 – 0,05	722000	227
Ιλύς	0,05 – 0,002	5776000	454
Άργιλος	< 0,002	90261000	8000000

Αντίθετα από την υφή, που πρακτικά είναι αδύνατο να μεταβληθεί, η δομή του εδάφους, στην επιφανειακή του κυρίως στρώση, μπορεί να αλλάζει με διάφορες επεμβάσεις.

## 1.2 ΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΝΕΡΟ

Εξαιτίας της βαρύτητας, το νερό, όπως κάθε άλλο σώμα στην επιφάνεια της γης έλκεται προς τα κάτω. Στο εδαφικό νερό, πέρα από την βαρύτητα, ενεργούν και άλλες δυνάμεις. Υπό την επίδραση τους το νερό μπορεί να κινηθεί προς διάφορες κατευθύνσεις. Το εδαφικό νερό κινείται επίσης σαν αποτέλεσμα διαφορών στη θερμοκρασία, στη συγκέντρωση αλάτων και στη δράση 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 την μορφή και τη διάταξη των εδαφικών πόρων (Παπαζαφειρίου 1984).

Το εδαφικό νερό δέχεται και ασκεί πιέσεις. Η πίεση που ασκούν γενικά τα υγρά είναι ανάλογη με το ύψος υγρής στήλης και εκφράζεται από τη σχέση :

$$p = \rho * g * h$$

όπου  $\rho$  είναι η πυκνότητα του υγρού,  $h$  το ύψος της υγρής στήλης και  $g$  η επιτάχυνση της βαρύτητας .

Όταν ένα υγρό βρίσκεται σε επαφή με μια στέρεη επιφάνεια, το υγρό μπορεί να διαβρέχει ή όχι την επιφάνεια. Η ικανότητα διαβροχής εξαρτάται από τη γωνία επαφής που σχηματίζεται ανάμεσα στο υγρό και στην επιφάνεια. Αν η γωνία αυτή είναι μικρότερη από  $90^\circ$  το υγρό διαβρέχει την επιφάνεια και αν είναι μεγαλύτερη από  $90^\circ$  δεν τη διαβρέχει. Η γωνία επαφής νερού – επιφάνειας εδαφομορίων εξαρτάται από τη φύση της επιφάνειας αυτής γενικά όμως είναι στην περιοχή του μηδενός που σημαίνει ότι υπάρχει πλήρης διαβροχή των εδαφικών επιφανειών από το νερό.

Μια άλλη δύναμη που αναπτύσσεται όταν νερό και εδαφομόρια βρίσκονται σε επαφή είναι η επιφανειακή τάση.

Συνέπεια της επιφανειακής τάσης και της γωνίας επαφής είναι το τριχοειδές φαινόμενο. Στο τριχοειδές φαινόμενο οφείλεται η προς τα πάνω κίνηση του νερού που υγραίνει την περιοχή πάνω από την υπόγεια στάθμη.

Χαρακτηριστικό όλων των ρευστών είναι το ιξώδες. Το ιξώδες μπορεί να θεωρηθεί σαν η εσωτερική τριβή των ρευστών. Εξαιτίας του για να κινηθεί ένα ρευστό χρειάζεται να επενεργήσει πάνω του μια δύναμη. Το ιξώδες των ρευστών επηρεάζεται από τη θερμοκρασία. Τον κανόνα αυτό ακολουθεί και το νερό. Μερικές χαρακτηριστικές τιμές του συντελεστή ιξώδους για διάφορες θερμοκρασίες είναι :

Θερμοκρασία	Ιξώδες νερού
0°C	$v = 1,79 \text{ centipoise}$
20°C	$v = 1,01 \text{ centipoise}$
40°C	$v = 0,66 \text{ centipoise}$

Το εδαφικό νερό, όπως και κάθε άλλο σώμα στη γη, έχει τη δική του ενέργεια που διακρίνεται σε κινητική και δυναμική. Η κινητική ενέργεια εκφράζεται από την σχέση :

$$E_v = mV^2 / 2$$

όπου  $m$  η μάζα του σώματος και  $V$  η ταχύτητα με την οποία κινείται. Η κινητική ενέργεια του κινούμενου μέσα στο έδαφος νερού ανά μονάδα βάρους βρίσκεται αν διαιρέσουμε την παραπάνω σχέση με το βάρος του νερού ( $mg$ ), οπότε

$$E_v = V^2 / 2 g$$

Η ποσότητα αυτή έχει διαστάσεις μήκους και επικράτησε να αναφέρεται σαν ύψος ταχύτητας. Επειδή η ταχύτητα με την οποία κινείται το νερό

στο έδαφος είναι πολύ μικρή το μέγεθος της  $E_v$  είναι ασήμαντο και συνήθως παραλείπεται.

Η δυναμική ενέργεια του εδαφικού νερού διαμορφώνεται από τη σχετική θέση του και τις δυνάμεις που ενεργούν σε αυτό που συνολικά μπορεί να θεωρηθούν σαν πιέσεις. Η ενέργεια που έχει το νερό λόγω της θέσεως του οφείλεται στη 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 τη θέση που βρίσκεται, εκφράζεται από τη σχέση :

$$E_g = m * g * z$$

όπου  $z$  είναι η απόσταση από το επίπεδο αναφοράς. Ανά μονάδα βάρους η ενέργεια αυτή είναι ίση με το  $z$  και η σχέση απλοποιείται σε:

$$E_g = z$$

έχει διαστάσεις μήκους και λέγεται ύψος θέσεως.

Η δεύτερη μορφή δυναμικής ενέργειας οφείλεται στις πιέσεις  $p$

$$E_p = P = F / A = B / A$$

όπου  $F$  είναι η δύναμη και  $A$  είναι η επιφάνεια

Ανά μονάδα βάρους η ενέργεια αυτή είναι :

$$E_p = P / B = 1 / A \Rightarrow E_p = P / (Ah) \quad \gamma = 1 / A \Rightarrow E_p = P / \gamma = h$$

Όπου  $h$  είναι το ύψος στήλης νερού σε cm, το οποίο λέγεται ύψος πιέσεως. Η συνολική δυναμική ενέργεια, σύμφωνα με τα παραπάνω , είναι :

$$H = E_g + E_p = z + P / \gamma$$

και λέγεται υδραυλικό ύψος.

Στην κίνηση του εδαφικού νερού βρίσκει εφαρμογή και το θεώρημα του Bernoulli, σύμφωνα με το οποίο το άθροισμα της κινητικής και της δυναμικής ενέργειας είναι σταθερό, μπορεί δε να εκφραστεί με τη σχέση :

$$V^2 / 2g + z + P / \gamma = \text{σταθερό}$$

Η διαφορά του υδραυλικού ύψους μεταξύ δύο θέσεων 1 και 2 που η μεταξύ τους απόσταση είναι  $\Delta L$  και  $\Delta H = H_1 - H_2$  όπου  $\Delta H$  είναι οι απώλειες ροής. Δηλαδή οι απώλειες ροής είναι ίσες με τη διαφορά των υδραυλικών υψών ανάμεσα στις θέσεις 1 και 2. Ο λόγος  $i = H_1 - H_2 / \Delta L$  ή  $i = - dH / dL$  λέγεται υδραυλική κλίση και εκφράζει τις απώλειες ροής ανά μονάδα μήκους διαδρομής.

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 Κίνηση του νερού στο έδαφος Νόμος του Darcy**

Το 1856 ο Darcy, μετά από ανάλυση των αποτελεσμάτων πειραμάτων σε πορώδη μέσα, διατύπωσε τον νόμο που και σήμερα θεωρείται θεμελιώδης για την κίνηση του νερού σε πορώδη μέσα. Η πιο σημαντική περιγραφή της κίνησης του νερού μέσα σε ένα πορώδες μέσο από τον θεμελιώδη νόμο του Darcy, η ακριβής διατύπωση του οποίου είναι: "Η παροχή όγκου νερού που κινείται μέσα σε ορισμένης σύστασης άμμο είναι ανάλογη του πιεζομετρικού ή υδραυλικού ύψους και αντίστροφα ανάλογη του πάχους της διαπερωμένης στρώσης " (Παπαζαφειρίου 1984).

Η βασική σχέση που εκφράζει τον νόμο αυτό είναι:

$$Q = -K * dH / dL A$$

όπου  $Q$  είναι η παροχή ( $L^3 T^{-1}$ ),  $A$  η διατομή της ροής ( $L^2$ ),  $dH / dL$  είναι η υδραυλική κλίση (αδιάστατη) και  $K$  είναι ο συντελεστής υδροπερατότητας ή Darcy που έχει διαστάσεις ταχύτητας ( $L^1 T^{-1}$ ).

Η εγκυρότητα του νόμου του Darcy αποτέλεσε αντικείμενο έρευνας πολλών μεταγενέστερων του Darcy επιστημόνων, τα αποτελέσματα της οποίας ήταν ομόφωνα θετικά. Μια άμεση διερεύνηση του νόμου αυτού μπορεί να γίνει με εφαρμογή του νόμου διατηρήσεως της ενέργειας.

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ**

### **3.1 Υδραυλική αγωγιμότητα**

Ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας είναι μια σταθερά αναλογίας στο νόμο του Darcy. Αν η ροή είναι κορεσμένη ο συντελεστής αυτός έχει σταθερή τιμή που εξαρτάται μόνο από τα χαρακτηριστικά του πορώδους μέσου και ονομάζεται υδραυλική αγωγιμότητα ή και κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα (saturated hydraulic conductivity). Αν η ροή είναι ακόρεστη τότε ο συντελεστής αναλογίας παίρνει διάφορες τιμές που εξαρτώνται από τα χαρακτηριστικά του πορώδους μέσου και από την περιεχόμενη σε αυτό υγρασία. Στην περίπτωση αυτή ονομάζεται τριχοειδής αγωγιμότητα ή και ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα (unsaturated hydraulic conductivity) .

### **3.2 Κορεσμένη ροή**

Οι εδαφικοί πόροι, δηλαδή τα διαστήματα που μένουν ανάμεσα στα στερεά τεμαχίδια του εδάφους σχηματίζουν ένα πολύπλοκο δίκτυο αγωγών, μέσα στους οποίους κινείται το εδαφικό νερό. Αν όλοι οι πόροι του εδάφους γεμίσουν με νερό το έδαφος λέγεται κορεσμένο και η ροή του νερού μέσα σ' αυτό κορεσμένη. Ο κορεσμός αντιστοιχεί στη μέγιστη ποσότητα νερού, που μπορεί να αποθηκευτεί σε ένα έδαφος.

Σε ένα κορεσμένο έδαφος η υδραυλική αγωγιμότητα έχει σταθερή τιμή για το ίδιο δείγμα πορώδους υλικού και εφόσον το ρευστό παραμείνει αμετάβλητο. Αν όμως μεταβληθούν ορισμένα χαρακτηριστικά του πορώδους μέσου ή του ρευστού οι τιμές της μεταβάλλονται, ενώ ο νόμος του Darcy συνεχίζει να ισχύει. Από μετρήσεις που έχουν γίνει έχει αποδειχθεί ότι η υδραυλική αγωγιμότητα εξαρτάται από :

- την τιμή του ειδικού βάρους γ του ρευστού

- την τιμή του ιξώδους μ και
- το τετράγωνο της μέσης διαμέτρου  $d$  των κόκκων του πορώδους υλικού

Τα παραπάνω εκφράζονται με την εξίσωση :

$$K = c * d^2 * \gamma / \mu$$

όπου  $c$  είναι ένας παράγοντας του σχήματος (shape factor), αδιάστατος, που περιλαμβάνει τις επιδράσεις του σχήματος, της διάστρωσης και τις αποκλίσεις του μεγέθους των κόκκων από τη μέση διάμετρο καθώς και από τις επιδράσεις του πορώδους.

Σε ακριβείς μετρήσεις πρέπει να σημειώνεται το είδος του χρησιμοποιημένου ρευστού και η θερμοκρασία κατά τη διάρκεια των μετρήσεων. Αν το ρευστό είναι νερό μπορούμε να πάρουμε την πυκνότητά του ίση με τη μονάδα, αλλά το ιξώδες του νερού μεταβάλλεται με την θερμοκρασία.

Επειδή το ιξώδες του νερού είναι περίπου 1 centipoise για  $20^\circ C$  μπορούμε να μετασχηματίσουμε τις τιμές του  $K_{x0}$  για οποιαδήποτε θερμοκρασία σε τιμές  $K_{20^\circ}$  με την σχέση :

$$K_{20^\circ} = K_{x0} * (\mu_{x0} / \mu_{20^\circ})$$

όπου  $\mu_{x0}$  και  $\mu_{20^\circ}$  το ιξώδες του νερού στις θερμοκρασίες  $x^\circ C$  και  $20^\circ C$  αντίστοιχα.

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4**

### **ΜΕΘΟΔΟΣ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΚΟΡΕΣΜΕΝΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ**

#### **4.1 ΓΕΝΙΚΑ**

Ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας ενός πορώδους μέσου, που εξαρτάται από τις ιδιότητες αυτού του μέσου, είναι μια πολύ σημαντική παράμετρος γιατί χαρακτηρίζει τον τύπο ενός εδάφους ή γενικότερα ενός γεωλογικού σχηματισμού σε σχέση με την κίνηση του νερού μέσα από αυτόν.

Στην πραγματικότητα αδιαπέρατος από το νερό σχηματισμός δεν υπάρχει, θεωρείται όμως πρακτικά στεγανός όταν  $K < 10^{-9}$  m / sec , περατός όταν  $10^{-2} > K > 10^{-9}$  m / sec και πολύ περατός όταν  $K > 10^{-2}$  m / sec. Στον πίνακα 2.1 δίνεται ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας ορισμένων γνωστών γεωλογικών σχηματισμών κατά τους Morris and Johnson (Καλλέργης, 1986). Οι τιμές αυτές είναι οι μέσοι όροι πολλών μετρήσεων. Στον πίνακα με H συμβολίζεται η οριζόντια υδραυλική αγωγιμότητα, με V η κατακόρυφη και με R η υδραυλική αγωγιμότητα ενός διαταραγμένου δείγματος.

Η γνώση των τιμών της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι πολύ χρήσιμη σε θέματα αρδεύσεων, στραγγίσεων, σε κατασκευές διαφόρων τεχνικών έργων και για αυτό έχουν αναπτυχθεί διάφοροι μέθοδοι για τον προσδιορισμό της. Οι πιο αξιόπιστες είναι αυτές που γίνονται στο ύπαιθρο χρησιμοποιώντας δεδομένα δοκιμαστικών αντλήσεων από τους διάφορους υδροφορείς.

Οι συνήθεις μέθοδοι υπολογισμού της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας χωρίζονται σε δύο κατηγορίες. Στις εργαστηριακές μεθόδους, όπου οι μετρήσεις γίνονται σε αδιατάρακτα εδαφικά δείγματα και στις μεθόδους μετρήσεις επί τόπου, στον αγρό.

**Πίνακας 2.1 Υδραυλική αγωγιμότητα συνήθων γεωλογικών σχηματισμών κατά τους Morris and Johnson**

ΥΛΙΚΟ	ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ Κ (m/sec)	ΕΙΔΟΣ ΜΕΤΡΗΣΗΣ
Μεγάλα χαλίκια	$1,7 * 10^{-3}$	R
Χαλίκια μέσου μεγέθους	$3,1 * 10^{-3}$	R
Χαλίκια μικρού μεγέθους	$5,2 * 10^{-3}$	R
Χονδρόκοκκη άμμος	$5,2 * 10^{-4}$	R
Μεσόκοκκη άμμος	$1,4 * 10^{-4}$	R
Λεπτόκοκκη άμμος	$2,9 * 10^{-5}$	R
Ιλύς	$9,2 * 10^{-7}$	H
Άργιλος	$2,3 * 10^{-9}$	H
Λεπτόκοκκος ψαμμίτης	$2,3 * 10^{-6}$	V
Μεσόκοκκος ψαμμίτης	$3,6 * 10^{-5}$	V
Πηλός	$9,2 * 10^{-7}$	V
Τύρφη	$6,6 * 10^{-5}$	V
Ασβεστόλιθος	$1,08 * 10^{-5}$	V
Γραφιτικός σχιστόλιθος	$9,2 * 10^{-15}$	V

## 4.2 ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΟΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΚΟΡΕΣΜΕΝΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ

Οι μέθοδοι αυτές χρησιμοποιούν αδιατάρακτα εδαφικά δείγματα, τα οποία προηγουμένως έχουν κορεστεί με νερό. Οι συσκευές που χρησιμοποιούνται λέγονται περατόμετρα. Το νερό κινείται μέσα σε ένα μικρό δείγμα του πορώδους υλικού και παίρνονται μετρήσεις του ρυθμού ροής του νερού μέσα σ' αυτό ή της μεταβολής του αρχικά εφαρμοζόμενου υδραυλικού φορτίου. Ο εργαστηριακός υπολογισμός γίνεται με την μέθοδο του σταθερού και του μεταβαλλόμενου φορτίου .

- Μέθοδος σταθερού φορτίου

Το διαπερατόμετρο σταθερού φορτίου χρησιμοποιείται για την μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κάτω από συνθήκες χαμηλών πιεζομετρικών φορτίων. Το νερό εισάγεται με ένα σωλήνα από τον πυθμένα του πορώδους μέσου και αφού περάσει από αυτό με προς τα πάνω κίνηση, συγκεντρώνεται με υπερχείλιση σε ένα ογκομετρικό δοχείο. Από την εξίσωση Darcy προκύπτει ότι ο συντελεστής κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας δίνεται από την σχέση :

$$K_s = V * L / A * t * h$$

όπου  $V$  : ο όγκος του νερού που εκρέει στο δοχείο συγκέντρωσης σε χρόνο  $t$

$A$  : η οριζόντια επιφάνεια του δείγματος

$L$  : το πάχος του δείγματος

$h$  : το πιεζομετρικό ύψος

- Μέθοδος μεταβαλλόμενου φορτίου

Στο διαπερατόμετρο μεταβαλλόμενου φορτίου το νερό προστίθεται σε ένα ψηλό σωλήνα. Από εκεί κινείται με προς τα πάνω

Κίνηση μέσα από το κυλινδρικό δείγμα του πορώδους μέσου και συγκεντρώνεται με εκροή στο ειδικό ογκομετρικό δοχείο. Κατά το πείραμα αυτό γίνονται μετρήσεις της πτώσης στάθμης του νερού και της μεταβολής του χρόνου μέσα στο σωλήνα. Με συνδυασμό της εξίσωσης συνέχειας στο σωλήνα και του νόμου του Darcy για την κίνηση του νερού στο δείγμα προκύπτει η εξίσωση που δίνει την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα :

$$K_s = [ r_\sigma / r_\delta ]^2 * L / t * \ln h_1 / h_2$$

όπου  $r_\sigma$  και  $r_\delta$  : οι ακτίνες του κυλινδρικού δείγματος και του λεπτού σωλήνα αντίστοιχα

$h_1$  και  $h_2$  : το πιεζομετρικό φορτίο στην αρχή και στο τέλος της μέτρησης

Η μέθοδος των διαπερατόμετρων δεν δίνει την πραγματική τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας. Αυτό γιατί είναι αδύνατο να πάρουμε εντελώς αδιατάρακτα δείγματα, με αποτέλεσμα την αλλαγή του πορώδους, της δομής και του προσανατολισμού των κόκκων του διαταραγμένου δείγματος, το οποίο με τη σειρά του τροποποιεί την υδραυλική αγωγιμότητα του πορώδους μέσου. Ακόμη πρέπει να προστεθεί ότι λόγω της ανομοιογένειας των υδροφόρων, δείγματα από διάφορα βάθη και θέσεις δίνουν πολλές φορές της υδραυλικής αγωγιμότητας που έχουν διαφορετική τάξη μεγέθους.

## 4.3 ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ ΚΟΡΕΣΜΕΝΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΣΤΟΝ ΑΓΡΟ

### 4.3.1 Μέτρηση για την περίπτωση υπάρξεως ελεύθερης επιφάνειας

Για την περίπτωση που υπάρχει ελεύθερη επιφάνεια (υπόγειος ορίζοντας) ανοίγουμε μια οπή στο έδαφος με κυκλική διατομή με την βοήθεια ενός Auger, γι' αυτό και η μέθοδος καλείται Auger – hole method. Στη συνέχεια αντλούμε το νερό από την οπή και αφήνουμε ένα χρονικό διάστημα  $\Delta t$ , ούτως ώστε η στάθμη του νερού να ανέβει κατά  $\Delta h$ . Η παροχή Q είναι ίση προς

$$Q = \pi * r^2 * \Delta h / \Delta t \quad (2.3)$$

Η παροχή όμως αυτή μπορεί να βρεθεί και από τον νόμο του Darcy

$$Q = K * i * A \quad (2.4)$$

όπου A είναι η πλευρική επιφάνεια ίση με  $A = 2\pi * x * h$  και  $i = dh / dx$ .

Επομένως η παροχή γράφεται:

$$Q = K * dh / dx * 2\pi * x * h \quad (2.5)$$

Θεωρούμε τώρα ότι στο χρονικό διάστημα  $\Delta t$  η παροχή Q είναι σταθερή οπότε η προηγούμενη σχέση γράφεται:

$$Q * dx / x = 2\pi * K * dh \quad (2.6)$$

ή αφού ολοκληρώσουμε μεταξύ r και x παίρνουμε:

$$Q \ln(x/r) = \pi * K * (h^2 - h_0^2) \quad (2.7)$$

Άλλα μια ορισμένη απόσταση R και h είναι ίσο με (H + S) και η παραπάνω εξίσωση γίνεται:

$$Q = \pi * K * [(H+S)^2 - h_0^2] / \ln(R/r) \quad (2.8)$$

Από τις σχέσεις (2.3) και (2.8) παίρνουμε:

$$K = \{ r^2 \ln(R/r) / (H + S)^2 - h_o^2 \} * \Delta h / \Delta t$$

Οι Hooghout και Ernst ανέπτυξαν παρόμοιες μεθόδους υπολογισμού του  $K$  και κατέληξαν στους ακόλουθους τύπους:

Τύπος Hooghout:

$$K = [2,3r * S / (2H + r)] \log_{10}(h_1 / h_2) \quad S = (r * H / 0.19)$$

Τύπος του Ernst:

$$K = C (\Delta h / \Delta t) \quad C = [4000 / (20 + H/r) * (2 - h/H)] * r/h$$

Η τιμή της συνάρτησης

$$C = f(H, h, r, s)$$

δίνεται από νομογραφήματα σύμφωνα με την μέθοδο του Ernst.

#### **4.3.2 Μέτρηση για την περίπτωση που ο υπόγειος ορίζοντας είναι πολύ κατεβασμένος**

Στην περίπτωση αυτή χρησιμοποιούμε τη μέθοδο Shallow Well Pump – in Test.

Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή ανοίγουμε μια οπή στο ακόρεστο έδαφος με διάμετρο 2 r. Στη συνέχεια ρίχνουμε νερό μέσα στην οπή μέχρι ένα ορισμένο ύψος h που προσπαθούμε να το διατηρήσουμε σταθερό. Αυτό γίνεται με τη βοήθεια ενός πλωτήρα που μας ειδοποιεί όταν πέφτει ή ανεβαίνει η στάθμη και έτσι αναγκαζόμαστε να αυξήσουμε ή να ελαττώσουμε την παροχή. Ένα από τα μειονεκτήματα της μεθόδου αυτής είναι ότι είμαστε υποχρεωμένοι να διατηρήσουμε το τεστ από 2 – 6 ημέρες μέχρις ότου σταθεροποιηθεί η παροχή.

- $T_u \geq 3 h$

$$K = 720 \{ \ln[ h / r + \sqrt{ ( h / r )^2 - 1 } ] - 1 \} * Q / 2\pi * h^2$$

- $3h > T_u \geq h$  ( 2.12 )

$$K = 720 \{ 3 * \ln[ h / r ] * Q \} / \pi * h * ( h + 2 T_u )$$

#### **4.3.3 Μέθοδος του προσδιορισμού της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας με το διαπερατόμετρο Guelph .**

Το διαπερατόμετρο Guelph είναι ένα διαπερατόμετρο σταθερού φορτίου που εφαρμόζεται σε ένα φρεάτιο που ανοίγεται στο έδαφος και μετράει το σταθερό ροής του νερού από το όργανο στο έδαφος όταν η στάθμη του νερού στο φρεάτιο διατηρείται σταθερή. Στο κεφάλαιο 3 δίνεται η περιγραφή του οργάνου, η αρχή λειτουργίας του και ο τρόπος υπολογισμού της υδραυλικής αγωγιμότητας με αυτό.

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5**

### **ΜΕΘΟΔΟΣ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΚΟΡΕΣΜΕΝΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΟ ΔΙΑΠΕΡΑΤΟΜΕΤΡΟ GUELPH**

**Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΑΥΤΗ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΕ ΣΤΗΝ ΠΑΡΟΥΣΑ ΕΡΓΑΣΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ ΣΤΟΝ ΑΓΡΟ**

#### **5.1 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΟΡΓΑΝΟΥ**

Το διαπερατόμετρο σταθερού φορτίου, που εφαρμόζεται σε ένα φρεάτιο που ανοίγεται στο έδαφος και μετράει τον σταθερό ρυθμό ροής του νερού από το όργανο στο έδαφος όταν η στάθμη του νερού στο φρεάτιο διατηρείται σταθερή.

Η συσκευή Guelph permeameter στηρίζεται στην αρχή της λειτουργίας Mariotte. Αποτελείται από δύο ομόκεντρους σωλήνες που πληρούνται και οι δύο ή μόνο ο ένας με νερό, όταν οι μετρήσεις γίνονται σε ελαφρύ ή σε βαρύ έδαφος αντίστοιχα. Ένας άλλος σωλήνας με μικρή διάμετρο στο κέντρο χρησιμεύει για να εισέρχεται ατμοσφαιρικός αέρας. Μια βάνα στο πέρας των δύο ομοκέντρων κυλίνδρων ρυθμίζει την εκροή του νερού προς την οπή του εδάφους, επιτρέποντας είτε την ταυτόχρονη εκροή των δύο σωλήνων (ελαφρύ έδαφος) είτε την εκροή του εσωτερικού σωλήνα (βαρύ έδαφος). Η στάθμη του νερού Η διατηρείται σταθερή, γιατί το σημείο Α βρίσκεται συνεχώς σε επικοινωνία με τον ατμοσφαιρικό αέρα και έτσι, ανεξάρτητα από την στάθμη του νερού στην δεξαμενή της συσκευής που κατέρχεται συνεχώς, στο σημείο Α επικρατεί η ατμοσφαιρική πίεση  $P_0$ .

Η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού του αγρού (field saturated hydraulic conductivity)  $K_{fs}$  είναι μικρότερη από την αντίστοιχη  $K_s$  που

μετριέται στο εργαστήριο σε αδιατάρακτο δείγμα εδάφους, το οποίο έχει κορεστεί με τεχνητές συνθήκες. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι στην πρώτη περίπτωση (αγρός) εγκλωβίζεται αέρας κατά την διήθηση του νερού στο έδαφος (βροχή, άρδευση). Για το λόγο αυτό, η μέτρηση της  $K_{fs}$  απευθείας στο χωράφι είναι περισσότερο αντιπροσωπευτική. Η αρχή της μέτρησης της  $K_{fs}$  με την συσκευή Guelph permeameter βασίζεται στη θεωρία που ανέπτυξαν οι Reynolds et al. και τροποποίησαν και βελτίωσαν στη συνέχεια. Σύμφωνα με τη θεωρία αυτή, η υδραυλική αγωγιμότητα του κορεσμένου εδάφους  $K_{fs}$  στο ύπαιθρο υπολογίζεται από την σχέση:

$$Q_s = (2 \pi H^2 K_{fs} / C) + \pi \alpha^2 K_{fs} + (2 \pi H \varphi_m / C) \quad (3.1)$$

όπου  $Q_s$  είναι η απαιτούμενη σταθερή παροχή νερού για να διατηρηθεί ένα σταθερό βάθος νερού  $H$  στην οπή,  $\alpha$  είναι η ακτίνα της οπής και  $C$  είναι ο αδιάστατος συντελεστής που εξαρτάται από τον λόγο  $H/\alpha$ .

Το μητρώο δυναμικό της ροής  $\varphi_m$  (δυναμικό Kirchhoff) στην εξίσωση (3.1) δίνεται από την γνωστή εξίσωση του Gardner:

$$\varphi_m = \int_{\psi_i}^0 K(\psi) d\psi \quad \psi_i \leq \psi \leq 0 \quad (3.2)$$

όπου  $\psi$  είναι η αρνητική πίεση του νερού των πόρων και  $\psi_i$  είναι η πίεση που αντιστοιχεί στην αρχική υγρασία του εδάφους. Για να προσδιοριστούν η  $K_{fs}$  και η  $\varphi_m$  λύνονται συγχρόνως οι εξισώσεις (3.1) και (3.2).

Από την κατασκευάστρια εταιρία του Guelph permeameter (Soil Moisture) δίνονται:

- Για ελαφρύ έδαφος

$$K_{fs} = 0,0041 \cdot X \cdot R_2 - 0,00540 \cdot X \cdot R_1$$

$$\varphi_m = 0,0572 \cdot X \cdot R_1 - 0,0237 \cdot X \cdot R_2$$

- Για βαρύ έδαφος

$$K_{fs} = 0,0041.Y.R_2 - 0,00540.Y.R_1$$

$$\varphi_m = 0,0572.Y.R_1 - 0,0237.Y.R_2$$

όπου  $R_1$  και  $R_2$  είναι οι σταθερές μεταβολές των πτώσεων της στάθμης του νερού της δεξαμενής της συσκευής σε cm/s για  $H_1 = 5$  cm και  $H_2 = 10$  cm αντιστοίχως, X και Y είναι σταθερές της δεξαμενής σε  $\text{cm}^2$ , οι οποίες είναι ίσες με 35,39 και 2,14 αντιστοίχως,  $\varphi_m$  είναι το μητρώο δυναμικό σε  $\text{cm}^2/\text{s}$  και  $K_{fs}$  είναι η υδραυλική αγωγιμότητα του κορεσμένου εδάφους σε cm/s.

To Guelph Permeameter είναι όργανο διαιρεμένο σε τέσσερα βασικά τμήματα για εύκολη αποθήκευση και δυνατότητα μεταφοράς.

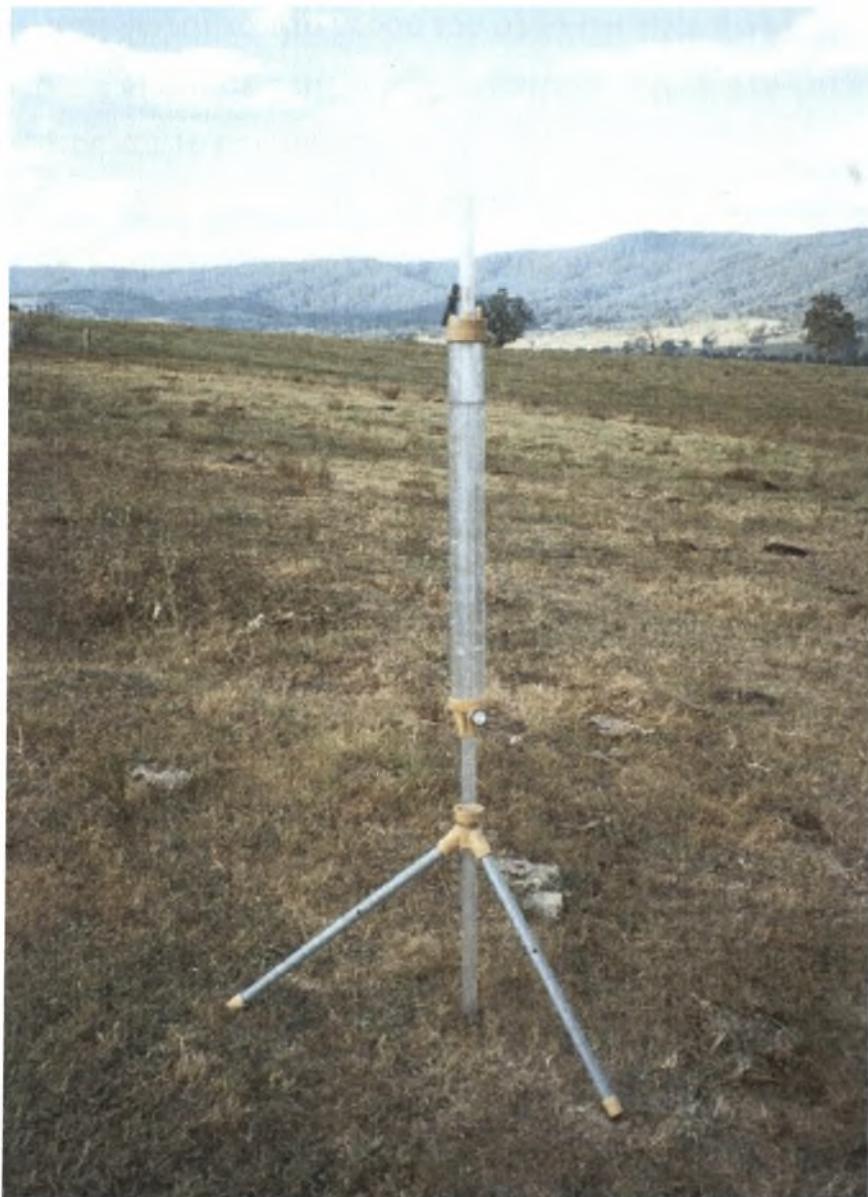
Τα τέσσερα αυτά τμήματα είναι:

- \* Tripod Assembly (συναρμολογούμενος τρίποδας)
- \* Support Tube and Lower Air Tube Fittings (Σωλήνας υποστήριξης και εξαρτήματα του κάτω αεροσωλήνα).
- \* Reservoir Assembly (Συναρμολογούμενο ρεζερβουάρ)
- \* Well Head Scale and Upper Air Tube Fittings (κλίμακα φορτίου της Well και εξαρτήματα του άνω αεροσωλήνα).

Πρόσθετα βιοηθητικά εργαλεία περιλαμβάνονται για να εφοδιάσουν ένα πλήρες αυτοδιαιρούμενο και αυτοπεριεχόμενο KIT που να μπορεί να μεταφέρεται εύκολα σαν αποσκευή για να γίνονται καταμετρήσεις στον αγρό σε όλα τα εδάφη.

Όπως φαίνεται στο σχήμα 3.1, το όργανο αποτελείται από έναν εσωτερικό σωλήνα στον οποίο υπάρχει νερό, που διοχετεύεται στο φρεάτιο. Μέσα σ' αυτόν υπάρχει άλλος λεπτός σωλήνας εισόδου του αέρα. Και οι δύο σωλήνες περικλείονται από τον εξωτερικό σωλήνα, ο

οποίος στο κάτω μέρος του φέρει βαλβίδα και στο πάνω πώμα για να κλίνει αεροστεγώς. Με τη βαλβίδα ρυθμίζεται αν θα πέφτει νερό στο φρεάτιο μόνο από τον εσωτερικό σωλήνα νερού ή και από τους δυο. Αυτό εξαρτάται από τον τύπο του εδάφους. Κάτω από την βαλβίδα είναι ο σωλήνας στήριξης ο οποίος καταλήγει σε πυκνό σύστημα οπών για να φεύγει το νερό προς το φρεάτιο. Το όλο σύστημα στηρίζεται σε τρίποδα που βρίσκεται στο στόμιο του φρεατίου.

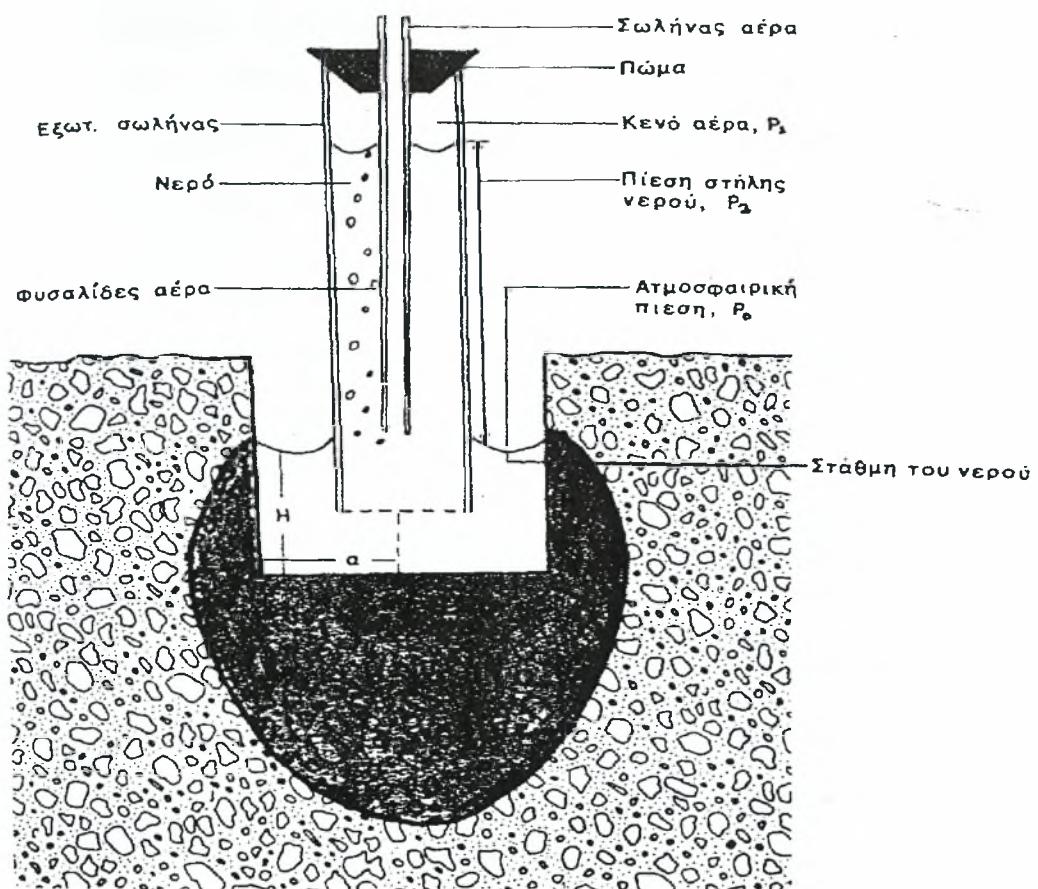


**ΣΧΗΜΑ 3.1.** Το διαπερατόμετρο *Guelph*

## Λειτουργικά χαρακτηριστικά της μονάδας:

- \* Η κοπτική διάμετρο του εδαφολύπτη είναι 6 cm.
- \* Το υδραυλικό ύψος νερού που μπορεί να δοθεί στο φρεάτιο είναι από 2.5 cm έως 25 cm.
- \* Τα όρια της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι από  $10^{-4}$  έως  $10^{-8}$  m/sec ή  $10^{-2}$  έως  $10^{-6}$  cm/sec.
- \* Η χωρητικότητα του αναδιπλούμενου δοχείου νερού είναι 3.79 lit.
- \* Η μέγιστη χωρητικότητα νερού του οργάνου είναι 3.18 lit.
- \* Οι εξωτερικές διαστάσεις της θήκης μεταφοράς έχουν 118 cm μήκος, 37 cm πλάτος και 15 cm βάθος.
- \* Το βάρος της εξωτερικής θήκης μεταφοράς είναι 14 Kgr.
- \* Τα όρια του βάθους μέσα στα οποία μπορούμε να κάνουμε μέτρηση είναι 15 έως 75 cm. (Με επεκτεινόμενους σωλήνες οι διαστάσεις βάθους μπορούν να αυξηθούν).

Η λειτουργία του οργάνου βασίζεται στην αρχή του σιφωνίου του Mariotte (Σχ. 3.2). Όταν το περατόμετρο αρχίζει να λειτουργεί το άθροισμα της πίεσης  $P_1$  του αέρα πάνω από το νερό και της πίεσης  $P_2$  της στήλης του νερού είναι ίσο με την ατμοσφαιρική πίεση  $P_0$  που ασκείται στην επιφάνεια του νερού στο φρεάτιο όπως φαίνεται στο σχήμα 3.1. Επικρατεί δηλαδή ισορροπία. Καθώς κατεβαίνει το νερό μέσα στο σωλήνα και βγαίνει στο φρεάτιο διαταράσσεται η ισορροπία γιατί το άθροισμα των πιέσεων  $P_1+P_2$  γίνεται μικρότερο της ατμοσφαιρικής με αποτέλεσμα την πτώση της στάθμης του νερού στο φρεάτιο. Αυτό όμως δεν συμβαίνει γιατί από το σωλήνα αέρα, όπου η πίεση είναι ίση με την ατμοσφαιρική, μπαίνει αέρας μέσα στο σωλήνα νερού που με τη μορφή φυσαλίδων ανεβαίνει στο κενό αέρα αυξάνοντας την πίεση  $P_1$  και αποκαθιστώντας την ισορροπία.



**ΣΧΗΜΑ 3.2.** Η αρχή λειτουργίας του οργάνου

Όταν επικρατεί ένα σταθερό ύψος νερού στο φρεάτιο, γύρω από αυτό δημιουργείται ένα τμήμα κορεσμένου εδάφους που το μέτωπο διαβροχής επεκτείνεται σταδιακά, αλλά έχει συγκεκριμένο σχήμα. Το σχήμα εξαρτάται από τον τύπο του εδάφους την ακτίνα του φρεατίου και το ύψος του νερού. (Reynolds and Elrick, 1986).

Το σχήμα αυτό του μετώπου διαβροχής περιγράφεται μαθηματικά από τη σταθερά C (Reynolds and Elrick, 1986). Μετά από κάποιο χρόνο τη λειτουργίας του οργάνου αποκαθίσταται ένας σταθερός ρυθμός ροής του νερού, ο οποίος μπορεί να μετρηθεί. Η μέτρηση γίνεται με τη βοήθεια κλίμακας που διαθέτει το όργανο στο πάνω τμήμα του εξωτερικού σωλήνα.

Κατά τη χρήση περατομέτρων στο έδαφος εμφανίζονται ορισμένα φαινόμενα τα οποία έχουν σαν αποτέλεσμα την μείωση της μετρούμενης υδραυλικής αγωγιμότητας (Reynolds and Elrick, 1985 και Σούλιος, 1981). Τέτοια φαινόμενα είναι:

- Η ύπαρξη εγκλωβισμένου αέρα μέσα στο έδαφος.
- Η συνίζηση του εδάφους κατά την οποία μειώνεται το ολικό πορώδες.
- Η διαγένεση κατά την οποία έχουμε συσσωμάτωση των χαλαρών υλικών.
- Η ιλύωση, που συνίσταται στην απόθεση λεπτού υλικού μέσα στα κενά του πορώδους μέσου.

Τα δύο τελευταία φαινόμενα εμφανίζονται κυρίως σε γεωλογικές αποθέσεις.

Με το διαπερατόμετρο Guelph μπορούμε με την ίδια μέτρηση να υπολογίσουμε ταυτόχρονα την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα, το δυναμικό ροής, την απορροφητικότητα του εδάφους και την παράμετρο α της εξίσωσης Bresler.

Η αρχή της μέτρησης της  $K_{fs}$  με τη συσκευή Guelph permeameter βασίζεται στη θεωρία που ανέπτυξαν οι Reynolds et al. (1983), και την τροποποίησαν και βελτίωσαν στη συνέχεια οι Reynolds et al. (1985). Σύμφωνα με τη θεωρία αυτή, η υδραυλική αγωγιμότητα του κορεσμένου εδάφους  $K_{fs}$  στο ύπαιθρο υπολογίζεται από τη σχέση:

$$Q_s = \frac{2\pi H^2}{C} K_{fs} + \pi a^2 K_{fs} + \frac{2\pi H}{C} \varphi_m$$

όπου  $Q_s$ =η απαιτούμενη σταθερή παροχή νερού για να διατηρηθεί ένα σταθερό βάθος νερού  $H$  στην οπή,  $a$ =η ακτίνα της οπής και  $C$ =αδιάστατος συντελεστής που εξαρτιέται από το λόγο  $H/a$ .

Το δυναμικό της ροής  $\varphi_m$  στην εξίσωση (1) δίνεται από τη γνωστή εξίσωση του Gardner (1985):

$$\varphi_m = \int_{\psi}^0 K(\psi) d\psi, \quad i \leq \psi \leq 0$$

όπου  $\psi$  είναι η αρνητική πίεση του νερού των πόρων.

Για να προσδιοριστούν η  $K_{fs}$  και η  $\varphi_m$  λύνονται συγχρόνως οι εξισώσεις (1) και (2) (Reynolds and Elrick, 1985).

Από τη κατασκευάστρια εταιρεία του Guelph permeameter (Soil Moisture) οι εξισώσεις (1) και (2) δίνονται:

α) Για ελαφρύ έδαφος

$$K_{fs}=0.0041.X.R_2 - 0.0054.X.R_1,$$

$$\varphi_m=0.0572.X.R_1 - 0.0237.X.R_2,$$

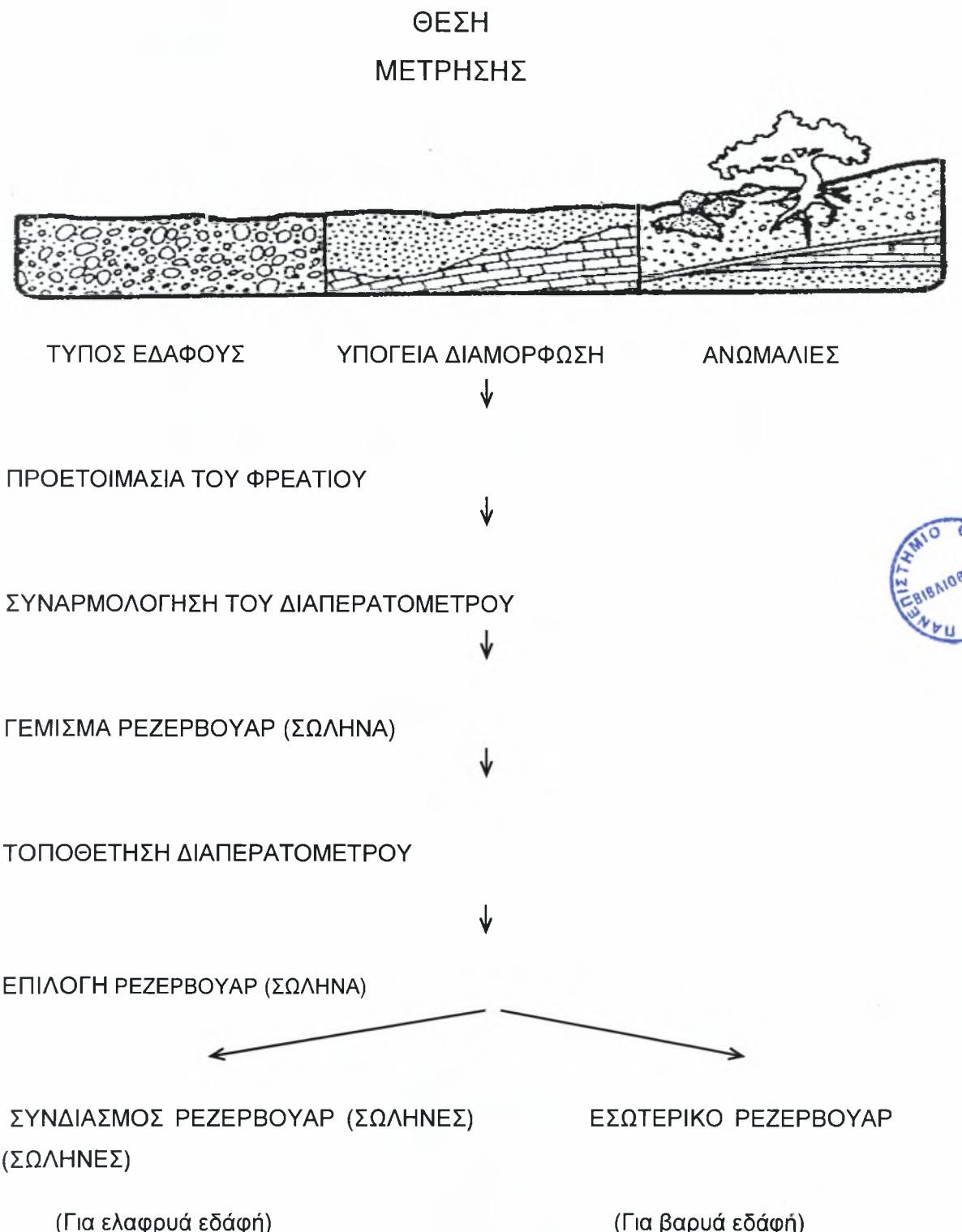
β) Για βαρύ έδαφος

$$K_{fs}=0.0041.Y.R_2 - 0.0054.Y.R_1,$$

$$\varphi_m=0.0572.Y.R_1 - 0.0237.Y.R_2,$$

όπου  $R_1$  και  $R_2$  είναι οι σταθερές μεταβολές των πτώσεων της στάθμης του νερού της δεξαμενής της συσκευής σε cm/sec για  $H_1=5$  cm και  $H_2=10$  cm αντιστοίχως, X, Y είναι σταθερές της δεξαμενής σε  $cm^2$ ,  $\varphi_m$  είναι το δυναμικό ροής σε  $cm^2/sec$  και  $K_{fs}$  είναι η υδραυλική αγωγιμότητα του κορεσμένου εδάφους σε cm/sec.

**5.1.1 Τυποποιημένη διαδικασία που ακολουθείται για μέτρηση στον αγρό με το διαπερατόμετρο Guelph.**



Υδραυλικό ύψος 5cm, καθορισμός  $R_1$ .  
καθορισμός  $R_1$ .

Υδραυλικό ύψος 5cm,  
καθορισμός  $R_1$ .

Υδραυλικό ύψος 10cm, καθορισμός  $R_2$ .  
καθορισμός  $R_2$ .

Υδραυλικό ύψος 10cm,

Υπολογισμοί

Υπολογισμοί

## 5.2 ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ Kfs (ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ ΚΟΡΕΣΜΟΥ ΣΤΟΝ ΑΓΡΟ)

Το περατόμετρο Guelph μετράει την σταθερή παροχή Q μόνιμης κατάστασης που απαιτείται για να διατηρήσει ένα σταθερό βάθος νερού σε ένα ορισμένο κυλινδρικό φρεάτιο του οποίου ο πυθμένας βρίσκεται πάνω από την υπόγεια στάθμη. Ο σωλήνας εισόδου του αέρα διατηρεί κενό επάνω από το νερό εντός του διαπερατόμετρου, έτσι ώστε το νερό να ρέει εκτός του οργάνου με την παροχή που απαιτείται για να διατηρείται το νερό μέσα στο πηγάδι στο ίδιο επίπεδο με το κάτω άκρο του σωλήνα εισόδου του αέρα.

Με αυτό το σύστημα, η παροχή που εισέρχεται στο πηγάδι δίδεται μετρώντας το ύψος του νερού που βγαίνει από το όργανο και συνεπώς από το πηγάδι προς το έδαφος, γενικά συγκλίνει σε μια σταθερή τιμή Q, εντός μικρού χρονικού διαστήματος 5 έως 60 min.

Την πτώση της στάθμης του νερού την μετράμε σε cm ανά 5 min, με αυτές τις τιμές συμπληρώνεται ο πίνακας. Παράδειγμα ενός τέτοιου πίνακα είναι ο πίνακας 3.1



ΠΙΝΑΚΑΣ 3.1

A/A	ΩΡΑ (min)	ΜΕΣΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ ΧΡΟΝΟΥ (min)	ΣΤΑΘΜΗ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟΝ ΣΩΛΗΝΑ	ΔΙΑΦΟΡΑ ΣΤΑΘΜΗΣ ΝΕΡΟΥ (cm/min)	ΡΥΘΜΟΣ ΑΛΛΑΓΗΣ ΕΠΙΠΕΔΟΥ ΝΕΡΟΥ (cm/min)
1	5	5	8	0	0
2	10	5	8.5	0.5	0.1
3	15	5	8.9	0.4	0.08
4	20	5	9.3	0.4	0.08
5	25	5	9.6	0.3	0.06
6	30	5	10	0.4	0.08
7	35	5	10.5	0.5	0.1
8	40	5	10.9	0.4	0.08
9	45	5	11.3	0.4	0.08
10	50	5	11.7	0.4	0.08

Ο ρυθμός αλλαγής στάθμης νερού είναι το  $\bar{R} = 0.08 \text{ cm/min}$ .

Το περατόμετρο Guelph αποτελείται από δύο διαφανείς σωλήνες τοποθετημένους τον ένα εντός του άλλου. Όταν πρόκειται να μετρηθεί η αγωγιμότητα σε βαριά εδάφη τότε γεμίζει ο εσωτερικός σωλήνας μόνο, ενώ όταν γίνονται μετρήσεις σε ελαφρά εδάφη γεμίζονται με νερό και οι δύο σωλήνες.

Για να προσδιορισθεί η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού Kfs, μετράμε στο ίδιο φρεάτιο την παροχή για σταθερό ύψος στάθμης νερού 5 cm και στην συνέχεια για σταθερό ύψος στάθμης νερού 10 cm και χρησιμοποιούνται οι κάτωθι εξισώσεις:

α) Όταν χρησιμοποιούνται και οι δύο σωλήνες:

$$Kfs = (0.0041)(X)(R_2) - (0.0054)(X)(R_1)$$

$$\varphi_m = (0.0572)(X)(R_1) - (0.0237)(X)(R_2)$$

X = Σταθερά οργάνου, όταν χρησιμοποιούνται και οι δύο σωλήνες  
(δίδεται από τον κατασκευαστή X = 35.27 cm<sup>2</sup>)

R<sub>2</sub> = Η πτώση του νερού μέσα στο διαπερατόμετρο σε cm/sec για σταθερό ύψος στάθμης νερού στο φρεάτιο ίσο με 10 cm.

R<sub>1</sub> = Η πτώση του νερού μέσα στο διαπερατόμετρο σε cm/sec για σταθερό ύψος στάθμης νερού στο φρεάτιο ίσο με 5 cm.

β) Όταν χρησιμοποιείται ο εσωτερικός σωλήνας:

$$Kfs = (0.0041)(Y)(R_4) - (0.0054)(Y)(R_2)$$

$$\varphi_m = (0.0572)(Y)(R_1) - (0.0237)(Y)(R_2)$$

Y = Σταθερά του οργάνου όταν χρησιμοποιείται μόνο ο εσωτερικός σωλήνας (δίδεται από τον κατασκευαστή Y = 2.22 cm<sup>2</sup>).

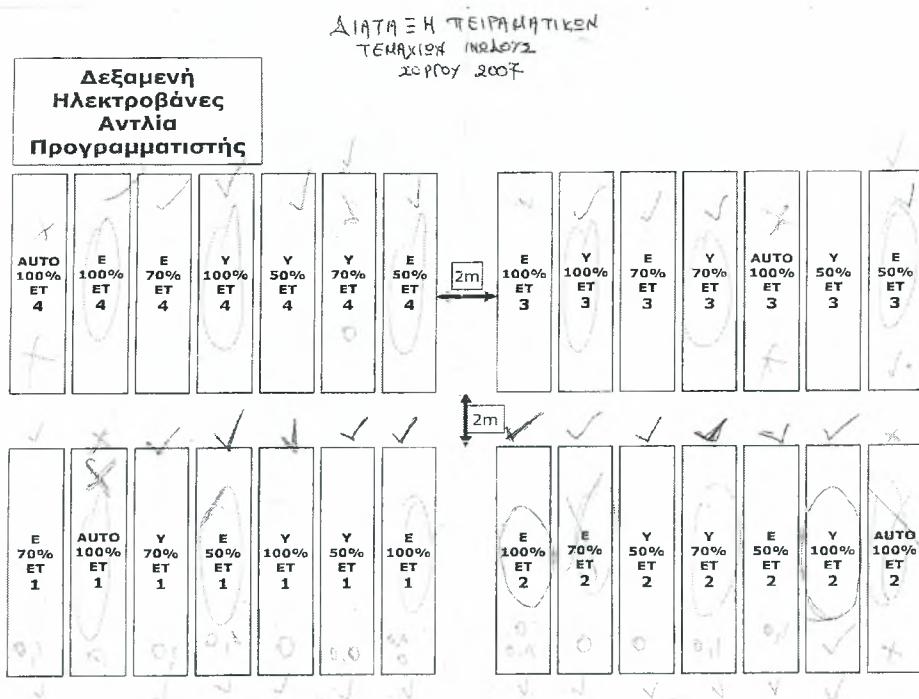
# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

## ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

### 6.1 ΓΕΝΙΚΑ

Για το πειραματικό μέρος της παρούσας εργασίας επιλέχθηκε αγρός στο αγρόκτημα του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας στην περιοχή του Βελεστίνου. Στο τμήμα αυτό του εδάφους μετρήθηκε επί τόπου η υδραυλική αγωγιμότητα με το περατόμετρο Guelph και πάρθηκαν δείγματα για την ανάλυση του εδάφους και τον προσδιορισμό ορισμένων φυσικών του χαρακτηριστικών. Συνολικά έγιναν 86 επί τόπου μετρήσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού και πάρθηκαν δύο δείγματα για εδαφική ανάλυση στο εργαστήριο.

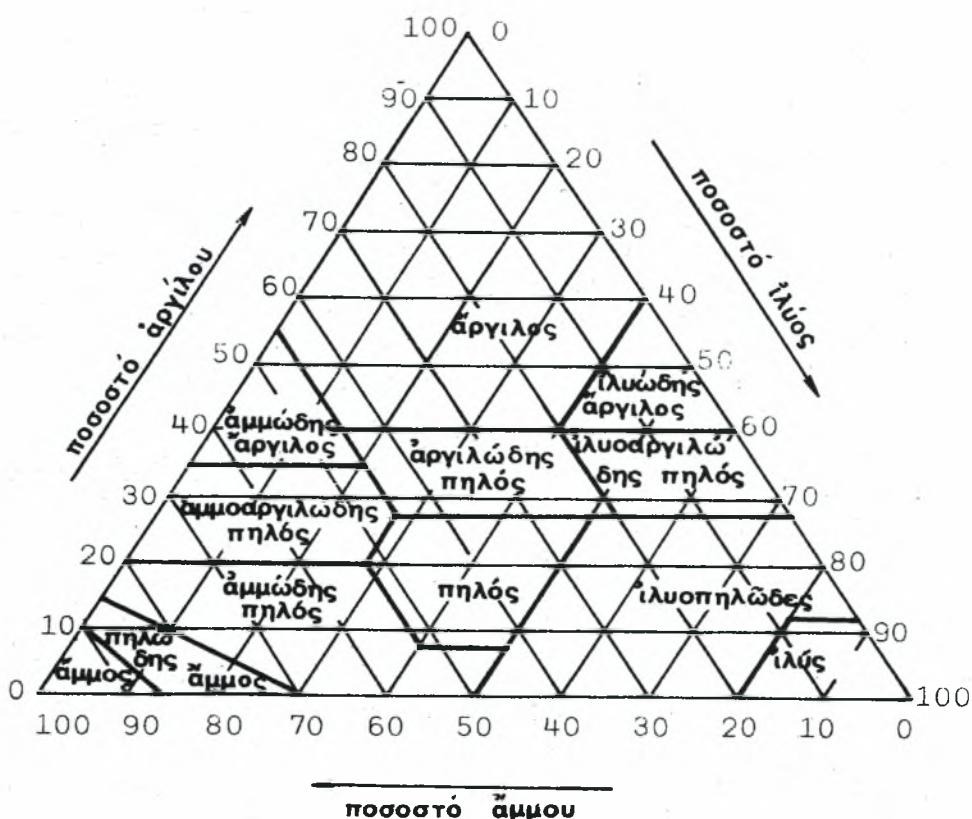
Η μελετηθείσα περιοχή καθώς και οι θέσεις  $T_1$  και  $T_2$  των μετρήσεων της μηχανικής ανάλυσης και των δειγματοληψιών φαίνονται στο σχήμα 4.1



Σχήμα 4.1 Μελετηθείσα περιοχή

## 6.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ

Η μηχανική ανάλυση του εδάφους έγινε στο Ινστιτούτο χαρτογράφησης και ταξινόμησης εδαφών Λάρισας. Τα δείγματα ελήφθησαν πριν από την έναρξη των μετρήσεων στις θέσεις  $T_1$  και  $T_2$  όπως φαίνεται στο σχήμα 4.1 από βάθη 0 - 15 και 15 - 30 cm για να προσδιοριστούν τα εδαφολογικά χαρακτηριστικά του αγρού. Τα αποτελέσματα της ανάλυσης αυτής παρουσιάζονται στον πίνακα 4.1 και εκφράστηκαν ως ποσοστό %. Για την κατάταξη του εδάφους χρησιμοποιήθηκε το τρίγωνο μηχανικής ανάλυσης που φαίνεται στο σχήμα 4.2.



**Σχήμα 4.2.** Τρίγωνο μηχανικής ανάλυσης

**ΠΙΝΑΚΑΣ 4.1** Εδαφολογικά χαρακτηριστικά του πειραματικού αγρού.

**ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ**

Θέση	Βάθος (cm)	CaCO <sub>3</sub> (%)	Άμμος (%)	Ιλύς (%)	Άργιλος (%)	Χαρακτηρισμός	EC*103 (mmhos/cm)	PH H <sub>2</sub> O 1:1
T <sub>1</sub>	0-15	7.04	21	46	33	CL	<3	7.8
T <sub>1</sub>	15-30	10.05	29	36	35	CL	<3	7.9
T <sub>2</sub>	0-15	9.24	19	42	39	SiCL	<3	7.8
T <sub>2</sub>	15-30	10.34	24	35	41	C	<3	7.9

Ο χαρακτηρισμός του εδάφους φαίνεται στον πίνακα 4.1.

Όπου: CL = Αργιλλώδης πηλός

SiCL = Ιλυοαργιλλώδες

C = Άργιλος

## 6.3 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΟ ΠΕΡΑΤΟΜΕΤΡΟ GUELPH

Για την εφαρμογή της μεθόδου του περατόμετρου Guelph στον αγρό ανοίχτηκαν με ένα τρυπάνι εδάφους (εδαφολύπτης), οπές ακτίνας 0.03 m ή διαμέτρου 0.06 m και βάθους 0.3 m.

Μέσα σε κάθε οπή τοποθετήθηκε το περατόμετρο Guelph και στηρίχθηκε με τρίποδα που πατούσε στην επιφάνεια του εδάφους. Διοχετεύθηκε νερό στην οπή, του οποίου η στάθμη διατηρήθηκε σε ένα σταθερό ύψος  $H_1 = 0.05$  m και υπολογίστηκε μια παροχή νερού  $Q_1$ . Στην συνέχεια εφαρμόστηκε ένα άλλο ύψος νερού  $H_2 = 0.10$  m το οποίο έδωσε μια νέα παροχή  $Q_2$ . Ο υπολογισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού  $K_{fs}$  από τις παροχές  $Q_1$  και  $Q_2$  έγινε όπως περιγράφεται στο κεφάλαιο 3.2 και εκφράστηκε σε m/sec.

Ακόμα υπολογίσαμε το μέσο όρο και την τυπική απόκλιση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού  $K_{fs}$ . M.O =  $2.93 \cdot 10^{-4}$  και S.D =  $3.47 \cdot 10^{-4}$

$Y_{100\%} ET_4$

ΧΡΟΝΟΣ	ΣΤΑΘΜΗ	ΔΙΑΦΟΡΑ
15:14	15,8	0,1
15:17	15,9	0,1
15:20	16	0,1
15:23	16,1	
15:23	16,1	0,1
15:26	16,2	0,1
15:29	16,3	0,1
15:32	16,4	

$E_{70\%} ET_4$

ΧΡΟΝΟΣ	ΣΤΑΘΜΗ	ΔΙΑΦΟΡΑ
15:41	16,7	
15:44	16,8	0,1
15:47	16,9	0,1
15:50	17	0,1
15:50	17	0,1
15:53	17,1	0,1
15:56	17,2	0,1
15:59	17,3	

Υ70% ET4

ΧΡΟΝΟΣ	ΣΤΑΘΜΗ	ΔΙΑΦΟΡΑ
14:02	16,2	
14:05	16,2	0
14:08	16,2	0
14:11	16,2	0
14:11	16,3	0
14:14	16,3	0
14:17	16,3	0
14:20	16,3	

Ε50% ET4

ΧΡΟΝΟΣ	ΣΤΑΘΜΗ	ΔΙΑΦΟΡΑ
13:35	18,7	
13:38	18,8	0,1
13:41	18,9	0,1
13:44	19	0,1
13:44	19	0,1
13:47	19,1	0,1
13:50	19,2	0,1
13:53	19,3	

E100% ET3

ΧΡΟΝΟΣ	ΣΤΑΘΜΗ	ΔΙΑΦΟΡΑ
13:10	14,8	
13:13	14,9	0,1
13:16	15	0,1
13:19	15,1	0,1
13:19	15,1	0,1
13:22	15,2	0,1
13:25	15,3	0,1
13:28	15,4	

E70% ET3

ΧΡΟΝΟΣ	ΣΤΑΘΜΗ	ΔΙΑΦΟΡΑ
12:40	16,1	
12:43	16,1	0
12:46	16,1	0
12:49	16,1	0
12:49	16,1	0
12:52	16,1	0
12:55	16,1	0
12:58	16,1	

E100% ET4

ΧΡΟΝΟΣ	ΣΤΑΘΜΗ	ΔΙΑΦΟΡΑ
16:07	17,2	
16:10	17,3	0,1
16:13	17,4	0,1
16:16	17,5	0,1
16:16	17,5	0,1
16:19	17,6	0,1
16:22	17,7	0,1
16:25	17,8	

Υ50% ET4

ΧΡΟΝΟΣ	ΣΤΑΘΜΗ	ΔΙΑΦΟΡΑ
14:34	16,5	
14:34	16,5	0
14:34	16,5	0
14:34	16,5	0
14:34	16,5	0
14:34	16,5	0
14:34	16,5	0
14:34	16,5	

## Ε50% ΕΤ3

ΧΡΟΝΟΣ	ΣΤΑΘΜΗ	ΔΙΑΦΟΡΑ
10:25	21,6	
10:28	21,7	0,1
10:31	21,8	0,1
10:34	21,9	0,1
10:37	21,9	0,1
10:43	22	0,1
10:46	22,1	0
10:49	22,1	0,8
10:52	22,9	0,9
10:55	23,8	0,8
10:58	24,6	1
11:01	25,6	1
11:04	26,6	0,7
11:07	26,7	1,7
11:10	28,4	1,3
11:13	29,7	1
11:16	30,7	1,2
11:19	31,9	1
11:22	32,9	1
10:25	33,9	1
10:28	34,9	

Υ100% ΕΤ3

ΧΡΟΝΟΣ	ΣΤΑΘΜΗ	ΔΙΑΦΟΡΑ
13:50	14,6	
13:53	14,7	0,1
13:56	14,7	0
13:59	14,8	0,1
14:02	14,8	0
14:05	14,9	0,1
14:08	15	0,1
14:11	15	0
14:14	15	0
14:17	15	0
14:21	15,9	0
14:24	15,9	0
14:27	15,9	0
14:30	18,9	

Υ70% ΕΤ3

ΧΡΟΝΟΣ	ΣΤΑΘΜΗ	ΔΙΑΦΟΡΑ
13:23	16	
13:26	16	0

13:29	16	0
13:32	16	0
13:32	16,1	0
13:35	16,1	0
13:38	16,1	0
13:42	16,1	

Υ50% ΕΤ3

ΧΡΟΝΟΣ	ΣΤΑΘΜΗ	ΔΙΑΦΟΡΑ
16:31	14	
16:31	14,1	0,1
16:31	14,2	0,1
16:31	14,3	0,1
16:31	14,3	0,1
16:31	14,4	0,1
16:31	14,5	0,1
16:31	14,6	

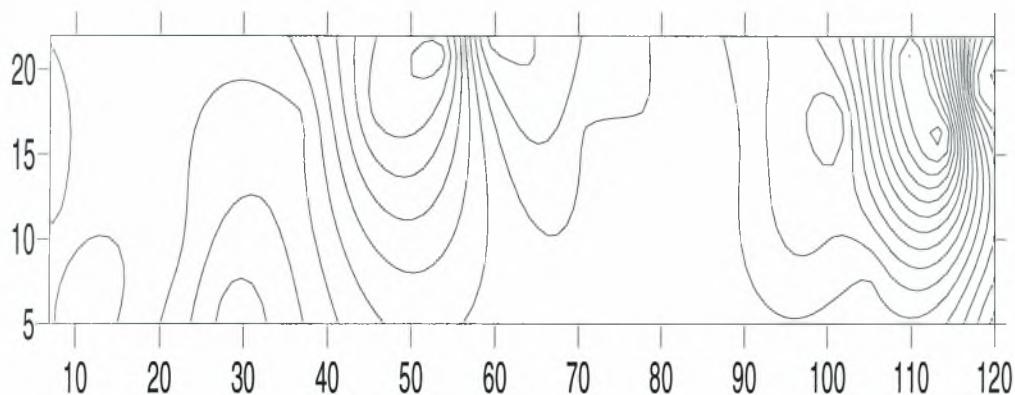
## Στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων των μετρήσεων

Στον πίνακα 1 βλέπουμε τον μέσο όρο, το μέγιστο και το ελάχιστο των μετρήσεών μας.

### ΠΙΝΑΚΑΣ 1

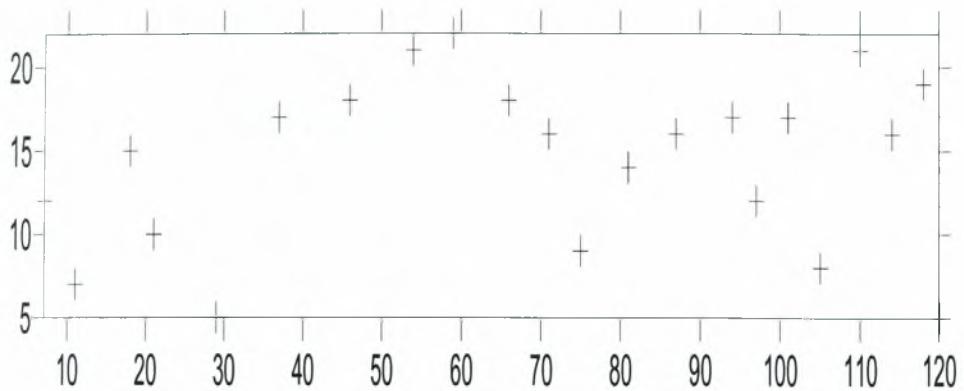
Minimum:	14,6	15	15
Median:	16	16,1	16,1
Maximum:	17,2	19,2	19,2

Στο σχήμα 1 βλέπουμε το διάγραμμα ισοαγωγιμοτήτων.

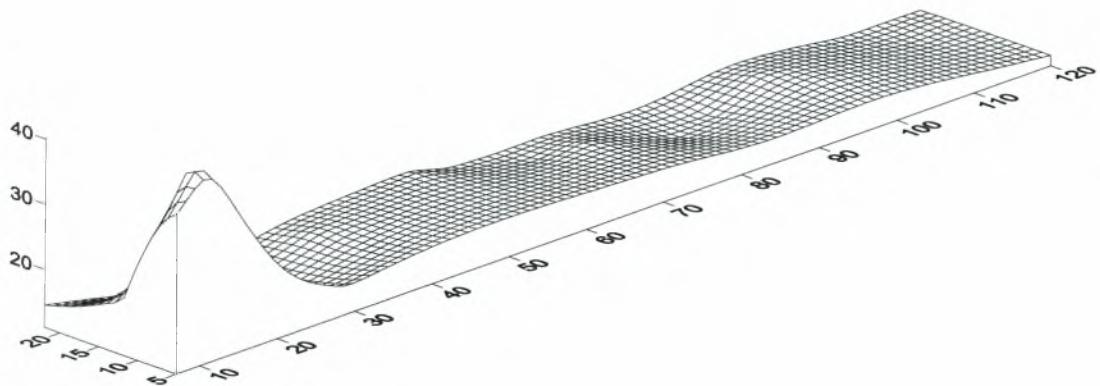


ΣΧΗΜΑ 1. Διάγραμμα ισοαγωγιμοτήτων

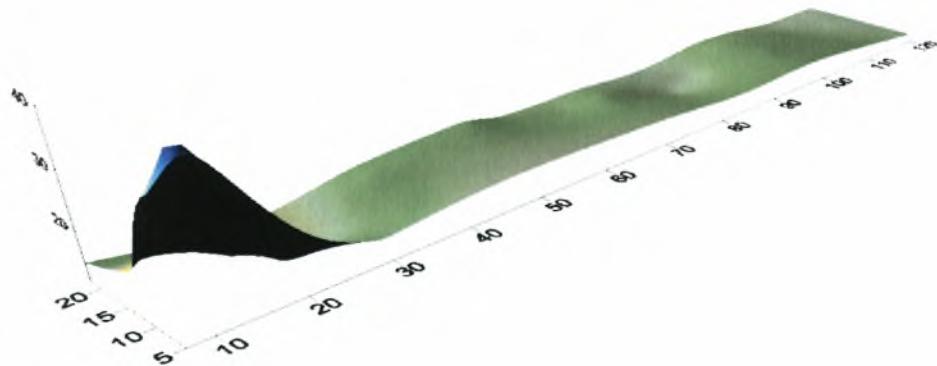
Στο σχήμα 2 βλέπουμε τα σημεία στα οποία μετρήσαμε την υδραυλική αγωγιμότητα στο αγρόκτημα του Βελεστίνου.



ΣΧΗΜΑ 2. Σημεία μέτρησης της υδραυλικής αγωγιμότητας



ΣΧΗΜΑ 3. Ισοαγωγιμότητες σε 3D μορφή



ΣΧΗΜΑ 4. Χάρτης 3D απεικόνισης της περιοχής που διεξήχθη το πείραμα.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

### ΓΕΩΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

#### 7.1 ΘΕΩΡΙΑ ΓΕΩΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗΣ

##### 7.1.1 Γενικότητες

Η Γεωστατιστική μπορεί να εφαρμοστεί στη μελέτη κάπποιου φαινομένου, το οποίο μπορεί να χαρακτηρισθεί ως περιφερειακό φαινόμενο. Η μεταβλητή η οποία χαρακτηρίζει το φαινόμενο ονομάζεται περιφερειακή μεταβλητή και αποτελεί αριθμητική συνάρτηση χώρου που μεταβάλλεται από σημείο σε σημείο με συνεχή τρόπο, χωρίς όμως να μπορεί να αποδοθεί η μεταβλητότητα αυτή με συνηθισμένη, συγκεκριμένη αναλυτική μαθηματική συνάρτηση.

Έστω  $S$  μια περιοχή στην οποία έχει μετρηθεί ένα σύνολο τιμών μιας ιδιότητας  $Z$  ( $x_i$ ),  $i = 1, 2, \dots, n$ , όπου  $x_i$  υποδηλώνει τη θέση που μπορεί να είναι σε μονοδιάστατο χώρο, δισδιάστατο ή μπορεί να δηλώνει χρόνο. Κάθε τιμή  $z(x_i)$  μπορεί να θεωρηθεί σαν ένα απλό ενδεχόμενο της τυχαίας μεταβλητής  $z(x_i)$  στη συγκεκριμένη θέση  $x_i$ . Όταν η τυχαία μεταβλητή  $z(x_i)$  διατρέχει το πεδίο ορισμού της  $S$  δηλαδή  $x_i$  που ανήκει στο  $S$  τότε μιλάμε για περιφερειακή μεταβλητή και το σύνολο  $\{z(x_i), x_i \text{ που ανήκει στο } S\}$  αποτελεί τυχαία συνάρτηση.

Μέχρι τα τέλη του 1960 η ανάλυση των πειραματικών δεδομένων, γινόταν με την υπόθεση ότι οι μετρήσεις ήταν στατιστικά ανεξάρτητες ή ότι η κατανομή των μετρήσεων στο χώρο ήταν τυχαία. Έτσι μπορούσε να χρησιμοποιηθεί η μέθοδος της ανάλυσης της διασποράς και να προσδιοριστούν παράμετροι όπως ο συντελεστής μεταβλητότητας κ.α. πάντα στο πλαίσιο της κλασσικής Στατιστικής. Αυτή η υπόθεση όμως δεν μπορεί να εξασφαλισθεί χωρίς προηγούμενα να ερευνηθεί η πιθανή τοπική συσχέτιση των μετρήσεων.

Για την εκτίμηση και άλλων τιμών της παραμέτρου μεταξύ των ήδη πειραματικά προσδιορισθέντων τιμών ( παρεμβολή ) γίνεται αναγκαία η χρήση Διαγράμματος Ημιδιασποράς.

Το Διαγράμματος Ημιδιασποράς δίνεται από την σχέση:

$$\gamma(x_1, h) = \gamma(0, h) = \gamma(h) = \frac{1}{2} E \{ [z(x_1) - z(x_1 + h)]^2 \}$$

και μπορεί να προσδιοριστεί από τις μετρήσεις με εξίσωση:

$$\gamma^* h = \frac{1}{2} * N h \sum_{1-1}^{Nh} [z(x_1) - z(x_1 + h)]^2$$

όπου  $E$  εκφράζει τον τελεστή της μέσης τιμής και  $N h$  τον αριθμό των ζευγαριών των πειραματικών μετρήσεων  $z(x_1)$ ,  $z(x_1 + h)$ , που απέχουν μεταξύ τους απόσταση  $h$ .

Ο όρος  $2\gamma^* h$  καλείται βαριόγραμμα και είναι η μεταβλητότητα των διαφορών των πειραματικών μετρήσεων ανάμεσα σε  $N h$  αριθμό πειραματικών ζευγαριών.

Το Δ.Η. εξαρτάται τόσο από το μέτρο διανύσματος  $h$  όσο και από τη διεύθυνση του  $h$ . Στην περίπτωση που δεν εξαρτάται από τη διεύθυνση, τότε οι μετρήσεις δείχνουν ότι το πεδίο ορισμού είναι ισότοπο ως προς το μετρούμενο μέγεθος, διαφορετικά είναι ανισότροπο και ως εκ τούτου οι διαφορετικές κατευθύνσεις θα πρέπει να λαμβάνονται ξεχωριστά υπόψη προκειμένου να εκτιμήσει κανένας ενδιάμεσες τιμές στις διάφορες κατευθύνσεις.

Είναι λογικό οι διαφορές  $[z(x) - z(x + h)]$  να τείνουν προς το μηδέν μια και πολύ κοντινές μεταξύ τους μετρήσεις αναμένεται να είναι ίδιες, όπως επίσης είναι λογικό οι μετρήσεις να γίνονται όλο και περισσότερες ασυσχέτιστες μεταξύ τους όσο μεγαλώνει το  $h$ , έτσι ώστε το Δ.Η. να τείνει στην οριακή τιμή του ημίσεως της διασποράς όταν το  $h$  τείνει στο άπειρο. Αυτήν την τιμή την ονομάζουμε κατώφλι του βαριογράμματος και συμβολίζεται με  $C_1$ . Μολαταύτα και στις δύο

περιπτώσεις είναι δυνατόν να υπάρχουν αποκλίσεις. Στην πρώτη περίπτωση, όπου αντί να έχουμε  $\gamma^*(o) = 0$  έχουμε  $\gamma^*(o) = C_0$ , δηλ. μια σταθερή τιμή που λέγεται nugget – όρος που οφείλεται στην ύπαρξη καθαρού μετάλλου ή μπορεί να αποδίδεται σε σφάλμα μετρήσεων. Όταν δεν παρατηρείται οριακή τιμή για μεγάλα  $h$ , τότε αυτό αποδίδεται στην παρουσία κάποιας τάσης μεταξύ των μετρήσεων που αποτρέπει την τυχαιοποίησή τους όταν αυτές απέχουν αρκετά μεταξύ τους. Το εύρος η περιοχή επιρροής του βαριογράμματος είναι μια απόσταση πέραν της οποίας η τιμή του βαριογράμματος παραμένει σταθερή και δείχνει ότι οι τιμές του δείγματος πέρα της απόστασης αυτής παραμένουν ασυσχέτιστες. Τα παραπάνω : κατώφλι ,  $C_1$  , το  $C_0$  και το εύρος αποτελούν τα χαρακτηριστικά του βαριογράμματος.

Ο συντελεστής συσχέτισης  $R$  είναι ένα μέτρο προσαρμογής της καμπύλης παλινδρόμησης στις τιμές του πειραματικού βαριογράμματος. Παράλληλα μας δείχνει το βαθμό συσχέτισης των τιμών του πειραματικού βαριογράμματος  $\gamma(h)$ , με τις τιμές της απόστασης  $h$ . Όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του συντελεστή συσχέτισης ( κατά απόλυτη τιμή ), τόσο μεγαλύτερος είναι ο βαθμός της συσχέτισης. Όταν ο συντελεστής συσχέτισης παίρνει τιμή 0 δεν σημαίνει ότι οι μεταβλητές δεν συσχετίζονται μεταξύ τους.

Όταν δύο μεταβλητές  $r(x)$  και  $r(x + h)$  δεν συσχετίζονται για οποιαδήποτε μη μηδενική απόσταση  $h$  τότε έχουμε τον λεγόμενο << λευκό θόρυβο >>. Σημαίνει ότι η κατανομή της μεταβλητής είναι τελείως τυχαία.

Για να εκτιμήσουμε τιμές υπό μελέτη ιδιότητας ή μεγέθους ( π.χ. της υδραυλικής αγωγιμότητας ) σε θέσεις που δεν έχουν συμπεριληφθεί στη δειγματοληψία, πρέπει υποχρεωτικά να δεχθούμε τον περιορισμό ότι Π.Μ. που εκφράζεται από τη συνάρτηση  $z(x_1)$  είναι στάσιμη αν τα στατιστικά χαρακτηριστικά των τυχαίων μεταβλητών  $z(x_1 + h)$  είναι τα ίδια δηλαδή σταθερά για κάθε  $h$ .

Για την Γεωστατιστική χρειαζόμαστε μέχρι και  $2^{\text{ης}}$  τάξης στασιμότητα. Αυτό μαθηματικά εκφράζεται ως εξής :

1. Υπάρχει πάντοτε η μέση τιμή και δεν εξαρτάται από τη θέση

$$E\{ z(x_1) \} = m \quad x_1 \text{ που ανήκει στο } S$$

2. Για κάθε ζευγάρι τυχαίων μεταβλητών  $[z(x) - z(x + h)]$  υπάρχει η συμμεταβλητότητα που είναι συνάρτηση μόνο της μεταξύ τους απόστασης  $h$  και δεν εξαρτάται από τις θέσεις τις ίδιες.

$$\text{Cov}[z(x_1), z(x_1 + h)] = C(h) \quad x_1 \text{ που ανήκει στο } S$$

Η στασιμότητα της συμμεταβλητότητας συνεπάγεται τη στασιμότητα της διασποράς και κατά συνέπεια εξασφαλίζει την ύπαρξη του διαγράμματος.

### 7.1.2 Μοντέλα Βαριογραμμάτων

Τα συνήθη μοντέλα βαριογραμμάτων που μπορούν να προσαρμοστούν στα πειραματικά δεδομένα είναι:

Το σφαιρικό μοντέλο του Matheron, περιγράφεται από την εξίσωση:

$$C^*(3h/2\alpha - h^3/2\alpha^3), \quad h \leq \alpha$$

$$C, \quad h > \alpha$$

όπου  $\alpha$  η ακτίνα επιρροής (μετά την απόσταση αυτή οι μετρήσεις είναι ασυσχέτιστες).

$C$  η οριακή τιμή της ημιδιασποράς (sill)

Το εκθετικό μοντέλο

$$\gamma(h) = C * [1 - e^{-h/\alpha}]$$

Η καμπύλη του εκθετικού μοντέλου έχει μικρότερη κλίση από το σφαιρικό και δεν παίρνει ποτέ την τιμή  $C$ .

**Μοντέλα που δεν έχουν sill είναι τα εξής:**

Το γραμμικό μοντέλο

$$\gamma(h) = p^* h$$

όπου  $p$  η κλίση της γραμμής

Το γενικευμένο γραμμικό μοντέλο

$$\gamma(h) = p^* h^\alpha, \quad 0 \leq \alpha < 2$$

Το μοντέλο Wiisian

$$\gamma(h) = 3^* \alpha * \ln h$$

Σε αυτό το μοντέλο το διάγραμμα ημιδιασποράς είναι γραμμικό αν σχεδιαστεί έναντι του λογαρίθμου της απόστασης.

Επίσης, στην πειραματική καμπύλη του βαριογράμματος μπορεί να προσαρμοστεί ένας συνδυασμός των παραπάνω μοντέλων.

### 7.1.3 Ομαλοποίηση

Τα προηγούμενα μοντέλα αναφέρονται σε μετρήσεις για σημειακά δείγματα. Αν λάβουμε υπόψη μας το σχήμα, το μέγεθος των δειγμάτων και τον τρόπο με τον οποίο έγιναν οι μετρήσεις παρατηρούμε ότι καθώς αυξάνεται το μήκος των δειγμάτων μειώνεται η μεταβλητότητα.

Η οριακή τιμή  $C$  του βαριογράμματος που υπολογίστηκε για σημειακά δείγματα είναι ίση με τη μεταβλητότητα. Όταν τα δείγματα είναι στήλες μήκους  $l$ , τότε  $C_1 = S_1^2 < S^2 = C$  γιατί παίρνουμε τον μέσο όρο των τιμών των μετρήσεων του μεγέθους στο μήκος  $l$ .

Τα πειραματικά βαριογράμματα για δείγματα μήκους  $L$ ,  $2L$  και  $3L$  παρουσιάζουν την ακόλουθη μορφή:

Στην πράξη είναι γνωστό το πειραματικό βαριόγραμμα  $\gamma_1 h$  που έχει υπολογιστεί από δείγματα μήκους  $l$ . Στη συνέχεια γίνεται εκτίμηση των παραμέτρων του σημειακού μοντέλου που προσαρμόζεται στο προηγούμενο πειραματικό βαριόγραμμα. Το ομαλοποιημένο βαριόγραμμα  $\gamma_1 h$  υπολογίζεται με τη βοήθεια των σχέσεων και πινάκων ανάλογα με το μοντέλο που χρησιμοποιείται.

#### Γραμμικό μοντέλο

$$\gamma_1 h = p * h^2 * / 3 l^2 * ( 3lh ) , \quad h \leq l$$

$$\gamma_1 h = p( h - 1/3 ) \quad , \quad h \geq l$$

Παρατηρείται ότι για γραμμικό σημειακό μοντέλο βαριογράμματος με αρχική τιμή 0 το αντίστοιχο ομαλοποιημένο βαριόγραμμα τέμνει τον άξονα των γ στο σημείο –  $\rho l / 3$ .

### Εκθετικό μοντέλο

$$\gamma_1 h = C * \{ 2\alpha / l + \alpha^2 / l^2 * [ 1 - \exp( -1 / \alpha ) ] * \{ \exp( -h / \alpha ) * [ 1 - \exp( l / \alpha ) - 2 ] \} \} , \quad h \geq l$$

$$\text{όπου } \alpha_1 = \alpha + l$$

$$C_1 = 2 * C * \{ \alpha / l - \alpha^2 / l^2 * [ 1 - \exp( -l / \alpha ) ] \} \quad \text{δηλαδή } C_1 < C , \quad \alpha_1 > \alpha$$

Το ομαλοποιημένο εκθετικό μοντέλο φαίνεται στο διάγραμμα:

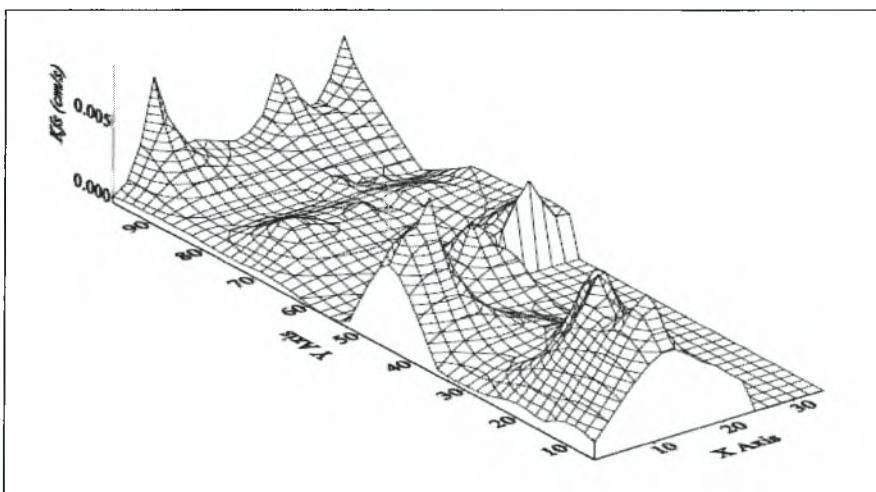
### Σφαιρικό μοντέλο

Στο σφαιρικό μοντέλο τα μέγιστα (sill) δίνονται από τις σχέσεις:

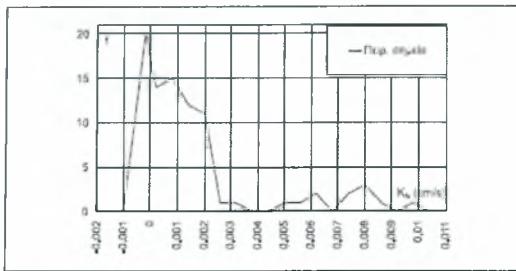
$$C_1 = C / 20 * ( 20 - 10l / \alpha + l^3 / \alpha ) , \quad l \leq \alpha \quad \alpha_1 = \alpha + l$$

$$C_1 = C / 20 * \alpha * l * ( 15 - 4^\alpha / l ) , \quad l \geq \alpha$$

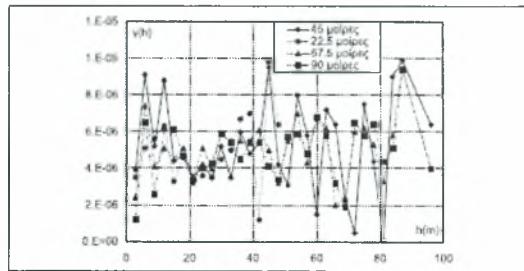
Για τον υπολογισμό του ομαλοποιημένου βαριογράμματος χρησιμοποιούμε πίνακα για ακτίνα επιρροής  $\alpha$  και μέγιστο (sill) 1.



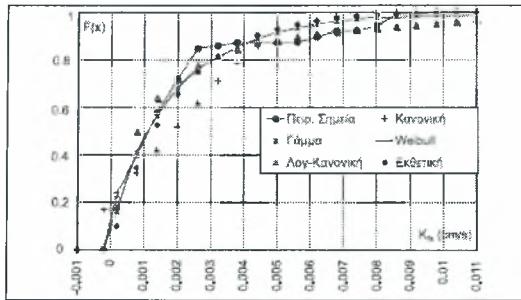
Σχήμα 8: Ισοαγωγμότητες σε τριδιάστατη μορφή.  
Figure 8: 3-D map of hydraulic conductivity.



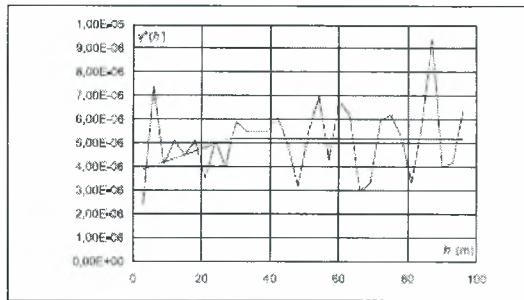
Σχήμα 3: Καμπύλη συχνοτήτων των μετρήσεων.  
Figure 3: Frequency curve of measurements.



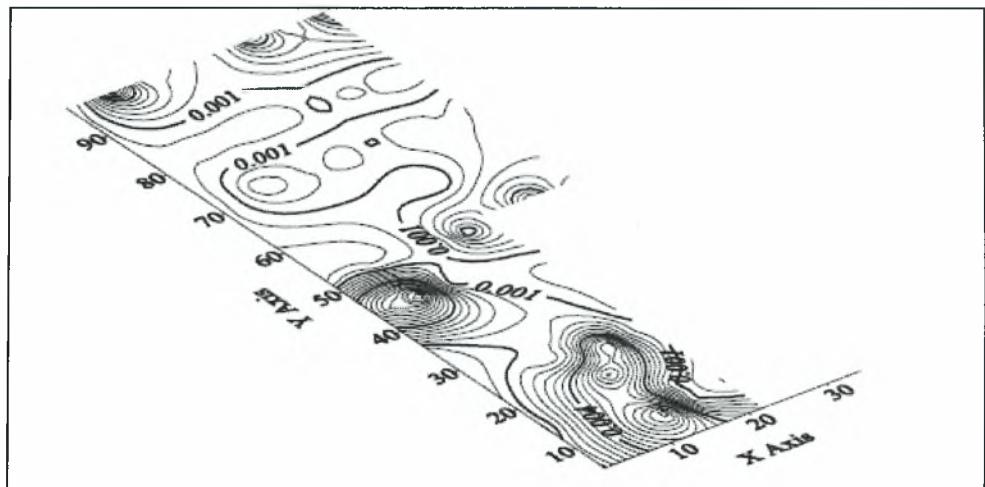
Σχήμα 5: Πειραιατικά βαριογράφημα  $\gamma(h)$  κατά διάφορες διεύθυνσεις.  
Figure 5: Experimental variograms  $\gamma(h)$  in different directions.



Σχήμα 4: Αθροιστικές καμπύλες συχνοτήτων.  
Figure 4: Cumulative frequency curves.



Σχήμα 6: Πειραιατικό και θεωρητικό προσαρμοσμένο γραμμικό βαριογράφημα.  
Figure 6: Experimental and fitted theoretical linear variogram.



Σχήμα 7: Διάγραμμα ισοαγωγημοτήτων.  
Figure 7: Isarithmic map of hydraulic conductivity.

## 7.2 ΜΕΘΟΔΟΣ ΓΕΩΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Η γεωστατιστική επεξεργασία έγινε με το πρόγραμμα Geostat στο εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του τμήματος Γεωπονίας φυτικής παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος.

Με τη βοήθεια του Geostat και των υποπρογραμμάτων του variogr exε datao1 datao2 outpout υπολογίσαμε τις τιμές των πειραματικών βαριογραμμάτων των ( $\gamma$ ) σε σχέση με την απόσταση  $h$ . Με το υποπρόγραμμα datao2 ορίσαμε τον αριθμό των τιμών της μεταβλητής. Επιπλέον, εισαγάγαμε τις τιμές της μεταβλητής (υδραυλική αγωγιμότητα) και τις συντεταγμένες των θέσεων που έγιναν οι μετρήσεις. Για την εύρεση των συντεταγμένων κάθε θέσης ορίσαμε δύο κάθετους άξονες αναφοράς χ ο οριζόντιος υ ο κατακόρυφος. Οι άξονες ορίστηκαν στα όρια του πειραματικού αγρού. Στο υποπρόγραμμα datao1 ορίσαμε την γωνιακή αντοχή  $\Delta\phi = 60^\circ$ , το βήμα αντοχής  $\Delta h = 3$  m και το όνομα της μεταβλητής που εξετάζουμε, υδραυλική αγωγιμότητα. Ακόμη ορίσαμε την διεύθυνση (γωνία) σάρωσης, ως προς την οποία θα μελετήσουμε την μεταβλητή. Επιπλέον επιλέξαμε να γίνει ο στατιστικός έλεγχος Kolmogorov Smirnov. Στο υποπρόγραμμα datao1 ορίσαμε, η γεωστατιστική επεξεργασία να γίνει με αυτούσιες τις τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας. Στη συνέχεια επαναλάβαμε την γεωστατιστική επεξεργασία με τους λογαρίθμους των τιμών της υδραυλικής αγωγιμότητας.

Με το υποπρόγραμμα variogr exε επεξεργαστήκαμε τα δεδομένα. Με το υποπρόγραμμα output κάναμε εξαγωγή των αποτελεσμάτων. Πήραμε για κάθε διεύθυνση σάρωσης τις τιμές του πειραματικού βαριογράμματος σε σχέση με την απόσταση και τα αποτελέσματα από τον στατιστικό έλεγχο Kolmogorov Smirnov. Ο στατιστικός έλεγχος Kolmogorov Smirnov είναι ένας τρόπος για να

ελέγξουμε την προσαρμογή ορισμένης συνάρτησης πιθανότατα σε κάποια στατιστικά δεδομένα.

Από τον έλεγχο Kolmogorov Smirnov συμπεραίνουμε ότι η κανονικότητα των παρατηρήσεων δεν γίνεται αποδεκτή για επίπεδο σημαντικότητας 10%.

Τα αποτελέσματα από την γεωστατιστική ανάλυση μεταφέρονται στο στατιστικό πρόγραμμα excel και έγινε η γραφική παράσταση της απόστασης  $h$  και της τιμής του βαριογράμματος  $g$ . Στην προσπάθεια μας να υπολογίσουμε κάποια καμπύλη προσαρμογής συσχέτισης ( $r \geq 0,9$ ). Βρέθηκε μια μόνο τέτοια καμπύλη για την γραφική παράσταση της απόστασης  $h$  και της τιμής του βαριογράμματος  $g$ , με διεύθυνση σάρωσης  $22,5^\circ$  και όταν χρησιμοποιήσαμε τους λογαρίθμους των τιμών της μεταβλητής. Για τις υπόλοιπες γραφικές παραστάσεις δεν βρέθηκε καμία τέτοια καμπύλη προσαρμογής με συντελεστή συσχέτισης  $R \geq 0,9$ .

Συμπεραίνουμε πως όταν χρησιμοποιήσουμε στην Γεωστατιστική ανάλυση τις τιμές των μετρήσεων δεν υπάρχει κάποια μορφή καμπύλης, με σημαντικό συντελεστή  $R$ , που να είναι σταθερή σε σχέση με τη μεταβολή της διεύθυνσης σάρωσης. Άρα η μεταβλητή (υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού) είναι ανισότροπη στο χώρο που έγιναν οι μετρήσεις. Το ίδιο συμβαίνει και στην περίπτωση που χρησιμοποιήθηκαν οι λογάριθμοι των μετρήσεων, εκτός από την διεύθυνση σάρωσης  $22,5^\circ$ . Άρα η μεταβλητή (υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμο ) μεταβάλλεται τυχαία για τις υπόλοιπες διευθύνσεις σάρωσης που μελετήθηκαν και στις δυο περιπτώσεις, δηλαδή όταν χρησιμοποιήσαμε τις τιμές των μετρήσεων και τους λογαρίθμους των τιμών αυτών. Στην περίπτωση αυτή έχουμε το λεγόμενο << λευκό θόρυβο >> .

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8

### ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το διαπερατόμετρο Guelph είναι ένα ελαφρύ, μετρίων διαστάσεων όργανο , το οποίο μπορεί να μεταφερθεί εύκολα στον τόπο μέτρησης. Είναι απλό στην χρήση του και μπορεί να υπολογίσει τέσσερις παραμέτρους του εδάφους. Την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα K, το δυναμικό ροής φ, την απορροφητικότητα S και την παράμετρο a.

Εκείνο που απαιτείται από αυτόν που διενεργεί τις μετρήσεις είναι η διάνοιξη μικρών φρεατίων στο έδαφος με έναν ειδικό εδαφολύπτη και η πλήρωση του οργάνου με μικρή ποσότητα νερού, που μπορεί να μεταφέρεται στον αγρό με ένα φορητό δοχείο νερού. Βλέποντας τις τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας που υπολογίστηκαν φαίνεται πως αυτές βρίσκονται μέσα στα πλαίσια τιμών που δίνονται για την υδραυλική αγωγιμότητα στον συγκεκριμένο τύπο εδάφους. Από την εδαφική ανάλυση συμπεραίνουμε ότι το έδαφος στον πειραματικό αγρό είναι ανομοιογενές ως προς την μηχανική του σύσταση.

Από τον στατιστικό έλεγχο Kolmogorov – Smirnov φαίνεται ότι η κανονικότητα των παρατηρήσεων δεν γίνεται αποδεκτή για επίπεδο σημαντικότητας 10% ή μικρότερη ( 5% , 2%). Άρα, οι τιμές δεν ακολουθούν κανονική κατανομή, όπως πραγματικά συμβαίνει στα γεωλογικά φαινόμενα.

Από την γεωστατιστική ανάλυση συμπεραίνουμε ότι η μεταβλητή ( υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού) μεταβάλλεται τελείως ανισότροπα στο χώρο του αγροκτήματος του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας όπου πραγματοποιήθηκαν οι μετρήσεις. Οι τιμές των πειραματικών βαριογραμμάτων  $\gamma(h)$  δεν συσχετίζονται με την απόσταση h για οποιαδήποτε μη μηδενική απόσταση h, εκτός από την διεύθυνση  $22,5^{\circ}$

στην περίπτωση που χρησιμοποιήθηκαν οι λογάριθμοι των μετρήσεων οπότε συμπεραίνουμε ότι έχουμε τον << λευκό θόρυβο >>. << Λευκός θόρυβος >> σημαίνει ότι η κατανομή της μεταβλητής είναι τελείως τυχαία. Άρα η υδραυλική αγωγιμότητα για τον αγρό που εξετάσαμε μεταβάλλεται τυχαία προς όλες τις κατευθύνσεις.

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΠΑΖΑΦΕΙΡΙΟΥ Ζ.Γ. ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 1984. Αρχές και πρακτική των αρδεύσεων. Εκδόσεις ΖΗΤΗ. Σελ. 2 - 18
- ΠΑΖΑΦΕΙΡΙΟΥ Ζ.Γ., ΤΕΡΖΙΔΗ Γ.Α. ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 1997 Γεωργική Υδραυλική. Εκδόσεις ΖΗΤΗ. Σελ. 13 -17
- ΤΕΡΖΙΔΗΣ , ΚΑΡΑΜΟΥΖΗΣ. ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 1986 Στραγγίσεις . Εκδόσεις ΖΗΤΗ
- ΚΑΛΕΡΓΗΣ. ΑΘΗΝΑ 1986 Εφαρμοσμένη Υδρογεωλογία. Τόμος Β΄, έκδοση Τ.Ε.Ε.,
- REYNOLDS, ELRICK. In situ measurement of field saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the a-Parameter using the Guelph permeameter, 1985, Soil Sci., 140, 293-302.
- Reynolds et ELRICK. Reexamination of the constant head well permeameter for measuring saturated hydraulic conductivity above the water table, 1983, Soil Sci. 136, 250-268.
- Reynolds et ELRICK .The constant head well permeameter: Effect of unsaturated flow, Soil Sci., 1985 139(2), 172-180.
- ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ- ΜΑΡΚΑΝΤΩΝΑΚΗ Μ., ΤΖΙΜΟΠΟΥΛΟΣ Χ., ΓΙΑΝΝΟΠΟΥΛΟΣ Σ, Συγκριτική στατιστική επεξεργασία της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού στην ύπαιθρο. Εκδόσεις ΤΕΕ, Ι, Τεύχος 1 2000. Σελ. 32 - 37
- ΨΩΙΝΟΣ Δ. Εφαρμοσμένη στατιστική ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 1999. Εκδόσεις ΖΗΤΗ

- Agricultural Information Handbook 1959 Compilation of statutes relating to soil conservation, marketing quotas and allotments, soil bank, Commodity Credit Corporation, price support, export and surplus removal, crop insurance, sugar payments and quotas, marketing agreements and orders, and related statutes
- Σούλιος, 1996 . Γενική υδρογεωλογία, Ά τόμος , University Studio Press, Θεσσαλονίκη
- <http://www.qcqa.com/product/product.asp?prodpid=340>
- <http://www.rickly.com/MI/Permeameter.htm>
- <http://picasaweb.google.com/lh/photo/1fxeXkElhffV8kyczXGwPw>
- <http://www.freepatentsonline.com/6571605.html>

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ  
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ



004000104275

