

ΓΕΩΡΓΙΚΗ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ

Γ. Α. ΤΕΡΖΙΔΗ

Ζ. Γ. ΠΑΠΑΖΑΦΕΙΡΙΟΥ

Κάθε γνήσιο αντίτυπο υπογράφεται από τους συγγραφείς

ISBN 960-431-404-1

© Copyright: Γ.Α. Τεφζίδη - Ζ.Γ. Παπαζαφειρίου, Εκδόσεις Ζήτη, Απρίλιος 1997,
Θεσσαλονίκη

Η κατά οποιονδήποτε τρόπο και μέσο αναπαραγωγή, δημοσίευση ή χρησιμοποίηση
όλου ή μερών του βιβλίου αυτού απαγορεύεται χωρίς την έγγραφη άδεια του συγ-
γραφέα και εκδότη.



**Φωτοστοιχειοθεσία
- Εκτύπωση**

Βιβλιοπωλείο

Π. ΖΗΤΗ & Σια ΟΕ

Σόλωνος 79-81

Θεσσαλονίκη 542 48

ΕΚΔΟΣΕΙΣ ΖΗΤΗ

Αρμενοπούλου 27

Θεσσαλονίκη 546 35

● ☎ (031) 825 453, 849 178

● ☎ (031) 825 453, 849 178

● ☎ (031) 203 720

● ☎ (031) 211 305

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Βασική προϋπόθεση για την ανάπτυξη της γεωργίας που να μπορεί να σταθεί στις ανταγωνιστικές συνθήκες που διαμορφώνονται στο σημερινό κόσμο αποτελούν οι έγγειες βελτιώσεις. Ο τομέας των εγγείων βελτιώσεων αποτελεί τη συνισταμένη πλήθους επί μέρους επιστημών όπως είναι η υδραυλική, οι αρδεύσεις, οι στραγγίσεις και η υδρολογία και αποτελεί ξεχωριστή γεωπονική ειδικότητα. Θεωρείται όμως αναγκαίο όλοι οι Γεωπόνοι να κατέχουν τουλάχιστον τις βασικές γνώσεις των εγγείων βελτιώσεων.

Το βιβλίο αυτό γράφτηκε για να καλύψει την αναγκαιότητα αυτή και αναφέρεται στις σχέσεις νερού-εδάφους-φυτού, τις ανάγκες σε νερό των καλλιεργειών, τις μεθόδους άρδρευσης, τις πηγές προμήθειας του αρδευτικού νερού, τις βασικές αρχές της υδραυλικής που διέπουν τη μεταφορά του νερού μέσα από ανοικτούς και υπό πίεση αγωγούς και την απομάκρυνση από τα χωράφια του πλεονάζοντος νερού με στράγγιση. Τα θέματα αυτά αναλύονται με τρόπο που δίνει έμφαση στην εφαρμογή και, για το λόγο αυτό, δίνονται πολλά παραδείγματα που δένουν τη θεωρία με την πράξη.

Η ύλη του βιβλίου βασίζεται στο εκτεταμένο επιστημονικό έργο και τη μακροχρόνια εμπειρία και πρακτική των συγγραφέων σε σχετικά αντικείμενα. Το βιβλίο γράφτηκε για να καλύψει την ύλη του μαθήματος της Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και για να συμβάλλει γενικότερα στο σωστό σχεδιασμό και εφαρμογή των εγγείων βελτιώσεων στη χώρα μας.

Θεσσαλονίκη 1997

Γ.Α. Τερζίδης
Ζ.Γ. Παπαζαφειρίου

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

ΜΕΡΟΣ Α'

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΡΔΕΥΣΕΩΝ ΚΑΙ ΥΔΡΟΛΟΓΙΑΣ

1.	ΤΟ ΝΕΡΟ ΚΑΙ ΤΟ ΕΔΑΦΟΣ.....	13
1.1.	Εισαγωγικές έννοιες.....	13
1.2.	Η υγρασία του εδάφους.....	18
1.3.	Η ωφέλιμη στις καλλιέργειες υγρασία του εδάφους.....	22
1.3.1.	Η υδατοϊκανότητα του εδάφους.....	22
1.3.2.	Το σημείο μόνιμης μάρανσης.....	24
1.3.3.	Το φαινόμενο ειδικό βάρος του εδάφους.....	25
1.3.4.	Το ριζικό σύστημα των καλλιεργειών.....	25
1.3.5.	Η διαθέσιμη και η ωφέλιμη στις καλλιέργειες υγρασία.....	28
1.4.	Η διηθητικότητα του εδάφους.....	32
2.	ΑΝΑΓΚΕΣ ΤΩΝ ΚΑΛΛΙΕΡΓΕΙΩΝ ΣΕ ΝΕΡΟ.....	40
2.1.	Γενικές αρχές και ορισμοί.....	40
2.2.	Υπολογισμός της βασικής εξατμισοδιαπνοής.....	42
2.2.1.	Η τροποποιημένη μέθοδος των Blaney-Criddle.....	42
2.2.2.	Η τροποποιημένη μέθοδος του Penman.....	43
2.2.3.	Η συνδυασμένη μέθοδος των Penman - Monteith.....	46
2.2.4.	Εφαρμογή.....	49
2.3.	Φυτικοί συντελεστές.....	52
2.3.1.	Φυτικοί συντελεστές ετήσιων καλλιεργειών.....	52
2.3.2.	Φυτικοί συντελεστές άλλων καλλιεργειών.....	57
2.4.	Εξατμισοδιαπνοή καλλιέργειας.....	59
2.5.	Η κλασική μέθοδος των Blaney - Criddle.....	61
2.6.	Εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής με μετρήσεις στο χωράφι.....	62
2.6.1.	Μέθοδος των πειραματικών αγροτεμαχίων.....	63
2.6.2.	Μέθοδος των διαδοχικών δειγματοληψιών.....	64
2.6.3.	Μέθοδος του λυσιμέτρου.....	65
3.	ΟΙ ΑΠΑΙΤΗΣΕΙΣ ΤΩΝ ΚΑΛΛΙΕΡΓΕΙΩΝ ΣΕ ΝΕΡΟ ΑΡΔΕΥΣΗΣ.....	80
3.1.	Καθαρές και ολικές σε νερό ανάγκες των καλλιεργειών.....	80
3.2.	Βάθος, διάρκεια και εύρος άρδευσης.....	88
3.3.	Πρόγραμμα άρδευσης.....	92

4.	ΑΡΔΕΥΣΗ ΜΕ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ	94
4.1.	Γενικές αρχές και έννοιες	94
4.2.	Άρδευση με κατάκλυση	99
4.3.	Άρδευση με περιορισμένη διάχυση	105
4.4.	Άρδευση με αυλάκια	115
5.	ΑΡΔΕΥΣΗ ΜΕ ΚΑΤΑΙΟΝΙΣΜΟ	131
5.1.	Γενική περιγραφή.....	131
5.2.	Δίκτυο εφαρμογής	133
5.3.	Δίκτυο μεταφοράς	146
5.3.1.	Αγωγός μεταφοράς που τροφοδοτεί ένα αγωγό εφαρμογής	147
5.3.2.	Αγωγός μεταφοράς που τροφοδοτεί δύο αγωγούς εφαρμογής σε διά- ταξη περιοδικής εναλλαγής	151
5.4.	Αυτοκινούμενοι εκτοξευτήρες υψηλής πίεσης	158
5.4.1.	Χαρακτηριστικά εκτοξευτήρων	159
5.4.2.	Φορείο τυμπάνου	161
5.4.3.	Πλάτος αρδευόμενης λωρίδας	163
5.4.4.	Ταχύτητα μετακίνησης του εκτοξευτήρα	164
5.4.5.	Βάθος άρδευσης	165
5.4.6.	Απώλειες φορτίου του αγωγού και του φορείου του τυμπάνου	166
5.4.7.	Διαδικασία επιλογής του κατάλληλου συγκροτήματος	167
5.4.8.	Εφαρμογή επιλογής συγκροτήματος άρδευσης	169
6.	ΑΡΔΕΥΣΗ ΜΕ ΣΤΑΓΟΝΕΣ.....	172
6.1.	Γενική περιγραφή.....	172
6.2.	Διατάξεις άρδευσης.....	175
6.3.	Υδραυλικοί υπολογισμοί της αρδευτικής μονάδας.....	183
6.3.1.	Αγωγοί εφαρμογής	184
6.3.2.	Αγωγός τροφοδοσίας	189
6.4.	Αγωγοί μεταφοράς.....	193
6.5.	Μονάδα ελέγχου.....	198
6.5.1.	Φίλτρα.....	198
6.5.2.	Υδρολιπαντήρες.....	200
6.6.	Ρύθμιση λειτουργίας του δικτύου.....	201
7.	Η ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ.....	203
7.1.	Ο υδρολογικός κύκλος.....	203
7.2.	Βροχή και απορροφή	204
7.3.	Ταμιευτήρες νερού.....	211
7.4.	Υπόγειο νερό	216
7.5.	Άντληση του νερού	222

ΜΕΡΟΣ Β'

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΕΝΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΤΡΑΓΓΙΣΕΩΝ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	
1.1. Θεμελιακές έννοιες και ορισμοί.....	231
1.2. Φυσικές ιδιότητες των ρευστών.....	232
1.3. Επιφανειακή τάση - Τριχοειδή φαινόμενα.....	236
1.4. Πίνακες φυσικών ιδιοτήτων ρευστών και συμβολισμών στα διάφορα συστήματα μονάδων.....	239
2. ΥΔΡΟΣΤΑΤΙΚΗ	
2.1. Υδροστατική πίεση.....	243
2.2. Μεταβολή της πίεσεως με το υψόμετρο μέσα σε ένα ρευστό.....	244
2.3. Μέτρηση υδροστατικών πιέσεων - Μανόμετρα.....	247
2.4. Υδροστατική πίεση συμπιεστών ρευστών.....	250
2.5. Υδροστατικές πιέσεις σε επιφάνειες.....	252
2.6. Αρχή του Αρχιμήδη. Συνθήκες ισορροπίας σωμάτων μέσα σε υγρό.....	259
2.7. Κέντρα βάρους και τετράγωνα ακτίνων αδρανείας για διάφορες επίπεδες επιφάνειες.....	260
2.8. Παραδείγματα υδροστατικής.....	264
3. ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΗ	
3.1. Γενικότητες και ορισμοί.....	276
3.2. Νόμος διατηρήσεως της μάζας. Εξίσωση συνέχειας.....	279
3.2.1. Εξίσωση συνέχειας για μέση μονοδιάστατη ροή.....	279
3.3. Εξισώσεις κινήσεως.....	281
3.3.1. Γενικότητες.....	281
3.3.2. Εξισώσεις κινήσεως στο φυσικό σύστημα συντεταγμένων.....	282
3.3.4. Ο νόμος διατηρήσεως της ποσότητας κινήσεως.....	291
3.4. Εφαρμογές των εξισώσεων συνέχειας, κινήσεως, ενέργειας και ποσότητας κινήσεως.....	293
3.4.1. Μάζα ρευστού υπό της επίδραση επιταχύνσεως.....	293
3.4.2. Στρόβιλοι.....	297
3.4.3. Δύναμη που εξασκείται από ροή ρευστού πάνω σε γωνία σωληνωτού αγωγού.....	302

3.4.4.	Κρούση ρευστής φλέβας πάνω σε περυσίο έλικας ή πλάκα	305
3.4.5.	Υδραυλικό άλμα σε ανοικτούς αγωγούς	309
3.4.6.	Κινούμενα υδραυλικά άλματα	313
3.4.7.	Τοπικές απώλειες φορτίου λόγω απότομης διευσύνσεως αγωγού	315
3.4.8.	Ο σωλήνας Pitot	317
3.4.9.	Μετρητής Venturi	320
3.5.	Λυμένα προβλήματα υδροδυναμικής	323
4.	ΥΔΡΟΜΕΤΡΗΣΗ ΡΟΗΣ ΣΕ ΟΠΕΣ, ΕΠΙΣΤΟΜΙΑ, ΕΚΧΕΙΛΙΣΤΕΣ, ΚΑΤΑΒΑΘΜΟΥΣ ΚΑΙ ΔΙΩΡΥΓΕΣ	333
4.1.	Ροή σε οπές	333
4.1.1.	Γενικότητες - Συντελεστές συστολής, ταχύτητας και παροχής	333
4.1.2.	Βυθισμένες οπές	336
4.1.3.	Εκκένωση δεξαμενής	337
4.1.4.	Διάφραγμα με οπή μέσα σε σωληνωτό αγωγό	339
4.1.5.	Θυρίδες ή Βάννες	341
4.2.	Ροή δια μέσου επιστομιών	349
4.2.1.	Γενικότητες	349
4.2.2.	Εξέχον επιστόμιο του Poleni	352
4.2.3.	Εισέχοντα (ή Borda) επιστόμια	354
4.3.	Ροή πάνω από εκχειλιστές (ή υπερχειλιστές)	356
4.3.1.	Γενικότητες και ορισμοί	356
4.3.2.	Ορθογωνικοί εκχειλιστές χωρίς πλευρική συστολή	357
4.3.3.	Ορθογωνικός εκχειλιστής με πλευρική συστολή	363
4.3.4.	Τριγωνικοί εκχειλιστές	364
4.3.5.	Τραπεζοειδείς εκχειλιστές	365
4.3.6.	Παραβολικοί εκχειλιστές	367
4.3.7.	Παραδείγματα	369
4.4.	Καταβαθμοί ελεύθερης υδατόπτωσης	372
4.4.1.	Γενικότητες	372
4.4.2.	Ορθογωνικός καταβαθμός ελεύθερης υδατόπτωσης	374
4.5.	Λυμένα παραδείγματα εκχειλιστών	378
5.	ΚΛΕΙΣΤΟΙ ΑΓΩΓΟΙ	382
5.1.	Γενικότητες	382
5.2.	Σταθερή τυρβώδης ροή σε σωλήνες	384
5.2.1.	Ημιεμπειρική εξίσωση των Darcy - Weisbach	384
5.2.2.	Συντελεστής τριβής f των Darcy - Weisbach	386
5.3.	Επίλυση προβλημάτων σε ευθύγραμμους σωλήνες υπό πίεση	387
5.3.1.	Βασικοί τύποι προβλημάτων και τρόποι λύσεων	387
5.3.2.	Αριθμητικά παραδείγματα	390

5.4. Επίλυση προβλημάτων σε ανοικτούς αγωγούς με τα διαγράμματα Moody	393
5.4.1. Νομογράφημα για την εφαρμογή του τύπου των Manning - Strickler	397
5.5. Εμπειρικές εξισώσεις για κλειστούς αγωγούς	400
5.5.1. Γήρανση αγωγών.....	400
5.5.2. Εμπειρική εξίσωση των Hazen - Williams.....	401
5.6. Συστήματα σωληνωτών αγωγών.....	404
5.6.1. Γενικότητες.....	404
5.6.2. Τοπικές ή «ελάσσονες» απώλειες ενέργειας.....	406
5.6.3. Συστήματα σωληνωτών αγωγών σε σειρά.....	409
5.6.4. Σωληνωτοί αγωγοί με αντλία ή υδροστρόβιλο.....	411
6. ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΤΩΝ ΣΤΡΑΓΓΙΣΕΩΝ ΤΩΝ ΕΛΔΑΦΩΝ	415
6.1. Εισαγωγή - Υπόγεια στάθμη.....	415
6.2. Μέτρηση της στάθμης του υπόγειου νερού και σύνταξη των διαγραμμάτων.....	416
6.2.1. Εγκατάσταση πιεζομετρικών σωλήνων.....	416
6.2.2. Σύνταξη διαγραμμάτων της υπόγειας στάθμης.....	417
6.3. Νόμος του Darcy.....	418
6.3.1. Έκφραση και πεδίο ισχύος του νόμου του Darcy.....	418
6.3.2. Υδραυλική αγωγιμότητα	423
6.3.3. Εργαστηριακός υπολογισμός υδραυλικής αγωγιμότητας.....	425
6.4. Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας στον αγρό.....	427
6.4.1. Μέθοδος του φρεατίου σε ομογενή εδάφη	427
6.4.2. Μέθοδος του πιεζομέτρου	431
7. ΣΤΑΘΕΡΗ ΣΤΡΑΓΓΙΣΗ ΕΛΔΑΦΩΝ.....	435
7.1. Σταθερή ροή σε ελεύθερα υδροφόρα στρώματα.....	435
7.1.1. Γενικότητες.....	435
7.1.2. Κίνηση του νερού προς τάφρο.....	436
7.2. Υπολογισμός ισαποχής στραγγιστικών αγωγών.....	438
7.2.1. Στράγγιση με σειρά παράλληλων τάφρων.....	438
7.2.2. Τάφρος με πυθμένα πάνω από αδιαπέρατο υπόστρωμα	441
7.2.3. Τάφρος σε έδαφος με διαστρώσεις.....	443
7.2.4. Διόρθωση σφάλματος εξαιτίας σύγκλισης των γραμμών ροής.....	445
7.2.5. Εφαρμογή της μεθόδου Hooghoudt για τον υπολογισμό της ισαποχής των στραγγιστικών αγωγών.....	448
7.2.6. Νομογραφήματα του van Beers για στραγγιστικούς σωλήνες ($r_0=0,10$)	451
7.2.7. Μέθοδος του Kirkham.....	454

7.2.8. Μέθοδος Τερζίδη	457
7.2.9. Εφαρμογή των μεθόδων Hooghoudt, Kirkham και Τερζίδη για τον υπολογισμό της ισαποχής των στραγγιστικών αγωγών	466
7.3. Στράγγιση διαστρωμένων εδαφών με τους στραγγιστικούς αγωγούς σε οποιαδήποτε θέση πάνω από το αδιαπέρατο υπόστρωμα.....	469
7.3.1. Μέθοδος του Ernst.....	469
7.3.2. Εφαρμογές της μεθόδου του Ernst.....	473
7.3.3. Παραδείγματα της μεθόδου του Ernst.....	476
7.3.4. Μέθοδος των Toksöz και Kirkham	479
7.3.5. Μέθοδος Τερζίδη για διαστρωμένα εδάφη	490
7.3.6. Σύγκριση των μεθόδων Ernst, Toksöz - Kirkham και Τερζίδη	496
7.3.7. Μέθοδος Τερζίδη για ανισότροπα εδάφη	500

Κεφάλαιο 1

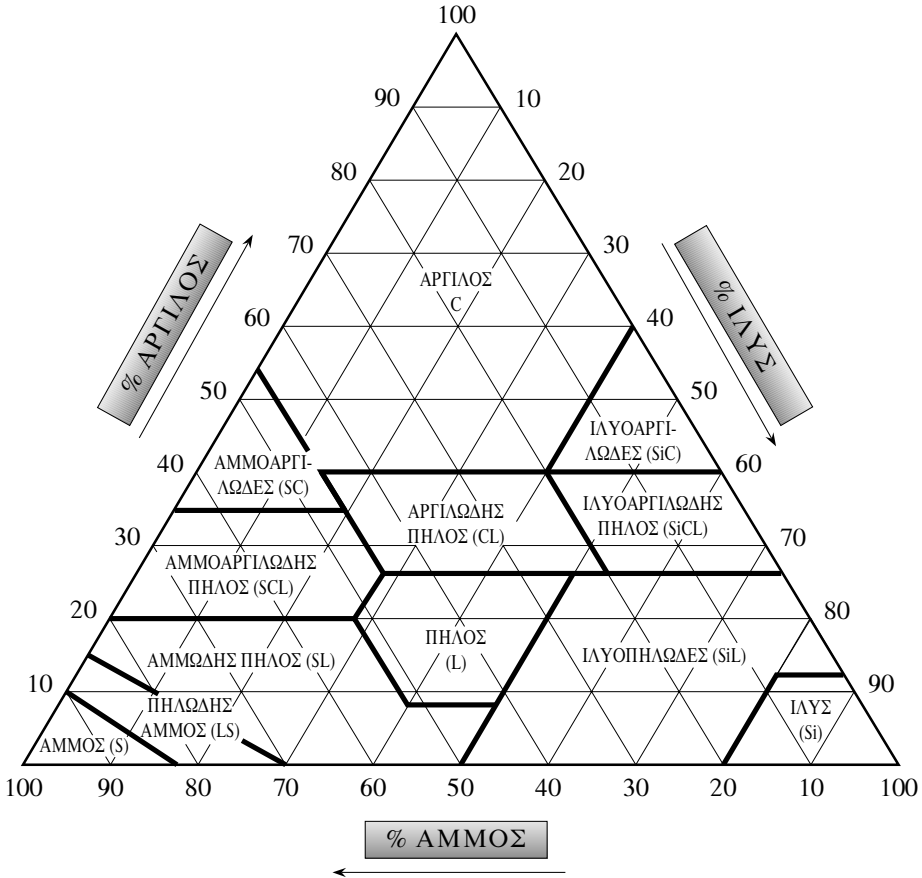
ΤΟ ΝΕΡΟ ΚΑΙ ΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

1.1. ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ

Το νερό αποτελεί βασικό στοιχείο για την ανάπτυξη και απόδοση των καλλιεργειών. Τα φυτά παίρνουν το νερό από το έδαφος. Το έδαφος, με τη γεωργική του έννοια, μπορεί να θεωρηθεί σαν ένα πολύπλοκο σύστημα που ταυτόχρονα είναι μια αποθήκη θρεπτικών στοιχείων, ένα περιβάλλον στο οποίο αναπτύσσεται πλήθος μικροοργανισμών, ένα μέσο στερέωσης των φυτών, ένα μέσο διακίνησης του νερού και μια αποθήκη νερού από την οποία τα φυτά με τις ρίζες τους παίρνουν την απαραίτητη για την ανάπτυξή τους υγρασία.

Βασικά φυσικά χαρακτηριστικά ενός εδάφους είναι η υφή και η δομή. *Εδαφική υφή* είναι η ποσοστιαία αναλογία των διαφόρων μεγέθους ορυκτών σωματιδίων που απαρτίζουν το έδαφος. *Εδαφική δομή* είναι ο τρόπος διάταξης των σωματιδίων αυτών για το σχηματισμό ομάδων ή συσσωματωμάτων. Εδαφική υφή και δομή, σε συνδυασμό, προσδιορίζουν τον τρόπο εφοδιασμού και διακίνησης του νερού σε ένα έδαφος. *Εδαφικά σωματίδια* χαρακτηρίζονται τα στερεά που έχουν διάμετρο ≤ 2 mm. Αν τα σωματίδια έχουν διάμετρο από 2 mm μέχρι 0,05 mm χαρακτηρίζονται σαν *άμμος*, αν η διάμετρος τους κυμαίνεται μεταξύ 0,05 mm και 0,002 mm χαρακτηρίζονται σαν *ιλύς*, και αν έχουν διάμετρο μικρότερη από 0,002 mm χαρακτηρίζονται σαν *άργιλος*. Η ταξινόμηση των εδαφών γίνεται με βάση την περιεκτικότητά τους σε άμμο, ιλύ και άργιλο με μια διαδικασία που είναι γνωστή σαν *μηχανική ανάλυση*, και διακρίνονται σε 12 *τύπους υφής* που φαίνονται στο Σχήμα 1.1. Η δομή ενός εδάφους μπορεί να είναι ομοιόμορφη σε όλο το βάθος του ή να διαφέρει από ορίζοντα σε ορίζοντα, με συννηθέστερη τη δεύτερη περίπτωση. Ανάλογα με τον τρόπο διάταξης των εδαφικών σωματιδίων διακρίνονται 6 βασικοί τύποι δομής των εδαφών που είναι τα *ελαφρά μονόκοκκα*, τα *βαρεία μονόκοκκα*, *κυβικής μορφής*, *πλακώδη*, *κοκκώδη* και *πρισματικά*. Τα ελαφρά μονό-

κοκκα και τα κοκκώδη εδάφη επιτρέπουν εύκολη διείσδυση και διακίνηση του νερού, ενώ στα βαρεία μονόκοκκα η κίνηση του νερού είναι πολύ δύσκολη. Ενδιάμεση συμπεριφορά σε σχέση με τη διακίνηση του νερού παρουσιάζουν οι υπόλοιποι τρεις τύποι δομής.



Σχήμα 1.1
Διάγραμμα κατάταξης εδαφών.

Η υφή του εδάφους είναι πρακτικά αδύνατο να μεταβληθεί. Αντίθετα, η δομή του εδάφους, στην επιφανειακή του κυρίως στρώση, μπορεί να αλλάξει με διάφορες επεμβάσεις προς το καλύτερο ή χειρότερο, σε σχέση με την ευκολία διακίνησης του νερού. Χρήση καλλιεργητικών μηχανημάτων σε βαρεία και υγρά εδάφη υποβαθμίζει τη δομή τους. Αντίθετα, ευεργετική επίδραση έχει η μακροχρόνια καλλιέργεια ψυχανθών και αν το κλίμα της περιοχής χαρακτηρίζεται από συχνές εναλλαγές ξερών και υγρών περιόδων. Δυσμενείς επιπτώσεις

στη δομή παρατηρούνται μετά από παρατεταμένη άρδευση με κατάκλυση συνεκτικών εδαφών. Τέλος, σοβαρές επιπτώσεις πάνω στη δομή έχει η συγκέντρωση αλάτων στο έδαφος, ιδίως αν τα εδάφη είναι από συνεκτικά μέχρι μέσα. Ιδιαίτερα βλαβερή επίπτωση έχει το νάτριο που προκαλεί αποσύνθεση των συσσωματωμάτων και μετατρέπει το έδαφος σε μια άμορφη συμπαγή μάζα.

Μια ξεχωριστή κατηγορία αποτελούν τα *οργανικά εδάφη*. Τέτοια εδάφη είναι αυτά που περιέχουν οργανική ουσία σε ποσοστό πάνω από 20% και μέχρι 95%. Οργανικά εδάφη στα οποία έγινε λίγο ή καθόλου αποσύνθεση της οργανικής ουσίας λέγονται *τυρφώδη* και είναι πολύ προβληματικά σε σχέση με τη διακίνηση του νερού και την ανάπτυξη του ριζικού συστήματος των καλλιεργειών. Οργανικά εδάφη στα οποία η αποσύνθεση είναι πολύ προχωρημένη λέγονται *χουμώδη* και παρουσιάζουν άριστες συνθήκες για την κίνηση και αποθήκευση του νερού.

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

$$E_a = \frac{mV^2}{2} \quad (1.1)$$

όπου m είναι η μάζα του νερού και V η ταχύτητα με την οποία κινείται μέσα στο έδαφος. Η ανά μονάδα βάρους νερού κινητική ενέργεια βρίσκεται αν διαιρέσουμε το δεξιό μέρος της (1.1) με το βάρος του νερού (που είναι mg), οπότε

$$E_v = \frac{V^2}{2g} \quad (1.2)$$

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

Η *δυναμική ενέργεια* του εδαφικού νερού οφείλεται στη *βαρύτητα* και τις άλλες δυνάμεις που ενεργούν πάνω σ' αυτό και αναφέρονται σαν *πίεσεις*. Η ενέργεια που οφείλεται στη βαρύτητα είναι ανάλογη προς την απόσταση z από κάποιο επίπεδο αναφοράς και σε μέγεθος είναι ίση και αντίθετη με αυτή που χρειάζεται για να ανυψωθεί το νερό από το επίπεδο αναφοράς μέχρι τη θέση που βρίσκεται. Η σχέση που εκφράζει την ενέργεια αυτή είναι

$$E_b = mgz \quad (1.3)$$

και αν την πάρουμε ανά μονάδα βάρους γίνεται

$$E_g = z \quad (1.4)$$

Η σχέση αυτή έχει διαστάσεις μήκους και αναφέρεται σαν *ύψος θέσεως*. Η δεύτερη μορφή της δυναμικής ενέργειας οφείλεται, όπως αναφέρθηκε, στις πιέσεις p που, ανά μονάδα βάρους νερού, εκφράζεται από τη σχέση

$$E_p = \frac{p}{\gamma} \quad (1.5)$$

έχει και αυτή διαστάσεις μήκους και λέγεται *ύψος πίεσεως*. Η συνολική δυναμική ενέργεια, σύμφωνα με τα παραπάνω, είναι

$$H = E_g + E_p = z + \frac{p}{\gamma} \quad (1.6)$$

και αναφέρεται σαν *υδραυλικό ύψος*.

Ας υποθέσουμε ότι δύο σημεία ενός υγρού εδάφους απέχουν μεταξύ τους απόσταση L και ότι τα υδραυλικά ύψη στα σημεία αυτά είναι αντίστοιχα H_1 και H_2 . Ο λόγος

$$i = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{\Delta H}{L} \quad (1.7)$$

λέγεται *υδραυλική κλίση* και, όπως φαίνεται, είναι αδιάστατη ποσότητα. Αν η υδραυλική κλίση είναι ίση με το μηδέν, αν δηλαδή $H_1 = H_2$, το νερό στο έδαφος μένει ανίητο. Κίνηση νερού παρατηρείται μόνο αν $i \neq 0$.

Ποσοτικά, η κίνηση του νερού σε ένα πορώδες μέσο περιγράφεται από το *νόμο του Darcy*. Κατά το νόμο αυτό, η ροή του νερού μέσα σε ένα πορώδες μέσο (όπως είναι το έδαφος), είναι ανάλογη προς την υδραυλική κλίση και ενός παράγοντα που είναι χαρακτηριστικός κάθε πορώδους μέσου και αποκαλείται *συντελεστής υδροπερατότητας ή Darcy*. Ο νόμος αυτός εκφράζεται από τη σχέση

$$Q = KiA \quad (1.8)$$

όπου Q είναι η ποσότητα ροής (παροχή) με διαστάσεις ($L^3 T^{-1}$), i είναι η υδραυλική κλίση όπως ορίστηκε παραπάνω, A είναι η διατομή της ροής με διαστάσεις (L^2) και K είναι ο συντελεστής υδροπερατότητας ή *Darcy* που έσει διαστάσεις ταχύτητας ($LT^{-1} LT^{-1}$). Η ποσότητα

$$\frac{Q}{A} = V = Ki \quad (1.9)$$

λέγεται *φαινομένη ταχύτητα του Darcy* και ορίζεται σαν η ροή (παροχή) του νερού ανά μονάδα διατομής του εδάφους, συμπεριλαμβανομένης και της επιφάνειας που καταλαμβάνουν οι κόκκοι του εδάφους.

Αν όλοι οι πόροι του εδάφους είναι γεμάτοι με νερό το έδαφος λέγεται *κορεσμένο*. Αν μέρος μόνο των πόρων καταλαμβάνεται από το νερό ενώ το υπό-

λοιπο περιέχει αέρα, το έδαφος λέγεται *ακόρεστο*. Στην περίπτωση που το έδαφος είναι κορεσμένο, ο συντελεστής υδροπερατότητας έχει σταθερή τιμή και αναφέρεται σαν *κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα*. Αν το έδαφος είναι ακόρεστο, ο συντελεστής υδροπερατότητας παίρνει διάφορες τιμές ανάλογα με την περιεχόμενη υγρασία και αποκαλείται *ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα*.

Το ποσοστό του όγκου ενός εδάφους που καταλαμβάνεται από τους πόρους λέγεται *πορώδες* (n). Η ταχύτητα με την οποία κινείται το νερό μέσα στους πόρους λέγεται *πραγματική ταχύτητα* (V_r), μπορεί δε να βρεθεί από τη φαινομένη ταχύτητα αν αυτή διαιρεθεί με το πορώδες, δηλαδή

$$V_r = \frac{Q}{An} = \frac{V}{n} \quad (1.10)$$

Ο νόμος του *Darcy* ισχύει για κορεσμένη και ακόρεστη ροή, με την προϋπόθεση ότι η ροή αυτή είναι *στρωτή*. Ο έλεγχος της ροής γίνεται με τη βοήθεια του *αριθμού του Reynolds* που, για την περίπτωση ροής σε πορώδη μέσα, εκφράζεται από τη σχέση

$$N_R = dV_r \frac{\rho}{\nu} \quad (1.11)$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα του νερού, ν είναι το ιξώδες, d είναι η μέση διάμετρος των πόρων του μέσου και V_r είναι η πραγματική ταχύτητα ροής. Ο νόμος του *Darcy* ισχύει για τιμές $N_R \leq 1$. Για τιμές του N_R από 1 μέχρι 10 η ροή είναι απροσδιόριστη, ενώ για τιμές μεγαλύτερες του 10 η ροή είναι τυρβώδης.

Η μέτρηση της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας ενός εδάφους μπορεί να γίνει στο εργαστήριο ή στο χωράφι. Η μέτρηση στο εργαστήριο γίνεται σε δείγματα εδάφους με μια συσκευή που λέγεται υδροπερατόμετρο *πτώσεως στάθμης*. Το κύριο μειονέκτημα του τρόπου αυτού μέτρησης οφείλεται στο ότι χρησιμοποιείται ένα μικρό δείγμα εδάφους, που όση προσπάθεια και αν καταβληθεί κατά τη λήψη του θα είναι διαταραγμένο, με αποτέλεσμα η τιμή που θα μετρηθεί να μην είναι ακριβώς ίδια με αυτή του εδάφους στη φυσική του κατάσταση. Η απόκλιση από την πραγματική τιμή, ανάλογα με τη δομή του εδάφους, μπορεί να είναι πολύ σημαντική. Ο προσδιορισμός της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας στο χωράφι, όταν το έδαφος του είναι ομοιόμορφο και υπάρχει υψηλή υπόγεια στάθμη νερού, γίνεται με τη μέθοδο του *απλού θαλάμου*. Στη μέθοδο αυτή ανοίγεται στο χωράφι ένα φρεάτιο με διάμετρο που κυμαίνεται από 4 cm μέχρι 10 cm, σε βάθος τέτοιο που ο πυθμένας του να είναι αρκετά κάτω από την υπόγεια στάθμη. Το νερό αφήνεται στο φρεάτιο να ανεβεί μέχρι το επίπεδο της υπόγειας στάθμης και μετά αντλείται. Τέλος, μετράται η ταχύτητα με την οποία ανεβαίνει το νερό στο φρεάτιο. Η ταχύτητα αυτή χρησιμοποιείται στη συνέχεια για τον υπολογισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας με τη βοήθεια κάποιων σχέσεων.

1.2. Η ΥΓΡΑΣΙΑ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ

Οι εδαφικοί πόροι, δηλαδή τα διαστήματα που μένουν ανάμεσα στα στερεά μόρια του εδάφους, σχηματίζουν ένα πολύπλοκο δίκτυο από διασυνδεδεμένους αγωγούς κάθε σχήματος, διαμέτρου και μεγέθους. Αν σε ένα αρχικά ξερό έδαφος προστεθεί νερό, αυτό σχηματίζει αρχικά λεπτές στρώσεις σε επαφή με τα τοιχώματα των πόρων, που συγκροτούνται κυρίως με δυνάμεις συνοχής και συνάφειας, μετατοπίζει αέρα από τους πόρους και, αν η ποσότητα του νερού είναι αρκετή, γεμίζει εντελώς τους πόρους αυτούς. Αν όλοι οι πόροι του εδάφους, μικροί και μεγάλοι, γεμίσουν με νερό λέμε ότι το έδαφος έφθασε στον *κορεσμό*. Έτσι, ο κορεσμός αντιπροσωπεύει τη μέγιστη ποσότητα νερού που μπορεί να χωρέσει ένα έδαφος.

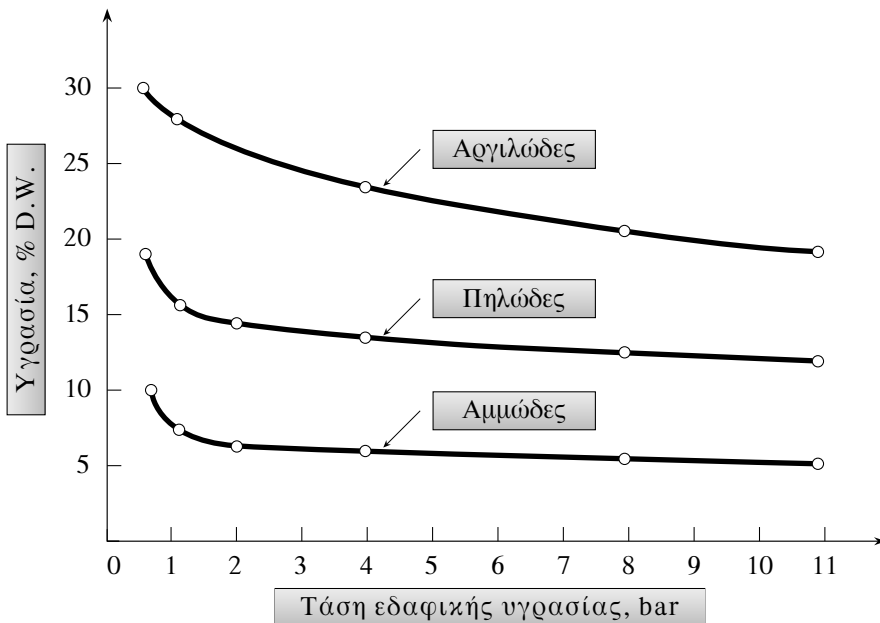
Αν ένα κορεσμένο με νερό έδαφος αφεθεί να στραγγίσει, μια ποσότητα νερού που βρίσκεται στους μεγάλους πόρους κινείται υπό την επίδραση της βαρύτητας σχετικά εύκολα προς τα κάτω. Το νερό αυτό λέγεται *νερό της βαρύτητας* ή *ελεύθερο νερό*, μετά δε την απομάκρυνσή του τη θέση ξαναπαίρνει ο αέρας. Το νερό που παραμένει στο έδαφος μετά την απομάκρυνση του ελεύθερου λέγεται *τριχοειδές νερό*, που και αυτό κινείται προς κάθε κατεύθυνση ανάλογα με τις υφιστάμενες υδραυλικές κλίσεις, αλλά με πολύ μικρότερη ταχύτητα από ότι το ελεύθερο νερό. Αν νερό συνεχίσει να απομακρύνεται, φτάνει κάποια στιγμή που αυτό που απομένει συγκρατείται πολύ ισχυρά από τα μόρια του εδάφους, ιδιαίτερα από τα κολλοειδή του, και σε σημαντική αναλογία δεν είναι πια σε υγρή κατάσταση, μετακινούμενο με τη μορφή υδρατμών. Το νερό αυτό λέγεται *υγροσκοπικό*.

Οι δυνάμεις που συγκρατούν το νερό στο έδαφος εκφράζονται γενικά με τους ισοδύναμους όρους *αρνητική πίεση* ή *τάση* ή *μύζηση*, είναι ανάλογες προς την περιεχόμενη στο έδαφος υγρασία και σχετίζονται με τα φαινόμενα της *συνάφειας* και της *συνοχής*. Οι *δυνάμεις συνάφειας* αντιπροσωπεύουν κατά κάποιο τρόπο την έλξη που ασκούν τα εδαφομόρια με την επιφάνειά τους πάνω στο νερό. Οι *δυνάμεις συνοχής* αντιπροσωπεύουν την έλξη που ασκούν τα μόρια του νερού το ένα στο άλλο. Κάτω από την επίδρασή τους το νερό γεμίζει τους μικρούς εδαφικούς πόρους και σχηματίζει στρώσεις σε επαφή με τα τοιχώματα των μεγάλων πόρων. Καθώς το πάχος των στρώσεων μεγαλώνει, τα μόρια του νερού που είναι προς το εσωτερικό των πόρων συγκροτούνται λιγότερο ισχυρά και μπορεί να μετακινηθούν υπό την επίδραση της βαρύτητας ή την έλξη που ασκούν άλλες γειτονικές, με μικρότερο πάχος, στρώσεις. Έτσι, πολύ μικρό έργο χρειάζεται να καταβληθεί για την απομάκρυνση νερού από ένα έδαφος που η υγρασία του βρίσκεται κοντά στον κορεσμό. Όσο το νερό στο έδαφος λιγοστεύει τόσο μεγαλύτερο έργο χρειάζεται για την απομάκρυνσή του.

Η *αρνητική πίεση* ή *τάση* της εδαφικής υγρασίας είναι το μέτρο που δεί-

χνει πόσο ισχυρά συγκρατείται το νερό στο έδαφος και είναι αντιπροσωπευτική του μεγέθους της δύναμης ανά μονάδα επιφάνειας που πρέπει να καταβληθεί για την απομάκρυνσή του από τους εδαφικούς πόρους. Η δύναμη αυτή εκφράζεται συνήθως σε ατμόσφαιρες ή σε ισοδύναμο ύψος υδάτινης στήλης (μια τεχνική ατμόσφαιρα ή bar ισοδυναμεί με 10 μέτρα στήλης νερού σε θερμοκρασία 21°C). Μια συγκεκριμένη τάση δεν αντιπροσωπεύει μονότιμα την ποσότητα του νερού που υπάρχει σε οποιοδήποτε έδαφος ούτε, κατ' επέκταση, την ποσότητα του νερού που μπορεί να απομακρυνθεί από ένα έδαφος αν εφαρμοστεί μια δύναμη ίση και αντίθετη προς την τάση αυτή. Οι ποσότητες αυτές είναι συνάρτηση της υψής και της δομής του εδάφους.

Για να γίνει δυνατή η εκτίμηση της ποσότητας του νερού που μπορεί να συγκρατήσει ένα έδαφος κάτω από διαφορετικές τάσεις, κατασκευάζονται καμπύλες που συνδέουν την υγρασία του εδάφους με τις αντίστοιχες τάσεις (πίεσεις). Οι καμπύλες αυτές είναι αντιπροσωπευτικές κάθε τύπου εδάφους και λέγονται *χαρακτηριστικές καμπύλες*. Στο Σχήμα 1.2 δίνονται οι χαρακτηριστικές καμπύλες τριών βασικών εδαφικών τύπων υψής.



Σχήμα 1.2

Χαρακτηριστικές καμπύλες υγρασίας των τριών βασικών εδαφικών τύπων υψής.

Ύπαρξη αλάτων στο εδαφικό νερό έχει σαν συνέπεια την αύξηση της δύναμης που πρέπει να ασκηθεί για την απομάκρυνσή του. Αυτό οφείλεται στην

όσμωση. Αν δύο διαλύματα με διαφορετική συγκέντρωση αλάτων χωριστούν με μια μεμβράνη διαπερατή στο νερό αλλά αδιαπέρατη στα άλατα που περιέχει, νερό θα κινηθεί από το διάλυμα με τη μικρότερη προς το διάλυμα με τη μεγαλύτερη συγκέντρωση. Η δύναμη που προκαλεί την κίνηση του νερού μέσα από τη μεμβράνη λέγεται *οσμωτική πίεση*. Αν το εδαφικό νερό περιέχει σημαντική ποσότητα αλάτων, η δύναμη που πρέπει να ασκηθεί για την απομάκρυνσή του από το έδαφος πρέπει να είναι ίση με το άθροισμα της τάσης και της οσμωτικής πίεσης. Για το λόγο αυτό, ένα παθογενές έδαφος μπορεί να έχει υγρασία που να φτάνει σχεδόν τον κορεσμό, ενώ τα φυτά που βρίσκονται σ' αυτό υποφέρουν από έλλειψη υγρασίας γιατί δεν έχουν τη δύναμη να την αποσπάσουν.

Η εδαφική υγρασία μπορεί άμεσα να προσδιοριστεί στο εργαστήριο. Κατά τη διαδικασία προσδιορισμού ένα δείγμα εδάφους με την περιεχόμενη υγρασία ζυγίζεται και τοποθετείται σε κλίβανο σε θερμοκρασία 105°C. Μετά την ξήρανσή του στον κλίβανο το δείγμα ξαναζυγίζεται. Η διαφορά βάρους των δύο ζυγίσεων αντιπροσωπεύει την εδαφική υγρασία, που υπολογίζεται σαν ποσοστό ξηρού βάρους με τη σχέση

$$\text{SMSM}(\% \text{ D. W}) = 100 \frac{W_w - W_d}{W_d} \quad (1.12)$$

όπου SM είναι η εδαφική υγρασία και W_w και W_d είναι αντίστοιχα το βάρος του υγρού και του ξηρού εδαφικού δείγματος.

Έστω, για παράδειγμα, ένα δείγμα εδάφους που το βάρος του είναι 48 g. Το δείγμα ξηραίνεται σε κλίβανο για 24 ώρες σε θερμοκρασία 105°C και μετά ξαναζυγίζεται. Το βάρος του ξηρού δείγματος είναι 36 g. Η περιεχόμενη στο δείγμα υγρασία, σύμφωνα με τη σχέση (1.12), είναι

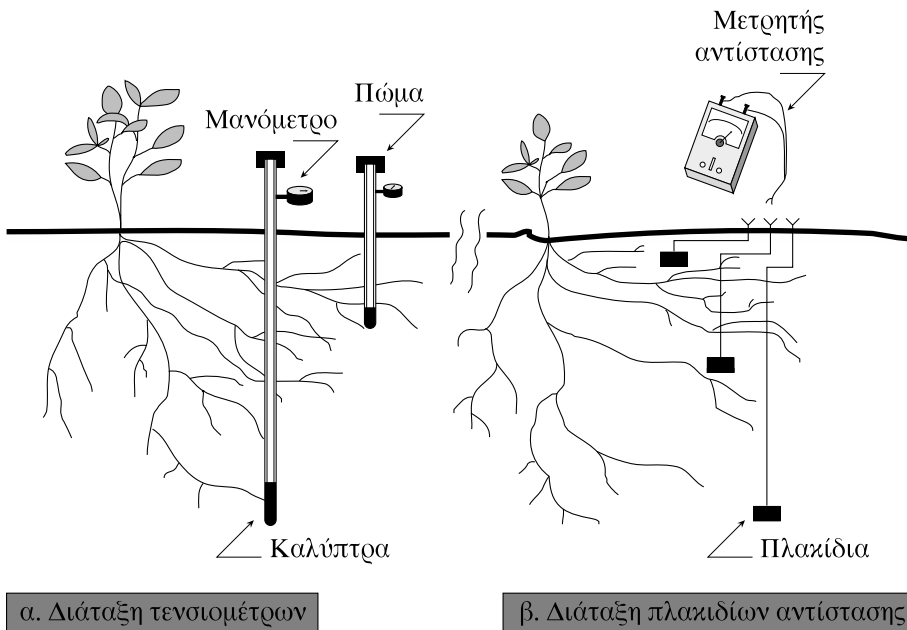
$$\text{SM} = 100 \frac{48 - 36}{36} = 33\% \text{ D.W.}$$

Πέρα από τον τρόπο αυτό, η εδαφική υγρασία μπορεί να προσδιοριστεί στο εργαστήριο, σε εδαφικές στήλες, με τη *συσκευή ακτίνων Γ*.

Άμεση μέτρηση της υγρασίας στο χωράφι μπορεί να γίνει με μια άλλη συσκευή που βασίζεται επίσης σε ακτινοβολία και λέγεται *συσκευή διάχυσης νετρονίων*. Στο χωράφι όμως προσδιορισμός της υγρασίας γίνεται συνήθως έμμεσα με μέτρηση της τάσης της εδαφικής υγρασίας. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται τα *τενσιόμετρα* και οι *συσκευές ηλεκτρικής αντίστασης*.

Το τενσιόμετρο αποτελείται από ένα σωλήνα στο κάτω άκρο του οποίου τοποθετείται μια πορώδης κεραμική καλύπτρα. Το πάνω άκρο του σωλήνα καλύπτεται με πώμα και αμέσως παρακάτω προσσαρμόζεται ένα μανόμετρο. Ο σωλήνας γεμίζεται με νερό, πωματίζεται αεροστεγώς και το τενσιόμετρο τοποθετείται στο χωράφι με τρόπο που η καλύπτρα του να έχει πλήρη επαφή με το

έδαφος. Αν το έδαφος είναι ακόρεστο, νερό βγαίνει από το όργανο προς τα έξω μέσω της καλύπτρας και στο σωλήνα δημιουργείται μερικό κενό που καταγράφεται από το μανόμετρο. Αν, στη συνέχεια, η υγρασία του χωραφιού αυξηθεί, νερό κινείται αντίστροφα προς το σωλήνα μέσω της καλύπτρας, το κενό περιορίζεται και η αντίστοιχη αρνητική πίεση καταγράφεται από το μανόμετρο. Το тенσιόμετρο μπορεί να μετρήσει αρνητικές πιέσεις το πολύ μέχρι 0,8 bar, γιατί από κει και πέρα στο όργανο μπαίνει αέρας και αλλοιώνει τις ενδείξεις. Τенσιόμετρα φαίνονται στο Σχήμα 1.3.



Σχήμα 1.3

Διάταξη тенσιόμετρων και πλακιδίων ηλεκτρικής αντίστασης για τον προσδιορισμό της εδαφικής υγρασίας.

Τα тенσιόμετρα δεν προσαρμόζονται το ίδιο καλά για παρατηρήσεις σε οποιοδήποτε τύπο εδάφους. Η χρήση τους σε ελαφρά εδάφη είναι πολύ αποτελεσματική γιατί όπως θα δούμε στη συνέχεια, το μεγαλύτερο μέρος της υγρασίας τους που είναι διαθέσιμη στα φυτά συγκρατείται με τάσεις που δεν ξεπερνούν τη μια ατμόσφαιρα. Αντίθετα στα συνεκτικά εδάφη, η χρήση τους δεν μας είναι πολύ ωφέλιμη, γιατί σε τάσεις μικρότερες της μιας ατμόσφαιρας αντιστοιχεί μικρό μόνο μέρος της διαθέσιμης στα φυτά υγρασίας. Σε τέτοια εδάφη χρησιμοποιείται συνδυασμός тенσιόμετρων και της συσκευής ηλεκτρικής αντίστασης.

Η μέθοδος της *ηλεκτρικής αντίστασης* στηρίζεται στην αρχή ότι μια μεταβολή της εδαφικής υγρασίας προκαλεί αντίστοιχη μεταβολή της ηλεκτρικής αντίστασης του εδάφους, ή κάποιου άλλου πορώδους μέσου που είναι τοποθετημένο μέσα στο έδαφος και βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας μ' αυτό. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται πλακίδια από πορώδες υλικό (γύψο ή διάφορες πλαστικές ύλες) στα οποία τοποθετούνται δύο ηλεκτρόδια σε σταθερή μεταξύ τους απόσταση. Τα ηλεκτρόδια συνδέονται με μια συσκευή που μετράει την ηλεκτρική αντίσταση. Όταν τα πλακίδια τοποθετηθούν στο έδαφος εξομοιώνονται μαζί του και αντιδρούν ανάλογα σε κάθε μεταβολή της εδαφικής υγρασίας.

Οι συσκευές ηλεκτρικής αντίστασης είναι ευαίσθητες στη συγκέντρωση αλάτων, στη θερμοκρασία, ακόμη και στα λιπάσματα. Επίσης, οι συσκευές δεν είναι ευαίσθητες σε χαμηλές τάσεις οπότε οι παρατηρήσεις τους έχουν σχετική μόνο αξιοπιστία. Για τέτοιες τάσεις πρέπει να χρησιμοποιούνται τα τενοσίμετρα. Για τάσεις από μια ατμόσφαιρα και πάνω η αξιοπιστία είναι πολύ καλή και η μέθοδος γίνεται πολύτιμη γιατί μπορεί με αρκετή ακρίβεια να προσδιορίσει τάσεις που φθάνουν μέχρι 60 bar. Απαραίτητη προϋπόθεση για σωστές παρατηρήσεις είναι η απόλυτη επαφή των πλακιδίων με το περιβάλλον έδαφος. Μια σχηματική απεικόνιση του τρόπου διάταξης της συσκευής στο έδαφος για τη λήψη παρατηρήσεων σε διάφορα βάθη δίνεται στο Σχήμα 1.3.

1.3. Η ΩΦΕΛΙΜΗ ΣΤΙΣ ΚΑΛΛΙΕΡΓΕΙΕΣ ΥΓΡΑΣΙΑ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ

Στην πρακτική των αρδεύσεων είναι βασικό να γνωρίζουμε την ποσότητα του νερού που μπορεί να αποθηκευθεί σε ένα χωράφι και που μπορεί να χρησιμοποιηθεί με ευχέρεια από τις καλλιέργειες για την κανονική ανάπτυξη και απόδοσή τους. Για τον υπολογισμό της ποσότητας αυτής είναι απαραίτητο να προσδιοριστούν ορισμένες εδαφικές παράμετροι και να ακολουθηθούν διαδικασίες που αναλύονται στα παρακάτω.

1.3.1. Η υδατοϊκανότητα του εδάφους

Σαν *υδατοϊκανότητα* μπορεί να οριστεί η υγρασία που συγκρατεί ένα βαθύ, ομοιόμορφο και καλά στραγγιζόμενο έδαφος μετά την απομάκρυνση του ελεύθερου νερού. Ας εξετάσουμε την περίπτωση ενός εδάφους που αρχικά είναι κορεσμένο. Όταν αρχίσει η στράγγιση, η υγρασία του εδάφους ελαττώνεται και μαζί της και η τιμή της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας. Σε κάποια στιγμή η τιμή αυτή γίνεται πολύ μικρή με συνέπεια η κίνηση του νερού στο έδαφος να περιοριστεί τόσο που πρακτικά να θεωρηθεί ανύπαρκτη, έστω

και αν η υφισταμένη υδραυλική κλίση είναι πολύ μεγάλη. Αυτό είναι το καθοριστικό όριο που ονομάζεται υδατοϊκανότητα. Έτσι, σαν υδατοϊκανότητα μπορεί να οριστεί το όριο εκείνο της εδαφικής υγρασίας στο οποίο η τιμή της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας που αντιστοιχεί είναι τόσο μικρή ώστε πρακτικά να έχει πάψει κάθε ουσιαστική κίνηση νερού στο έδαφος, ανεξάρτητα από τις υφιστάμενες υδραυλικές κλίσεις. Συνήθως, η υγρασία του εδάφους θεωρείται ότι φτάνει στην υδατοϊκανότητα τρεις με πέντε μέρες μετά από βροχή ή άρδευση, ανάλογα με την υφή και τη δομή του. Η υδατοϊκανότητα αποτελεί το πάνω όριο της χρήσιμης στα φυτά εδαφικής υγρασίας.

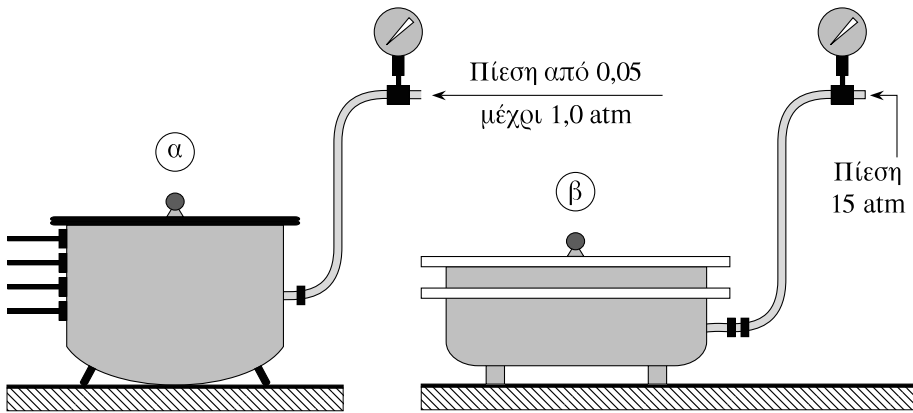
Αντικειμενικός προσδιορισμός της υδατοϊκανότητας μπορεί να γίνει με μέτρηση της τάσης της εδαφικής υγρασίας που αντιστοιχεί σ' αυτή. Η τάση αυτή δεν είναι η ίδια για όλα τα εδάφη αλλά διαφέρει ανάλογα με τα χαρακτηριστικά τους. Πειραματικοί προσδιορισμοί έδωσαν την παρακάτω αντιστοιχία ανάμεσα στην υδατοϊκανότητα και την τάση σε διάφορους τύπους υφής εδαφών:

<u>Τύπος υφής εδάφους</u>	<u>Τάση στην υδατοϊκανότητα, cm</u>
αμμώδες (χονδροκόκκο)	60
αμμοπηλώδες	100
ίλυοπηλώδες	300
αργιλώδες	600

Οι άλλοι τύποι υφής εδαφών έχουν ενδιάμεσες προς τις παραπάνω τιμές.

Η μέτρηση της υδατοϊκανότητας γίνεται με μια συσκευή που λέγεται *δίσκος πίεσεως* και φαίνεται στο Σχήμα 1.4. Στη συσκευή αυτή, ένα μικρό δείγμα κορεσμένου εδάφους τοποθετείται πάνω σε ένα πορώδη κεραμικό δίσκο, που και αυτός είναι κορεσμένος με νερό, και καλύπτεται αεροστεγώς με μεταλλικό κάλυμμα. Ο χώρος κάτω από τον πορώδη δίσκο βρίσκεται σε επικοινωνία με τον ατμοσφαιρικό αέρα. Στο χώρο που βρίσκεται πάνω από το δίσκο με ένα επιστόμιο εφαρμόζεται αέρας και πίεση. Η συσκευή ρυθμίζεται έτσι που η διαφορά πίεσης ανάμεσα στον πάνω χώρο, όπου βρίσκεται το εδαφικό δείγμα τοποθετημένο πάνω στον πορώδη δίσκο και τον κάτω να είναι ίση με την τάση στην οποία αντιστοιχεί η υδατοϊκανότητα του εξεταζομένου εδάφους. Μετά την παραμονή του δείγματος στη συσκευή επί ορισμένο χρόνο προσδιορίζεται η υγρασία του που είναι η υδατοϊκανότητα.

Εργαστηριακός προσδιορισμός της υδατοϊκανότητας γίνεται κατά κάποιο τρόπο και με τη *μέθοδο της ισοδύναμης υγρασίας*. Στη μέθοδο αυτή, ένα μικρό δείγμα κορεσμένου εδάφους υποβάλλεται σε περιστροφική κίνηση, μέσα σε μια ειδική συσκευή φυγοκέντρωσης, έτσι που το δείγμα να βρίσκεται υπό την επίδραση δυνάμεως ίσης με 1000 G. Μετά τη φυγοκέντρωση προσδιορίζεται η υγρασία του δείγματος που θεωρείται ότι αντιστοιχεί περίπου στην υδα-



Σχήμα 1.4

Διάταξη (α) δίσκου πίεσεως για τον προσδιορισμό της υδατοϊκανότητας και (β) μεμβράνης πίεσεως για τον προσδιορισμό του σημείου μόνιμης μάρανσης.

τοϊκανότητα. Κάτω από τις συνθήκες της μεθόδου, μετά τη φυγοκέντρωση, η τάση της υγρασίας του δείγματος κυμαίνεται από 450 cm μέχρι 480 cm. Έτσι μπορεί να λεχθεί ότι η υγρασία που προσδιορίζεται με τη μέθοδο αυτή αντιστοιχεί στην υδατοϊκανότητα μόνο αν τα εδάφη είναι συνεκτικά, ενώ για όλα τα άλλα εδάφη η υγρασία αυτή είναι κάτω από την υδατοϊκανότητά τους.

1.3.2. Το σημείο μόνιμης μάρανσης

Ενώ η υδατοϊκανότητα αποτελεί το πάνω όριο της χρήσιμης για τα φυτά υγρασίας, το αντίστοιχο κάτω όριο της είναι το *σημείο μόνιμης μάρανσης*. Όταν η εδαφική υγρασία φτάσει στο σημείο αυτό, τα φυτά δεν μπορούν να πάρουν από το έδαφος όλο το νερό που χρειάζονται για την κάλυψη των αναγκών τους και για το λόγο αυτό αρχίζουν να μαραίνονται. Το σημείο μόνιμης μάρανσης δεν είναι σταθερό αλλά εξαρτάται από την υφή και τη δομή του εδάφους, το είδος και την κατάσταση που βρίσκονται τα φυτά, τη συγκέντρωση αλάτων στο έδαφος και τις κλιματικές συνθήκες της περιοχής. Για τους λόγους αυτούς, η τάση της εδαφικής υγρασίας που αντιστοιχεί στο σημείο αυτό κυμαίνεται από 7 μέχρι 32 bar. Η διαφορά όμως αυτή σε τάση δε σημαίνει ανάλογη διαφορά και σε περιεχόμενη υγρασία. Είναι παρατηρημένο ότι, στα χαμηλά αυτά επίπεδα, μεγάλες μεταβολές της τάσης ελάχιστες συνεπάγονται μεταβολές της υγρασίας. Σήμερα, σαν αντιπροσωπευτική του σημείου μόνιμης μάρανσης όλων των εδαφών, έχει γίνει δεκτή η τάση των 15 bar.

Όταν η υγρασία του εδάφους φτάσει στο σημείο μόνιμης μάρανσης η ανάπτυξη των φυτών σταματά. Τα φυτά εξακολουθούν να παίρνουν νερό από το έδαφος και κάτω από το σημείο αυτό, αυτό όμως είναι μόλις αρκετό να τα κρατά στη ζωή. Αν η υγρασία ελαττωθεί ακόμη περισσότερο θα προκληθεί ξήρανση των φυτών. Το όριο της εδαφικής υγρασίας κάτω από το οποίο τα φυτά ξεραίνονται λέγεται *έσχατο σημείο μάρανσης*. Η τάση που αντιστοιχεί στο σημείο αυτό μπορεί να φτάσει μέχρι 60 bar.

Ο προσδιορισμός του σημείου μόνιμης μάρανσης στο εργαστήριο γίνεται με τη συσκευή της *μεμβράνης πίεσεως*, που είναι ανάλογη με το δίσκο πίεσεως που χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό της υδατοϊκανότητας. Η διάταξη διαφέρει στο ότι εδώ τα δείγματα τοποθετούνται πάνω σε μια ελάχιστη διαπερατή μεμβράνη και εφαρμόζεται διαφορά πίεσης ίση με 15 bar στους δύο χώρους που διαμορφώνονται πάνω και κάτω από τη μεμβράνη. Η υγρασία που παραμένει στα δείγματα μετά την εφαρμογή της πίεσης αυτής για ένα καθορισμένο χρόνο αντιστοιχεί στο σημείο μόνιμης μάρανσης. Μια διάταξη συσκευής μεμβράνης πίεσεως φαίνεται στο Σχήμα 1.4.

1.3.3. Το φαινόμενο ειδικό βάρος του εδάφους

Ένα έδαφος, που έχει ξεραθεί σε κλίβανο, αποτελείται από στερεά σωματίδια και πόρους γεμάτους με αέρα. Το ειδικό βάρος των στερεών σωματιδίων, που αναφέρεται σαν *πραγματικό ειδικό βάρος* του εδάφους, είναι σχετικά σταθερό για όλα τα ορυκτά εδάφη με διακύμανση από 2.6 μέχρι 2.7 g/cm³. Το ειδικό βάρος του εδάφους μαζί με τους γεμάτους με αέρα πόρους του αναφέρεται σαν *φαινόμενο ειδικό βάρος* και εξαρτάται κατά κύριο λόγο από την υφή και τη δομή του.

Το φαινόμενο ειδικό βάρος (ASW) και το πραγματικό ειδικό βάρος (SWS) ενός εδάφους συνδέονται με τη σχέση

$$ASW = (1-n)SWS \quad (1.13)$$

όπου n είναι το πορώδες του εδάφους. Επειδή το πραγματικό ειδικό βάρος είναι σχετικά σταθερό, η σχέση (1.13) δείχνει ότι το φαινόμενο ειδικό βάρος μικραίνει όσο το πορώδες του εδάφους μεγαλώνει. Επειδή το πορώδες των ελαφρών (αμμωδών) εδαφών είναι μικρότερο από αυτό των βαρειών (αργιλικών), τα πρώτα έχουν μεγαλύτερο φαινόμενο ειδικό βάρος από τα δεύτερα.

1.3.4. Το ριζικό σύστημα των καλλιεργειών

Για κάθε ποσοτική εκτίμηση του χρήσιμου στα φυτά νερού είναι απαραίτητη η γνώση της κατανομής της πυκνότητας και του βάθους του κύριου όγκου των

ριζών τους, που αναφέρεται σαν η *ζώνη του ριζοστρώματος*, ή απλώς *ριζώστρομα*. Η ζώνη του ριζοστρώματος καθορίζει κατά κύριο λόγο το μέγεθος της εδαφικής δεξαμενής που περιέχει το χρήσιμο στις καλλιέργειες νερό, η δε πυκνότητα και κατανομή των ριζών στη ζώνη αυτή καθορίζει το ποσοστό άντλησης της εδαφικής υγρασίας από τα διάφορα επίπεδά της.

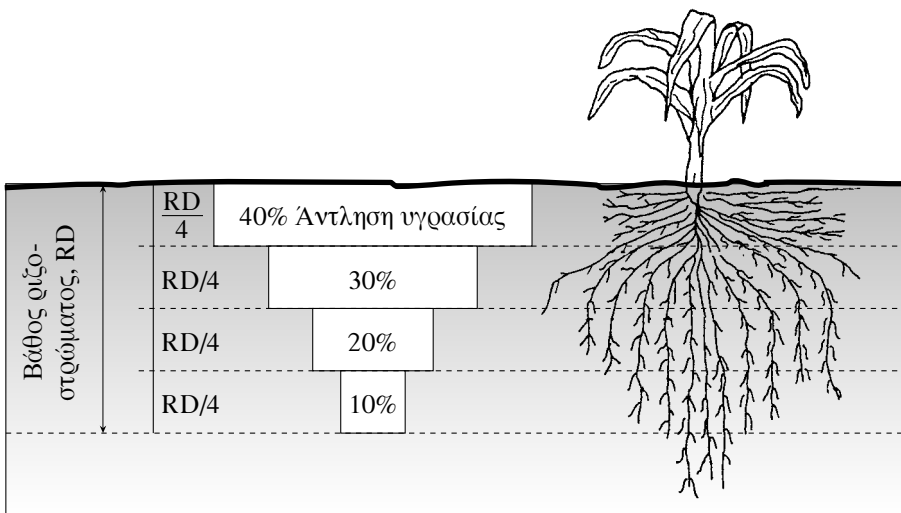
Η επιφάνεια των ριζών των περισσότερων φυτών, συγκριτικά με τα άλλα μεγέθη τους, είναι τεράστια. Κοντά στο αναπτυσσόμενο άκρο κάθε ρίζας υπάρχει ένας μεγάλος αριθμός ριζικών τριχιδίων σε επαφή με τα εδαφομόρια και τους πόρους που περιέχουν αέρα. Με τη βοήθεια της όσμωσης και άλλων μηχανισμών, τα τριχίδια αποσπούν υγρασία από το στρώμα νερού που περιβάλλει κάθε εδαφομόριο. Καθώς νερό αντλείται με τον τρόπο αυτό από ένα σημείο, η τάση της εδαφικής υγρασίας αυξάνει και δημιουργείται ισχυρή υδραυλική κλίση προς το σημείο έτσι που το νερό κινείται προς τις ρίζες από υγρότερες γειτονικές περιοχές. Το πόσο αποτελεσματική για τον επαρκή ανεφοδιασμό με νερό είναι η ροή αυτή εξαρτάται απ' το επίπεδο υγρασίας των γειτονικών περιοχών και την τιμή της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας του εδάφους που αντιστοιχεί στην υγρασία αυτή.

Πέρα όμως από την κίνηση προς τις ρίζες υπάρχει και παράλληλη ανάπτυξη των ριζών προς τις περιοχές του εδάφους που έχουν υψηλότερη υγρασία. Αν οι συνθήκες είναι ευνοϊκές, οι ρίζες των φυτών συχνά αναπτύσσονται με τέτοια ταχύτητα που εξασφαλίζουν ικανοποιητική άντληση νερού ακόμη και όταν η υγρασία του εδάφους βρίσκεται σε αρκετά χαμηλά επίπεδα.

Το είδος του ριζικού συστήματος που αναπτύσσει ένα φυτό καθορίζεται κατά κύριο λόγο από την κληρονομικότητα. Μερικά φυτά αναπτύσσουν μια ισχυρή κατακόρυφη ρίζα που εισδύει πολύ βαθιά μέσα στο έδαφος. Άλλα αναπτύσσουν επιπόλαιες πρωτογενείς ρίζες και πολλές πλευρικές. Στην κατηγορία αυτή μπορεί να ενταχθούν το σπανάκι και το σέλινο που ο κύριος όγκος των ριζών τους συγκεντρώνεται στα επιφανειακά 30 cm του εδάφους και της πατάτας που φτάνει μέχρι τα 60 cm. Το καλαμπόκι και η ντομάτα έχουν το ριζόστρωμά τους μέχρι βάθος 1,20 m ή και περισσότερο. Η μηδική στέλνει άνετα ρίζες μέχρι 3.0 m σε μη συνεκτικά εδάφη.

Στα περισσότερα φυτά οι ρίζες είναι συγκεντρωμένες στο πάνω μέρος της ζώνης του ριζοστρώματος κοντά στη βάση του φυτού. Αν το έδαφος είναι ομοιογενές σε όλη τη ζώνη του ριζοστρώματος και έχει επαρκή υγρασία σε όλο το βάθος του, τα φυτά αντλούν το μεγαλύτερο μέρος της υγρασίας από την επιφανειακή περιοχή και λιγότερο από τις υποκείμενες. Κάτω από τέτοιες συνθήκες το διάγραμμα άντλησης υγρασίας είναι σχεδόν πανομοιότυπο για όλες τις καλλιέργειες και έχει τη μορφή που φαίνεται στο Σχήμα 1.5, όπου η άντληση νερού γίνεται κατά 40% από το πάνω τέταρτο της ζώνης του ριζοστρώματος, κατά 30% από το δεύτερο τέταρτο, κατά 20% από το τρίτο και κατά 10% από το κάτω τέταρτο. Σε ανομοιογενή εδάφη η κατανομή αυτή δεν ισχύει. Επίσης η

κατανομή αυτή δεν ισχύει κάτω από τη συνηθισμένη πρακτική των αρδεύσεων. Κατ' αυτή, η ζώνη του ριζοστρώματος θεωρείται σαν ενιαία και στο χωράφι εφαρμόζεται τόσο νερό όσο χρειάζεται για να ανεβάσει την υγρασία του μέχρι την υδατοϊκανότητα. Σύμφωνα με όσα αναφέρθηκαν παραπάνω, τα φυτά αντλούν με έντονο ρυθμό την υγρασία από το πάνω μέρος της ζώνης του ριζοστρώματος με αποτέλεσμα την ταχεία εξάντλησή της. Έτσι, τα φυτά για να αναπτυχθούν αναγκάζονται να στείλουν ρίζες προς τα βαθύτερα στρώματα με αποτέλεσμα να υπάρχει μια σχεδόν ομοιόμορφη άντληση από όλη τη ζώνη του ριζοστρώματος.



Σχήμα 1.5

Διάγραμμα άντλησης υγρασίας από φυτά που αναπτύσσονται σε βαθιά διαπερατά εδάφη με υγρασία που προσεγγίζει την υδατοϊκανότητα σε όλο το βάθος του ριζοστρώματος.

Στην πραγματικότητα ο ρυθμός άντλησης και το βάθος του ριζοστρώματος διαμορφώνονται από την κατανομή της υγρασίας στο έδαφος, το είδος της καλλιέργειας και τις εδαφικές και κλιματικές συνθήκες που επικρατούν σε κάθε περιοχή. Για το λόγο αυτό, το βάθος του ριζοστρώματος πρέπει να καθορίζεται τοπικά για τα φυτά που πρόκειται να καλλιεργηθούν. Ενδεικτικές τιμές για βάθη ριζοστρώματος διαφόρων καλλιεργειών που αναπτύσσονται σε αρδεύομενα, βαθιά, ομοιογενή, μέσης σύστασης εδάφη δίνονται στον Πίνακα 1.1.

Πίνακας 1.1

Βάθος ριζοστρώματος διαφόρων καλλιεργειών που αναπτύσσονται σε αρδενόμενα, βαθειά, ομοιογενή, μέσης σύστασης εδάφη

α/α	Καλλιέργεια	Βάθος ριζοστρώματος, m	
		κανονικό	μέγιστο
(1)	(2)	(3)	(4)
1.	Καλαμπόκι	0,90	1,80
2.	Σιτηρά	0,90	1,80
3.	Βαμβάκι	1,20	2,00
4.	Μηδική	1,50	2,40
5.	Χόρτο σε λειβάδια	0,60	1,20
6.	Φυλλοβόλα οπωροφόρα	1,50	2,40
7.	Εσπεριδοειδή	1,50	–
8.	Αμπέλια	1,50	–
9.	Ζαχαρότευτλα	0,90	1,50
10	Πατάτες	0,60	0,90
11	Ντομάτες	1,20	1,50
12.	Σπανάκι	0,30	0,60
13	Σέλινο	0,30	0,60
14.	Αγγούρια	0,30	0,45
15.	Καπνός	0,90	–
16.	Ρύζι	0,60	–

1.3.5. Η διαθέσιμη και η ωφέλιμη στις καλλιέργειες υγρασία

Στην άρδευση δεν μας ενδιαφέρει οποιαδήποτε εδαφική υγρασία και βάθος εδάφους, αλλά συγκεκριμένα η υγρασία ανάμεσα στην υδατοϊκανότητα και το σημείο μόνιμης μάρανσης στο βάθος της ζώνης του ριζοστρώματος. Η υγρασία αυτή λέγεται διαθέσιμη υγρασία και υπολογίζεται με τη σχέση

$$ASM = \frac{FC - PWP}{100} ASW \cdot RD, \quad \text{mm ή m}^3/\text{στρέμμα} \quad (1.14)$$

όπου ASM είναι η διαθέσιμη υγρασία σε mm πάχους υδάτινου στρώματος, FC και PWP είναι αντίστοιχα η υδατοϊκανότητα και το σημείο μόνιμης μάρανσης εκφρασμένα σαν ποσοστά % ξηρού βάρους, ASW είναι το φαινόμενο ειδικό βάρος που παίρνεται αδιάστατο και RD είναι το βάθος του ριζοστρώ-

ματος σε mm. Η έκφραση αυτή είναι επίσης ισοδύναμη με κυβικά μέτρα νερού ανά στρέμμα γης.

Είναι φανερό ότι η σχέση (1.14) βρίσκει εφαρμογή μόνο στην περίπτωση που το έδαφος είναι ομογενές σε όλο το βάθος του ριζοστρώματος. Αν το έδαφος αποτελείται από στρώσεις, η διαθέσιμη υγρασία πρέπει να υπολογιστεί χωριστά για κάθε στρώση και μετά να αθροιστεί για όλο το βάθος του ριζοστρώματος. Γενικά, στην περίπτωση που ένα έδαφος αποτελείται από n στρώσεις με πάχος d η καθεμιά, η σχέση υπολογισμού της διαθέσιμης υγρασίας θα πάρει τη μορφή

$$ASM = \sum_{i=1}^n \frac{FC_i - PWP_i}{100} \cdot ASW_i \cdot d_i, \text{ mm ή m}^3/\text{στρέμμα}, \quad \sum_{i=1}^n d_i = RD \quad (1.15)$$

Στην πράξη, επειδή κατά κανόνα τα γεωργικά εδάφη είναι διαστρωμένα, η διαθέσιμη υγρασία υπολογίζεται για κάθε 30 cm βάθους χωριστά.

Η διαθέσιμη υγρασία διαμορφώνεται ανάλογα με την υφή και τη δομή των εδαφών. Γενικά, αμμώδη (ελαφρά) εδάφη που στραγγίζονται καλά έχουν μικρή διαθέσιμη υγρασία, ακολουθούν τα ιλυώδη (μέσα) και μετά τα αργιλώδη (συνεκτικά) που έχουν πολύ μεγάλη διαθέσιμη υγρασία. Στον Πίνακα 1.2 δίνονται ενδεικτικές τιμές της διαθέσιμης υγρασίας για διάφορες κατηγορίες εδαφών. Επιστάται η προσοχή, σχετικά με τον Πίνακα αυτό, ότι οι τιμές που δίνονται είναι καθαρά ενδεικτικές, πρέπει δε πάντοτε να προσδιορίζονται χωριστά σε κάθε περιοχή που πρόκειται να αρδευτεί.

Πίνακας 1.2

Ενδεικτικές τιμές διαθέσιμης υγρασίας διαφόρων τύπων εδαφών σε mm ανά μέτρο βάθους εδάφους.

Έδαφος	Διαθέσιμη υγρασία, mm·m ⁻¹
(1)	(2)
Πολύ χονδροκόκη άμμος	4 – 70
Χονδροκόκη μέχρι λεπτόκοκη άμμος	70 – 100
Αμμοπηλώδες	100 – 150
Πηλώδες, ιλυοπηλώδες	130 – 200
Αμμοαργιλλώδες, ιλυοαργιλλώδες, αργιλλώδες	150 – 200
Βαρειά οργανικά εδάφη	170 – 250

Στο παρελθόν επικρατούσε η αντίληψη ότι οι καλλιέργειες μπορούσαν αποδοτικά να αντλήσουν όλη τη διαθέσιμη υγρασία, δηλαδή όλο το νερό από την

υδατοϊκανότητα μέχρι το σημείο μόνιμης μάρανσης. Αυτό αποδείχθηκε ότι δεν είναι σωστό. Η υγρασία που μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την κανονική ανάπτυξη και απόδοση των καλλιεργειών είναι κλάσμα της διαθέσιμης υγρασίας, το μέγεθος του οποίου εξαρτάται από τον συνδυασμό των φυτικών, εδαφικών και κλιματικών συνθηκών που επικρατούν σε μια περιοχή. Το κλάσμα αυτό της υγρασίας λέγεται *ωφέλιμη υγρασία*.

Παράγοντες που συντελούν στον περιορισμό της ωφέλιμης υγρασίας είναι: (α) *Φυτικοί*, όπως καλλιέργειες με επιπόλαιο, αραιό και αναπτυσσόμενο με βραδύ ρυθμό ριζικό σύστημα. Καλλιέργειες που η κύρια ανάπτυξη τους γίνεται την εποχή που η εξατμισοδιαπνοή είναι μέγιστη. Όλες οι καλλιέργειες λαχανικών. (β) *Εδαφικοί*, όπως αβαθή εδάφη με περιορισμένη διηθητικότητα και κακό αερισμό. Εδάφη με μικρή ικανότητα συγκράτησης νερού, αλατούχα, με υπερβολική γονιμότητα, με υψηλή θερμοκρασία, με συγκέντρωση των θρεπτικών συστατικών στην επιφανειακή στρώση. (γ) *Κλιματικοί*, όπως συνθήκες που ευνοούν έντονο ρυθμό εξατμισοδιαπνοής, χωρίς βροχή κατά την κύρια περίοδο ανάπτυξης των καλλιεργειών.

Παράγοντες που συντελούν σε αυξημένη ωφέλιμη υγρασία είναι: (α) *Φυτικοί*, όπως καλλιέργειες με βαθύ, πυκνό και γρήγορα αναπτυσσόμενο ριζικό σύστημα, με ξηροφυτικά χαρακτηριστικά, όταν η κύρια περίοδος ανάπτυξης συμπίπτει με την εποχή των βροχών, όταν ο ρυθμός της εξατμισοδιαπνοής είναι περιορισμένος, όταν η παραγωγή τους είναι σε ξερά προϊόντα. (β) *Εδαφικοί*, όπως εδάφη βαθιά με καλή δομή, καλή διηθητικότητα και αερισμό, μεγάλη ικανότητα συγκράτησης νερού, μικρή περιεκτικότητα σε άλατα, χωρίς υπερβολική γονιμότητα, με θρεπτικά στοιχεία ομοιόμορφα κατανεμημένα σε όλο το βάθος του ριζοστρώματος, με υπόγεια στάθμη νερού λίγο κάτω από το ριζόστρωμα. (γ) *Κλιματικοί*, όπως είναι ο βροχερός καιρός και αυτός που συνεπάγεται χαμηλή εξατμισοδιαπνοή κατά την περίοδο εντατικής ανάπτυξης των καλλιεργειών.

Οι παραπάνω παράγοντες διαμορφώνουν ένα *συντελεστή ωφελιμότητας* F με τον οποίο πρέπει να πολλαπλασιάζεται η διαθέσιμη υγρασία για να υπολογιστεί η αντίστοιχη ωφέλιμη. Έτσι, η σχέση της ωφέλιμης υγρασίας (USM) έχει τη μορφή

$$USM = F \cdot ASM \quad (1.16)$$

Κάτω από συνθήκες που ευνοούν αυξημένη ωφέλιμη υγρασία, η τιμή του συντελεστή F είναι της τάξης του 0,75. Για συνθήκες που ευνοούν τον περιορισμό της ωφέλιμης υγρασίας το F παίρνει τιμές από 0,65 μέχρι 0,30. *Η ωφέλιμη υγρασία αντιπροσωπεύει το νερό που πρέπει να αποθηκεύεται στο χωράφι με κάθε άρδευση.*

Ας πάρουμε, για παράδειγμα ένα χωράφι με ομογενές και ομοιόμορφο

έδαφος του οποίου η υδατοϊκανότητα βρέθηκε ίση με 15% D·W, το σημείο μόνιμης μάρανσης 8% D·W και το φαινόμενο ειδικό βάρος 1,40. Το χωράφι πρόκειται να καλλιεργηθεί με καλαμπόκι με βάθος ριζοστρώματος 0,90 m. Οι επικρατούσες στην περιοχή συνθήκες ευνοούν αυξημένη ωφέλιμη υγρασία με συντελεστή ωφελιμότητας 0,75. Σύμφωνα με όσα εκτέθηκαν παραπάνω, αφού το έδαφος είναι ομογενές η διαθέσιμη υγρασία του θα υπολογιστεί με τη σχέση (1.14), δηλαδή

$$ASM = \frac{(15-8)}{100} \times 1,40 \times 900 = 88,2 \text{ mm ή m}^3/\text{στρέμμα}$$

Η ωφέλιμη υγρασία θα είναι, σύμφωνα με τη σχέση (1.16),

$$USM = 0,75 \times 88,2 = 66,1 \text{ mm ή m}^3/\text{στρέμμα}$$

Εστω τώρα ότι ένα χωράφι πρόκειται να καλλιεργηθεί με βαμβάκι που, για τις συνθήκες της περιοχής θα διαμορφώσει το ριζόστρωμά του μέχρι βάθος 1,0 m. Το έδαφος του χωραφιού αποτελείται από διάφορες στρώσεις των οποίων η υδατοϊκανότητα, το σημείο μόνιμης μάρανσης και το φαινόμενο ειδικό βάρος βρέθηκαν ότι έχουν τα ακόλουθα μεγέθη:

Στρώση, cm	FC, % D. W	PWP, % D.W	ASW
0 – 30	21	10	1,45
30 – 60	33	18	1,30
60 – 90	28	14	1,35
90 – 120	25	13	1,40

Οι συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή είναι σημαντικά περιοριστικές της ωφέλιμης υγρασίας έτσι που ο συντελεστής ωφελιμότητας διαμορφώνεται στο επίπεδο του 0,40. Στην περίπτωση αυτή, η διαθέσιμη υγρασία υπολογίζεται με τη σχέση (1.15), δηλαδή

$$\begin{aligned} ASM &= \frac{(21-10)}{100} \times 1,45 \times 300 + \frac{(33-18)}{100} \times 1,30 \times 300 \\ &+ \frac{(28-14)}{100} \times 1,35 \times 300 + \frac{(25-13)}{100} \times 1,40 \times 100 \\ &= 47,85 + 58,50 + 56,70 + 16,80 = 179,9 \text{ mm ή m}^3/\text{στρέμμα} \end{aligned}$$

Η αντίστοιχη ωφέλιμη υγρασία θα είναι, σύμφωνα με τη σχέση (1.16),

$$USM = 0,4 \times 179,9 = 72 \text{ mm ή m}^3/\text{στρέμμα}.$$

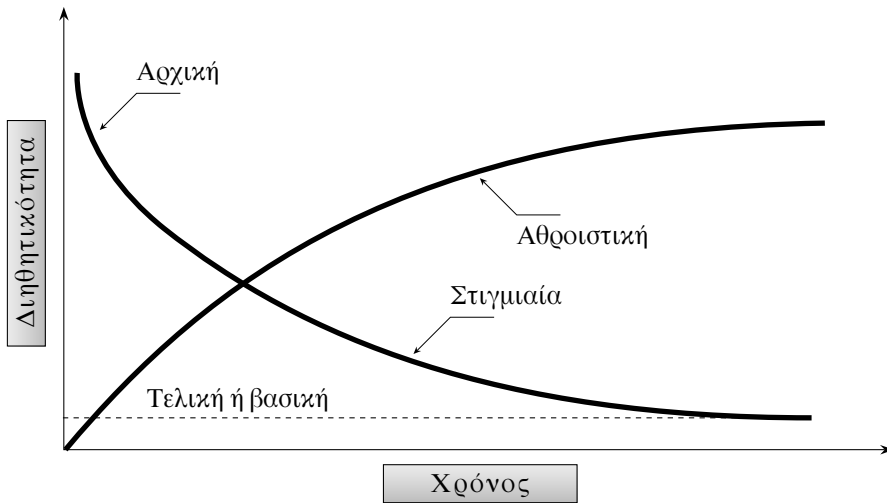
1.4. Η ΔΙΗΘΗΤΙΚΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ

Κατά τη διάρκεια μιας βροχής ή άρδευσης το νερό κινείται, δια της επιφάνειας του εδάφους, προς βαθύτερα στρώματα. Η διείσδυση αυτή του νερού στο έδαφος, που εξαρτάται από την κατάσταση της επιφάνειας, τη δομή και την υφή, τη σε βάθος ομοιογένεια και στα αρχικά στάδια, από την εδαφική υγρασία, αποτελεί το φαινόμενο της διήθησης.

Όταν ένα έδαφος είναι αρχικά ξερό και δέχεται στην επιφάνειά του νερό, διαμορφώνεται μια αρκετά σαφής διαχωριστική επιφάνεια ανάμεσα στο έδαφος που έχει ήδη υγρανθεί από το κατερχόμενο νερό και στο έδαφος που ακόμη είναι ξερό. Η διαχωριστική αυτή επιφάνεια λέγεται *υγρό μέτωπο* ή *μέτωπο προσπέλασης*. Η υγρή περιοχή που βρίσκεται ανάμεσα στην επιφάνεια του εδάφους και το μέτωπο προσπέλασης λέγεται *ζώνη μεταφοράς*. Η ζώνη αυτή επιμηκύνεται συνέχεια όσο κρατάει η εφαρμογή του νερού, έχει σχεδόν σταθερή περιεκτικότητα σε νερό με βαθμό κορεσμού 80-95% και σχεδόν σταθερό, ελαφρά αρνητικό, ύψος πίεσης που κυμαίνεται από -5 cm μέχρι -25 cm.

Η ταχύτητα με την οποία το νερό διηθείται στο έδαφος δεν είναι σταθερή με το χρόνο. Αρχικά η ταχύτητα αυτή είναι πολύ μεγάλη αλλά, με την πάροδο του χρόνου, ελαττώνεται σημαντικά μέχρι κάποιο όριο που από κει και πέρα παραμένει σταθερή. Η ταχύτητα διήθησης στην αρχή του φαινομένου λέγεται *αρχική διηθητικότητα* και η σταθερή τιμή που παίρνει μετά την παρέλευση αρκετού χρόνου λέγεται *τελική ή βασική διηθητικότητα*. Η ταχύτητα διήθησης σε οποιαδήποτε στιγμή κατά τη διάρκεια του φαινομένου λέγεται *στιγμιαία διηθητικότητα*. Τα παραπάνω δείχνουν ότι η αρχική και η τελική διηθητικότητα αποτελούν τις δύο οριακές τιμές της στιγμιαίας διηθητικότητας. Αν σε ένα διάγραμμα τοποθετηθούν τα σημεία που αντιστοιχούν στις τιμές της στιγμιαίας διηθητικότητας για κάθε χρόνο, σχηματίζεται η *καμπύλη της στιγμιαίας διηθητικότητας*. Η ποσότητα του νερού που διηθείται στο έδαφος από την αρχή του φαινομένου μέχρι κάποιο χρόνο λέγεται *αθροιστική διηθητικότητα*. Αν σε ένα διάγραμμα τοποθετηθούν οι αθροιστικές διηθητικότητες που αντιστοιχούν σε διάφορους χρόνους σχηματίζεται η *καμπύλη της αθροιστικής διηθητικότητας*. Οι καμπύλες της στιγμιαίας και αθροιστικής διηθητικότητας έχουν πρωταρχική σημασία στην εφαρμογή των αρδεύσεων γιατί, με βάση αυτές, καθορίζεται ο ρυθμός εφαρμογής του νερού και η διάρκεια της άρδευσης. Τυπικές καμπύλες διηθητικότητας δίνονται στο Σχήμα 1.6.

Η διήθηση του νερού στο έδαφος εξαρτάται από την κατάσταση της επιφάνειας και τα υδραυλικά χαρακτηριστικά του. Εδάφη με μεγάλους πόρους και ανοικτή δομή παρουσιάζουν μεγάλη διηθητικότητα. Το αντίθετο συμβαίνει με τα συνεκτικά εδάφη που, αν και έχουν μεγάλο πορώδες, το μέγεθος των πόρων του είναι μικρό και η δομή τους σφιχτή. Άλλα εδάφη διαστέλλονται όταν δια-



Σχήμα 1.6

Τυπικές καμπύλες στιγμιαίας και αθροιστικής διηθητικότητας ομογενών εδαφών.

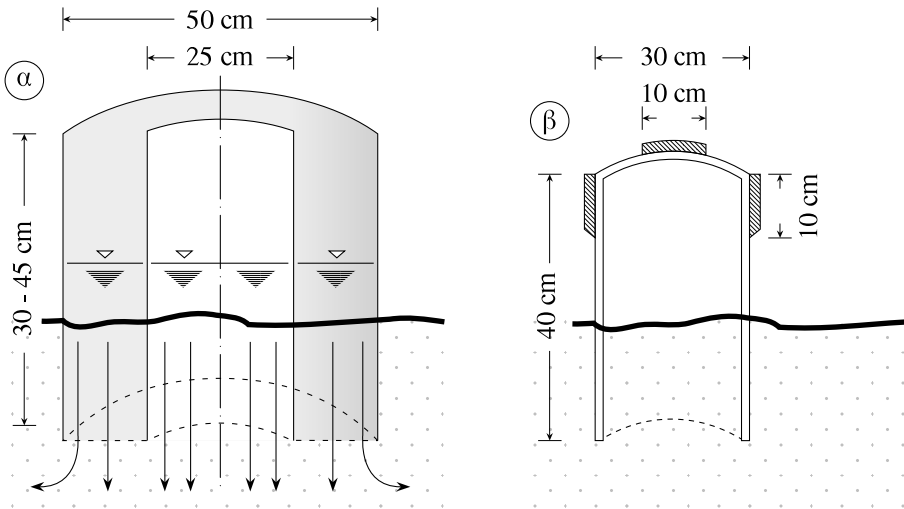
βρέχονται με αποτέλεσμα να κλείνουν οι πόροι τους και να γίνονται σχεδόν αδιαπέρατα στο νερό. Τα ίδια εδάφη, κατά κανόνα, όταν ξεραίνονται σχηματίζουν ρωγμές από τις οποίες το νερό μπορεί να διεισδύσει ταχύτατα με αποτέλεσμα να έχουν πολύ μεγάλη αρχική διηθητικότητα.

Η διηθητικότητα των χωραφιών επηρεάζεται από διάφορους παράγοντες. Δυσμενής επίδραση έχουν τα διάφορα καλλιεργητικά μηχανήματα που συμπιέζουν το έδαφος αμέσως κάτω από το βάθος στο οποίο φτάνουν (συνήθως 10-15 cm), με αποτέλεσμα να δημιουργείται στο βάθος αυτό μια λεπτή συμπαγής στρώση που εμποδίζει την προς τα κάτω κίνηση του νερού. Η επίδραση αυτή είναι μεγαλύτερη στα συνεκτικά και υγρά εδάφη. Λεπτή συμπαγής κρούστα σχηματίζεται επίσης και στην επιφάνεια τέτοιων εδαφών σαν αποτέλεσμα της πρόσκρουσης των σταγόνων της βροχής ή σαν συνέπεια της άρδευσης. Σημαντική επίδραση ασκεί και η θερμοκρασία του νερού. Νερό με χαμηλή θερμοκρασία διηθείται βραδύτερα στο έδαφος από ότι νερό με υψηλή θερμοκρασία. Τέλος, ιδιαίτερα πρέπει να τονιστεί η επίδραση που έχουν τα διάφορα άλατα που είναι διαλυμένα στο αρδευτικό νερό. Τα άλατα αυτά συγκεντρώνονται σταδιακά στο έδαφος και με την πάροδο του χρόνου μπορεί να μεταβάλλουν τα χαρακτηριστικά του σε σχέση με τη διηθητικότητα. Ιδιαίτερα επιβλαβής είναι η συγκέντρωση αυτή σε ξερά κλίματα, όπου το σύνολο σχεδόν του νερού που χρησιμοποιείται από τις καλλιέργειες δίνεται με άρδευση. Στα υγρά κλίματα τα άλατα αποπλένονται με το νερό της βροχής και η σοβαρότητα του προβλήματος περιορίζεται σημαντικά. Αντιμετώπιση του προβλήματος στα

Ξερά κλίματα επιτυγχάνεται με εφαρμογή κατά διαστήματα υπεράρδευσης.

Όλα τα άλατα που μεταφέρονται με το αρδευτικό νερό δεν είναι κατ' ανάγκη επιβλαβή. Νερό που μεταφέρει άλατα ασβεστίου και μαγνησίου, κάτω από ορισμένες συνθήκες, μπορεί να έχει ευνοϊκή επίδραση στα χαρακτηριστικά του εδάφους που βελτιώνουν την αγωγιμότητα και διηθητικότητα του. Αντίθετα, νερό που περιέχει σε σημαντική συγκέντρωση χλωριούχο, θειικό ή όξινο ανθρακικό νάτριο, έχει καταστρεπτικά αποτελέσματα στη δομή του εδάφους, μεταβάλλοντάς το σε άμορφη συμπαγή μάζα.

Το νερό, ανάλογα με τον τρόπο που εφαρμόζεται στο χωράφι, μπορεί να διηθηθεί κατακόρυφα, οριζόντια ή και τα δύο μαζί. Η μέτρηση της κατακόρυφης διηθητικότητας γίνεται με τη *συσσκευή των ομοκέντρων κυλίνδρων*. Η συσκευή αυτή αποτελείται από δύο μεταλλικούς κυλίνδρους ύψους 30-45 cm που τοποθετούνται στο έδαφος ομοαξονικά ο ένας μέσα στον άλλο σε βάθος 10-15 cm ή και περισσότερο, ανάλογα με τα χαρακτηριστικά του εδάφους. Η διάμετρος του εσωτερικού κυλίνδρου είναι 25 cm και του εξωτερικού 50 cm. Ο χώρος που διαμορφώνεται ανάμεσα στον εσωτερικό και τον εξωτερικό κύλινδρο πάνω από την επιφάνεια του εδάφους και ο χώρος μέσα στον εσωτερικό κύλινδρο γεμίζονται ταυτόχρονα με νερό μέχρι βάθος 10-12 cm. Στη συνέχεια σημειώνεται σε ειδικό έντυπο η πτώση της στάθμης στον εσωτερικό κύλινδρο και ο αντίστοιχος χρόνος. Η ύπαρξη του εξωτερικού κυλίνδρου έχει σκοπό να μην επιτρέψει την πλευρική κίνηση του νερού, όταν αυτό φτάσει στο κάτω άκρο του εσωτερικού κυλίνδρου. Όταν η στάθμη του νερού πέσει στα 5-6 cm οι κύλινδροι ξαναγεμίζονται. Μια διάταξη της συσκευής δίνεται στο Σχήμα 1.7.



Σχήμα 1.7

Διάταξη (α) συσκευής ομοκέντρων κυλίνδρων και
(β) διηθητόμετρον εφαρμογής αρδεύσεων.

Μέτρηση της κατακόρυφης διηθητικότητας μπορεί να γίνει και με ένα μόνο κύλινδρο, με μια συσκευή που λέγεται *διηθητόμετρο εφαρμογής αρδεύσεων* και δίνεται επίσης στο Σχήμα 1.7. Αποτελείται από ένα μεταλλικό κύλινδρο διαμέτρου 30 cm και ύψους 40 cm. Στο κάτω άκρο τοποθετείται φορητός δακτύλιος με αιχμηρό άκρο και στο πάνω άκρο τοποθετούνται συμμετρικά σε τέσσερις θέσεις χυτοσιδηρά υποστηρίγματα διαστάσεων 10×10 cm. Η έμπηξη του κυλίνδρου στο έδαφος γίνεται με συμμετρική κρούση πάνω στα υποστηρίγματα αυτά. Ο κύλινδρος τοποθετείται στο έδαφος σε βάθος 15-20 cm, γεμίζεται με νερό σε βάθος 10-12 cm και σημειώνεται σε ειδικό έντυπο η πτώση της στάθμης και ο αντίστοιχος χρόνος. Σύγκριση μεγάλου αριθμού παρατηρήσεων διηθητικότητας που έγινε με τους ομόκεντρους κυλίνδρους και το διηθητόμετρο εφαρμογής αρδεύσεων έδειξε πρακτικά απόλυτη ταύτιση.

Η διαδικασία λήψης των παρατηρήσεων είναι ίδια και για τις δύο συσκευές. Αμέσως μετά την πλήρωση των ή του κυλίνδρου με νερό, γίνεται η πρώτη παρατήρηση της πτώσης της στάθμης και του αντίστοιχου χρόνου και σημειώνονται στο έντυπο, όπως φαίνεται στις στήλες (1) και (4) του Πίνακα 1.3. Την παρατήρηση αυτή ακολουθούν άλλες, σε συχνότητα που καθορίζεται από την ταχύτητα διήθησης του νερού στο υπό παρατήρηση έδαφος. Συνήθως στα πρώτα 10 min παρατηρήσεις γίνονται ανά 1-3 min, στην επόμενη μισή ώρα ανά 5 min, στις επόμενες δύο ώρες ανά 15 min και από κει πέρα σε διαστήματα κατά την κρίση του παρατηρητή, ανάλογα με τα χαρακτηριστικά του εδάφους. Με τον τρόπο αυτό συμπληρώνονται οι στήλες (1) και (4) του Πίνακα 1.3. Στη στήλη (2) του πίνακα σημειώνεται η διαφορά χρόνου μεταξύ των διαδοχικών παρατηρήσεων, στη στήλη (3) ο αθροιστικός χρόνος, στη στήλη (5) η διαφορά στάθμης μεταξύ δύο διαδοχικών παρατηρήσεων και στη στήλη (6) αθροιστικά η πτώση της στάθμης. Δηλαδή, οι στήλες (3) και (6) αντιπροσωπεύουν την αθροιστική διηθητικότητα του εδάφους.

Όταν το πότισμα του χωραφιού γίνεται με αυλάκια, η διήθηση γίνεται κατακόρυφα και πλευρικά, εξαρτάται δε τόσο από τα χαρακτηριστικά του εδάφους όσο και από το βάθος του νερού μέσα στα αυλάκια. Η μέτρηση της διηθητικότητας κάτω από αυτές τις συνθήκες μπορεί να γίνει με τη μέθοδο *εισόδου-εξόδου* ή με το *διηθητόμετρο του Shull*.

Κατά τη μέθοδο εισόδου-εξόδου στο πάνω μέρος ενός αυλακιού παίρνεται ένα τμήμα μήκους 30 m αν το έδαφος είναι μέσο προς ελαφρό ή 60 m αν το έδαφος είναι συνεκτικό. Στο πάνω άκρο μετράται η παροχή του νερού που μπαίνει στο τμήμα (παροχή εισόδου) και στο κάτω η παροχή που το εγκαταλείπει (παροχή εξόδου). Μετρήσεις γίνονται σε διάφορους χρόνους που η διάρκειά τους εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά του εδάφους. Η διαφορά που παρουσιάζουν οι παροχές εισόδου και εξόδου αντιπροσωπεύουν την ποσότητα του νερού που διηθείται στο έδαφος. Η μέθοδος αυτή έχει το πλεονέκτημα ότι οι μετρήσεις γίνονται στα αυλάκια κάτω από πραγματικές συνθήκες άρδευσης.

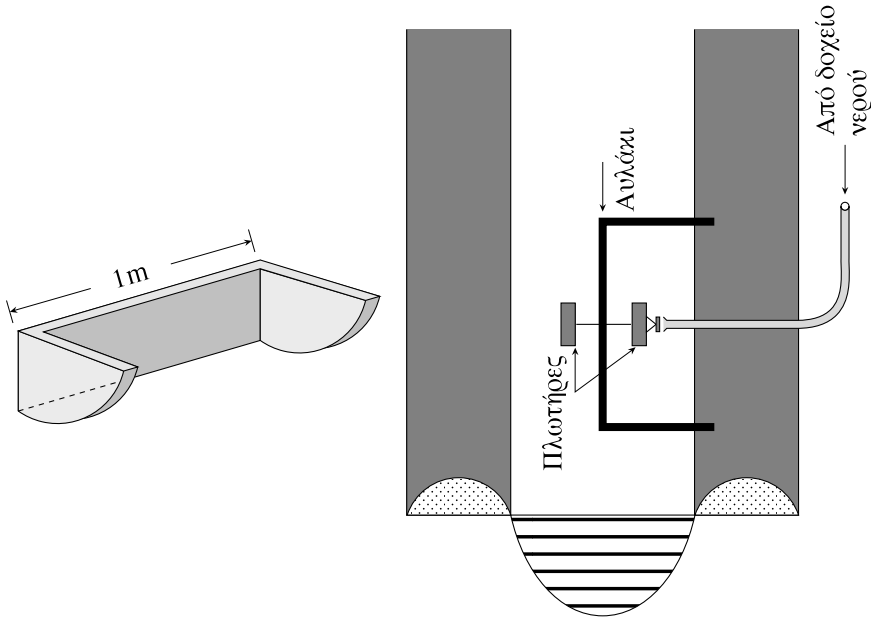
Μια παραλλαγή της μεθόδου είναι να χρησιμοποιηθεί ολόκληρο το μήκος του αυλακιού, οπότε βέβαια τα αποτελέσματα θα είναι λιγότερο ακριβή.

Πίνακας 1.3

Έντυπο καταγραφής παρατηρήσεων διηθητικότητας

Περιοχή: IV					
Σύσταση εδάφους: άμμος 30%, ιλύς 35%, άργιλος 35%					
Τύπος υφής εδάφους: αργιλώδης πηλός (CL)					
Επιφανειακή υγρασία: 6%					
Ημερομηνία: 5/6/75. Παρατηρητής: Α					
Χρόνος, min			Διήθηση, mm		
ώρα	διαφορά	άθροισμα	στάθμη	διαφορά	άθροισμα
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
11:08	2	0	7	9	0
11:10	3	2	16	6	9
11:13	5	5	22	8	15
11:18	5	10	30	8	23
11:23	5	15	38	6	31
11:28	10	20	44	13	37
11:38	15	30	57	16	50
11:53	15	45	73	14	66
12:08	15	60	87	13	80
12:23	15	75	100	10	93
12:38	15	90	110	10	103
12:53	15	105	120	10	113
13:08	15	120	130	9	123
13:23		135	139		132

Το *διηθητόμετρο* του Shull είναι μια μεταλλική κατασκευή διαμορφωμένη σε μισή διατομή αυλακιού μήκους 1 m που τοποθετείται μέσα στο αυλάκι, όπως φαίνεται στο Σχήμα 1.8. Μετά την τοποθέτηση της συσκευής, νερό παροχετεύεται κανονικά στα ανάντη του αυλακιού. Όταν το νερό φτάσει στη συσκευή, με μια διάταξη πλωτήρων νερό μπαίνει στο απομονωμένο τμήμα από ένα δοχείο, ενώ η στάθμη του νερού μέσα και έξω από το τμήμα αυτό κρατείται στο ίδιο επίπεδο. Η ποσότητα του νερού που εγκαταλείπει το δοχείο είναι αυτή που διηθείται στο έδαφος στο απομονωμένο από τη συσκευή τμήμα του αυλακιού.



Σχήμα 1.8

Το διηθητόμετρο του Shull.

Η διηθητικότητα του εδάφους μπορεί να εκφρασθεί με κάποιες εμπειρικές σχέσεις που κατά κανόνα είναι εκθετικής μορφής. Η πιο επιτυχημένη από τις σχέσεις αυτές δόθηκε από τον *Kostiakov* και έχει τη μορφή

$$y = kt^b \quad (1.17)$$

όπου y είναι η αθροιστική διηθητικότητα, t είναι ο χρόνος, k και b είναι σταθερές. Αν και η σχέση αυτή δεν μπορεί να θεωρηθεί ότι περιγράφει απόλυτα το φαινόμενο της διήθησης, τα αποτελέσματα της εφαρμογής της για τους συνηθισμένους χρόνους που διαρκεί μια άρδευση είναι κατά κανόνα ικανοποιητικά και, για το λόγο αυτό, χρησιμοποιείται εκτεταμένα. Η στιγμιαία διηθητικότητα προκύπτει από παραγωγή της σχέσης (1.17) και είναι

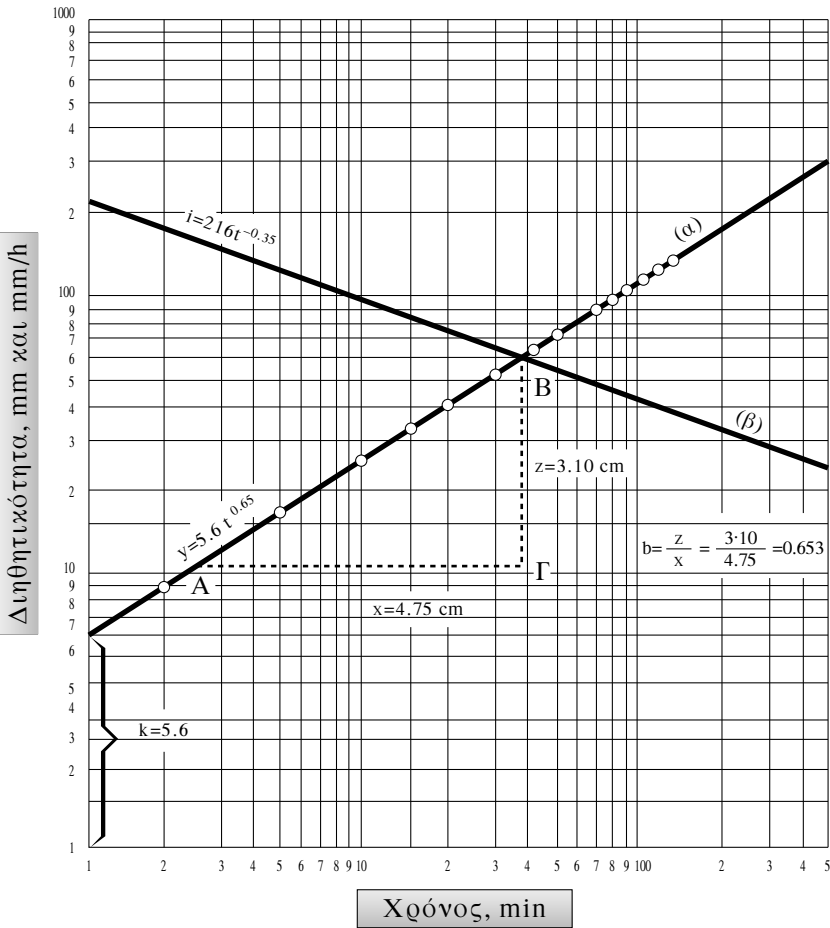
$$i = bkt^{b-1} \tag{1.18}$$

Ο εκθέτης b στις παραπάνω σχέσεις υπόκειται στον περιορισμό

$$0 < b < 1 \tag{1.19}$$

γιατί, αν $b=1$, η στιγμιαία διηθητικότητα γίνεται σταθερή και, αν $b=0$, τότε $i=0$.

Ουσιαστική απόκλιση της σχέσης (1.18) από την πραγματικότητα εμφανίζεται όταν ο χρόνος t γίνει πολύ μεγάλος. Στην περίπτωση αυτή η i τείνει πρα-



Χρόνος, min

Σχήμα 1.9

Προσδιορισμός των σταθερών k και b με τη γραφική μέθοδο με βάση τα στοιχεία του Πίνακα 1.3.

κτικά στο μηδέν αντί σε κάποια σταθερή τιμή που είναι η βασική διηθητικότητα. Για το λόγο αυτό οι σχέσεις (1.17) και (1.18) δεν πρέπει να εφαρμόζονται για μεγάλους χρόνους. Οι σχέσεις αυτές γραφικά αντιπροσωπεύονται από τις καμπύλες του Σχήματος 1.6.

Οι σταθερές k και b προσδιορίζονται για κάθε έδαφος με βάση παρατηρήσεις που γίνονται στο χωράφι, με κάποια από τις μεθόδους που αναλύθηκαν στα προηγούμενα. Η ανάλυση των παρατηρήσεων μπορεί να γίνει εύκολα με γραφικό τρόπο. Ας πάρουμε για παράδειγμα τις παρατηρήσεις που δίνονται στον Πίνακα 1.3. Σε ένα λογαριθμικό χαρτί 3×3 κύκλων ορίζουμε τον οριζόντιο άξονα σαν άξονα του χρόνου και τον κατακόρυφο σαν άξονα της διηθητικότητας. Στο διάγραμμα εντοπίζονται τα σημεία που αντιστοιχούν στις παρατηρήσεις των στηλών (3) και (6), στα οποία προσαρμόζεται μια ευθεία γραμμή. Η ευθεία αυτή αντιπροσωπεύει την καμπύλη της αθροιστικής διηθητικότητας, η τομή της με τον κατακόρυφο άξονα προσδιορίζει τη σταθερά k και η κλίση της τον εκθέτη b . Η όλη διαδικασία δίνεται στο Σχήμα 1.9 όπου, με βάση τα στοιχεία των στηλών (3) και (6) του Πίνακα 1.3, προσαρμόστηκε η ευθεία (α) που αντιστοιχεί στην αθροιστική διηθητικότητα. Από την τομή της ευθείας αυτής με τον κατακόρυφο άξονα βγαίνει ότι $k=5,6$ και από την κλίση της, με τη βοήθεια του τριγώνου $AB\Gamma$, $b=0,65$. Έτσι, η εξίσωση της αθροιστικής διηθητικότητας του συγκεκριμένου εδάφους που αντιπροσωπεύουν οι παρατηρήσεις του Πίνακα 1.3 είναι

$$y = 5,6 t^{0,65} \text{ mm}$$

από την οποία, με παραγωγή, προκύπτει η εξίσωση της στιγμιαίας διηθητικότητας

$$i = 0,65 \times 5,6 t^{(0,65-1)} = 3,6 t^{-0,35} \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$$

ή

$$i = 60 \times 3,6 t^{-0,35} = 216 t^{-0,35} \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}.$$

Η σχέση αυτή αντιπροσωπεύεται από την καμπύλη (β) στο Σχήμα 1.9.

Οι σχέσεις της διηθητικότητας είναι απαραίτητες για τον προσδιορισμό του ρυθμού εφαρμογής του νερού στο χωράφι κατά την άρδευση, όπως επίσης και για την εκτίμηση του χρόνου που απαιτείται για την εφαρμογή στο χωράφι μιας συγκεκριμένης ποσότητας νερού.