



ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ

ΕΥΣΤΑΘΙΟΣ Γ. ΔΙΑΜΑΝΤΟΠΟΥΛΟΣ

ΠΤΥΧΙΟΥΧΟΣ ΓΕΩΠΟΝΟΣ ΓΠΑ

**Μαθηματική προσομοίωση της διήθησης
και ανακατανομής του εδαφικού νερού και της
πρόσληψης του από τα φυτά στην περίπτωση συνεχούς
και διακοπτόμενης επιφανειακής στάγδην άρδευσης**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΑΘΗΝΑ 2010

ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ

**Μαθηματική προσομοίωση της διήθησης
και ανακατανομής του εδαφικού νερού και της
πρόσληψης του από τα φυτά στην περίπτωση συνεχούς
και διακοπτόμενης επιφανειακής στάγδην άρδευσης**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΕΥΣΤΑΘΙΟΣ Γ. ΔΙΑΜΑΝΤΟΠΟΥΛΟΣ

ΑΘΗΝΑ 2010

ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ

**Μαθηματική προσομοίωση της διήθησης
και ανακατανομής του εδαφικού νερού και της
πρόσληψης του από τα φυτά στην περίπτωση συνεχούς
και διακοπτόμενης επιφανειακής στάγδην άρδευσης**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΕΥΣΤΑΘΙΟΣ Γ. ΔΙΑΜΑΝΤΟΠΟΥΛΟΣ

ΑΘΗΝΑ 2010

Εισηγητής : Σ. Ελμαλόγλου

Εξεταστική Επιτροπή: Σ. Ελμαλόγλου

Π. Κερκίδης

Ι. Βαλιάντζας

Β. Αντωνόπουλος

Γ. Καραντούνιας

Ι. Αργυροκαστρίτης

Ν. Δέρκας

στην οικογένειά μου

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Με την ολοκλήρωση της διδακτορικής διατριβής μου, θέλω να ευχαριστήσω τους ανθρώπους που με βοήθησαν κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της.

Το θέμα της διατριβής επιλέχτηκε από τον Καθηγητή του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών κ. Ελμαλόγλου Σταμάτη, τον οποίο θέλω να ευχαριστήσω τόσο για την ευκαιρία που μου έδωσε να μελετήσω το συγκεκριμένο θέμα, όσο και για την επιστημονική καθοδήγηση, την ουσιαστική επίβλεψη και την αμέριστη υποστήριξη που μου παρείχε.

Επίσης, οφείλω να ευχαριστήσω τους κυρίους Πέτρο Κερκίδη και Ιωάννη Βαλιάντζα, Καθηγητές του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών, για την συμμετοχή τους στην τριμελή εισηγητική επιτροπή και για τις πολύτιμες γνώσεις που μου παρείχαν σαν καθηγητές μου σε προπτυχιακό και μεταπτυχιακό επίπεδο.

Θερμές ευχαριστίες θα ήθελα να εκφράσω και στα μέλη της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής: Βασίλη Αντωνόπουλο (Καθηγητή της Γεωπονικής Σχολής του Α.Π.Θ.), Γεώργιο Καραντούνια (Καθηγητή του Γ.Π.Α) και Ιωάννη Αργυροκαστρίτη (Επίκουρο Καθηγητή του Γ.Π.Α). Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον Επίκουρο Καθηγητή του Γ.Π.Α. και μέλος της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής, κ Νικόλαο Δέρκα για την ουσιαστική συμβουλευτική και οικονομική βοήθεια που μου παρείχε μέσω της συνεργασίας μας στο Ευρωπαϊκό ερευνητικό πρόγραμμα «Elmaa».

Το πιο μεγάλο ευχαριστώ απ' όλα δικαιωματικά το αφιερώνω στην οικογένεια μου, η οποία ήταν πάντα δίπλα μου όλο αυτό το χρονικό διάστημα...

Περιεχόμενα

Περιεχόμενα	i
Λίστα Σχημάτων	iv
Λίστα Πινάκων	vii
<i>ΠΕΡΙΛΗΨΗ</i>	viii
<i>ABSTRACT</i>	xi
<i>ΕΙΣΑΓΩΓΗ</i>	1
<i>Κεφάλαιο 1 Βιβλιογραφική ανασκόπηση</i>	5
1.1 Γενικά.....	5
1.2 Κατανομή του νερού άρδευσης στα εδάφη κατά τη στάγδην άρδευση.....	7
1.3 Προσομοίωση της κίνησης του νερού στα εδάφη.	10
1.4 Το φαινόμενο της υστέρησης (hysteresis).	19
1.5 Μέθοδος εφαρμογής του νερού κατά τη στάγδην άρδευση.	23
1.6 Προσομοίωση της πρόσληψης του εδαφικού νερού από τις ρίζες των φυτών με μακροσκοπική προσέγγιση.	23
<i>Κεφάλαιο 2 Γενική θεώρηση της ακόρεστης ροής</i>	28
2.1 Εισαγωγή.	28
2.2 Δυναμικό του εδαφικού νερού.....	28
2.3 Οι βασικές εξαρτημένες μεταβλητές.	30
2.3.1 <i>Η κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό.</i>	30
2.3.2 <i>Το φορτίο πίεσης του εδαφικού νερού.</i>	31
2.4 Η χαρακτηριστική καμπύλη της εδαφικής υγρασίας (X.K.Y).....	31
2.5 Οι βασικές παράμετροι.	32
2.5.1 <i>Η υδραυλική αγωγιμότητα (K).</i>	32
2.5.2 <i>Ο συντελεστής διάχυσης (D).</i>	33
2.6 Η εξίσωση συνέχειας.	34
2.7 Η δυναμική εξίσωση ή εξίσωση Darcy.....	35
2.8 Η εξίσωση μεταφοράς ή εξίσωση ροής.	35

2.9	Συνθήκες εργασίας.....	36
<i>Κεφάλαιο 3 Προσομοίωση της τοπικής διήθησης από ισαπέχουσες σημειακές</i>		
	<i>πηγές στάγδην άρδευσης σε καλλιεργούμενο έδαφος</i>	<i>38</i>
3.1	Εισαγωγή.	38
3.2	Το φυσικό μοντέλο.	38
3.3	Το μαθηματικό μοντέλο.....	39
3.4	Αρχικές και οριακές συνθήκες.....	40
3.5	Ενσωμάτωση του φαινομένου της υστέρησης στη Χ.Κ.Υ.	43
3.6	Πρόσληψη νερού από τις ρίζες των φυτών (sink term) και εξάτμιση από την επιφάνεια του εδάφους.	45
<i>Κεφάλαιο 4 Αριθμητική επίλυση του μαθηματικού μοντέλου της τοπικής</i>		
	<i>διήθησης από ισαπέχουσες σημειακές πηγές στάγδην άρδευσης σε καλλιεργούμενο</i>	
	<i>έδαφος.....</i>	<i>48</i>
4.1	Διακριτοποίηση της εξίσωσης ροής.....	48
4.2	Κατακόρυφη σάρωση.	50
4.3	Οριζόντια σάρωση.	52
4.4	Οριακές συνθήκες στην επιφάνεια του εδάφους.	54
4.5	Οριακές συνθήκες στα κινητά όρια της περιοχής ροής.	57
4.6	Κριτήρια εκλογής του βήματος διαστήματος και του χρονικού βήματος. ..	57
4.7	Διαδικασία αυτόματης μεταβολής του χρονικού βήματος.	58
4.8	Σύγκλιση της αριθμητικής λύσης.	59
<i>Κεφάλαιο 5 Επίδραση των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους, της παροχής,</i>		
	<i>της ισαπόστασης των σταλακτήρων και του χρόνου άρδευσης στη δυναμική του</i>	
	<i>εδαφικού νερού υπό καθεστώς στάγδην άρδευσης.....</i>	<i>63</i>
5.1	Εισαγωγή.	63
5.2	Μεθοδολογία.....	64
5.3	Αποτελέσματα και ανάλυση.	65
<i>Κεφάλαιο 6 Επίδραση της διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης στο μέτωπο</i>		
	<i>διαβροχής, στις κατατομές εδαφικής υγρασίας και στις απώλειες λόγω βαθιάς</i>	
	<i>διήθησης.....</i>	<i>83</i>
6.1	Εισαγωγή.	83

6.2	Μεθοδολογία.....	85
6.3	Αποτελέσματα και ανάλυση.....	86
<i>Κεφάλαιο 7 Επίδραση του φαινομένου της υστέρησης στις κατατομές εδαφικής υγρασίας και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης στην περίπτωση στάγδην άρδευσης από σημειακή πηγή.....</i>		
		97
7.1	Εισαγωγή.....	97
7.2	Μεθοδολογία.....	98
7.3	Αποτελέσματα και ανάλυση.....	98
<i>Κεφάλαιο 8 Επίδραση του φαινομένου της υστέρησης στην ανακατανομή του εδαφικού νερού και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης στην περίπτωση συνεχούς και διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης.....</i>		
		105
8.1	Εισαγωγή.....	105
8.2	Μεθοδολογία.....	106
8.3	Αποτελέσματα και ανάλυση.....	107
<i>Κεφάλαιο 9 Συμπεράσματα.....</i>		
		114
9.1	Συμπεράσματα.....	114
<i>Κεφάλαιο 10 Μελλοντική έρευνα.....</i>		
		117
10.1	Μελλοντική έρευνα.....	117
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....		118
<i>Παράρτημα 1.....</i>		129

Λίστα Σχημάτων

Σχήμα 1-1. Σύνοψη των εμπειρικών μοντέλων υστέρησης (Pham et al. 2005).....	21
Σχήμα 3-1. Σχηματική παράσταση της περιοχής στην οποία εξετάζουμε τη τρισδιάστατη αξονοσυμμετρική διήθηση, στην περίπτωση φυτοκαλυμμένου εδάφους (Elmaloglou and Malamos, 2006).	38
Σχήμα 3-2. Διακύμανση τιμών της μεταβλητής α	45
Σχήμα 4-1. Διακριτοποίηση της περιοχής υπολογισμού στο επίπεδο (r, z, t_k)	49
Σχήμα 4-2. Διάγραμμα ορισμών της μεθόδου A.D.I., για την περίπτωση της εξίσωσης ροής (4-1) (Malamos, 2005).....	50
Σχήμα 4-3. Σχηματική παράσταση της διακριτοποίησης στην επιφάνεια του εδάφους.....	55
Σχήμα 4-4. Σύγκριση αναλυτικής και αριθμητικής λύσης.....	61
Σχήμα 5-1. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος loamy sand, για ισαπόσταση σταλακτήρων 80x80 cm: (a, b) δόση άρδευσης 30 mm, (c, d) δόση άρδευσης 18 mm.	67
Σχήμα 5-2. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος loamy sand, για ισαπόσταση σταλακτήρων 60x60 cm: (a, b) δόση άρδευσης 30 mm, (c, d) δόση άρδευσης 18 mm.	68
Σχήμα 5-3. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος silt, για ισαπόσταση σταλακτήρων 80x80 cm: (a, b) δόση άρδευσης 30 mm, (c, d) δόση άρδευσης 18 mm.	69
Σχήμα 5-4. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος silt, για ισαπόσταση σταλακτήρων 60x60 cm: (a, b) δόση άρδευσης 30 mm, (c, d) δόση άρδευσης 18 mm.	70
Σχήμα 5-5a, b. Μέση τιμή της υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 80x80 cm, για παροχή 2 και 4 l·h ⁻¹ , για το έδαφος loamy sand.....	72
Σχήμα 5-6a, b. Μέση τιμή της υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 60x60 cm, για παροχή 2 και 4 l·h ⁻¹ , για το έδαφος loamy sand.....	73
Σχήμα 5-7a, b. Μέση τιμή της υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 80x80 cm, για παροχή 2 και 4 l·h ⁻¹ , για το έδαφος silt.....	74

Σχήμα 5-8a, b. Μέση τιμή της υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 60x60 cm, για παροχή 2 και 4 l·h ⁻¹ , για το έδαφος silt.....	75
Σχήμα 5-9a, b. Συντελεστής ομοιομορφίας της εδαφικής υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 80x80 cm, για παροχή 2 και 4 l·h ⁻¹ , για το έδαφος loamy sand.....	77
Σχήμα 5-10a, b. Συντελεστής ομοιομορφίας της εδαφικής υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 60x60 cm, για παροχή 2 και 4 l·h ⁻¹ , για το έδαφος loamy sand.....	78
Σχήμα 5-11a, b. Συντελεστής ομοιομορφίας της εδαφικής υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 80x80 cm, για παροχή 2 και 4 l·h ⁻¹ , για το έδαφος silt.	79
Σχήμα 5-12a, b. Συντελεστής ομοιομορφίας της εδαφικής υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 60x60 cm, για παροχή 2 και 4 l·h ⁻¹ , για το έδαφος silt.	80
Σχήμα 6-1. Σχηματική απεικόνιση της συνεχούς και διακοπτόμενης άρδευσης.	84
Σχήμα 6-2. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος loamy sand.....	87
Σχήμα 6-3. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος silt loam.....	88
Σχήμα 6-4. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος sable DIERI.....	89
Σχήμα 6-5. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: 2 l·h ⁻¹), για το έδαφος loamy sand και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.....	91
Σχήμα 6-6. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: 4 l·h ⁻¹), για το έδαφος loamy sand και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.....	92
Σχήμα 6-7. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: 2 l·h ⁻¹), για το έδαφος silt loam και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.	93
Σχήμα 6-8. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: 4 l·h ⁻¹), για το έδαφος silt loam και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.	94
Σχήμα 6-9. Η εξέλιξη των απωλειών λόγω βαθιάς διήθησης συναρτήσει του χρόνου για το έδαφος loamy sand.	95

Σχήμα 6-10. Η εξέλιξη των απωλειών λόγω βαθιάς διήθησης συναρτήσει του χρόνου για το έδαφος silt loam.....	96
Σχήμα 7-1. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: $2 \text{ l} \cdot \text{h}^{-1}$), για το έδαφος loamy sand και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.....	100
Σχήμα 7-2. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: $4 \text{ l} \cdot \text{h}^{-1}$), για το έδαφος loamy sand και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.....	101
Σχήμα 7-3. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: $2 \text{ l} \cdot \text{h}^{-1}$), για το έδαφος silt loam και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.	102
Σχήμα 7-4. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: $4 \text{ l} \cdot \text{h}^{-1}$), για το έδαφος silt loam και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.	103
Σχήμα 8-1. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος loamy sand (με υστέρηση).	108
Σχήμα 8-2. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος silt loam (με υστέρηση).	109
Σχήμα 8-3. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος loamy sand (χωρίς υστέρηση).	110
Σχήμα 8-4. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος silt loam (χωρίς υστέρηση).	111

Λίστα Πινάκων

Πίνακας 1-1. Σύνοψη 28 μοντέλων υστέρησης (Pham et al. 2005).	22
Πίνακας 2-1. Σχέσεις μεταξύ υδραυλικής αγωγιμότητας και φορτίου πίεσης ($H_* = a \cdot H$). Γενικά, οι μεταβλητές m και α είναι διαφορετικές για κάθε σχέση και $Se = \frac{\Theta(H) - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r}$	33
Πίνακας 3-1. Τιμές των χαρακτηριστικών φορτίων πίεσης.	46
Πίνακας 4-1. Τιμές των παραμέτρων.	60
Πίνακας 5-1. Συνδυασμοί παροχής, ισαπόστασης σταλακτήρων, διάρκειας άρδευσης για δυο δόσεις άρδευσης.	64
Πίνακας 5-2. Τιμές των παραμέτρων του μοντέλου του van Genuchten (1980).	65
Πίνακας 5-3. Οι απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης ως ποσοστό επί του εφαρμοζόμενου νερού.	66
Πίνακας 5-4. Η αποτελεσματικότητα της άρδευσης (%) για όλες τις περιπτώσεις των αριθμητικών πειραμάτων.	81
Πίνακας 6-1. Συνδυασμοί παροχής και διάρκεια άρδευσης.	84
Πίνακας 6-2. Τιμές των παραμέτρων του μοντέλου του van Genuchten (1980).	85
Πίνακας 6-3. Τιμές των παραμέτρων για το έδαφος sable DIERI.	85
Πίνακας 6-4. Αρχική τιμή της εδαφικής υγρασίας για κάθε έδαφος.	86
Πίνακας 6-5. Οι απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης ως ποσοστό επί του εφαρμοζόμενου νερού.	95
Πίνακας 7-1. Συνδυασμοί παροχής και διάρκειας άρδευσης.	97
Πίνακας 7-2. Τιμές των παραμέτρων του μοντέλου του van Genuchten (1980).	98
Πίνακας 7-3. Ο συνολικός χρόνος προσομοίωσης t_{end} για τα δύο μοντέλα.	99
Πίνακας 7-4. Οι απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης ως ποσοστό επί του εφαρμοζόμενου νερού.	104
Πίνακας 8-1. Συνδυασμοί παροχής και διάρκειας άρδευσης.	106
Πίνακας 8-2. Τιμές των παραμέτρων του μοντέλου του van Genuchten (1980).	106
Πίνακας 8-3. Οι απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης ως ποσοστό επί του εφαρμοζόμενου νερού.	112

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα διατριβή παρουσιάζεται η προσομοίωση του φαινομένου της τοπικής διήθησης από ισαπέχουσες σημειακές πηγές στάγδην άρδευσης σε καλλιεργούμενο έδαφος. Το φυσικό πρόβλημα περιγράφεται από την εξίσωση ροής του Richards σε κυλινδρικές συντεταγμένες r, z . Η αριθμητική επίλυση της εξίσωσης ροής σε συνδυασμό με τις αντίστοιχες κάθε φορά αρχικές και οριακές συνθήκες πραγματοποιήθηκε με την πεπλεγμένη μέθοδο εναλλασσόμενων διευθύνσεων (ADI). Η μέθοδος αυτή απαιτεί τη συμπλήρωση δυο βημάτων χρόνου για έναν πλήρη κύκλο εφαρμογής. Η ακρίβεια της αριθμητικής λύσης πιστοποιήθηκε συγκρίνοντας τη με αναλυτική λύση για την περίπτωση διήθησης νερού από επιφάνεια δίσκου σταθερής ακτίνας σε έδαφος του οποίου οι καμπύλες $\Theta(H)$ και $K(H)$ περιγράφονται από αναλυτικές σχέσεις τέτοιες που να γραμμικοποιείται η εξίσωση ροής. Επίσης, το ισοζύγιο του όγκου παρέμεινε κάτω από το 1% για το σύνολο των αριθμητικών πειραμάτων. Στο παραπάνω μαθηματικό μοντέλο ενσωματώθηκε το φαινόμενο της υστέρησης στη χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας $\Theta(H)$ με τη χρησιμοποίηση του εμπειρικού μοντέλου των Scott et al. (1983).

Με την αριθμητική επίλυση του αναπτυχθέντος μαθηματικού μοντέλου μελετήθηκε η επίδραση των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους, της παροχής, της ισαπόστασης των σταλακτήρων και του χρόνου άρδευσης στη δυναμική του εδαφικού νερού υπό καθεστώς στάγδην άρδευσης. Επίσης μελετήθηκε η επίδραση της διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης στο μέτωπο διαβροχής, στις κατατομές εδαφικής υγρασίας και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης. Έπειτα εξετάστηκε η επίδραση του φαινομένου της υστέρησης στις κατατομές εδαφικής υγρασίας και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης και τέλος μελετήθηκε η επίδραση του φαινομένου της υστέρησης στην ανακατανομή του εδαφικού νερού και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης στην περίπτωση συνεχούς και διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης.

Όσον αφορά την επίδραση των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους, της παροχής του σταλακτήρα, της ισαπόστασης των σταλακτήρων και του χρόνου άρδευσης στη

δυναμική του εδαφικού νερού υπό καθεστώς στάγδην άρδευσης τα αριθμητικά αποτελέσματα έδειξαν ότι:

- για την ίδια δόση άρδευσης, το ίδιο έδαφος και την ίδια ισαπόσταση των σταλακτήρων, η κατακόρυφη συνιστώσα του μετώπου διαβροχής είναι βαθύτερη στην περίπτωση της μικρότερης παροχής.
- για την ίδια δόση άρδευσης, το ίδιο έδαφος και την ίδια ισαπόσταση των σταλακτήρων, οι απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης είναι μικρότερες στο λεπτόκοκκο έδαφος.

Επίσης τα αριθμητικά αποτελέσματα έδειξαν ότι η τιμή της μέσης υγρασίας στο ριζόστρωμα εξαρτάται από την παροχή του σταλακτήρα, τις υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους, τη δόση άρδευσης και την ισαπόσταση των σταλακτήρων. Όσον αφορά την ομοιομορφία τα αποτελέσματα έδειξαν ότι την αρχική ομοιομορφία της εδαφικής υγρασίας ακολουθεί μια ετερογένεια στην εδαφική υγρασία λόγω της μερικής διαβροχής της περιοχής που βρίσκεται κοντά στο σταλακτήρα. Η ελάχιστη τιμή του συντελεστή ομοιομορφίας που παρατηρήθηκε ανάλογα με το συνδυασμό παροχής-ισαπόστασης σταλακτήρων, σημαίνει μια μέγιστη χωρική μεταβολή της εδαφικής υγρασίας στο ριζόστρωμα. Για το ίδιο έδαφος και για την ίδια δόση άρδευσης, η ελάχιστη αυτή τιμή του συντελεστή ομοιομορφίας επιτεύχθηκε πιο γρήγορα στην περίπτωση της μικρότερης ισαπόστασης και/ή της μεγαλύτερης παροχής. Στη συνέχεια, παρατηρήθηκε μια αύξηση του συντελεστή ομοιομορφίας λόγω βελτίωσης της κατανομής της εδαφικής υγρασίας στο ριζόστρωμα.

Όσον αφορά την επίδραση της διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης στο μέτωπο διαβροχής, στις κατατομές υγρασίας και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης τα αριθμητικά αποτελέσματα έδειξαν ότι για χρόνο ίσο με το χρόνο άρδευσης η διακοπτόμενη άρδευση έχει σαν αποτέλεσμα βαθύτερη κίνηση της κατακόρυφης συνιστώσας του μετώπου διαβροχής. Παρόλα αυτά για χρόνο μεγαλύτερο από το χρόνο άρδευσης οι παραπάνω διαφορές μεταξύ της συνεχούς και της διακοπτόμενης άρδευσης εξαφανίζονται. Τέλος, η διακοπτόμενη άρδευση μειώνει σε μικρό ποσοστό τις απώλειες του αρδευτικού νερού λόγω βαθιάς διήθησης.

Όσον αφορά την επίδραση του φαινομένου της υστέρησης στις κατατομές της εδαφικής υγρασίας και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης στην περίπτωση συνεχούς άρδευσης, τα αριθμητικά αποτελέσματα έδειξαν ότι και για τα δύο εδάφη,

στην περίπτωση κατά την οποία λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης, οι κατατομές της εδαφικής υγρασίας εμφανίζουν τη μέγιστη τιμή τους κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Στην αντίθετη περίπτωση, όταν δηλαδή δεν λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης, οι κατατομές της εδαφικής υγρασίας εμφανίζουν τη μέγιστη τιμή τους σε μεγαλύτερα βάθη. Επίσης, στο κάτω μέρος του εδάφους (κοντά στο μέτωπο διαβροχής) η εδαφική υγρασία είναι μικρότερη όταν λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης. Μακριά από τη σημειακή πηγή και για χρόνους μεγαλύτερους από το χρόνο άρδευσης παρατηρηθήκαν μεγαλύτερες τιμές εδαφικής υγρασίας όταν δεν λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης. Αυτό συμβαίνει γιατί η υστέρηση έχει την τάση να κρατά το νερό κοντά στην πηγή κατά την ανακατανομή. Συγκρίνοντας τις τιμές του συνολικού χρόνου προσομοίωσης συμπεραίνεται ότι η υστέρηση καθυστερεί σε μεγάλο βαθμό τη διαδικασία ανακατανομής. Η υστέρηση μειώνει τις απώλειες αρδευτικού νερού κάτω από το ριζόστρωμα. Η μείωση αυτή είναι ακόμη πιο σημαντική λόγω του ότι όταν λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης ο χρόνος που μεσολαβεί μεταξύ δυο διαδοχικών αρδεύσεων (t_{end}) αυξάνεται.

Τέλος, όσον αφορά την επίδραση του φαινομένου της υστέρησης στην ανακατανομή του εδαφικού νερού και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης στις δύο περιπτώσεις συνεχούς και διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης τα αριθμητικά αποτελέσματα έδειξαν ότι η υστέρηση επηρεάζει σημαντικά την ανακατανομή του αρδευτικού νερού καθώς καθυστερεί σημαντικά το φαινόμενο της στράγγισης. Η καθυστέρηση αυτή είναι μεγαλύτερη στο πιο χονδρόκοκκο έδαφος από ότι στο πιο λεπτόκοκκο. Επίσης, η υστέρηση μειώνει περισσότερο τις απώλειες του αρδευτικού νερού λόγω βαθιάς διήθησης στη μεγαλύτερη παροχή και συνεπώς σε μεγαλύτερες τιμές της εδαφικής υγρασίας κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Αν αγνοηθεί το φαινόμενο της εξάτμισης του εδαφικού νερού από την επιφάνεια του εδάφους οι απώλειες αρδευτικού νερού κάτω από το ριζόστρωμα αυξάνονται σε μικρό βαθμό. Η σύγκριση συνεχούς με διακοπτόμενη άρδευση (με υστέρηση και χωρίς υστέρηση), έδειξε ότι η διακοπτόμενη άρδευση μειώνει ελάχιστα τις απώλειες παρότι στην διακοπτόμενη άρδευση έχουμε εναλλαγή διαβροχής με στράγγιση.

ABSTRACT

In this thesis the simulation of local infiltration from equally spaced surface point sources in cultivated fields is presented. The physical problem is described mathematically by the Richards' water flow equation in cylindrical coordinates r, z . For the numerical solution of the water flow equation and the corresponding initial and boundary conditions, the Alternating Direction Implicit Method (ADI) was used. This method requires the completion of two time stages for a total applying cycle. In order to control the accuracy of the numerical solution, the model is validated with the analytical model of Warrick and Lomen (1976) for a surface disc source. Furthermore, in all numerical experiments the relative volume balance error remained about 1%. The above mathematical model incorporates the phenomenon of hysteresis in the soil moisture characteristic curve $\Theta(H)$ using the empirical model of Scott et al. (1983).

With the numerical solution of the above mentioned mathematical model the effect of hydraulic properties, discharge rate, dripper spacing and irrigation duration on soil water dynamics under surface trickle irrigation was studied. Also, the effect of pulse drip irrigation on the wetting front advance patterns, on the soil moisture dynamics and on deep percolation was examined. Moreover, it was studied, the effect of hysteresis in the soil water characteristic curve, on soil moisture dynamics and on deep percolation under the root zone. Final, the effect of hysteresis on redistribution and deep percolation at continuous and pulse drip irrigation was studied.

Concerning the effect of hydraulic properties, discharge rate, dripper spacing and irrigation duration on soil water dynamics under surface trickle irrigation the numerical results showed that:

- for the same irrigation depth, the same soil and the same dripper spacing, the vertical component of the wetting front is deeper for the smaller than the higher discharge rate.

- for the same irrigation depth, the same soil and the same dripper spacing, deep percolation is higher in the coarser soil than in the fine one.

Also, the numerical results showed that the average water content is dependent on the dripper discharge rate, on soil hydraulic properties, on irrigation dose and on dripper spacing. Concerning irrigation uniformity, the numerical results showed that the initial value of the coefficient of uniformity was followed by a diminution. This indicates a kind of heterogeneity due to partial wetting of regions near the drippers. A minimum value, depending on the dripper spacing-discharge rate combination, was reached. For the same soil and the same dose of irrigation, this minimum value of the coefficient of uniformity was achieved faster in the case of the smaller dripper spacing and / or the greater discharge rate. Thereafter, an increase of the coefficient of uniformity indicating an improvement of the bulb moisture distribution was noted.

Concerning the effect of pulse drip irrigation on the wetting front advance patterns, on the soil moisture dynamics and on deep percolation the numerical results showed that for time equal to irrigation duration, for the same soil and the same discharge rate, the vertical component of the wetting front was greater for the pulse than for the continuous irrigation. However, this difference was practically eliminated for a longer time. Moreover, pulse irrigation slightly reduced the water losses.

Concerning the effect of hysteresis, on soil moisture dynamics and on deep percolation under the root zone the numerical results showed that for both soils, when hysteresis is considered, the maximum value of the water content is located near the surface. On the other hand, when hysteresis is neglected the maximum value of the water content is located at a greater depth. Also, the water content values in the lower part of the soil profile (near the wetting front) are smaller than those predicted from the model in which hysteresis is neglected. For greater distances from the point source and for times greater than irrigation time we have greater values of the water content when hysteresis is neglected. This is due to the fact that hysteresis “keeps” water close to the trickle source. When the total simulation times were compared, it was concluded that hysteresis retard the whole draining procedure. Hysteresis significantly reduces the water losses under the root zone. Moreover, this reduction seems to be more significant due to the fact that when hysteresis is included the irrigation interval is increased.

Final, concerning the effect of hysteresis on redistribution and deep percolation at continuous and pulse drip irrigation the numerical results showed that hysteresis plays an important role during the redistribution phase because hysteresis retards that whole drainage process. This retardation is higher in the case of the more coarse soil than in the fine one. Hysteresis reduced the deep percolation under the root zone more at higher discharge rates and consequently at higher water content at the soil surface. When evaporation from the soil surface is neglected, deep percolation was slightly higher for all cases. The comparison between continuous and pulse irrigation with and without hysteresis resulted that pulse irrigation slightly reduces the water losses under the root zone although at pulse irrigation the wetting process reverses into a drying process and vice versa.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η άρδευση με σταγόνες αποτελεί μια πολύ διαδεδομένη μέθοδο άρδευσης με πολύ μεγάλη αποτελεσματικότητα. Αποτελεί στην ουσία την εφαρμογή ενός περιορισμένου όγκου αρδευτικού νερού κοντά στα αρδευόμενα φυτά, αφήνοντας την υπόλοιπη περιοχή σχετικά ξηρή. Έχει βρει τεράστια αποδοχή λόγω του ότι η αύξηση του παγκόσμιου πληθυσμού έχει αναγκάσει τους επιστήμονες που ασχολούνται με το θέμα να προσπαθούν να βρουν καινούργιες ιδέες για να διατηρήσουν σταθερή ή ακόμα και να μειώσουν την ποσότητα νερού άρδευσης ενώ ταυτόχρονα να αυξήσουν την αποδοτικότητα της άρδευσης. Γενικά, στην άρδευση με σταγόνες είναι πολύ σημαντικό να γνωρίζουμε την επίδραση των παραμέτρων που υπεισέρχονται στο σχεδιασμό και λειτουργία του συστήματος άρδευσης.

Μια από τις βασικές απαιτήσεις για καλύτερο σχεδιασμό των αρδευτικών συστημάτων με σταγόνες είναι η γνώση των κατατομών εδαφικής υγρασίας καθώς επίσης και η θέση του μετώπου διαβροχής που δημιουργούνται από τους σταλακτήρες υπό διάφορες παροχές. Είναι λοιπόν απαραίτητο να γνωρίζει κανείς λεπτομέρειες για το διαβρεχόμενο όγκο του εδάφους υπό το καθεστώς στάγδην άρδευσης. Παράμετροι όπως η γεωμετρία του συστήματος άρδευσης, η παροχή και ο τύπος του έδαφος είναι ανάγκη να διερευνηθούν ώστε να επιτευχθεί όσο το δυνατότερο μεγαλύτερη απόδοση των συστημάτων στάγδην άρδευσης.

Για να διερευνηθεί η επίδραση των παραπάνω παραμέτρων στις κατατομές υγρασίας, στα μέτωπα διαβροχής ακόμα και στο ύψος νερού που διαπνέουν τα φυτά ή στο νερό που χάνεται λόγω εξάτμισης από τα ανώτερα εδαφικά στρώματα χρησιμοποιούνται συνήθως τρεις τρόποι:

- Πειραματική διερεύνηση
- Αριθμητική διερεύνηση
- Συνδυασμός των παραπάνω δύο

Η διατριβή αυτή επικεντρώνεται στο δεύτερο τρόπο (αριθμητική διερεύνηση). Η αριθμητική διερεύνηση περιλαμβάνει τη λύση μαθηματικών ομοιωμάτων που περιγράφουν φυσικά προβλήματα με τη βοήθεια της αριθμητικής ανάλυσης. Ένα από τα ταχύτερα εξελισσόμενα πεδία αριθμητική ανάλυσης είναι εκείνο που ασχολείται με την προσεγγιστική (αριθμητική) επίλυση των μερικών διαφορικών εξισώσεων. Συνεχώς νέες μέθοδοι αριθμητικής επίλυσης προτείνονται και εφαρμόζονται με κριτήρια αξιολόγησης τους την ευστάθεια, την ταχύτητα επίλυσης του προβλήματος, την απαιτούμενη χωρητικότητα μνήμης του Η/Υ και φυσικά την ακρίβεια της λύσης.

Στόχος της διατριβής – πρωτοτυπία.

Ο στόχος της παρούσας διατριβής ήταν η όσον το δυνατόν πληρέστερη προσομοίωση του συστήματος έδαφος – φυτό – ατμόσφαιρα στην περίπτωση της τοπικής διήθησης από επιφανειακή πηγή στάγδην άρδευσης. Ειδικότερα, μελετήθηκε η επίδραση των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους, της παροχής, της ισαπόστασης των σταλακτήρων και του χρόνου άρδευσης στη δυναμική του εδαφικού νερού υπό καθεστώς στάγδην άρδευσης. Έγινε μια σύγκριση της διακοπτόμενης με τη συνεχή στάγδην άρδευση, διερευνήθηκε η επίδραση της υστέρησης της χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας στις κατατομές υγρασίας και στη συνέχεια επεκτάθηκε η σύγκριση της διακοπτόμενης με τη συνεχή στάγδην άρδευση λαμβάνοντας υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης.

Η πρωτοτυπία της διατριβής επικεντρώνεται στην προσομοίωση της δυναμικής της τοπικής διήθησης από *ισαπέχουσες επιφανειακές πηγές* στάγδην άρδευσης και επιβεβαιώνεται από το γεγονός ότι το σύνολο των κεφαλαίων που παρουσιάζουν τα αποτελέσματα της παρούσας έρευνας έχουν δημοσιευτεί και παρουσιαστεί σε έγκριτα διεθνή περιοδικά και πανελλήνια συνέδρια:

Διαμαντόπουλος Ε., Ελμαλόγλου Σ. (2007). Επίδραση της διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης στην προώθηση του μετώπου διαβροχής και στις απώλειες νερού λόγω βαθιάς διήθησης. 5^ο Εθνικό Συνέδριο Γεωργικής Μηχανικής, 189–195.

Elmaloglou S., Diamantopoulos E. (2007). Wetting front advance patterns and water losses by deep percolation under the root zone as influenced by pulsed drip irrigation. *Agricultural Water Management*, 90, 160–163.

Elmaloglou S., Diamantopoulos E. (2008). The effect of intermittent water application by surface point sources on the soil moisture dynamics and on deep percolation under the root zone. *Computers and Electronics in Agriculture*, 62(2), 266–275.

Elmaloglou S., Diamantopoulos E. (2008). The effect of hysteresis on three-dimensional transient water flow during surface trickle irrigation. *Irrigation and Drainage*, 57(1), 57–70.

Elmaloglou S., Diamantopoulos E. (2009). Effects of hysteresis on redistribution of soil moisture and deep percolation at continuous and pulse drip irrigation. *Agricultural Water Management* 96, 533-538.

Elmaloglou S., Diamantopoulos E. (2009). Soil water dynamics under surface trickle irrigation as affected by soil hydraulics properties, discharge rate, dripper spacing and irrigation duration. *Irrigation and Drainage*, In Press.

Διαμαντόπουλος Ε., Ελμαλόγλου Σ. (2009). Η επίδραση της υστέρησης στην εξέλιξη του μετώπου διαβροχής και στη βαθιά διήθηση στην περίπτωση επιφανειακής στάγδην άρδευσης. 6^ο Εθνικό Συνέδριο Γεωργικής Μηχανικής, 19–26.

Διάρθρωση της διατριβής

Η διατριβή αποτελείται από την Εισαγωγή, οκτώ Κεφάλαια (1 – 8), τη Βιβλιογραφία και ένα Παράρτημα.

Στο κεφάλαιο 1, γίνεται εκτενής ανασκόπηση της διεθνούς βιβλιογραφίας που αναφέρεται στις διεργασίες και τις παραμέτρους που υπεισέρχονται στην προσομοίωση της στάγδην άρδευσης.

Στο κεφάλαιο 2, παρουσιάζονται οι βασικές έννοιες της δυναμικής του εδαφικού νερού.

Στο κεφάλαιο 3, παρουσιάζεται η δυναμική του εδαφικού νερού υπό καθεστώς στάγδην άρδευσης από ισαπέχουσες σημειακές επιφανειακές πηγές, ενώ στο κεφάλαιο 4 παρουσιάζεται η αριθμητική επίλυση του μαθηματικού μοντέλου.

Στα κεφάλαια 5, 6, 7 και 8 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της παρούσας διατριβής. Ειδικότερα, στο κεφάλαιο 5 παρουσιάζεται η επίδραση των υδραυλικών

ιδιοτήτων του εδάφους, της παροχής, της ισαπόστασης των σταλακτήρων και του χρόνου άρδευσης στη δυναμική του εδαφικού νερού υπό καθεστώς στάγδην άρδευσης. Στο κεφάλαιο 6 παρουσιάζεται η επίδραση της διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης στο μέτωπο διαβροχής, στις κατατομές υγρασίας και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης. Στο κεφάλαιο 7 παρουσιάζεται η επίδραση του φαινομένου της υστέρησης στις κατατομές υγρασίας και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης και τέλος στο κεφάλαιο 8 παρουσιάζεται η επίδραση του φαινομένου της υστέρησης στην ανακατανομή του εδαφικού νερού και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης στην περίπτωση συνεχούς και διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης.

Στο παράρτημα 1 παρουσιάζεται ο αλγόριθμος του Thomas ο οποίος χρησιμοποιείται για την επίλυση των τριδιαγώνιων συστημάτων γραμμικών εξισώσεων που παρουσιάζονται στο κεφάλαιο 4.

Κεφάλαιο 1

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ

1.1 Γενικά.

Ως στάγδην άρδευση (drip or trickle irrigation) ορίζεται η συχνή εφαρμογή του νερού στην επιφάνεια του εδάφους με τη μορφή διακριτών ή συνεχών σταγόνων μέσω των σταλακτήρων. Οι όροι drip και trickle θεωρούνται συχνά συνώνυμοι. Παρόλα αυτά, σύμφωνα με το ASAE Engineering practice (EP) 405 (ASAE, 1983), η trickle άρδευση περιλαμβάνει επίσης και τα συστήματα άρδευσης εκείνα τα οποία έχουν μεγαλύτερες παροχές από τα περισσότερα συστήματα με σταγόνες (drip). Για τη στάγδην άρδευση, η παροχή για μεμονωμένους σημειακούς επιφανειακούς σταλακτήρες είναι γενικά μικρότερη από $12 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$ και μικρότερη από $12 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ για την περίπτωση γραμμικής πηγής.

Ο κύριος σκοπός της στάγδην άρδευσης είναι να επαναφέρει την υγρασία του εδάφους στην υδατοικανότητα (field capacity) σε όλη εκείνη την περιοχή του εδάφους όπου λαμβάνει χώρα η πρόσληψη του εδαφικού νερού από τις ρίζες καθώς επίσης και η εξάτμιση. Όταν η υγρασία του εδάφους μειωθεί λόγω εξατμισοδιαπνοής σε κάποιο επιτρεπτό όριο, χρειάζεται νέα εφαρμογή νερού (Marshall and Holmes, 1979).

Το άνω όριο της διαθέσιμης υγρασίας (field capacity) για τα φυτά, γενικά ορίζεται ως η υγρασία εκείνη του εδάφους η οποία προκύπτει αν αφήσουμε ένα έδαφος να στραγγίσει ελεύθερα για 2 ή 3 μέρες ή για ένα έδαφος το οποίο υπόκειται σε μία πίεση από 5 έως 30 kPa (0.05 έως 0.3 bar). Οι χαμηλότερες τιμές ισχύουν γενικά για τα αμμώδη εδάφη και οι υψηλότερες τιμές για τα αργιλώδη εδάφη. Κατά τη διάρκεια που το έδαφος στραγγίζει προς την υδατοικανότητα, τα αναπτυσσόμενα φυτά μπορούν να χρησιμοποιήσουν κάποιο ποσοστό του νερού πάνω από τη διαθέσιμη υγρασία. Το χαμηλότερο όριο εδαφικής υγρασίας (permanent wilting point)

προσδιορίζεται ως η υγρασία εκείνη στην οποία φυτά-δείκτες μαραίνονται μόνιμα (μη αντιστρέψιμη κατάσταση για το φυτό). Η τάση της εδαφικής υγρασίας στο σημείο αυτό είναι περίπου 1500 kPa (15 bars) (Peters, 1965; Kramer, 1969).

Οι αρχές που διέπουν τη ροή του εδαφικού νερού κατά την άρδευση έχουν ερευνηθεί από πολλούς επιστήμονες. Σύμφωνα με τους Miller and Klute (1967), η ροή του νερού στο έδαφος μπορεί να χωριστεί σε τρεις φάσεις:

- διήθηση (infiltration): Η φάση αυτή ξεκινά με την εφαρμογή του νερού και τελειώνει με τη λήξη της άρδευσης και την εξάντληση του νερού από την επιφάνεια του εδάφους.
- ανακατανομή (redistribution): Η κίνηση του νερού στην κατακόρυφη και στην οριζόντια διεύθυνση δεν σταματά απευθείας με το τέλος της διήθησης, αλλά εξακολουθεί να υπάρχει για μεγάλο χρονικά διάστημα καθώς το νερό ανακατανέμεται στο εδαφικό προφίλ. Το μέρος εκείνο του εδάφους που βρισκόταν κοντά στον κορεσμό κατά τη φάση της διήθησης δεν διατηρεί το νερό αυτό γιατί κάποιο μέρος του κινείται μέσα στο εδαφικό προφίλ κάτω από την επίδραση των κλίσεων του υδραυλικού φορτίου.
- απόσυρση (withdrawal): Εδώ περιλαμβάνεται κυρίως η πρόσληψη του εδαφικού νερού από τις ρίζες των φυτών για την ικανοποίηση των αναγκών τους σε διαπνοή. Παρόλα αυτά, η εξάτμιση από την επιφάνεια του εδάφους ή η στράγγιση σε μεγαλύτερα βάθη μπορεί να παίξουν σημαντικό ρόλο σε ορισμένες περιπτώσεις.

Οι περισσότερες διεργασίες που περιλαμβάνουν την αλληλεπίδραση νερού-εδάφους στον αγρό και ιδιαίτερα η ροή του νερού στο ριζόστρωμα των περισσότερων φυτών εμφανίζονται όταν το έδαφος είναι μη κορεσμένο. Η ροή του νερού σε μη κορεσμένα εδάφη είναι γενικά περίπλοκη και είναι δύσκολο να περιγραφεί ποιοτικά καθώς εμπεριέχει μεταβολές στην κατάσταση και στην περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό κατά τη διάρκεια της ροής. Οι μεταβολές αυτές συχνά περιλαμβάνουν περίπλοκες σχέσεις μεταξύ φορτίου πίεσης και υδραυλικής αγωγιμότητας και φορτίου πίεσης και εδαφικής υγρασίας, οι οποίες μπορεί να γίνουν ακόμα πιο περίπλοκες στη περίπτωση που λάβουμε υπόψη μας και το φαινόμενο της υστέρησης. Η λύση προβλημάτων

ροής του νερού υπό ακόρεστες συνθήκες ροής πολύ συχνά απαιτεί τη χρήση έμμεσων μεθόδων ανάλυσης, βασισμένων σε τεχνικές αριθμητικής ανάλυσης (Hillel, 1977).

1.2 Κατανομή του νερού άρδευσης στα εδάφη κατά τη στάγδην άρδευση.

Οι Goldberg and Shmueli (1970) εξέτασαν την επίδραση των επαναλήψεων άρδευσης στην κατανομή της εδαφικής υγρασίας σε ένα άμμο-αργιλώδες έδαφος σε καλλιέργεια αμπέλου υπό καθεστώς στάγδην άρδευσης. Ανέφεραν ότι όσο πιο μικρός ήταν ο αριθμός επαναλήψεων, με αναλογικά μικρότερες ποσότητες εφαρμογής σε κάθε άρδευση τόσο πιο μικρές ήταν οι μεταβολές της εδαφικής υγρασίας στο ριζόστρωμα.

Οι Bresler et al. (1971) πραγματοποίησαν στον αγρό και στο εργαστήριο πειράματα για να μελετήσουν την επίδραση της παροχής των σταλακτήρων στην κατανομή της εδαφικής υγρασίας και στη θέση του μετώπου διαβροχής. Τα εδάφη που χρησιμοποίησαν στην εργασία τους ήταν αμμώδη (sandy) και πηλώδη (loamy). Διαπίστωσαν ότι αύξηση της παροχής του σταλακτήρα είχε σαν αποτέλεσμα την αύξηση της οριζόντιας συνιστώσας του μετώπου διαβροχής και ταυτόχρονα μείωση της κατακόρυφης συνιστώσας του μετώπου διαβροχής.

Ο Roth (1974), πειραματιζόμενος στο χωράφι σε ξηρά αμμώδη εδάφη, παρατήρησε ότι ο διαβρεχόμενος εδαφικός όγκος είχε σφαιρικό σχήμα όταν ο συνολικός όγκος νερού που εφαρμοζόταν ήταν λιγότερος από 95 l. Στην περίπτωση που ο συνολικός όγκος εφαρμογής ήταν παραπάνω από 95 l, η μετακίνηση του νερού ήταν περισσότερο κατακόρυφη παρά οριζόντια. Ο Roth επίσης διαπίστωσε ότι ο ρυθμός εφαρμογής δεν επηρέαζε σημαντικά τη μορφή του μετώπου διαβροχής.

Οι Bar-Yosef and Sheikholslami (1976) πραγματοποίησαν μελέτες πάνω στη κατανομή του νερού και των ιόντων σε αρδευόμενα και λιπαινόμενα εδάφη με χρήση στάγδην άρδευσης. Ταυτόχρονη εφαρμογή νερού σε αργιλώδη και αμμώδη εδάφη με καθημερινή άρδευση από σταλακτήρες, μελετήθηκε στο εργαστήριο. Δεδομένα όπως η υδραυλική αγωγιμότητα, η χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας και οι καμπύλες προσρόφησης στα εδάφη, καθορίστηκαν ώστε να επιτραπεί η επαλήθευση των μαθηματικών μοντέλων έναντι των πειραματικών αποτελεσμάτων που λήφθηκαν κάτω από διάφορες συνθήκες. Στην περίπτωση αμμώδους εδάφους, διαπιστώθηκε ότι κατά την προσθήκη των ίδιων ποσοτήτων νερού, αλλά με αύξηση της παροχής των

σταλακτήρων από 0.25 έως $2.5 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$, η κατακόρυφη επέκταση του μετώπου διαβροχής αυξανόταν, ενώ η οριζόντια μειωνόταν.

Οι Jury and Earl (1977) παρατήρησαν την κίνηση του νερού από ένα μεμονωμένο σταλακτήρα κατά τη διάρκεια πειράματος που πραγματοποιήθηκε σε πηλοαμμώδες έδαφος με χαμηλή υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό, της τάξης των $5 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Διαπιστώθηκε ότι μεγαλύτερες ποσότητες νερού κινήθηκαν πλευρικά όταν η άρδευση γίνονταν με εύρος εβδομάδας, απ' ότι όταν η άρδευση γίνονταν καθημερινά, ένα αποτέλεσμα που δεν ήταν σύμφωνο με τα αποτελέσματα απλουστευμένων μοντέλων που δεν λάμβαναν υπόψη τη δημιουργία λεπτής στρώσης νερού στην επιφάνεια του εδάφους. Οι παρατηρήσεις της διαβρεχόμενης ακτίνας στην επιφάνεια, έδειξαν ότι οι σημαντικές ποσότητες νερού που απέρρεαν πλευρικά κατά τη διάρκεια της εβδομαδιαίας άρδευσης, θα μπορούσαν να ερμηνεύσουν τις μεταβολές υγρασίας που παρουσιάζονταν σε μεγάλες αποστάσεις από το σταλακτήρα.

Οι Padmakumari and Sivanappan (1979) μελέτησαν το μέτωπο διαβροχής για παροχή σταλακτήρα από 5 έως $30 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$, για συνολικό όγκο εφαρμογής $10 \text{ l}\cdot\text{day}^{-1}$ και για 6 εβδομάδες σε ένα ιλύο-άργίλο-πηλώδες έδαφος (γυμνό έδαφος). Παρατήρησαν ότι το βάθος του μετώπου διαβροχής ήταν μεγαλύτερο για τις μικρότερες παροχές και για μεγαλύτερους χρόνους από ότι για μεγαλύτερες παροχές και μικρότερους χρόνους εφαρμογής. Συμπέραναν ότι η κατανομή του εδαφικού νερού εξαρτάται άμεσα από την παροχή και τη διάρκεια της άρδευσης.

Οι Levin et al. (1979a) ερεύνησαν την κατανομή της εδαφικής υγρασίας στην περίπτωση στάγδην άρδευσης οπωρώνα με μηλιές σε ένα βαρύ έδαφος βάθους 0.6 m . Οι εδαφικές υγρασίες προσδιορίστηκαν σε τρεις διαφορετικές αρδευτικές μεταχειρίσεις με διαφορετικές παροχές, αποστάσεις μεταξύ σταλακτήρων και συχνότητα εφαρμογής αλλά με την ίδια πάντα δόση εφαρμογής. Παρατήρησαν ότι η εδαφική υγρασία καθώς επίσης και η κατανομή του ριζικού συστήματος κάλυπταν μεγαλύτερο εμβαδόν όταν το έδαφος αρδευόταν για 2 φορές την εβδομάδα με παροχή σταλακτήρα $8 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$ από ότι όταν αρδευόταν κάθε μέρα ή μια φορά την εβδομάδα με παροχή $4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$. Επίσης διαπίστωσαν ότι η ημερήσια σε σχέση με την εβδομαδιαία άρδευση έδωσε πιο περιορισμένη κατανομή στην εδαφική υγρασία αλλά μια παρόμοια κατανομή του ριζικού συστήματος.

Ο Ben-Asher (1979) ερεύνησε την επίδραση της χρονικής στιγμής έναρξης της άρδευσης στην απόδοση των φυτών και στην κατανομή του νερού στο έδαφος. Φυτά τομάτας αρδεύονταν καθημερινά με στάγδην άρδευση σε αμμώδες έδαφος. Η άρδευση εφαρμοζόταν κατά τη διάρκεια της ημέρας στον έναν αγρό και λίγες ώρες μετά τη δύση του ηλίου στο δεύτερο αγρό. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η άρδευση κατά τη διάρκεια της ημέρας αύξησε σημαντικά την απόδοση των φυτών καθώς επίσης και την αποτελεσματικότητα της άρδευσης (water use efficiency). Όταν η άρδευση γινόταν κατά τη διάρκεια της νύχτας χανόταν περίπου το 35-50% του νερού λόγω βαθιάς διήθησης κάτω από το ριζόστρωμα. Το συμπέρασμα αυτό δικαιολογήθηκε λόγω της εξατμισοδιαπνοής κατά τη διάρκεια της ημέρας η οποία μείωνε το ποσοστό του νερού το οποίο ήταν διαθέσιμο για βαθιά διήθηση.

Οι Mostaghimi et al. (1981a) χρησιμοποιώντας έδαφος ιλο-άργιλο-πηλώδες παρατήρησαν ότι ο διαβρεχόμενος όγκος του εδάφους μεταβαλλόταν σε συνάρτηση με την παροχή. Οι εργαστηριακές μετρήσεις τους έδειξαν ότι η αύξηση της παροχής είχε ως αποτέλεσμα την αύξηση της κατακόρυφης συνιστώσας και τη μείωση της οριζόντιας.

Οι Ah Koon et al. (1990) διερεύνησαν την επίδραση της παροχής του σταλακτήρα στην κατανομή της εδαφικής υγρασίας και τη στράγγιση, σε έδαφος καλλιεργούμενο με ζαχαροκάλαμο, και σε έδαφος υπό αγρανάπαυση με την εφαρμογή τριών διαφορετικών παροχών (1, 2 και 4 l·h⁻¹). Η αύξηση της παροχής είχε ως αποτέλεσμα τη μεγαλύτερη πλευρική επέκταση της βρεχόμενης επιφάνειας αλλά δεν είχε επιπτώσεις στο ρυθμό της στράγγισης. Η μέγιστη απώλεια νερού εξαιτίας της στράγγισης υπολογίστηκε στο μέσο της απόστασης των σταλακτήρων. Αυτό ερμηνεύεται από την επικάλυψη που δημιουργείται από τους παρακείμενους σταλακτήρες.

Ο Assouline (2002) διενήργησε πειράματα επιφανειακής στάγδην άρδευσης με παροχή 0.25, 2 και 8 l·h⁻¹ σε καλλιέργεια καλαμποκιού. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η μικρότερη παροχή είχε την τάση να αυξήσει την παραγωγή (αν και δεν υπήρχε στατιστικά σημαντική διαφορά) και επίσης οι τιμές της εδαφικής υγρασίας ήταν μικρότερες στα 0-30 cm και μεγαλύτερες στα 60-90 cm.

Οι Vyrilas and Sakellariou – Markantonaki (2005) μελέτησαν την επίδραση της διακοπόμενης άρδευσης από σύστημα στάγδην άρδευσης σε καλλιέργεια ζαχαρότευτλων. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι τα αγροτικά τεμάχια τα οποία αρδεύτηκαν μέσω διακοπόμενης άρδευσης υπερέβησαν σε απόδοση και ποιότητα αυτά που αρδεύτηκαν μέσω συμβατικής εφαρμογής ενώ η συμβατική εφαρμογή συντέλεσε στην πιο ομοιόμορφη κατατομή της εδαφικής υγρασίας.

1.3 Προσομοίωση της κίνησης του νερού στα εδάφη.

Η εξίσωση των Green and Ampt (1911) είναι μία από τις παλαιότερες εξισώσεις διήθησης που αναφέρονται στη διεθνή βιβλιογραφία. Οι συγγραφείς βασίστηκαν σε μια σειρά εργαστηριακών πειραμάτων με χρήση στηλών εδάφους, αλλά η εξίσωση τους διαθέτει θεωρητική βάση και γενικευμένη εφαρμογή. Για την εφαρμογή της, απαιτείται ο καθορισμός της τιμής του φορτίου πίεσης του εδαφικού νερού στο μέτωπο διαβροχής από ένα πείραμα διήθησης. Για διήθηση σε αρχικά ξηρό έδαφος, το φορτίο πίεσης αυτό μπορεί να είναι της τάξης των 50 - 100 cm νερού, ή 0.05 - 0.1 bar (Green and Ampt, 1911; Hillel and Gardner, 1970). Όμως σε συνθήκες πεδίου, όπου η αρχική εδαφική υγρασία δεν είναι κατανομημένη ομοιόμορφα και επίσης η μορφή του μετώπου διαβροχής μπορεί να είναι τέτοια ώστε η ακριβής θέση του σε κάθε χρονική στιγμή να μην μπορεί να προσεγγιστεί επιτυχώς, ο προσδιορισμός του φορτίου πίεσης στο μέτωπο διαβροχής είναι σχεδόν αδύνατος. Οι μέθοδος των Green και Ampt βρίσκει εφαρμογή και στην περίπτωση της στάγδην άρδευσης. Ενδεικτικά αναφέρουμε τις εργασίες των Chu (1994), Sepaskhah and Chitsaz (2004).

Ο Klute (1952) ήταν ίσως ο πρώτος ερευνητής που χρησιμοποίησε αριθμητικές τεχνικές για τη προσομοίωση προβλημάτων ακόρεστης ροής. Η χρησιμοποίηση μεθόδων πεπερασμένων διαφορών για τη μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος πρωτοπαρουσιάστηκε από τους Day and Luthin (1956). Έλυσαν το πρόβλημα της κατακόρυφης στράγγισης με τη μέθοδο ολοκλήρωσης Gauss-Seidel. Χρησιμοποίησαν στο άνω όριο συνθήκη μη ροής (no-flow condition) και στο κάτω όριο σταθερό φορτίο πίεσης.

Οι Hanks and Bowers (1962) χρησιμοποίησαν το σχήμα πεπερασμένων διαφορών Crack-Nicolson για να μελετήσουν την οριζόντια και κατακόρυφη διήθηση σε ομοιόμορφα εδάφη και σε εδάφη με στρώσεις. Οι Ashcroft et al. (1962) εφάρμοσαν

ένα πεπλεγμένο (implicit) σχήμα για την προσομοίωση οριζόντιας ροής. Στην περίπτωση αυτή ως μέθοδος επίλυσης επιλέχτηκε η Gaussian μέθοδος απαλοιφής. Η αριθμητική προσέγγιση των Hanks and Bowers (1962) χρησιμοποιήθηκε αργότερα από τους Jensen and Hanks (1967) για τη διερεύνηση προβλημάτων στράγγισης σε στήλες.

Ο Wooding (1968) ανέπτυξε μια αναλυτική λύση για τη γραμμικοποιημένη εξίσωση διήθησης σταθερής κατάστασης από μια πεπερασμένη κυκλική επιφάνεια σταθερής υγρασίας.

Ο Rubin (1968) επέκτεινε τη χρήση της αριθμητικής προσομοίωσης στη δισδιάστατη μη μόνιμη ροή σε ακόρεστο και κορεσμένο έδαφος. Το πρόβλημα της διήθησης λύθηκε με τη πεπλεγμένη μέθοδο εναλλασσόμενων διευθύνσεων (ADI). Για το πρόβλημα της στράγγισης, χρησιμοποιήθηκε η επαναληπτική πεπλεγμένη μέθοδος εναλλασσόμενων διευθύνσεων (ITADI). Χρησιμοποιήθηκαν οριακές συνθήκες μη-ροής (no-flow) καθώς επίσης ομοιόμορφες αρχικές συνθήκες.

Οι Bresler et al. (1969) χρησιμοποίησαν την τροποποιημένη προσέγγιση των Hanks and Bowers (1962) για να μελετήσουν τα τρία διαφορετικά στάδια της ροής του νερού στο έδαφος (διήθηση, ανακατανομή, εξάτμιση). Στο κάτω όριο χρησιμοποιήθηκαν διάφοροι τύποι οριακών συνθηκών. Στο άνω όριο χρησιμοποιήθηκε οριακή συνθήκη σταθερού φορτίου.

Ο Freeze (1971) ήταν ο πρώτος ερευνητής ο οποίος επέκτεινε τη χρήση των πεπερασμένων διαφορών σε τρισδιάστατα προβλήματα ροής. Ένα πολύ περίπλοκο πρόβλημα ροής σε ακόρεστα εδάφη λύθηκε με τη μέθοδο line successive over-relaxation (LSOR).

Οι Brandt et al. (1971) ήταν οι πρώτοι που ασχολήθηκαν με προβλήματα διήθησης από σημειακή πηγή σε γυμνό έδαφος. Ανάπτυξαν ένα μαθηματικό μοντέλο για την περιγραφή της διήθησης. Θεώρησαν ότι η διαφορική εξίσωση, η οποία περιγράφει τη ροή του νερού στο σύστημα, μπορεί να εκφραστεί με την εισαγωγή του όρου του συντελεστή διάχυσης στην εξίσωση της ροής του νερού, με τρόπο παρόμοιο με εκείνο των Miller and Klute (1967). Το πρόβλημα λύθηκε με την πεπλεγμένη μέθοδο εναλλασσόμενων διευθύνσεων σε συνδυασμό με την επαναληπτική μέθοδο Newton. Στην αριθμητική λύση των Brandt et al. (1971), η προσομοίωση της διήθησης

ενσωμάτωσε την υπόθεση της κορεσμένης ζώνης εισόδου του νερού στο έδαφος, φαινόμενο υπαρκτό στις γραμμικές και στις σημειακές πηγές στάγδην άρδευσης.

Οι Bresler et al. (1971) αξιολόγησαν το μοντέλο των Brandt et al. (1971) στον αγρό. Για μικρές παροχές, τα αριθμητικά και πειραματικά αποτελέσματα συμφωνούσαν. Υπήρχε μια διαφορά για μεγάλες τιμές της παροχής του σταλακτήρα λόγω της αύξησης της οριζόντιας συνιστώσας του μετώπου διαβροχής (και μείωση της κατακόρυφης).

Το πρώτο βήμα για την ανάλυση της διήθησης από πηγή σταθερής παροχής, σε ετερογενή εδάφη, σε δύο και τρεις διαστάσεις σε σταθερή κατάσταση, έγινε από τον Philip (1972). Αυτή η εργασία προέκυψε από την απλή και φυσική επέκταση μελετών της ημι-γραμμικοποιημένης εξίσωσης διήθησης σταθερής κατάστασης από υπόγειες και επιφανειακές σημειακές και γραμμικές πηγές σε ετερογενή εδάφη (Philip, 1968a, 1969, 1971; Raats, 1971). Επίσης προσέφερε και μια γενική θεώρηση της επιρροής της ετερογένειας στο χαρακτήρα της διδιάστατης και τρισδιάστατης διήθησης σταθερής κατάστασης. Οι αναλυτικές λύσεις που παρουσιάστηκαν τότε περιέγραφαν την άρδευση από υπόγειες γραμμικές ή σημειακές πηγές, υπερκείμενες μιας αδιαπέρατης στρώσης. Οι Philip and Forrester (1975), ανέλυσαν τη διήθηση από υπόγειες και επιφανειακές σημειακές και γραμμικές πηγές σε ετερογενή εδάφη. Παρουσίασαν αναλυτικές λύσεις της ημι-γραμμικοποιημένης εξίσωσης διήθησης σταθερής κατάστασης, γενικευμένες ώστε να εφαρμόζονται σε ετερογενή εδάφη με την υδραυλική αγωγιμότητα να μεταβάλλεται εκθετικά σε σχέση με το φορτίο πίεσης. Επίσης, ο Philip διατύπωσε το πρόβλημα της διήθησης σταθερής κατάστασης σε σφαιρικές κοιλότητες και εισήγαγε την ημι-γραμμικοποιημένη εξίσωση για τη σταθερή ροή σε ακόρεστα μέσα (Philip, 1968a, 1968b, 1984a). Το πρόβλημα το οποίο επιλύθηκε αναλυτικά ήταν αυτό της ημι-γραμμικοποιημένης διήθησης σταθερής κατάστασης από σφαιρικές κοιλότητες με σταθερό φορτίο πίεσης στην επιφάνειά τους. Οι λύσεις παρουσιάστηκαν αριθμητικά και γραφικά για διάφορες τιμές της αδιάστατης ακτίνας R_0 της κοιλότητας. Τα θέματα που εξετάστηκαν ήταν η εξάρτηση της ακτίνας R_0 από τη συνολική ποσότητα του νερού που εφαρμόζεται στη σφαιρική κοιλότητα, από τη μεταβολή της παροχής καθώς και από την κατατομή της εδαφικής υγρασίας και του φορτίου πίεσης. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι καθώς αυξάνει η ακτίνα R_0 , παρουσιάζεται παραμόρφωση της κατατομής της υγρασίας, η οποία

προέρχεται από την επιρροή της βαρύτητας, σε σχέση με τη συμμετρική κατατομή που θα δημιουργούνταν από την επιρροή μόνο των τριχοειδών δυνάμεων. Αυτή η παραμόρφωση αποτελούσε μόνο το ένα εκατοστό της αντίστοιχης διήθησης από κυκλικές - κυλινδρικές κοιλότητες, πράγμα που απέδειξε ότι η επιρροή της βαρύτητας έναντι των τριχοειδών δυνάμεων είναι ισχυρότερη στις περιπτώσεις δυσδιάστατων συστημάτων από ότι στις περιπτώσεις τρισδιάστατων συστημάτων διήθησης.

Ο Parlange (1972) ανέπτυξε μία αναλυτική έκφραση για τη διήθηση του νερού από κυλινδρικές και σφαιρικές κοιλότητες. Για μικρούς χρόνους, η λύση ανάγεται στη μονοδιάστατη περίπτωση. Μετά από έναν ορισμένο χρόνο το έδαφος γύρω από την κοιλότητα γίνεται κορεσμένο και ερευνήθηκε η επέκταση της κορεσμένης περιοχής με το χρόνο. Επίσης, εισήχθησαν συντελεστές διόρθωσης που οφείλονται στη βαρύτητα στην περίπτωση της σφαιρικής κοιλότητας.

Οι Selim and Kirkham (1973) και οι Turner and Parlange (1974) ανέλυσαν τη διήθηση από πεπερασμένη πηγή υπό γωνία. Η πρώτη ήταν αριθμητική διερεύνηση όταν υπάρχει σημαντική επίδραση της βαρύτητας, ενώ η δεύτερη αφορούσε θεωρητική και πειραματική διερεύνηση χωρίς σημαντική επίδραση της βαρύτητας. Παρά τη σημαντική διαφορά στη θεώρηση της βαρύτητας μεταξύ τους, η μορφή των μετώπων διαβροχής είναι παρόμοια και στις δύο περιπτώσεις.

Εάν σε ένα έδαφος με μεγάλη διηθητικότητα εφαρμοστεί άρδευση με σταγόνες με μικρό ρυθμό εφαρμογής του νερού, τότε η διαβρεχόμενη ζώνη στην επιφάνεια του εδάφους θα είναι μικρή και η διήθηση θα είναι παρόμοια με αυτή που παρουσιάζεται από μία μικρή ημισφαιρική επιφανειακή κοιλότητα. Η μαθηματική ανάλυση της διήθησης από ημισφαιρική κοιλότητα (Raats, 1971; Parlange, 1973; Warrick, 1974), είναι αρκετά απλούστερη από την ανάλυση της διήθησης από μία επιφάνεια διαβροχής με σχήμα δίσκου (Wooding, 1968; Warrick and Lomen, 1976), ειδικά σε μικρά χρονικά διαστήματα όπου στην περίπτωση της κοιλότητας υπάρχει ακτινική συμμετρία.

Ο Bresler (1975) ανέπτυξε ένα μαθηματικό μοντέλο για την περιγραφή της ταυτόχρονης μεταφοράς μη αντιδρώντων με το έδαφος διαλυτών ουσιών και νερού στα εδάφη. Το μοντέλο αυτό είχε τη δυνατότητα να περιγράψει και τη ροή του νερού

από πηγή στάγδην άρδευσης. Η εξίσωση που περιέγραφε το παραπάνω μη μόνιμο πρόβλημα λύθηκε με τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών των Brandt et al. (1971).

Ο Bresler (1978) υπέθεσε ότι το έδαφος ήταν ένα πορώδες μέσο, ομοιογενές, ισότροπο και σταθερό, με αμελητέα εξάτμιση και ότι ο σταλακτήρας ήταν μια μικρή κυκλική κατακλυζόμενη πηγή που αυξάνεται με φθίνοντα ρυθμό, μέχρι να μπορεί να υποτεθεί ότι επιτεύχθηκαν συνθήκες σταθερής κατάστασης. Αυτές οι υποθέσεις μπορεί να είχαν εισαγάγει κάποιο λάθος αλλά επέτρεψαν να εξαχθεί μια κατά προσέγγιση λύση της αξονοσυμμετρικής, δισδιάστατης εξίσωσης ροής του νερού. Παρουσίασε ένα νομογράφημα που συνδύαζε την παροχή με την ισαποχή των σταλακτάρων για δύο εδάφη. Αυτό διευκόλυνε την κατάλληλη επιλογή της σχέσης ισαποχής και παροχής ώστε να διατηρηθεί ένα ορισμένο φορτίο πίεσης στην επιφάνεια στο ήμισυ της απόστασης μεταξύ των δύο πηγών. Στα αποτελέσματα του Bresler, κάθε καμπύλη συνδύαζε την ισαποχή των σταλακτάρων d_s σε cm, με την παροχή q σε $l \cdot h^{-1}$ για φορτίο πίεσης στο ήμισυ της απόστασης, H_m , -10 ή -70 cm. Μεγαλύτερες τιμές του H_m , μπορούν να επιτευχθούν είτε με αύξηση της παροχής είτε με μείωση της ισαποχής των σταλακτάρων. Με δεδομένη παροχή, η περίπτωση με τη μεγαλύτερη εδαφική υγρασία (φορτίο πίεσης στην ημι-απόσταση ίσο με -10 cm) απαιτεί μικρότερη ισαποχή από την περίπτωση με τη μικρότερη εδαφική υγρασία (-70 cm.). Επίσης, οι δύο σταλακτήρες πρέπει να είναι πιο κοντά στην περίπτωση του αμμώδους εδάφους προκειμένου να επιτευχθεί στην ημι-απόσταση το ίδιο φορτίο πίεσης με το πηλώδες έδαφος, για οποιαδήποτε δεδομένη παροχή. Ο Bresler διαπίστωσε ότι για να διατηρηθεί το H_m σε συνθήκες με μεγαλύτερη υγρασία (φορτίο πίεσης στην ημι-απόσταση ίσο με -10 cm), απαιτούνται μεγάλοι ρυθμοί εφαρμογής του νερού, οι οποίοι δίνουν και μεγαλύτερη κορεσμένη ζώνη. Προκειμένου να επιτευχθεί ο μεγάλος ρυθμός εφαρμογής του νερού, η σημειακή πηγή μοιάζει περισσότερο με ένα κορεσμένο ημισφαίριο που θα προέκυπτε από μια πηγή με σχήμα δίσκου μεγάλης παροχής, για την ίδια τιμή του H_m .

Από τους Warrick et al. (1980) αναπτύχθηκε μία αναλυτική λύση, λαμβάνοντας υπόψη την απορρόφηση του νερού από το ριζικό σύστημα των φυτών, για όγκο εδάφους κυλινδρικού σχήματος.

Οι Clothier and Scotter (1982) πραγματοποίησαν ανασκόπηση των υφιστάμενων θεωριών των Raats, Parlange και Warrick, οι οποίες περιέγραφαν τη ροή σταθερής

κατάστασης σε περιπτώσεις διήθησης από ημισφαιρικές κοιλότητες. Μία απλή θεωρία διήθησης προήλθε από τη σχέση συγκέντρωσης της ροής (flux concentration relation) του Philip (1973). Η μη γραμμική, σταθερής κατάστασης, θεώρηση της διήθησης από τον Raats, απέδωσε ικανοποιητικές προσεγγίσεις των κατατομών υγρασίας, πίσω από το μέτωπο διαβροχής. Αυτό επιτεύχθηκε με την εφαρμογή του μοντέλου του Philip (1969), σε ομοιογενές έδαφος υπό συνθήκες διήθησης σταθερής κατάστασης. Για το συγκεκριμένο μοντέλο υπάρχουν μόνο αριθμητικές λύσεις, όμως η εισαγωγή απλουστευτικών παραδοχών οδήγησε σε αρκετές αναλυτικές ή ημι-αναλυτικές λύσεις.

Οι Lockington et al. (1984), με σκοπό την περιγραφή της κίνησης του νερού σε πορώδες μέσο κάτω από σημειακή πηγή άρδευσης, χρησιμοποίησαν μη γραμμικές εξισώσεις διάχυσης για την περίπτωση σφαιρικής γεωμετρίας, η οποία παρουσιάζεται στα αρχικά στάδια της άρδευσης με σταγόνες. Το αποτέλεσμα ήταν μία γενική εξίσωση υπολογισμού της κορεσμένης ζώνης διήθησης και της θέσης του μετώπου διαβροχής κατά τη διάρκεια της άρδευσης, η οποία ήταν αποτέλεσμα βελτιστοποίησης και προφανώς είχε μεγάλη πρακτική σημασία.

Ο Philip (1984a) βασιζόμενος στην ημι-γραμμικοποιημένη εξίσωση της τρισδιάστατης διήθησης σταθερής κατάστασης σε ακόρεστα μέσα, καθόρισε το χρόνο μετακίνησης χρωματικών δεικτών από υπόγειες και επιφανειακές σημειακές πηγές και εισήγαγε αναλυτικές λύσεις των αντίστοιχων εξισώσεων.

Οι Dasberg and Bresler (1985) πρότειναν μια γραφική μέθοδο για να καθορίσουν την ισαποχή των σταλακτήρων, βασιζόμενοι στην κατά προσέγγιση λύση της αξονοσυμμετρικής, δισδιάστατης εξίσωσης ροής του νερού με ακτινική συμμετρία.

Ο Warrick (1985) συνέκρινε μια εναλλακτική λύση με τα αποτελέσματα του Wooding (1968) για κυκλική διαβρεχόμενη περιοχή βασισμένη στη λύση των Warrick and Lomen (1976) δηλαδή της διαβροχής από επιφάνεια με σχήμα δίσκου. Στην περίπτωση του Wooding, ο δίσκος είναι υπό σταθερό, ελαφρώς θετικό φορτίο πίεσης και στην περίπτωση του Warrick (1985), η μεταβολή του φορτίου πίεσης πάνω από το δίσκο φάνηκε να είναι μικρή.

Οι Schwartzman and Zur (1986) παρουσίασαν μια μέθοδο για τον καθορισμό της ισαποχής των σταλακτήρων και της γεωμετρίας του διαβρεχόμενου εδαφικού όγκου

κάτω από σημειακή πηγή στάγδην άρδευσης. Σύμφωνα με αυτούς, η κατανόηση των φυσικών νόμων που διέπουν τη μετακίνηση του εδαφικού νερού γύρω από μια σημειακή πηγή υποδεικνύει ότι η γεωμετρία του διαβρεχόμενου εδαφικού όγκου στο τέλος της άρδευσης εξαρτάται από τον τύπο του εδάφους, την παροχή του σταλακτήρα και τη συνολική ποσότητα νερού στο έδαφος. Η γεωμετρία του διαβρεχόμενου εδαφικού όγκου περιγράφεται καλύτερα από το βάθος της διαβροχής και τη διάμετρο του διαβρεχόμενου εδαφικού όγκου, η οποία μετράται στα ευρύτερα σημεία της. Η επίδραση του τύπου του εδάφους, εκφράζεται μέσω της υδραυλικής αγωγιμότητάς του, στον κορεσμό.

Οι Healy and Warrick (1988) παρουσίασαν μια τεχνική για την εκτίμηση της προώθησης του μετώπου διαβροχής με το χρόνο, καθώς και του αντίστοιχου όγκου διαβροχής στην περίπτωση διήθησης από επιφανειακή σημειακή πηγή στάγδην άρδευσης. Η τεχνική αυτή ήταν παρόμοια με αυτή των Warrick and Amoozegar-Fard (1979) και Warrick et al. (1985), για τη μελέτη της μονοδιάστατης κίνησης του εδαφικού νερού. Η ανάλυση αυτή περιλάμβανε απλουστευτικές υποθέσεις όπως: ομοιογενές έδαφος, καθόλου εξατμισοδιαπνοή, ομοιόμορφη κατανομή της αρχικής υγρασίας στην εδαφική κατατομή και απουσία του φαινομένου της υστέρησης. Οι διάφορες αριθμητικές μέθοδοι είναι πιο ακριβείς από την τεχνική των Healy and Warrick (1988), αλλά είναι δύσκολες και χρονοβόρες στην εφαρμογή τους. Η μέθοδος που προτάθηκε από τους Healy and Warrick (1988), βασίστηκε σε αριθμητική επίλυση, με χρήση πεπερασμένων διαφορών, της αδιάστατης μορφής της τρισδιάστατης εξίσωσης του Richards, στην περίπτωση ροής με αξονική συμμετρία. Οι λύσεις, στη γενική περίπτωση, προέκυψαν από εμπειρικές εξισώσεις, των οποίων οι συντελεστές παρουσιάστηκαν από τους Healy and Warrick (1988), για ποικιλία εδαφών και παροχών. Η συγκεκριμένη μέθοδος είναι ιδιαίτερης σημασίας για το σχεδιασμό συστημάτων στάγδην άρδευσης, διότι επιτρέπει μια απλή εκτίμηση του εύρους άρδευσης καθώς και της ισαποχής των σταλακτήρων, για δεδομένη παροχή εφαρμογής.

Οι Lafolie et al. (1989) παρουσίασαν την εξίσωση ροής για την ανάλυση της κίνησης του νερού κάτω από πηγή στάγδην άρδευσης, με την αριθμητική επίλυση της οποίας βελτιώθηκε η πρόγνωση του μεγέθους της κορεσμένης ζώνης διήθησης στην επιφάνεια του εδάφους, σε σχέση με τις προηγούμενες μεθόδους.

Οι Risse and Chesness (1989) παρουσίασαν μια απλουστευμένη γραφική διαδικασία για τον καθορισμό της ακτίνας διαβροχής ενός σταλακτήρα. Τροποποίησαν την κατά προσέγγιση λύση των Dasberg and Bresler (1985) για την αξονοσυμμετρική, δισδιάστατη, εξίσωση ροής του νερού με ακτινική συμμετρία για την πρόβλεψη της ακτίνας διαβροχής από σημειακή πηγή, έτσι ώστε να απαιτούνται ως δεδομένα εισόδου μόνο η υφή (texture) του εδάφους, η παροχή του σταλακτήρα και το φορτίο πίεσης στην ημι-απόσταση. Πειράματα σε έναν οπωρώνα ροδακινιών, με πηλοαμμώδες έδαφος, με χρήση δύο διαφορετικών παροχών έδειξαν ότι οι εκτιμημένες τιμές της ακτίνας διαβροχής είχαν απόκλιση της τάξης του 11% έως 19% από τις μετρημένες τιμές.

Ο Cooper (1990) διαμόρφωσε ένα μοντέλο προσομοίωσης της κίνησης της εδαφικής υγρασίας μετά από εφαρμογή στάγδην άρδευσης σε καλλιέργεια ζαχαροκάλαμου. Μετρήσεις πεδίου του φορτίου πίεσης, χρησιμοποιήθηκαν για την αξιολόγηση της επίδοσης του αριθμητικού μοντέλου των πεπερασμένων διαφορών, για την προσομοίωση της κίνησης του νερού. Οι μετρήσεις αυτές λήφθηκαν από πυκνό πλέγμα τασίμετρων σε τρία πανομοιότυπα πειραματικά τεμάχια και χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των παραμέτρων των υδροδυναμικών χαρακτηριστικών του εδάφους.

Οι Simunek et al. (1996, 1999) δημιούργησαν το μοντέλο HYDRUS 2D. Το HYDRUS 2D αποτελεί ένα μοντέλο προσομοίωσης της ροής του νερού και των διαλυτών ουσιών σε δισδιάστατα προβλήματα ακόρεστης και κορεσμένης ροής. Το πρόγραμμα αυτό λύνει αριθμητικά την εξίσωση του Richards χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων (Galerkin type linear finite element scheme). Το παραπάνω μοντέλο χρησιμοποιήθηκε σε αρκετά προβλήματα στάγδην άρδευσης (ενδεικτικά: Assouline (2002); Mmolawa and Or (2003); Cote et al. (2003); Skaggs et al. (2004); Cook et al. (2006); Zhou et al. (2007); Lazarovitch et al. (2007)).

Οι Revol et al. (1997a,b) επεξέτειναν τη θεωρία περί σταθερής κατάστασης του Raats (1971) για την περιγραφή του μετώπου διαβροχής στην περίπτωση στάγδην άρδευσης. Τα αποτελέσματά τους συγκρίθηκαν με δεδομένα από πείραμα στον αγρό με πολύ καλή συμφωνία.

Οι Schmitz et al. (2002) χρησιμοποίησαν τα νευρωνικά δίκτυα για την πρόβλεψη του μετώπου διαβροχής στη στάγδην άρδευση. Χρησιμοποίησαν το μοντέλο των Meshkat et al. (1999) για να υπολογίσουν ένα μεγάλο αριθμό προφίλ για διάφορες αρχικές συνθήκες (νερό εφαρμογής και αρχική τιμή της υγρασίας). Ύστερα χρησιμοποίησαν νευρωνικά δίκτυα ώστε να περιγράψουν όλες τις ενδιάμεσες τιμές.

Οι Cook et al. (2003) δημιούργησαν το λογισμικό WetUp. Το λογισμικό αυτό χρησιμοποιώντας την αναλυτική λύση του Philip (1984a) προσεγγίζει την οριζόντια και κατακόρυφη συνιστώσα του μετώπου διαβροχής από μεμονωμένο σταλακτήρα σε ομοιογενές έδαφος. Στη συνέχεια χρησιμοποιείται μια συνάρτηση έλλειψης για τον υπολογισμό του μετώπου διαβροχής.

Οι Russo et al. (2005) δημοσίευσαν την αριθμητική ανάλυση για την κίνηση του νερού και των διαλυτών ουσιών σε εδάφη με κλίση υπό καθεστώς στάγδην άρδευσης. Η ανάλυση τους περιελάμβανε την υφή του εδάφους, την κλίση του εδάφους, τη χωρική μεταβολή των υδραυλικών χαρακτηριστικών του εδάφους και την πρόσληψη του εδαφικού νερού από τις ρίζες των φυτών.

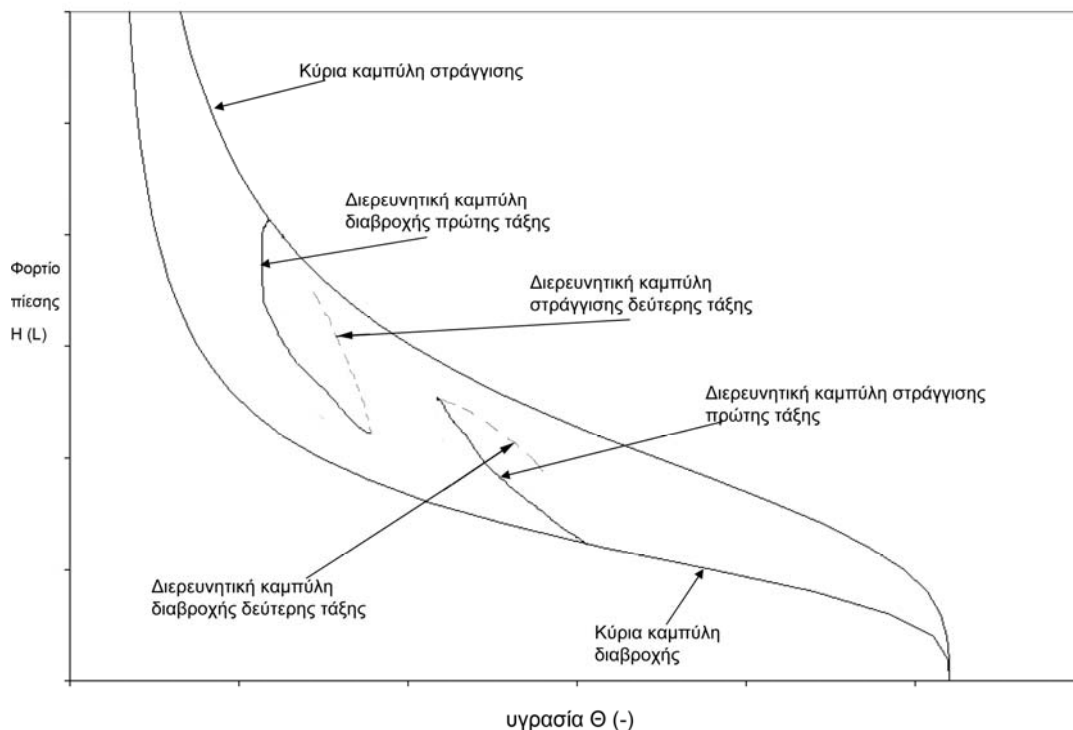
Οι Elmaloglou and Malamos (2005, 2006) παρουσίασαν μια μεθοδολογία για την εκτίμηση της προώθησης του μετώπου διαβροχής με το χρόνο, στην περίπτωση διήθησης από επιφανειακή σημειακή ή γραμμική πηγή στάγδην άρδευσης σε ομοιογενές έδαφος λαμβάνοντας υπόψη την εξάτμιση του νερού από την επιφάνεια του εδάφους και την πρόσληψη του νερού από τις ρίζες των φυτών.

Οι Lazarovitch et al. (2007) περιέγραψαν το μέτωπο διαβροχής από επιφανειακούς και υπόγειους σταλακτήρες χρησιμοποιώντας τη μέθοδο moment analysis (Yeh et al. 2005). Κατάφεραν να περιγράψουν την κατανομή της εδαφικής υγρασίας χρησιμοποιώντας τρεις μόνο μεταβλητές.

Τέλος, οι Chen et al. (2007) ασχολήθηκαν με τη διήθηση από πολλαπλές γραμμικές πηγές στάγδην άρδευσης. Επιτεύχθηκε μια επιπλέον λύση χρησιμοποιώντας το μετασχηματισμό Fourier.

1.4 Το φαινόμενο της υστέρησης (hysteresis).

Ο Haines το 1930, ύστερα από πειράματα σε μέσα με σταθερό πορώδες, έδειξε για πρώτη φορά ότι η σχέση μεταξύ ποσοστού υγρασίας και μύζησης (αρνητική πίεση) δεν είναι μονοσήμαντη αλλά ότι παριστάνεται από δυο διάφορες καμπύλες, που η πρώτη περιγράφει τη σχέση κατά την αποστράγγιση και η δεύτερη κατά τη διαβροχή του μέσου. Το φαινόμενο αυτό αποδόθηκε στην αρχιτεκτονική του πορώδους που αποτελείται από σχετικά μεγάλες κοιλότητες (διευρύνσεις) που συγκοινωνούν μεταξύ τους μέσω λεπτών αγωγών (στενώσεων). Έτσι κατά την αποστράγγιση, η τιμή της αρνητικής πίεσης που χρειάζεται για την απομάκρυνση του ύδατος από τον πόρο εξαρτάται από την ακτίνα στένωσης, ενώ, κατά τη διαβροχή, η τιμή της αρνητικής πίεσης που επιτρέπει την επαναπλήρωση του πόρου εξαρτάται από την ακτίνα της διεύρυνσης. Η διεργασία αποστράγγισης διαβροχής δεν είναι αντιστρεπτή και τότε λέμε ότι ο πόρος παρουσιάζει υστέρηση. Το φαινόμενο της υστέρησης μπορεί να επηρεάσει σημαντικά τη κίνηση του νερού στα ακόρεστα εδάφη (Vachaud and Thony, 1971; Gillham et al., 1979; Russo et al., 1989).



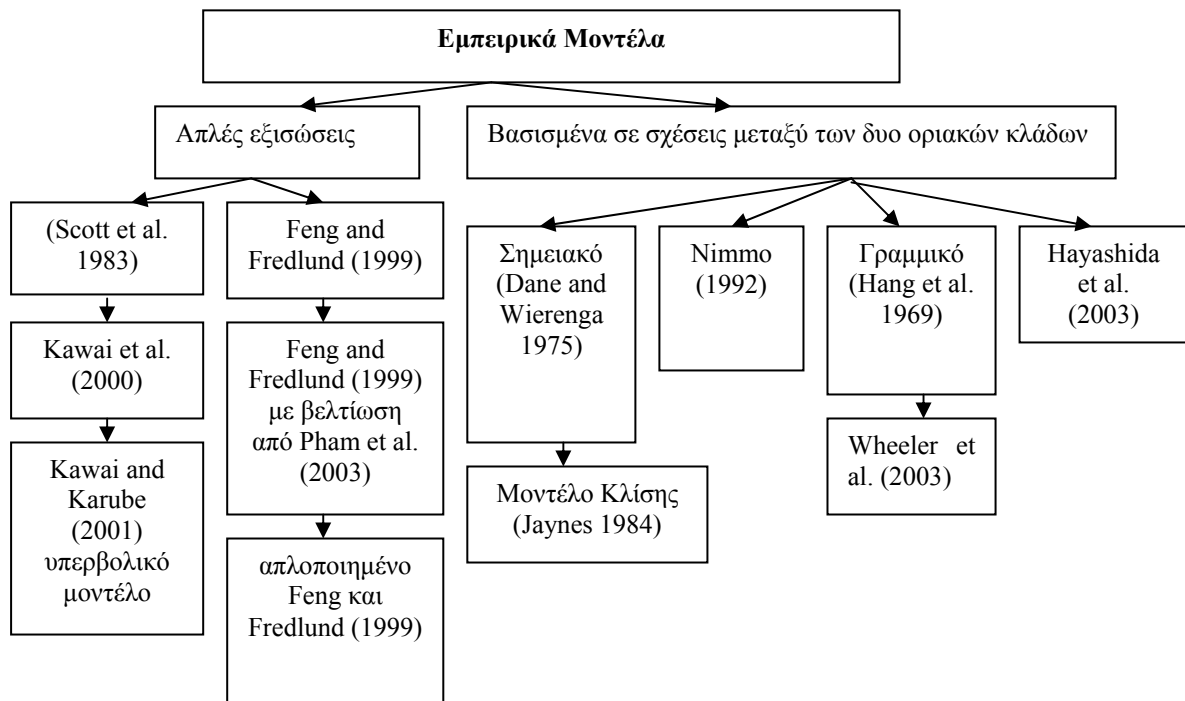
Σχήμα 1-1. Ιδεατή χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας

Με τον όρο υστέρηση ουσιαστικά εννοούμε τη μη μοναδικότητα της σχέσης μεταξύ του φορτίου πίεσης H και της εδαφικής υγρασίας θ στη χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας. Η σχέση αυτή εμφανίζει σημαντικές μεταβολές στην τιμή της υγρασίας θ για σταθερή τιμή του φορτίου πίεσης H , οι οποίες εξαρτώνται από το αν το έδαφος διαβρέχεται ή στραγγίζει. Κατά τη διάρκεια της διήθησης του νερού η εδαφική υγρασία καθώς επίσης και το φορτίο πίεσης αυξάνουν μονότονα και έτσι η χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας μπορεί να περιγραφεί από μια μονοσήμαντη σχέση. Όμοια, κατά τη διάρκεια που λαμβάνει χώρα η εξάτμιση του εδαφικού νερού ή η πρόσληψη του εδαφικού νερού από τις ρίζες ή το έδαφος στραγγίζει, τότε η υγρασία του εδάφους θ και το φορτίο πίεσης H μειώνονται. Και στην περίπτωση αυτή η χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας μπορεί να περιγραφεί από μονοσήμαντη σχέση. Όταν μια διεργασία διαβροχής εναλλάσσεται με διεργασία στράγγισης η χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας παύει να είναι μοναδική, και τότε πρέπει να ενσωματώσουμε το φαινόμενο της υστέρησης (Russo et al., 1989). Όταν η διαβροχή του εδάφους ξεκινά από την υπολειπόμενη περιεκτικότητα σε νερό (θ_r) ή στραγγίζει από την τιμή της υγρασίας στο κορεσμό (θ_s) τότε ακολουθείται η κύρια καμπύλη διαβροχής ή στράγγισης. Όταν μια διεργασία διαβροχής ή στράγγισης αλλάζει φορά ενώ βρίσκεται σε μια κύρια καμπύλη υστέρησης, τότε η καμπύλη υγρασίας ακολουθεί μια διερευνητική καμπύλη υστέρησης πρώτης τάξης. Δευτερεύουσες και μεγαλύτερης σειράς διερευνητικές καμπύλες διαβροχής ή στράγγισης προκύπτουν από επιπλέον αλλαγές (διαβροχή-στράγγιση).

Υπάρχουν αρκετά μοντέλα τα οποία μπορούν να προβλέψουν το φαινόμενο της υστέρησης στη χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας. Τα μοντέλα αυτά χωρίζονται σε δύο κατηγορίες: μοντέλα που βασίζονται στη φυσική του φαινομένου (domain models) και εμπειρικά μοντέλα.

Αρκετοί ερευνητές έχουν χρησιμοποιήσει τα φυσικά μοντέλα για να περιγράψουν το φαινόμενο της υστέρησης περιλαμβάνοντας το διάγραμμα του Preisach (1935), το διάγραμμα του Neel (1942, 1943) και το διάγραμμα του Enderby (1955). Το διάγραμμα του Neel (1942, 1943) έχει χρησιμοποιηθεί εκτενώς από τους Everett (1954, 1955), Poulouvassilis (1962), Philip (1964), Topp (1971a, 1971b), Mualem (1973) και Parlange (1976, 1980) για την αναπαράσταση της υστέρησης στη χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας.

Εκτός από τα φυσικά μοντέλα που περιγράφουν το φαινόμενο της υστέρησης, υπάρχουν και μερικά εμπειρικά μοντέλα για την υστέρηση στη χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας (Hanks et al., 1969; Dane and Wierenga, 1975; Scott et al., 1983; Jaynes, 1984; Nimmo, 1992; Kawai et al., 2000; Feng and Fredlund, 1999; Karube and Kawai, 2001). Τα μοντέλα αυτά βασίζονται απλά στην προσαρμογή του σχήματος των υστερητικών καμπύλων εδαφικής υγρασίας σε μια επιλεγμένη εξίσωση χρησιμοποιώντας εμπειρικές παραμέτρους. Τα εμπειρικά μοντέλα υστέρησης μπορούν να χωρισθούν σε δυο υποσύνολα: (1) μοντέλα τα οποία χρησιμοποιούν την ίδια προσαρμοσμένη εξίσωση καμπύλης για να περιγράψουν τις καμπύλες στράγγισης και διαβροχής. Στα μοντέλα αυτά χρησιμοποιούνται απλά διαφορετικές παράμετροι. (2) μοντέλα τα οποία βασίζονται σε σχέσεις μεταξύ των δύο οριακών καμπύλων οι οποίες βασίζονται σε συγκεκριμένα σημεία ή σε κλίσεις παρμένες σε συγκεκριμένα σημεία. Το Σχήμα 1-1 περιγράφει την ιστορική εξέλιξη των εμπειρικών μοντέλων. Μια σύνοψη 28 μοντέλων υστέρησης παρουσιάζεται στον Πίνακα 1-1.



Σχήμα 1-1. Σύνοψη των εμπειρικών μοντέλων υστέρησης (Pham et al. 2005).

Πίνακας 1-1. Σύνοψη 28 μοντέλων υστέρησης (Pham et al. 2005).

Έτος	Ερευνητής
1954-1955	Everett
1955-1956	Enderby
1962	Poulovassilis
1964	Philip
1969	Hanks et al.
1971	Polovassilis and Childs
1971a	Topp
1973	Mualem (μοντέλο I)
1974	Mualem (μοντέλο II)
1975	Dane and Wierenga
1975	Mualem and Dagan (μοντέλο III)
1976	Parlange
1977	Mualem (universal model)
1978	Poulovassilis and El-Gharmy
1979	Mualem and Miller
1983	Scott et al.
1984a	Mualem
1984b	Mualem
1984	Jaynes
1988	Hogarth et al.
1992	Nimmo
1995	Liu et al.
1999	Feng and Fredlund
2000	Kawai et al.
2001	Karube and Kawai
2003	Wheeler et al.
2003	Hayashida et al.
2003	Pham et al.

Τέλος από τα μέλη του εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών, Αλέξανδρο Πουλοβασσίλη και Γεώργιο Κάργα προτάθηκε μια καινούργια μέθοδος υπολογισμού των υστερητικών καμπύλων από τα δεδομένα των δύο οριακών κλάδων του βρόχου υστέρησης (Poulovassilis and Kargas, 2000). Επίσης οι Kerkides et al. (2006) μελέτησαν την επίδραση της υστέρησης στη δυναμική του εδαφικού νερού στην περίπτωση μονοδιάστατης κατακόρυφης διήθησης.

1.5 Μέθοδος εφαρμογής του νερού κατά τη στάγδην άρδευση.

Οι Levin et al. (1979b) εξέτασαν το αποτέλεσμα της συνεχούς και της διακοπτόμενης άρδευσης από σημειακή πηγή σε αμμώδη εδάφη. Οι συγγραφείς βρήκαν μια σημαντική μείωση (14%) της βαθιάς διήθησης κάτω από τα 60 cm, δώδεκα ώρες από την έναρξη της άρδευσης. Επίσης συμπέραναν ότι η μικρή παροχή $1 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$ θα μπορούσε να αντικατασταθεί από τη μεγαλύτερη παροχή $2 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$ με την εφαρμογή διακοπτόμενης άρδευσης.

Οι Mostaghimi et al. (1981b) εξέτασαν το αποτέλεσμα της διακοπτόμενης άρδευσης στην κατανομή της εδαφικής υγρασίας σε βαριά εδάφη. Διενήργησαν πειράματα σε αδιατάρακτα δείγματα εδάφους (ίλυο-άργιλο-πηλώδοι). Εξετάστηκαν οι περιπτώσεις συνεχούς και διακοπτόμενης άρδευσης με παροχές που κυμαίνονταν από 1 έως $8 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$ και με συνολικό όγκο εφαρμογής τα 16 l. Χρησιμοποίησαν το μοντέλο του Bresler (1975) για να αξιολογήσουν τα πειραματικά δεδομένα. Η συμφωνία μεταξύ εργαστηριακών και αριθμητικών αποτελεσμάτων ήταν πολύ καλή. Επίσης, η διακοπτόμενη άρδευση είχε σαν αποτέλεσμα σημαντική μείωση των απωλειών λόγω βαθιάς διήθησης σε σχέση με τη συνεχή άρδευση.

1.6 Προσομοίωση της πρόσληψης του εδαφικού νερού από τις ρίζες των φυτών με μακροσκοπική προσέγγιση.

Η μακροσκοπική προσέγγιση είναι το να θεωρηθεί το ριζικό σύστημα στην ολότητά του ως «πηγάδι» διάχυσης (diffuse sink), το οποίο διαπερνά κάθε στρώση του εδάφους ομοιόμορφα, όμως όχι απαραίτητα με σταθερή τάση σε όλο το ριζόστρωμα. Αυτή η προσέγγιση που καλείται μακροσκοπική ή μοντέλο του όρου «πηγάδι» (sink term), περιγράφεται από την ακόλουθη εξίσωση ροής:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\Theta) \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(\Theta)}{\partial z} - S(\Theta) \quad (1-1)$$

όπου: Θ είναι η εδαφική υγρασία κατ' όγκο, σε $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$, z είναι η απόσταση από την επιφάνεια, θετική προς τα κάτω, σε m, t είναι ο χρόνος σε h, $K(\Theta)$ είναι η υδραυλική αγωγιμότητα σε m h^{-1} , $D(\Theta)$ είναι ο συντελεστής διάχυσης σε $\text{m}^2 \text{ h}^{-1}$ και $S(\Theta)$ είναι η συνάρτηση «πηγάδι» που αντιπροσωπεύει την πρόσληψη νερού από τις ρίζες των φυτών ανά μονάδα εδαφικού όγκου, σε $\text{m}^3 \text{ m}^{-3} \text{ h}^{-1}$.

Μοντέλα πρόσληψης νερού με βάση τη μακροσκοπική προσέγγιση έχουν αναπτυχθεί και εφαρμοστεί από αρκετούς ερευνητές για την ανάλυση της απομάκρυνσης νερού από τις ρίζες των φυτών και για την προσομοίωση της δυναμικής της εδαφικής υγρασίας, στις διαφορετικές στρώσεις της εδαφικής κατατομής. Αυτά τα μοντέλα βασίζονται στην ενσωμάτωση των ιδιοτήτων του συστήματος εδάφους - ρίζας, ποικίλλουν στο στόχο, τη δομή και το επίπεδο λεπτομέρειας. Η βασική και σημαντικότερη διαφορά μεταξύ των μοντέλων που αναπτύσσονται για την προσομοίωση της κίνησης του νερού σε έδαφος που περιέχει ρίζες, είναι ο τρόπος με τον οποίο αυτά αντιμετωπίζουν τη συνάρτηση πρόσληψης του νερού “*S*” (sink term).

Ο Gardner (1964) και οι Whisler et al. (1970) αντιμετώπισαν τον όρο «πηγάδι» με την εισαγωγή μιας συνάρτησης ριζικής πυκνότητας που αντιπροσωπεύει την επιφάνεια της ρίζας ανά μονάδα όγκου του εδάφους μέχρι την απόσταση όπου το νερό σταματά να κινείται προς τη ρίζα.

Οι Molz and Remson (1970) διετύπωσαν την άποψη ότι δεν είναι πρακτική η ανάπτυξη μοντέλων για την κίνηση του νερού στο έδαφος θεωρώντας πρόσληψη του εδαφικού νερού, εάν ασχολείται κανείς με τη ροή σε κάθε μεμονωμένη ρίζα του ριζικού συστήματος. Η λεπτομερής περιγραφή της γεωμετρίας του ριζικού συστήματος είναι πρακτικά αδύνατο να μετρηθεί και επιπλέον μεταβάλλεται με το χρόνο. Επιπλέον, η περατότητα των ριζών μεταβάλλεται ανάλογα με τη θέση των ριζών (Kramer, 1969). Συμπερασματικά, οι περισσότερες εξισώσεις πρόσληψης νερού από τις ρίζες αναπτύχθηκαν χρησιμοποιώντας μακροσκοπική παρά μικροσκοπική προσέγγιση. Οι Molz and Remson (1970, 1971) ανέπτυξαν μαθηματικά μοντέλα για να περιγράψουν την κίνηση του νερού στο ριζικό σύστημα του φυτού. Πρότειναν το συνδυασμό της εξίσωσης του Richards με έναν πρόσθετο όρο ‘*S*’ ο οποίος θα αντιπροσωπεύει την πρόσληψη του εδαφικού νερού από τις ρίζες (sink term). Ο όρος αυτός μπορεί να εξαρτάται από το χώρο, το χρόνο, το δυναμικό του νερού, την υγρασία του εδάφους ή συνδυασμό των παραπάνω μεταβλητών.

Οι Nimah and Hanks (1973a, 1973b) ανέπτυξαν ένα μοντέλο πρόβλεψης της ροής του εδαφικού νερού υπό συνθήκες καλλιεργημένου εδάφους. Το μοντέλο τους βασίστηκε σε μια τροποποίηση του αντίστοιχου μοντέλου των Hanks et al. (1969). Ο πρόσθετος όρος στην εξίσωση του Richards προέκυψε από τη διαφορά μεταξύ του υδραυλικού φορτίου των ριζών και του εδάφους, πολλαπλασιαζόμενη με την υδραυλική

αγωγιμότητα και με μια συνάρτηση κατανομής των ριζών. Υπέθεσαν ότι η κύρια αντίσταση στη ροή του νερού στο σύστημα εδάφους - ρίζας, προβάλλεται από το έδαφος που περιβάλλει τη ρίζα και όχι από τον ιστό της ρίζας. Συμπεριέλαβαν στον όρο 'S' μια συνάρτηση κατανομής των ριζών λαμβάνοντας το κλάσμα του βάρους των ριζών που περιέχονται στο αντίστοιχο βάθος, σε σχέση με το συνολικό βάρος των ριζών. Το μοντέλο επίσης υποθέτει ότι κατά τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο δεν λαμβάνει χώρα καμία σημαντική αλλαγή της ριζικής πυκνότητας, πράγμα το οποίο δεν αποτελεί ρεαλιστική υπόθεση.

Οι Feddes et al. (1974) χρησιμοποίησαν μια τροποποιημένη έκδοση της αριθμητικής προσέγγισης των Nimah and Hanks (1973a, 1973b). Παρατήρησαν ότι ο όρος 'S' θα μπορούσε να συσχετιστεί με τη μάζα των ριζών, η οποία μεταβαλλόταν εκθετικά με το βάθος, αλλά και το ότι απαιτούνταν εκτενής και δύσκολη εργασία πεδίου για την εκτίμησή του.

Οι Feddes et al. (1976) θεώρησαν ότι ο όρος 'S' είναι συνάρτηση της εδαφικής υγρασίας και ότι η πραγματική διαπνοή μεταβαλλόταν ανάλογα με τη διαθεσιμότητα της εδαφικής υγρασίας στις διαφορετικές εδαφικές στρώσεις.

Οι Hillel et al. (1976) ανέπτυξαν ένα μοντέλο πρόσληψης εδαφικού νερού από ένα ανομοιόμορφα κατανεμημένο ριζικό σύστημα και το εφάρμοσαν στην προσομοίωση κατατομών μείωσης της υγρασίας και του υδραυλικού φορτίου για διάφορους συνδυασμούς των αντιστάσεων των ριζών, όπως υδραυλικών αντιστάσεων, πυκνότητας και διάταξης του ριζικού συστήματος, βάθους κατατομής, αρχικής υγρασίας και κλιματικά επιβαλλόμενης ταχύτητας εξάτμισης με τις ημερήσιες μεταβολές της. Η διαμόρφωση των κατατομών μείωσης της εδαφικής υγρασίας και η υγρασιακή κατάσταση των φυτών, φάνηκαν να είναι συνδυασμός της επίδρασης εδαφικών, φυτικών και κλιματολογικών παραγόντων. Η κύρια αδυναμία του μοντέλου είναι η παράλειψη της ενσωμάτωσης της αύξησης των ριζών, ως διαδικασία επίδρασης της πρόσληψης του εδαφικού νερού και της κίνησης της εδαφικής υγρασίας. Αντί αυτού το μοντέλο υποθέτει ότι το ριζικό σύστημα είναι σταθερό.

Οι Hillel and Talpaz (1976) συμπεριέλαβαν την αύξηση των ριζών σε μοντέλο υπολογισμού της πρόσληψης εδαφικού νερού για ανομοιόμορφα κατανεμημένο ριζικό σύστημα προκειμένου να αξιολογηθεί η επίδραση της αύξησης των ριζών στις

σχέσεις εδάφους - νερού - φυτών. Παρόλα αυτά, το μοντέλο δεν λαμβάνει υπόψη τη διαδικασία γήρανσης και τη βαθμιαία μείωση της απορροφητικότητας των ριζών.

Οι Herkelrath et al. (1977) ενσωμάτωσαν έναν συντελεστή επαφής του εδάφους με τη ρίζα, στον όρο 'S', βασιζόμενοι στο γεγονός ότι η μείωση της εδαφικής υγρασίας προκαλεί μείωση της επιφάνειας επαφής μεταξύ των ριζών και του νερού στους εδαφικούς πόρους, περιορίζοντας με αυτόν τον τρόπο την ενεργή ριζική επιφάνεια, η οποία είναι διαθέσιμη για την πρόσληψη νερού από το φυτό. Αυτός ο όρος 'S', υποθέτει ότι η κλίση του υδραυλικού φορτίου στην περιοχή που περιβάλλει τη ρίζα είναι αμελητέα, σε σύγκριση με την κλίση του υδραυλικού φορτίου κατά μήκος της ρίζας.

Όταν το πάνω μέρος των ριζών διατηρείται υγρό, το περισσότερο νερό το οποίο καταναλώνεται από το φυτό θα απομακρυνθεί από το μέρος εκείνο του εδάφους που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια (Hansen et al., 1980). Αυτό μάλλον οφείλεται στο γεγονός ότι οι περισσότερες ρίζες μεγαλώνουν κοντά στην επιφάνεια.

Οι Hoogland et al. (1981) πρότειναν τη μείωση του όρου "S" συναρτήσει του βάθους. Αυτό επιτρέπει την δυνατότητα στην αρχή μιας ξηρής περιόδου, οι ρίζες να προσλαμβάνουν νερό από τα πάνω στρώματα του εδάφους, αφήνοντας το εδαφικό νερό σε βαθύτερα στρώματα αχρησιμοποίητο.

Ο van Genuchten (1987) εισήγαγε στον όρο "S" την επίδραση της οσμωτικής μείωσης (stress) εισάγοντας στον όρο μείωσης του "S" το οσμωτικό φορτίο το οποίο συνδέθηκε γραμμικά με τη συγκέντρωση όλων των διαλυτών ουσιών στο εδαφικό νερό.

Οι Vrugt et al. (2001) παρουσίασαν ένα δισδιάστατο μοντέλο πρόσληψης του εδαφικού νερού από τις ρίζες των φυτών. Το δισδιάστατο αυτό μοντέλο βασίζεται στο εκθετικό μοντέλο του Raats (1974), αλλά επεκτάθηκε εισάγοντας επιπλέον μια ακτινική συνιστώσα. Το μοντέλο αυτό εισήχθη σε ένα υπάρχον αριθμητικό μοντέλο και υπολογίστηκαν οι παράμετροι που περιγράφουν την πρόσληψη του εδαφικού νερού από τις ρίζες με λύση του αντίστροφου προβλήματος χρησιμοποιώντας Γενετικούς αλγόριθμους.

Οι Gong et al. (2006) παρουσίασαν ένα πιο απλό δισδιάστατο μοντέλο πρόσληψης του εδαφικού νερού από μεμονωμένο δένδρο μηλιάς. Το μοντέλο αυτό συγκρίθηκε ύστερα με πειραματικές μετρήσεις πρόσληψης του νερού από το φυτό καθώς επίσης και με μετρήσεις ροής του νερού μέσα στους κορμούς των δένδρων μηλιάς.

Κεφάλαιο 2

ΓΕΝΙΚΗ ΘΕΩΡΗΣΗ ΤΗΣ ΑΚΟΡΕΣΤΗ ΡΟΗΣ

2.1 Εισαγωγή.

Εάν θεωρήσουμε μια εδαφική κατατομή μπορούμε να ξεχωρίσουμε τις εξής περιοχές ή ζώνες:

- Περιοχή ή ζώνη κορεσμού μέσα στην οποία όλοι οι πόροι του εδάφους είναι γεμάτοι με νερό. Χαρακτηρίζεται από θετικές πιέσεις και το άνω όριό της καλείται στάθμη του υπόγειου νερού. Σε όλα τα σημεία της υπόγειας στάθμης η πίεση είναι ίση με την ατμοσφαιρική. Το κάτω όριό της περιορίζεται συνήθως από μια αδιαπέρατη στρώση.
- Περιοχή ή ζώνη ακόρεστη που εκτείνεται από τη στάθμη του υπόγειου νερού μέχρι την επιφάνεια του εδάφους. Χαρακτηρίζεται από αρνητικές πιέσεις και περιλαμβάνει την τριχοειδή ζώνη που βρίσκεται πάνω ακριβώς από την υπόγεια στάθμη του νερού.

Η ροή μέσα στην ακόρεστη ζώνη αποτελεί μια ειδική περίπτωση ταυτόχρονης ροής δύο μη μειγνυόμενων ρευστών (αέρα και νερού) όπου όμως η μία φάση (η αέρια) θεωρείται ότι δεν μετέχει στην κίνηση.

2.2 Δυναμικό του εδαφικού νερού.

Το ολικό δυναμικό Φ του εδαφικού νερού ορίζεται σαν το έργο που γίνεται πάνω σε μια ποσότητα νερού ίση με την μονάδα (μονάδα βάρους, μάζας ή όγκου) όταν μεταφέρεται αργά από μια κατάσταση αναφοράς του συστήματος, με δυναμικό που λαμβάνεται αυθαίρετα ίσο με το μηδέν, σε μια άλλη κατάσταση την οποία η τιμή του δυναμικού χαρακτηρίζει.

Την κατάσταση αναφοράς αποτελεί μάζα καθαρού νερού κάτω από ατμοσφαιρική πίεση η οποία βρίσκεται σε κάποιο ύψος. Το επίπεδο αναφοράς των τιμών είναι αυθαίρετο, γιατί στην πραγματικότητα ενδιαφέρουν οι διαφορές δυναμικού και όχι η απόλυτη τιμή του.

Αν θεωρήσουμε ότι το ολικό δυναμικό του εδαφικού νερού είναι το άθροισμα του δυναμικού βαρύτητας και πίεσης, τότε:

$$\Phi = \Phi_g + \Phi_p \text{ (dyn} \cdot \text{cm}^{-2}\text{)} \quad (2-1)$$

όπου Φ : το ολικό δυναμικό

Φ_g : το δυναμικό βαρύτητας (gravitational potential)

Φ_p : το δυναμικό πίεσης (matrix potential)

Αν ο καθορισμός της τιμής του δυναμικού βαρύτητας αναφέρεται σε ένα σημείο που βρίσκεται σε ύψος Z πάνω από το αυθαίρετα εκλεγμένο επίπεδο αναφοράς υψών, τότε το έργο που καταναλώνεται για τη μεταφορά ενός στοιχειώδους όγκου εδαφικού νερού (dV) από το επίπεδο αναφοράς στο ύψος Z είναι:

$$W_g = g \cdot \rho_w \cdot (dV) \cdot z \quad (2-2)$$

Όπου ρ_w : η πυκνότητα του νερού ($\text{gr} \cdot \text{cm}^{-3}$)

g : η επιτάχυνση της βαρύτητας

Ανά μονάδα όγκου εδαφικού νερού το απαιτούμενο έργο είναι:

$$\frac{W_g}{dV} = g \rho_w \cdot z = \Phi_g \text{ (dyn} \cdot \text{cm}^{-2}\text{)} \quad (2-3)$$

Αν θεωρήσουμε, ότι η μεταφορά καθαρού αέρα κάτω από πίεση ίση με την ατμοσφαιρική (η οποία λαμβάνεται σαν πίεση αναφοράς, δηλαδή παίρνει τιμή ίση με το μηδέν), στο εδαφικό νερό, που βρίσκεται σε πίεση P , γίνεται δια μέσου ενός σωλήνα διατομής dA και μήκους l , τότε το έργο που καταναλώνεται κατά τη μεταφορά αυτή είναι:

$$W_p = P \cdot (dA) \cdot l = P \cdot (dV) \quad (2-4)$$

Για την μονάδα του όγκου το έργο είναι:

$$\frac{W_p}{dV} = P = \Phi_p \text{ (dyn} \cdot \text{cm}^{-2}\text{)} \quad (2-5)$$

Η αντικατάσταση στην εξίσωση (2-1) των Φ_g και Φ_p με την τιμή τους από τις εξισώσεις (2-3) και (2-5) δίνει:

$$\Phi = P + g \cdot \rho_w \cdot z \text{ (dyn} \cdot \text{cm}^{-2}\text{)} \quad (2-6)$$

Αν η P μετρηθεί με μανόμετρο και το μανομετρικό ύψος είναι H τότε και η εξίσωση γίνεται:

$$\Phi = g \cdot \rho_w \cdot (H + z) \text{ (dyn} \cdot \text{cm}^{-2}\text{)} \quad (2-7)$$

Το άθροισμα $(H + z)$, που είναι το ύψος του μηνίσκου στο μανόμετρο πάνω από το επίπεδο αναφοράς των υψών, λέγεται υδραυλικό φορτίο.

Το δυναμικό του εδαφικού νερού στην εξίσωση (2-7) αναφέρεται στη μονάδα του όγκου. Είναι επίσης δυνατό να εκφραστεί ανά μονάδα βάρους, οπότε από την εξίσωση (2-7) έχουμε:

$$\frac{\Phi}{g \cdot \rho_w} = H + z = h \text{ (cm)} \quad (2-8)$$

όπου h παριστάνει το υδραυλικό φορτίο.

2.3 Οι βασικές εξαρτημένες μεταβλητές.

Οι βασικές εξαρτημένες μεταβλητές χαρακτηρίζουν την υδατική κατάσταση του ακόρεστου μέσου και είναι η κατ' όγκο περιεκτικότητα θ σε νερό (volumetric water content) και το φορτίο πίεσης H του εδαφικού νερού (solid water pressure head).

2.3.1 Η κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό.

Η κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό είναι ο όγκος του νερού, που περιέχεται στη μονάδα του όγκου του εδάφους. Αυτή μεταβάλλεται μεταξύ του μηδενός και του

πορώδους. Πρακτικά μεταβάλλεται μεταξύ των τιμών Θ_r και Θ_s , όπου Θ_r είναι η υπολειπόμενη περιεκτικότητα σε νερό (residual water content) και Θ_s , είναι η περιεκτικότητα σε νερό στον φυσικό κορεσμό.

Συνήθως, η περιεκτικότητα σε νερό στον φυσικό κορεσμό είναι μικρότερη από το πορώδες του εδάφους λόγω των φυσαλίδων του αέρα που είναι παγιδευμένες μέσα στο έδαφος κατά τη διάρκεια των κύκλων ξήρανσης και ύγρανσης.

Οι διαστάσεις της Θ είναι: ($L^3 \cdot L^{-3}$)

2.3.2 Το φορτίο πίεσης του εδαφικού νερού.

Το φορτίο πίεσης του εδαφικού νερού είναι το ύψος της κατακόρυφης στήλης νερού, η οποία θα μπορούσε να ασκήσει στην βάση της μια πίεση αριθμητικά ίση με την πίεση του εδαφικού νερού.

Αυτό δίνεται από την σχέση:

$$H = \frac{P_w - P_{atm}}{\rho_w \cdot g} \quad (2-9)$$

όπου P_w : είναι η απόλυτη πίεση του εδαφικού νερού ($M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$)

P_{atm} : είναι η ατμοσφαιρική πίεση ($M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$)

Οι διαστάσεις του H είναι: (L)

Το φορτίο πίεσης του εδαφικού νερού στην περιοχή της ακόρεστης ζώνης είναι αρνητικό, στην ελεύθερη επιφάνεια του υδροφόρου στρώματος είναι μηδέν, ενώ στην ζώνη κορεσμού είναι θετικό.

2.4 Η χαρακτηριστική καμπύλη της εδαφικής υγρασίας (X.K.Y).

Οι βασικές εξαρτημένες μεταβλητές Θ και H συνδέονται με τη σχέση $\Theta = \Theta(H)$, η καμπύλη της οποίας καλείται χαρακτηριστική καμπύλη της εδαφικής υγρασίας (soil moisture characteristic curve) ή καμπύλη συγκράτησης της υγρασίας (moisture retention curve) ή καμπύλη αποδέσμευσης της υγρασίας (moisture release curve). Η καμπύλη $\Theta(H)$ προσδιορίζεται πειραματικά με μείωση ή αύξηση της περιεκτικότητας σε νερό και χαρακτηρίζεται σαν καμπύλη στράγγισης (drying curve) ή καμπύλη

διύγρυνσης (wetting curve) αντίστοιχα. Οι καμπύλες αυτές είναι διαφορετικές λόγω του φαινόμενου της υστέρησης, το οποίο επηρεάζει έντονα την καμπύλη $\Theta(H)$.

Το φαινόμενο αυτό έχει αποτελέσει αντικείμενο πολυάριθμων μελετών (Poulovassilis, 1962, 1969; Topp and Miller, 1966; Thony, 1970 κ.α.).

2.5 Οι βασικές παράμετροι.

Στην μελέτη της κίνησης της εδαφικής υγρασίας οι βασικές παράμετροι που χρησιμοποιούνται είναι :

α. Η υδραυλική αγωγιμότητα K (hydraulic conductivity)

β. Ο συντελεστής διάχυσης D (diffusivity)

2.5.1 Η υδραυλική αγωγιμότητα (K).

Η υδραυλική αγωγιμότητα ορίζεται ως η σταθερά αναλογίας που συνδέει την ειδική παροχή ή ταχύτητα του Darcy q με την κλίση του υδραυλικού φορτίου, η οποία προκαλεί την ροή, οπότε :

$$K = -\frac{q}{gradh}, h = H + z \quad (2-10)$$

Η υπόθεση της γραμμικότητας μεταξύ της ροής και της κλίσης του υδραυλικού φορτίου, που επαληθεύτηκε πειραματικά από τον Darcy για κορεσμένα πορώδη μέσα λαμβάνεται γενικά υπόψη και για την περίπτωση των ακόρεστων μέσων (απόκλιση από αυτή τη γραμμικότητα παρουσιάζεται στις μεγάλες κλίσεις του υδραυλικού φορτίου και στις μεγάλες ταχύτητες ροής).

Η υδραυλική αγωγιμότητα K είναι συνάρτηση της περιεκτικότητας Θ σε νερό (Richards, 1931) και επομένως και του ύψους πίεσης H του εδαφικού νερού.

Στον πίνακα 2-1 δίνονται οι γνωστότερες αναλυτικές σχέσεις υδραυλικής αγωγιμότητας - φορτίου πίεσης από τη διεθνή βιβλιογραφία.

Η καμπύλη $K(H)$ επηρεάζεται έντονα από την υστέρηση (Poulovassilis, 1969) σε αντίθεση με την καμπύλη $K(\Theta)$, που επηρεάζεται ελάχιστα (Thony, 1970; Braester et al., 1971).

Οι διαστάσεις της K είναι : $(L \cdot T^{-1})$

Πίνακας 2-1. Σχέσεις μεταξύ υδραυλικής αγωγιμότητας και φορτίου πίεσης ($H_* = a \cdot H$). Γενικά, οι

$$\text{μεταβλητές } m \text{ και } a \text{ είναι διαφορετικές για κάθε σχέση και } Se = \frac{\Theta(H) - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r}.$$

	m	K / K_s	Se ή H_*
Gardner (1958) και Russo (1988)	$m > 0$	$\exp(H_*)$	$Se = \left[\exp(H_* / 2) (1 - H_* / 2) \right]^{2/(m+2)}$
Van Genuchten (1980) ^a	$0 < m < 1$	$Se^l \left[1 - (Se^{1/m})^m \right]^2$	$Se = (1 + H_* ^n)^{-m}$
Brooks and Corey (1964) ^β	$m > 0$	Se^u	$Se = H_* ^{-1/m} \quad H_* < -1$
		1	$= 1 \quad -1 < H_* < 0$
Fujita (1952) και Broadbridge and White (1987)	$m > 1$	$\frac{(m-1)Se^2}{(m-Se)}$	$h_* = 1 - \frac{1}{Se} + \frac{1}{m} \ln \left[\frac{(m-1)Se}{m-Se} \right]$
Kosugi (1996) ^γ	$m > 0$	$Se^{0.5} Q \left(\frac{\ln H_* }{m} \right)^2$	$Se = Q \left(\frac{\ln H_* }{m} - m \right)$
Γραμμικό ^δ	-	Se	$H_* = \ln Se$

^a Πιο συχνά $l=0.5$ και $n=1/(1-m)$

^β Συνήθως $u=2m+3$. (Μερικές φορές $u=2m+1$ ή $u=2m+2$)

^γ Η Q είναι η συμπληρωματική συνάρτηση κανονικής κατανομής $Q(x)=1-P(x)$.

^δ Επίσης $K_s = k(\Theta_s - \Theta_r)$ όπου $k = aD = dK/d\Theta$.

2.5.2 Ο συντελεστής διάχυσης (D).

Ο συντελεστής διάχυσης (D) ορίζεται από τη σχέση:

$$D = K \frac{dH}{d\Theta} \quad (2-11)$$

όπου K : η υδραυλική αγωγιμότητα στο ποσοστό υγρασίας Θ .

$\frac{dH}{d\Theta}$: η αντίστροφη κλίση της χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας στο ίδιο ποσοστό υγρασίας Θ .

Θα πρέπει να παρατηρηθεί ότι η κλίση $\frac{dH}{d\Theta}$ παρουσιάζει υστέρηση εφόσον μπορεί να μετρηθεί κατά μήκος διάφορων διαδρομών υστέρησης της σχέσης μεταξύ H και Θ .

Σημειώνεται ότι ο όρος διάχυση, που αναφέρεται παραπάνω δεν έχει καμία σχέση με την μοριακή διάχυση των διαλυμάτων και ότι ο συντελεστής διάχυσης D δεν έχει φυσική σημασία.

Για να αποφευχθεί η σύγχυση ο Hillel (1980) πρότεινε να καλείται ο συντελεστής D υδραυλική διαχυσιμότητα (hydraulic diffusivity).

Οι διαστάσεις του D είναι: $(L^2 \cdot T^{-1})$

2.6 Η εξίσωση συνέχειας.

Η εξίσωση της συνέχειας εκφράζει τη διατήρηση της μάζας νερού σε έναν στοιχειώδη όγκο εδάφους και στη γενική της μορφή γράφεται ως εξής:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_w \cdot \Theta) = -\text{div}(\rho_w \cdot \vec{q}) = -\vec{\nabla} \cdot (\rho_w \cdot \vec{q}) \quad (2-12)$$

όπου t : ο χρόνος (T)

q : η ειδική παροχή ή ταχύτητα Darcy ($L^3 \cdot L^{-2} \cdot T^{-1}$)

Η (2-12) γράφεται και ως εξής:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot \vec{q} \quad (2-13)$$

Για μονοδιάστατη κίνηση του νερού κατά τον κατακόρυφο άξονα z , η εξίσωση (2-13) γράφεται:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (2-14)$$

2.7 Η δυναμική εξίσωση ή εξίσωση Darcy.

Για κορεσμένο ομοιογενές και ισότροπο μέσο η εξίσωση Darcy γράφεται:

$$\vec{q} = -K_S \cdot \vec{\nabla} h \quad (2-15)$$

όπου K_S : η υδραυλική αγωγιμότητα του κορεσμένου μέσου ($L \cdot T^{-1}$)

Στα ακόρεστα μέσα η υδραυλική αγωγιμότητα είναι συνάρτηση της περιεκτικότητας σε νερό. Όπως αναφέρει ο Swartzendruder (1968), η αρχική ιδέα της εξάρτησης της K από την Θ ανήκει στον Buckingham (1907), αλλά εμφανίστηκε πάλι πιο συγκεκριμένα και εφαρμόστηκε από τον Richards (1931), επαληθεύτηκε όμως πειραματικά από τους Childs και Collis George (1950) καθώς επίσης και από πολλούς άλλους ερευνητές μεταγενέστερα.

Για την περίπτωση της ακόρεστης ροής η εξίσωση (2-15) γράφεται:

$$\vec{q} = -K(\Theta) \cdot \vec{\nabla} h \quad (2-16)$$

όπου :

$$h = H(\Theta) \pm z \quad (2-17)$$

Το πρόσημο + τίθεται για θετικό άξονα z προσανατολισμένο προς τα επάνω, ενώ το πρόσημο - για θετικό άξονα z προσανατολισμένο προς τα κάτω.

Για μονοδιάστατη κίνηση του νερού κατά τον κατακόρυφο άξονα z που διευθύνεται προς τα επάνω, η εξίσωση (2-16) σε συνδυασμό με την εξίσωση (2-17) γράφεται:

$$q = -K(\Theta) \cdot \left[\frac{\partial H}{\partial z} + 1 \right] \quad (2-18)$$

2.8 Η εξίσωση μεταφοράς ή εξίσωση ροής.

Η εξίσωση μεταφοράς προκύπτει από τις εξισώσεις συνέχειας και Darcy.

Συνδυάζοντας τις εξισώσεις (2-13) και (2-16) προκύπτει:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot \left[K(\Theta) \cdot \vec{\nabla} h \right] \quad (2-19)$$

ενώ από τις εξισώσεις (2-14) και (2-18)

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \cdot \frac{\partial H}{\partial z} \right] + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (2-20)$$

Η αντίστοιχη προς την (2-20) εξίσωση για τις τρεις διαστάσεις θα είναι:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K \cdot \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K \cdot \frac{\partial H}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K \cdot \frac{\partial H}{\partial z} \right] + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (2-21)$$

Από τις εξισώσεις (2-11) και (2-21) προκύπτει η εξίσωση των Fokker-Planck (Θ)

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\Theta) \frac{\partial \Theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[D(\Theta) \frac{\partial \Theta}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\Theta) \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(\Theta)}{\partial z} \quad (2-22)$$

Η εξίσωση (2-22) είναι μη γραμμική εξίσωση που έχει σαν εξαρτημένη μεταβλητή το νερό.

Εισάγοντας τον συντελεστή $C(H)=d\Theta/dH$ (2-23) (υδατοχωρητικότητα) που παριστάνει την κλίση της χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας $H(\Theta)$, στην εξίσωση (2-21) προκύπτει η εξίσωση του Richards (H).

$$C(H) \cdot \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(H) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(H) \frac{\partial H}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(H) \left[\frac{\partial H}{\partial z} + 1 \right] \right] \quad (2-24)$$

Η εξίσωση (2-24) είναι μη γραμμική. Πρωτοπαρουσιάστηκε από τον Richards (1931) και έχει σαν εξαρτημένη μεταβλητή το φορτίο πίεσης H .

Για την επίλυση των εξισώσεων (2-22) και (2-24) απαιτούνται οι συναρτήσεις $\Theta(H)$ και $K(\Theta)$ ή $K(H)$ καθώς επίσης και οι αρχικές και οριακές συνθήκες του προβλήματος.

2.9 Συνθήκες εργασίας.

Προκειμένου να γίνει κατανοητό το πλαίσιο πάνω στο οποίο έγινε η μελέτη, παραθέτουμε εδώ τις συνθήκες κάτω από τις οποίες εργασθήκαμε.

- α. Η στερεά φάση είναι σταθερής δομής και θεωρείται ομογενής και ισότροπη σε μακροσκοπική κλίμακα.
- β. Η ροή είναι τρισδιάστατη.
- γ. Η ροή είναι ισοθερμική.
- δ. Η υγρή φάση θεωρείται συνεχής.
- ε. Η αέρια φάση έχει παντού σταθερή πίεση (ίση με την ατμοσφαιρική).

Οι συνθήκες αυτές είναι προφανώς πολύ περιοριστικές όσον αφορά την γενικότητα του προβλήματος, όμως επιτρέπουν μια ικανοποιητική προσέγγιση για το υδροδυναμικό πρόβλημα.

Κεφάλαιο 3

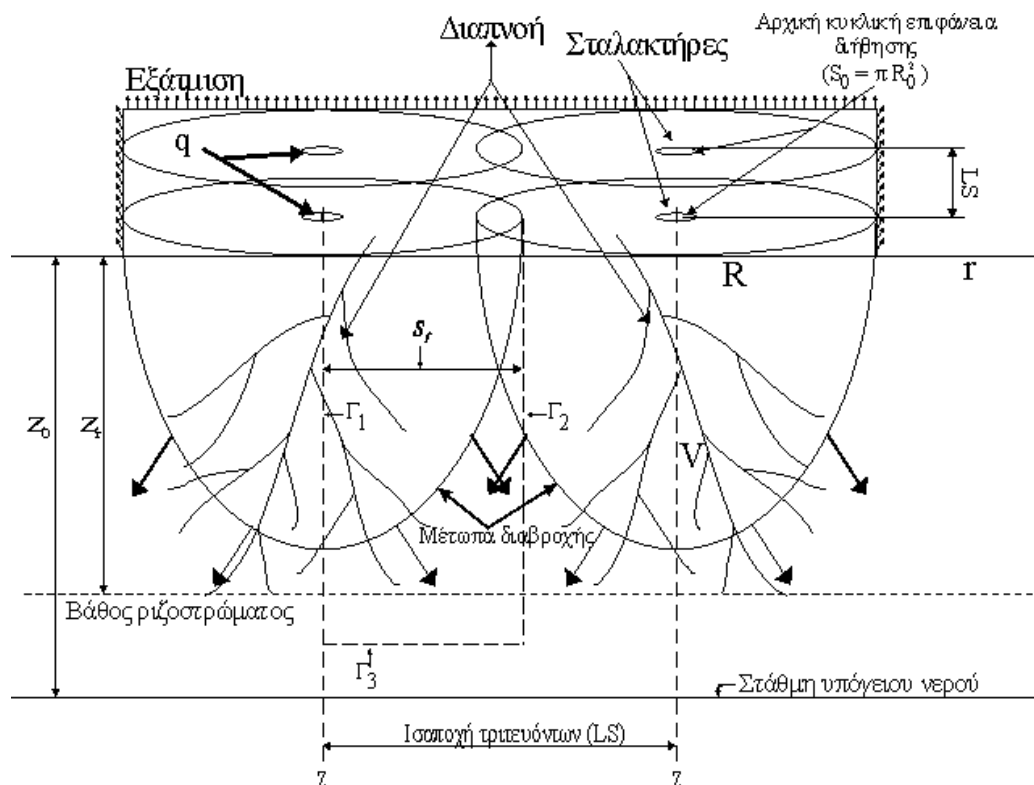
ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΤΟΠΙΚΗΣ ΔΙΗΘΗΣΗΣ ΑΠΟ ΙΣΑΠΕΧΟΥΣΕΣ ΣΗΜΕΙΑΚΕΣ ΠΗΓΕΣ ΣΤΑΓΔΗΝ ΑΡΔΕΥΣΗΣ ΣΕ ΚΑΛΛΙΕΡΓΟΥΜΕΝΟ ΕΔΑΦΟΣ

3.1 Εισαγωγή.

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζεται το θεωρητικό υπόβαθρο, στο οποίο βασίζεται η προσομοίωση της τοπικής διήθησης κάτω από σημειακή πηγή στάγδην άρδευσης.

3.2 Το φυσικό μοντέλο.

Στο Σχήμα 3-1 παρουσιάζεται σε τρεις διαστάσεις το φυσικό πρόβλημα, στην περίπτωση φυτοκαλυμμένου εδάφους, με εξάτμιση από την επιφάνεια.



Σχήμα 3-1. Σχηματική παράσταση της περιοχής στην οποία εξετάζουμε τη τρισδιάστατη αξονοσυμμετρική διήθηση, στην περίπτωση φυτοκαλυμμένου εδάφους (Elmaloglou and Malamos, 2006).

Πρόκειται για ένα ομοιογενές έδαφος το οποίο υπέρκειται μιας οριζόντιας αδιαπέρατης στρώσης, η οποία βρίσκεται σε μεγάλο βάθος. Στην επιφάνεια του εδάφους εφαρμόζεται διήθηση με σταθερή παροχή από σημειακή πηγή, σε κυκλική επιφάνεια ακτίνας R_0 . Η αξονική συμμετρία της ροής μας επιτρέπει να εξετάσουμε το φυσικό πρόβλημα πάνω σε ένα από τα άπειρα κατακόρυφα επίπεδα, (κάθετα προς το επίπεδο των σταλακτήρων) και που ορίζονται από τους άξονες r και z αντίστοιχα.

Σκοπός μας είναι ο προσδιορισμός σε κάθε χρονική στιγμή t των κατατομών της εδαφικής υγρασίας $\theta(r, z, t)$.

3.3 Το μαθηματικό μοντέλο.

Το φυσικό πρόβλημα περιγράφεται από την εξίσωση ροής του Richards (εξισ. (2-24)), με κυλινδρικές συντεταγμένες r, z εντός των ορίων $\Gamma_1, \Gamma_2, \Gamma_3$:

$$C(H) \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(rK(H) \frac{\partial H}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(H) \left(\frac{\partial H}{\partial z} - 1 \right) \right) - S(H, z) \quad (3-1)$$

όπου: H είναι το φορτίο πίεσης (L), K είναι η υδραυλική αγωγιμότητα ($L \cdot T^{-1}$), t είναι ο χρόνος από την αρχή της διήθησης (T), C είναι ο συντελεστής υδατοχωρητικότητας (όπως αυτός ορίζεται από την εξισ. (2-23)), ' S ' είναι ο όρος, ο οποίος αντιπροσωπεύει την πρόσληψη νερού από τις ρίζες των φυτών ($L^3 \cdot L^{-3} \cdot T^{-1}$), με τον άξονα των z να θεωρείται θετικός προς τα κάτω.

Το φαινόμενο της διήθησης νερού σε ένα έδαφος σχετικά ξηρό χαρακτηρίζεται, στους πολύ μικρούς χρόνους, κοντά στο μέτωπο διαβροχής από πολύ μεγάλες κλίσεις υδραυλικού φορτίου. Κατά συνέπεια η διακριτοποίηση των μερικών παραγώγων

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(rK(H) \frac{\partial H}{\partial r} \right) \text{ και } \frac{\partial}{\partial z} \left(K(H) \left(\frac{\partial H}{\partial z} - 1 \right) \right)$$
 της εξίσωσης (3-1) μπορεί να παράγει

μεγάλα σφάλματα και να οδηγήσει σε αστάθεια της αριθμητικής λύσης.

Προκειμένου να αποφύγουμε τις παραπάνω δυσκολίες, μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε τον μετασχηματισμό του Kirchhoff (Rubin, 1968):

$$U(H) = \int_{H_i}^H K(H) dH \quad (3-2)$$

Χρησιμοποιώντας το μετασχηματισμό του Kirchhoff η εξίσωση ροής (3-1), γίνεται:

$$F(U) \frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial^2 U}{\partial r^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial r} - G(U) \frac{\partial U}{\partial z} - S(H, z) \quad (3-3)$$

όπου οι συντελεστές $F(U)$ και $G(U)$ είναι ίσοι με :

$$F(U) = \frac{1}{K(U)} \frac{d\Theta}{dH} , \quad G(U) = \frac{1}{K(U)} \frac{dK}{dH} \quad (3-4)$$

και η ειδική παροχή εκφράζεται από τις σχέσεις:

$$q_r = -\frac{\partial U}{\partial r} , \quad q_z = -\frac{\partial U}{\partial z} + K(H) \quad (3-5)$$

Οι κλίσεις της μεταβλητής U είναι σχετικά μικρές κοντά στο μέτωπο διαβροχής λόγω της ολοκληρωτικής μορφής του μετασχηματισμού του Kirchhoff.

3.4 Αρχικές και οριακές συνθήκες.

Η στάθμη του υπόγειου νερού βρίσκεται σε μεγάλο βάθος, τέτοιο που στην περιοχή ενδιαφέροντος να έχουμε μια ομοιόμορφη υγρασία που εξασφαλίζεται με μια σταθερή ταχύτητα βροχόπτωσης:

$$q_i = K(H_i) \quad (3-6)$$

Η αρχική συνθήκη είναι:

$$U(r, z, t = 0) = U_i = 0 \quad (3-7)$$

η οποία αντιστοιχεί σε ομοιόμορφη αρχική τιμή εδαφικής υγρασίας, Θ_i , δηλαδή:

$$\Theta(r, z, t = 0) = \Theta_i, H(r, z, t = 0) = H_i \quad (3-8)$$

Η συνθήκη στο κάτω όριο της περιοχής ροής ορίζεται με τέτοιο τρόπο ώστε η περιοχή διακριτοποίησης να περιορίζεται σε εκείνη μόνο την περιοχή του εδάφους που η μεταβλητή U μεταβάλλεται σε σχέση με τον χρόνο. Η περιοχή διακριτοποίησης αυξάνεται βαθμηδόν με το χρόνο όσο το μέτωπο διαβροχής προχωράει.

Λόγω της αλληλεπίδρασης των σταλακτιήρων μεταξύ τους, παύει να ισχύει η αξονοσυμμετρική γεωμετρία, οπότε κάνουμε την παραδοχή ότι η επιφάνεια επιρροής

του κάθε σταλακτήρα είναι ένας κύκλος με ακτίνα S_f , ίσου εμβαδού με την επιφάνεια που ορίζεται από τη τετραγωνική διάταξη των σταλακτάρων.

Δηλαδή, αν θέσουμε E_1 το εμβαδόν της επιφάνειας που ορίζεται από την τετραγωνική διάταξη των σταλακτάρων, ισχύει ότι:

$$E_1 = LS^2 \quad (3-9)$$

όπου: LS είναι η ισαποχή των τριτευόντων, και ότι η επιφάνεια επιρροής του κάθε σταλακτήρα E_2 , είναι ένας κύκλος τέτοιος ώστε:

$$E_2 = \pi \cdot S_f^2 \quad (3-10)$$

$$\text{τότε ισχύει: } E_1 = E_2 \quad (3-11)$$

$$\text{και άρα: } S_f = \frac{LS}{\sqrt{\pi}} \quad (3-12)$$

Η οριακή συνθήκη στο κινητό όριο της περιοχής ροής Γ_3 (Σχήμα 3-1), θα είναι:

$$\text{Για } t > 0, \quad z_r \leq z = z(t) < z_0, \quad 0 < r < S_f, \quad U = U_i \quad (3-13)$$

Οι οριακές συνθήκες στα σταθερά γεωμετρικά όρια της περιοχής ροής Γ_1, Γ_2 (Σχήμα 3-1), θα είναι:

a. Σε απόσταση $r = S_f$, όπου σύμφωνα με τα παραπάνω υπάρχει αλληλεπίδραση των σταλακτάρων μεταξύ τους, έχουμε συνθήκη μηδενικής ροής, δηλαδή:

$$\text{Για } t > 0, \quad q_r = -\frac{\partial U}{\partial r} = 0, \quad 0 \leq z \leq z(t) \quad (3-14)$$

b. Στον άξονα Γ_1 ($r = 0$), επίσης έχουμε συνθήκη μηδενικής ροής, δηλαδή:

$$\text{Για } t > 0, \quad q_r = -\frac{\partial U}{\partial r} = 0, \quad 0 \leq z \leq z(t) \quad (3-15)$$

c. Στην επιφάνεια του εδάφους ($z = 0$) πρέπει να λάβουμε υπόψη μας την αλληλεπίδραση μεταξύ εφαρμοζόμενης ποσότητας νερού, της εξάτμισης και της διήθησης στο έδαφος. Έτσι λοιπόν, θέτουμε:

$$q_0 = \frac{q}{S_0} - E_a \text{ για } t > 0, z = 0 \text{ και } 0 < r < R_0 \quad (3-16)$$

όπου: q είναι η παροχή του σταλακτήρα, $S_0 = \pi R_0^2$ ($R_0 = 2 \text{ cm}$) και E_a είναι ο ρυθμός πραγματικής εξάτμισης ($L \cdot T^{-1}$).

Στην περίπτωση της διακοπτόμενης άρδευσης ο σταλακτήρας έχει παροχή q κατά το χρονικό διάστημα άρδευσης και $q = 0$ κατά το χρονικό διάστημα μη άρδευσης.

Ο ρυθμός πραγματικής εξάτμισης, E_a από την επιφάνεια του εδάφους, ορίζεται από μία πτωτική εκθετική συνάρτηση με την μείωση του φορτίου πίεσης:

$$E_a = E_p e^{\delta H} \quad (3-17)$$

όπου: E_p είναι ο ρυθμός δυναμικής εξάτμισης ($L \cdot T^{-1}$), H είναι το φορτίο πίεσης (L) και δ είναι ένας συντελεστής αναλογικότητας (L^{-1}). Το E_p τίθεται ίσο με $0.01 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$ κατά τη διάρκεια της ημέρας ενώ κατά τη διάρκεια της νύχτας ίσο με $0 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$. Ο εκθέτης δ τίθεται ίσος με 0.001 cm^{-1} . Έτσι η δυναμική εξάτμιση E_p θα είναι ίση με $1.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$.

Γενικά, η αρχική ειδική παροχή q_0 είναι πολύ μεγαλύτερη από την K_s , όπου K_s είναι η υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό ($L \cdot T^{-1}$). Κατά συνέπεια, έχουμε γρήγορο κορεσμό της κυκλικής επιφάνειας διήθησης. Έτσι, δημιουργείται μία λεπτή στρώση νερού που επεκτείνεται συμμετρικά, γύρω από το κέντρο της κυκλικής επιφάνειας διήθησης, εφόσον η επιφάνεια του εδάφους είναι οριζόντια.

Σύμφωνα με την ανάλυση που προηγήθηκε, θεωρούμε δυο φάσεις. Κατά την πρώτη, στην οποία ισχύει $t < t_1$, όπου t_1 είναι ο χρόνος κατά τον οποίο η αρχική κυκλική επιφάνεια διήθησης γίνεται κορεσμένη, απουσία βροχόπτωσης, η συνθήκη είναι:

$$q_z = -\frac{\partial U}{\partial z} + K = \frac{q}{S_0} - E_a \text{ για } 0 \leq r \leq R_0 \quad (3-18)$$

$$q_z = -\frac{\partial U}{\partial z} + K = -E_a \text{ για } R_0 < r < S_f \quad (3-19)$$

Κατά τη δεύτερη, στην οποία ισχύει $t \geq t_1$, η κυκλική επιφάνεια διήθησης είναι κορεσμένη. Υποθέτοντας ότι το πάχος της στρώσης του νερού είναι αμελητέο, η οριακή συνθήκη γράφεται:

$$H = 0 \text{ για } 0 \leq r \leq R_s(t) \quad (3-20)$$

$$q_z = -E_a \text{ για } r > R_s(t) \quad (3-21)$$

όπου: $R_s(t)$ ορίζεται ως η ακτίνα της κυκλικής επιφάνειας διήθησης.

Στην πρώτη φάση ($t < t_1$), η διατήρηση του ισοζυγίου της μάζας διαμέσου της επιφάνειας του εδάφους εξασφαλίζεται με τις συνθήκες του Neuman (εξισ. (3-18), (3-19)).

Μετά τον κορεσμό της ζώνης διήθησης ($t \geq t_1$), η συνθήκη του Dirichlet (εξισ. (3-20)) δεν επιτρέπει να εξασφαλίσουμε τη διατήρηση του ισοζυγίου της μάζας, και είναι αναγκαίο να επιβάλλουμε μια νέα συνθήκη η οποία δίνει έμμεσα το μέγεθος της ακτίνας της κυκλικής επιφάνειας διήθησης $R_s(t)$ σε όλες τις στιγμές:

$$q = 2\pi \int_0^{R_s(t)} q_z \cdot r \, dr \quad (3-22)$$

3.5 Ενσωμάτωση του φαινομένου της υστέρησης στη X.K.Y.

Στην παρακάτω προσέγγιση έγινε η υπόθεση ότι η κύρια καμπύλη στράγγισης καθώς επίσης και η κύρια καμπύλη διαβροχής μπορούν να περιγραφούν από την αναλυτική σχέση του van Genuchten (1980):

$$\Theta(H) = \Theta_r + \frac{\Theta_s - \Theta_r}{\left(1 + (a \cdot H)^n\right)^m}, \quad m = 1 - 1/n \quad (3-23)$$

όπου Θ είναι η κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό του εδάφους ($L^3 \cdot L^{-3}$), Θ_r είναι η υπολειπόμενη περιεκτικότητα σε νερό και Θ_s η κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό στον κορεσμό, a , n , και m εμπειρικές παράμετροι προσαρμογής. Επίσης ορίστηκε ότι η κύρια καμπύλη στράγγισης και η κυρία καμπύλη διαβροχής θα συμβολίζονται ως $\Theta_d(H)$ και $\Theta_w(H)$, αντίστοιχα.

Στην ενσωμάτωση του φαινομένου της υστέρησης στο μοντέλο μας θα ακολουθήσουμε τις απλοποιήσεις των Kool and Parker (1987) για το εμπειρικό μοντέλο των Scott et al. (1983). Έτσι υποθέτουμε ότι:

$$\Theta_r^w = \Theta_r^d = \Theta_r \text{ και } \Theta_s^w = \Theta_s^r = \Theta_s \quad (3-24)$$

Η υδραυλική αγωγιμότητα K ($L \cdot T^{-1}$) δίνεται πάλι από τη σχέση του van Genuchten (1980) συναρτήσεως του ενεργού βαθμού κορεσμού (Se). Έτσι:

$$K(Se) = K_s Se^{0.5} \left(1 - \left[1 - Se^{\frac{n}{n-1}} \right]^m \right)^2 \text{ όπου } Se = \frac{\Theta(H) - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r} \quad (3-25)$$

Το K_s είναι η υδραυλική αγωγιμότητα στο κορεσμό. Έχοντας υποθέσει προηγουμένως ότι $\Theta_r^w = \Theta_r^d = \Theta_r$ και $\Theta_s^w = \Theta_s^r = \Theta_s$, η ύπαρξη της υστέρησης στη σχέση $K(H)$ εμφανίζεται στις διαφορές μεταξύ n^d και n^w . Εναλλακτικά για να εξάγουμε μια μη υστερητική σχέση $K(H)$ θέτουμε $n^d = n^w = n$.

Έτσι η κύρια καμπύλη στράγγισης περιγράφεται από το διάνυσμα παραμέτρων $(\Theta_s, \Theta_r, a^d, n)$ και η κύρια καμπύλη διαβροχής από το διάνυσμα παραμέτρων $(\Theta_s, \Theta_r, a^w, n)$.

Στο μοντέλο των Scott et al. (1983), οι διερευνητικές καμπύλες στράγγισης προκύπτουν με κλιμάκωση από τη κύρια καμπύλη στράγγισης και οι διερευνητικές καμπύλες διαβροχής προκύπτουν με κλιμάκωση από τη κύρια καμπύλη διαβροχής. Οι διερευνητικές καμπύλες στράγγισης βρίσκονται χρησιμοποιώντας το διάνυσμα παραμέτρων $(\Theta_s^*, \Theta_r, a^d, n)$ στη σχέση (3-23), όπου το Θ_s^* αντικαθιστά το Θ_s και εμπεριέχει την επίδραση της κλιμάκωσης (scaling) της καμπύλης στράγγισης να περάσει από το σημείο εναλλαγής, δίνοντας:

$$\Theta_s^* = \frac{\Theta_\Delta - \Theta_r \cdot [1 - Se^d(H_\Delta)]}{Se^d(H_\Delta)} \quad (3-26)$$

όπου Θ_Δ είναι η υγρασία του εδάφους στο σημείο εναλλαγής, και $Se^d(H_\Delta)$ είναι η τιμή του ενεργού βαθμού κορεσμού στην κύρια καμπύλη στράγγισης για φορτίο H_Δ .

Όμοια, οι διερευνητικές καμπύλες διαβροχής βρίσκονται χρησιμοποιώντας το διάλυμα παραμέτρων ($\Theta_s, \Theta_r^*, a^w, n$) στη σχέση (3-23), όπου το Θ_r^* αντικαθιστά το Θ_r και εμπεριέχει την επίδραση της κλιμάκωσης (scaling) της καμπύλης διαβροχής να περάσει από το σημείο εναλλαγής, δίνοντας:

$$\Theta_r^* = \frac{\Theta_\Delta - \Theta_s \cdot Se^w(H_\Delta)}{1 - Se^w(H_\Delta)} \quad (3-27)$$

όπου Θ_Δ είναι η υγρασία του εδάφους στο σημείο εναλλαγής, και $Se^w(H_\Delta)$ είναι η τιμή του ενεργού βαθμού κορεσμού στην κύρια καμπύλη διαβροχής για φορτίο H_Δ .

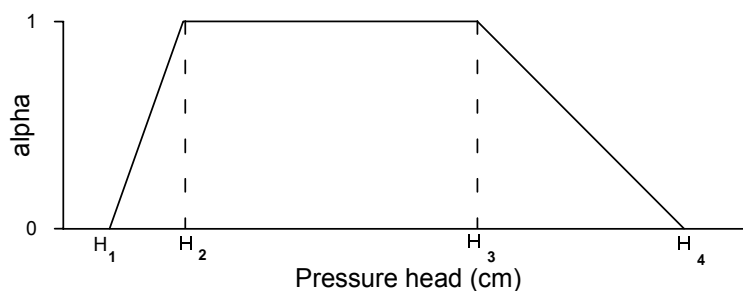
Η ενσωμάτωση της παραπάνω διαδικασίας στους υπολογισμούς γίνεται ως εξής: Ένας δείκτης υστέρησης k αντιπροσωπεύει κάθε κόμβο της υπό μελέτης περιοχής. Ο δείκτης αυτός έχει την τιμή +1 εάν το έδαφος στο κόμβο αυτό διαβρέχεται και την τιμή -1 αν το έδαφος στραγγίζει. Όταν μια διεργασία στράγγισης αλλάζει σε διεργασία διαβροχής τότε ο δείκτης k αλλάζει τιμή από -1 σε +1 (ή και το αντίθετο). Όταν ανιχνεύεται μια εναλλαγή εντοπίζεται η κατάλληλη διερευνητική καμπύλη και οι συντελεστές της αποθηκεύονται.

3.6 Πρόσληψη νερού από τις ρίζες των φυτών (sink term) και εξάτμιση από την επιφάνεια του εδάφους.

Η πρόσληψη του εδαφικού νερού από τις ρίζες των φυτών ή όρος 'S' (Feddes et al., 1978), εξαρτάται από το φορτίο πίεσης, H , και το μέγιστο ρυθμό πρόσληψης, S_{max} :

$$S = a(H) \cdot S_{max}(z) \quad (3-28)$$

όπου $a(H)$ είναι ένας παράγοντας μείωσης, ο οποίος παίρνει τιμές μεταξύ 0 και 1 σύμφωνα με το Σχήμα 3-2.



Σχήμα 3-2. Διακύμανση τιμών της μεταβλητής α .

Οι τιμές των χαρακτηριστικών φορτίων πίεσης που υπεισέρχονται στον υπολογισμό του συντελεστή μείωσης, α , παρουσιάζονται στον Πίνακα 3-1.

Πίνακας 3-1. Τιμές των χαρακτηριστικών φορτίων πίεσης.

H_1	-10 cm
H_2	-25 cm
H_3	-400 cm
H_4	-15000 cm

Για $H > -10$ cm έχουμε αναερόβιες συνθήκες, οπότε οι ρίζες δεν απορροφούν νερό από το έδαφος. Για $-25 \text{ cm} < H \leq -10$ cm οι ρίζες αρχίζουν να απορροφούν νερό από το έδαφος. Για $-400 \text{ cm} < H \leq -25$ cm έχουμε άριστες συνθήκες απορρόφησης του νερού από τις ρίζες. Για $-15000 \text{ cm} < H \leq -400$ cm η απορρόφηση του νερού από το έδαφος μειώνεται και για $H \leq -15000$ cm οι ρίζες δεν μπορούν πλέον να απορροφήσουν νερό. Το φορτίο αυτό συνήθως είναι το φορτίο πίεσης στο σημείο μαρασμού.

Η ενσωμάτωση της ημερήσιας μεταβολής της δυνητικής διαπνοής T_p των φυτών γίνεται με την εισαγωγή (Elmaloglou and Malamos, 2005) ενός αδιάστατου συντελεστή γ στην εξίσωση των Hoogland et al. (1981) ως εξής:

$$S_{\max}(z) = \gamma(a - b|z|) \text{ για } z \leq z_r \quad (3-29)$$

όπου: $a = 0.1917 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{h}^{-1}$ και $b = 0.3646 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ και z_r σε cm, είναι το βάθος του ριζοστρώματος, ίσο με 48 cm. Ο συντελεστής γ τίθεται ίσος με 1.00 κατά την διάρκεια της ημέρας, ενώ κατά την διάρκεια της νύκτας τίθεται ίσος με 0.20. Η τιμή του S_{\max} στην επιφάνεια του εδάφους είναι:

$$S_{\max}(z = 0) = \gamma \cdot 0.1917 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{h}^{-1} \quad (3-30)$$

ενώ για βάθος $z = z_r = 48$ cm, είναι:

$$S_{\max}(z = z_r) = \gamma \cdot 0.167 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{h}^{-1} \quad (3-31)$$

Σε όλα τα αριθμητικά πειράματα, τα οποία θα παρουσιαστούν στα κεφάλαια 5, 6, 7 και 8, οι τιμές των a και b επιλέχθηκαν έτσι ώστε η δυνητική διαπνοή T_p να είναι ίση με $7.2 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$.

Κεφάλαιο 4

ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΕΠΙΛΥΣΗ ΤΟΥ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΤΗΣ ΤΟΠΙΚΗΣ ΔΙΗΘΗΣΗΣ ΑΠΟ ΙΣΑΠΕΧΟΥΣΕΣ ΣΗΜΕΙΑΚΕΣ ΠΗΓΕΣ ΣΤΑΓΔΗΝ ΑΡΔΕΥΣΗΣ ΣΕ ΚΑΛΛΙΕΡΓΟΥΜΕΝΟ ΕΔΑΦΟΣ

4.1 Διακριτοποίηση της εξίσωσης ροής.

Η προς επίλυση εξίσωση ροής (3-2) για αξονική συμμετρία και για φυτοκαλυμμένο έδαφος, γράφεται:

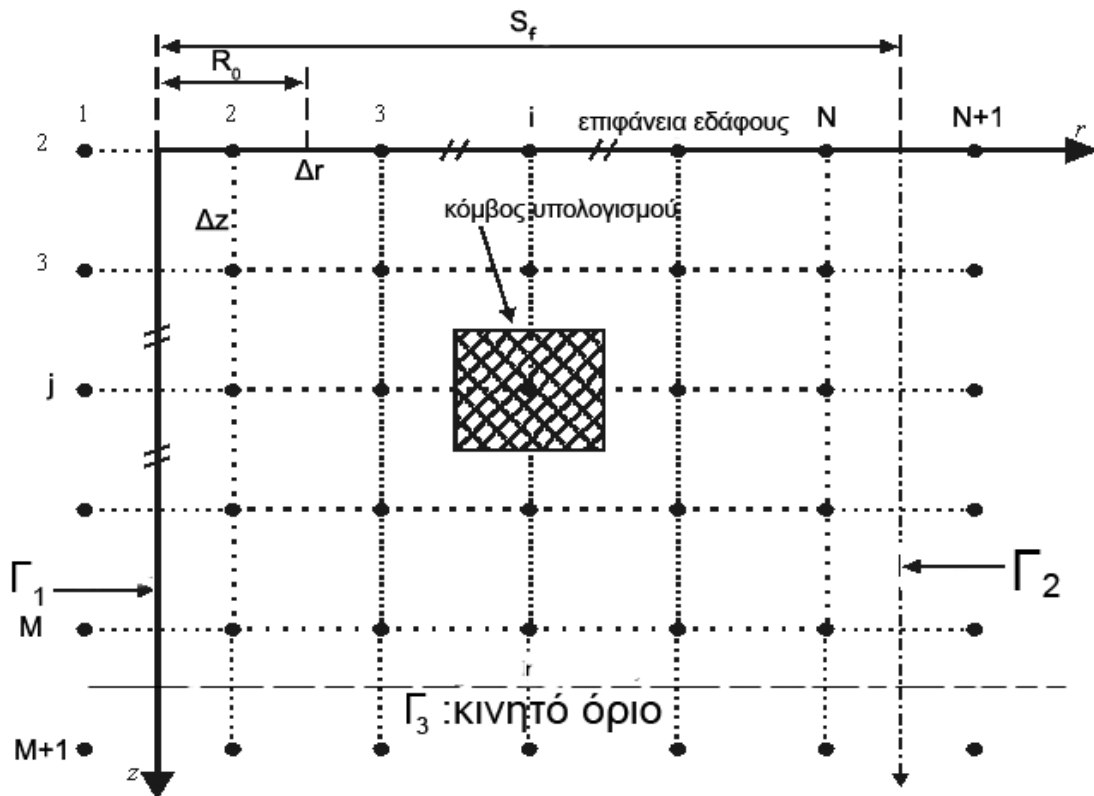
$$F(U) \frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial^2 U}{\partial r^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial r} - G(U) \frac{\partial U}{\partial z} - S(H, z) \quad (4-1)$$

με: $(r, z) = (\sqrt{x^2 + y^2}, z)$, δηλαδή κυλινδρικές συντεταγμένες.

Η περιοχή ροής που ορίστηκε προηγουμένως (Κεφάλαιο 3), διαιρείται σε ένα δικτυωτό πλέγμα ορθογωνίων με πλευρές Δr , Δz (Σχήμα 4-1). Τα μήκη $r(t)$ και $z(t)$ διαιρούνται επίσης σε n και m τμήματα, τέτοια ώστε οι αριθμοί n και m να είναι ακέραιοι. Οι κόμβοι της θεωρούμενης περιοχής συμπληρώνονται από μια σειρά φανταστικών κόμβων που επιτρέπουν την έκφραση των οριακών συνθηκών με πεπερασμένες διαφορές.

Έστω $U_{i,j}(r, z, t_k)$, η τιμή της μεταβλητής U στον κόμβο (i, j) του επιπέδου (r, z) στο χρόνο t_k (Σχήμα 4-1), όπου $r = (i - 1.5)\Delta r$, $i = 2, \dots, N$, $N-1$ σημεία στον άξονα των r και $z = (j - 2)\Delta z$, $j = 2, \dots, M$, $M-1$ σημεία στον άξονα των z .

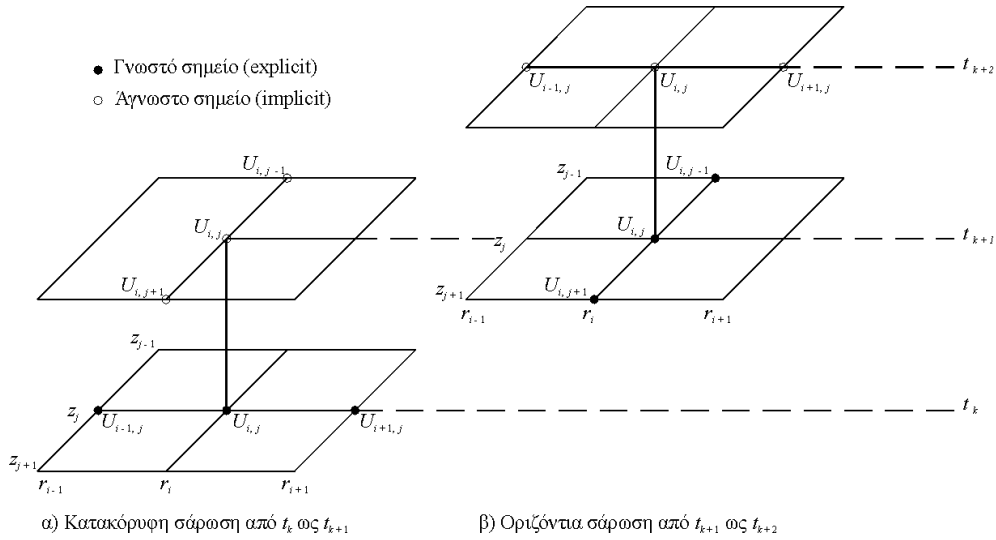
Η εξίσωση ροής (4-1), είναι μια μη γραμμική διαφορική εξίσωση με μερικές παραγώγους λόγω της ύπαρξης μέσα σ' αυτή των όρων $G(U)$ και $F(U)$. Για να λύσουμε την εξίσωση αυτή πρέπει να κάνουμε γραμμικοποίηση ώστε οι διακριτοποιημένες εξισώσεις να καταλήγουν σε ένα γραμμικό σύστημα.



Σχήμα 4-1. Διακριτοποίηση της περιοχής υπολογισμού στο επίπεδο (r, z, t_k) .

Η μέθοδος που θα ακολουθήσουμε για την αριθμητική επίλυση της εξίσωσης (4-1), αναπτύχθηκε πρώτα από τους Peaceman and Rachford (1955) και στη συνέχεια εφαρμόστηκε σε προβλήματα δισδιάστατης και τρισδιάστατης διήθησης από πολλούς συγγραφείς (Rubin, 1968; Remson et al., 1971; Selim and Kirkham, 1973; Vauclin et al., 1976; Τζιμόπουλος, 1979; Ελμαλόγλου και Γρηγοράκης, 1993; Malamos, 2005; Elmaloglou and Malamos 2005, 2006).

Πρόκειται για την πεπλεγμένη μέθοδο εναλλασσόμενων διευθύνσεων (Alternating Direction Implicit Method - A.D.I.). Η μέθοδος αυτή απαιτεί τη συμπλήρωση δυο βημάτων χρόνου για ένα πλήρη κύκλο εφαρμογής. Ένα πρώτο βήμα γίνεται από το επίπεδο χρόνου (k) στο επίπεδο χρόνου $(k+1)$ μέσω μιας κατακόρυφης «σάρωσης» (vertical sweeping). Το δεύτερο βήμα από το επίπεδο χρόνου $(k+1)$ στο επίπεδο χρόνου $(k+2)$ γίνεται μέσω μιας οριζόντιας «σάρωσης» (horizontal sweeping). Ο κύκλος αυτός των δυο βημάτων επαναλαμβάνεται μέχρι να συμπληρωθεί ο χρόνος υπολογισμού t_{\max} (Σχήμα 4-2).



Σχήμα 4-2. Διάγραμμα ορισμών της μεθόδου A.D.I., για την περίπτωση της εξίσωσης ροής (4-1) (Malamos, 2005).

4.2 Κατακόρυφη σάρωση.

Για να προχωρήσουμε από το επίπεδο χρόνου (k) στο επίπεδο χρόνου ($k+1$) θεωρούμε ότι οι παράγωγοι της U ως προς τη διεύθυνση z , είναι εκφράσεις όπου το $U_{i,j}$ είναι άγνωστο (fully implicit), ενώ οι παράγωγοι ως προς τη διεύθυνση r , είναι εκφράσεις όπου το $U_{i,j}$ είναι γνωστό (fully explicit) (Σχήμα 4-2).

Το σύνολο των κατ' αυτό τον τρόπο διακριτοποιημένων εξισώσεων σε όλα τα σημεία που βρίσκονται κάτω από την ίδια στήλη (σταθερή τιμή του i), σχηματίζουν ένα γραμμικό σύστημα $M-1$ τάξης. Σαρώνοντας κατ' αυτό τον τρόπο όλες τις στήλες τη μια μετά την άλλη μπορούμε να υπολογίσουμε τις τιμές του $U_{i,j}$ στο επίπεδο χρόνου ($k+1$), με την επίλυση μιας σειράς $N-1$ τριδιαγώνιων μητρώων.

Η μετασχηματισμένη εξίσωση (4-1), διακριτοποιημένη στον κόμβο (i, j) γράφεται:

$$F_{i,j}^k \frac{U_{i,j}^{k+1} - U_{i,j}^k}{\Delta t} = \frac{U_{i+1,j}^k - 2U_{i,j}^k + U_{i-1,j}^k}{\Delta r^2} + \frac{U_{i,j+1}^{k+1} - 2U_{i,j}^{k+1} + U_{i,j-1}^{k+1}}{\Delta z^2} + \frac{1}{r} \frac{U_{i+1,j}^k - U_{i-1,j}^k}{2\Delta r} - G_{i,j}^k \frac{U_{i,j+1}^{k+1} - U_{i,j-1}^{k+1}}{2\Delta z} - S_{i,j}^k \quad (4-2)$$

Ο πρώτος όρος από το δεξιό μέλος (με παρονομαστή Δr^2) αντιστοιχεί στη διακριτοποίηση της έκφρασης $\frac{\partial^2 U}{\partial r^2}$ της εξίσωσης (4-1), ενώ ο δεύτερος όρος από το δεξιό μέλος (με παρονομαστή Δz^2) αντιστοιχεί στη διακριτοποίηση της έκφρασης $\frac{\partial^2 U}{\partial z^2}$. Ο τρίτος όρος από το δεξιό μέλος (με παρονομαστή $2\Delta r$) αντιστοιχεί στη διακριτοποίηση της έκφρασης $\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial r}$. Ο τέταρτος όρος από το δεξιό μέλος (με παρονομαστή $2\Delta z$) αντιστοιχεί στη διακριτοποίηση της έκφρασης $G(U) \frac{\partial U}{\partial z}$. Ο τελευταίος όρος του δεξιού μέλους αντιστοιχεί στη διακριτοποίηση της έκφρασης $S(H, z)$.

Μετά την διευθέτηση των αγνώστων στην εξίσωση (4-2), καταλήγουμε στην παρακάτω εξίσωση, η οποία αντιστοιχεί στην κατακόρυφη στήλη i ($i = \text{σταθερό}, j = 2, \dots, M$, Σχήμα 4-1, Σχήμα 4-2):

$$\left(-\frac{1}{\Delta z^2} - \frac{G_{i,j}^k}{2\Delta z} \right) U_{i,j-1}^{k+1} + \left(\frac{F_{i,j}^k}{\Delta t} + \frac{2}{\Delta z^2} \right) U_{i,j}^{k+1} + \left(-\frac{1}{\Delta z^2} + \frac{G_{i,j}^k}{2\Delta z} \right) U_{i,j+1}^{k+1} = \left(\frac{1}{\Delta r^2} - \frac{1}{r} \frac{1}{2\Delta r} \right) U_{i-1,j}^k + \left(\frac{F_{i,j}^k}{\Delta t} - \frac{2}{\Delta r^2} \right) U_{i,j}^k + \left(\frac{1}{\Delta r^2} + \frac{1}{r} \frac{1}{2\Delta r} \right) U_{i+1,j}^k - S_{i,j}^k \quad (4-3)$$

Θέτοντας:

$$A_{i,j} = -\frac{1}{\Delta z^2} - \frac{G_{i,j}^k}{2\Delta z}, B_{i,j} = \frac{F_{i,j}^k}{\Delta t} + \frac{2}{\Delta z^2}, C_{i,j} = -\frac{1}{\Delta z^2} + \frac{G_{i,j}^k}{2\Delta z} \quad (4-4)$$

και:

$$D_{i,j} = \left(\frac{1}{\Delta r^2} - \frac{1}{r} \frac{1}{2\Delta r} \right) U_{i-1,j}^k + \left(\frac{F_{i,j}^k}{\Delta t} - \frac{2}{\Delta r^2} \right) U_{i,j}^k + \left(\frac{1}{\Delta r^2} + \frac{1}{r} \frac{1}{2\Delta r} \right) U_{i+1,j}^k - S_{i,j}^k \quad (4-5)$$

η εξίσωση (4-3) γίνεται:

$$A_{i,j} U_{i,j-1}^{k+1} + B_{i,j} U_{i,j}^{k+1} + C_{i,j} U_{i,j+1}^{k+1} = D_{i,j} \quad (4-6)$$

Εφαρμόζοντας την εξίσωση (4-6) στα οριακά σημεία $(i, 2)$ και (i, M) (Σχήμα 4-1) και λαμβάνοντας υπόψη τις οριακές συνθήκες, οι οποίες είναι διαφορετικές ανάλογα με την περίπτωση, παίρνουμε:

$$j = 2, \quad B'_{i,2} U_{i,2}^{k+1} + C'_{i,2} U_{i,3}^{k+1} = D'_{i,2} \quad (4-7)$$

$$j = M, \quad A''_{i,M} U_{i,M-1}^{k+1} + B''_{i,M} U_{i,M}^{k+1} = D''_{i,M} \quad (4-8)$$

Θέτοντας ως T ένα τριδιαγώνιο μητρώο με μέγεθος $(M-1) \times (M-1)$ που ορίζεται ως εξής:

$$T = \begin{bmatrix} B'_{i,2} & C'_{i,2} & 0 & \dots & 0 \\ A_{i,3} & B_{i,3} & C_{i,3} & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & A_{i,M-1} & B_{i,M-1} & C_{i,M-1} \\ 0 & \dots & 0 & A''_{i,M} & B''_{i,M} \end{bmatrix} \quad (4-9)$$

το σύνολο των αντίστοιχων εξισώσεων σε όλους τους κόμβους της κατακόρυφης στήλης i , γράφεται υπό μορφή μητρώων:

$$T U^{k+1} = D \quad (4-10)$$

όπου: $U^{k+1} = [U_{i,2}^{k+1}, \dots, U_{i,M}^{k+1}]^T$ είναι το διάνυσμα των αγνώστων U , στο χρόνο $k+1$ (ο εκθέτης T εκφράζει τον ανάστροφο πίνακα ή διάνυσμα), ενώ $D = [D'_{i,2}, D_{i,3}, \dots, D_{i,M-1}, D''_{i,M}]^T$ είναι το διάνυσμα των σταθερών στοιχείων.

Η εξίσωση (4-10) αποτελεί ένα τριδιαγώνιο σύστημα γραμμικών εξισώσεων, το οποίο επιλύεται άμεσα μέσω του αλγόριθμου του Thomas (Παράρτημα 1).

4.3 Οριζόντια σάρωση.

Για να προχωρήσουμε από το επίπεδο χρόνου $(k+1)$ στο επίπεδο χρόνου $(k+2)$ θεωρούμε ότι οι παράγωγοι της U ως προς τη διεύθυνση r , είναι εκφράσεις όπου το $U_{i,j}$ είναι άγνωστο (fully implicit), ενώ οι παράγωγοι ως προς τη διεύθυνση z , είναι εκφράσεις όπου το $U_{i,j}$ είναι γνωστό (fully explicit) από το προηγούμενο στάδιο (Σχήμα 4-2).

Το σύνολο των κατ' αυτό τον τρόπο διακριτοποιημένων εξισώσεων σε όλα τα σημεία που βρίσκονται στην ίδια γραμμή (σταθερή τιμή του j), σχηματίζουν ένα γραμμικό σύστημα $N-1$ τάξης. Σαρώνοντας κατ' αυτό τον τρόπο όλες τις γραμμές τη μια μετά την άλλη μπορούμε να υπολογίσουμε τις τιμές του $U_{i,j}$ στο επίπεδο χρόνου $(k+2)$, με την επίλυση μιας σειράς $M-1$ τριδιαγώνιων μητρών.

Η μετασχηματισμένη εξίσωση (4-1), διακριτοποιημένη στον κόμβο (i, j) γράφεται:

$$F_{i,j}^{k+1} \frac{U_{i,j}^{k+2} - U_{i,j}^{k+1}}{\Delta t} = \frac{U_{i+1,j}^{k+2} - 2U_{i,j}^{k+2} + U_{i-1,j}^{k+2}}{\Delta r^2} + \frac{U_{i,j+1}^{k+1} - 2U_{i,j}^{k+1} + U_{i,j-1}^{k+1}}{\Delta z^2} + \frac{1}{r} \frac{U_{i+1,j}^{k+2} - U_{i-1,j}^{k+2}}{2\Delta r} - G_{i,j}^{k+1} \frac{U_{i,j+1}^{k+1} - U_{i,j-1}^{k+1}}{2\Delta z} - S_{i,j}^{k+1} \quad (4-11)$$

Μετά τη διευθέτηση των αγνώστων στην εξίσωση (4-11), καταλήγουμε στην παρακάτω εξίσωση, η οποία αντιστοιχεί στην οριζόντια γραμμή j ($i = 2, \dots, N$, $j =$ σταθερό, Σχήμα 4-1, Σχήμα 4-2):

$$\left(-\frac{1}{\Delta r^2} + \frac{1}{r} \frac{1}{2\Delta r}\right) U_{i-1,j}^{k+2} + \left(\frac{F_{i,j}^{k+1}}{\Delta t} + \frac{2}{\Delta r^2}\right) U_{i,j}^{k+2} + \left(-\frac{1}{\Delta r^2} - \frac{1}{r} \frac{1}{2\Delta r}\right) U_{i+1,j}^{k+2} = \left(\frac{1}{\Delta z^2} + \frac{G_{i,j}^{k+1}}{2\Delta z}\right) U_{i,j-1}^{k+1} + \left(\frac{F_{i,j}^{k+1}}{\Delta t} - \frac{2}{\Delta z^2}\right) U_{i,j}^{k+1} + \left(\frac{1}{\Delta z^2} - \frac{G_{i,j}^{k+1}}{2\Delta z}\right) U_{i,j+1}^{k+1} - S_{i,j}^{k+1} \quad (4-12)$$

Θέτοντας:

$$A_{i,j} = -\frac{1}{\Delta r^2} + \frac{1}{r} \frac{1}{2\Delta r}, B_{i,j} = \frac{F_{i,j}^{k+1}}{\Delta t} + \frac{2}{\Delta r^2}, C_{i,j} = -\frac{1}{\Delta r^2} - \frac{1}{r} \frac{1}{2\Delta r} \quad (4-13)$$

και:

$$D_{i,j} = \left(\frac{1}{\Delta z^2} + \frac{G_{i,j}^{k+1}}{2\Delta z}\right) U_{i,j-1}^{k+1} + \left(\frac{F_{i,j}^{k+1}}{\Delta t} - \frac{2}{\Delta z^2}\right) U_{i,j}^{k+1} + \left(\frac{1}{\Delta z^2} - \frac{G_{i,j}^{k+1}}{2\Delta z}\right) U_{i,j+1}^{k+1} - S_{i,j}^{k+1} \quad (4-14)$$

η εξίσωση (4-12) γίνεται:

$$A_{i,j} U_{i-1,j}^{k+2} + B_{i,j} U_{i,j}^{k+2} + C_{i,j} U_{i+1,j}^{k+2} = D_{i,j} \quad (4-15)$$

Εφαρμόζοντας την εξίσωση (4-12) στα οριακά σημεία $(2, j)$ και (N, j) (Σχήμα 4-1) και λαμβάνοντας υπόψη τις οριακές συνθήκες, οι οποίες είναι διαφορετικές ανάλογα με την περίπτωση, παίρνουμε:

$$i = 2, \quad B'_{2,j} U_{2,j}^{k+2} + C'_{2,j} U_{3,j}^{k+2} = D'_{2,j} \quad (4-16)$$

$$i = n+1, \quad A''_{N,j} U_{N-1,j}^{k+2} + B''_{N,j} U_{N,j}^{k+2} = D''_{N,j} \quad (4-17)$$

Θέτοντας ως T ένα τριδιαγώνιο μητρώο με μέγεθος $(N-1) \times (N-1)$ που ορίζεται ως εξής:

$$T = \begin{bmatrix} B'_{2,j} & C'_{2,j} & 0 & \dots & 0 \\ A_{3,j} & B_{3,j} & C_{3,j} & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & A_{N-1,j} & B_{N-1,j} & C_{N-1,j} \\ 0 & \dots & 0 & A''_{N,j} & B''_{N,j} \end{bmatrix} \quad (4-18)$$

το σύνολο των αντίστοιχων εξισώσεων σε όλους τους κόμβους της οριζόντιας γραμμής j , γράφεται υπό μορφή μητρώων:

$$T U^{k+2} = D \quad (4-19)$$

όπου: $U^{k+2} = [U_{2,j}^{k+2}, \dots, U_{N,j}^{k+2}]^T$ είναι το διάνυσμα των αγνώστων U , στο χρόνο $k+2$,

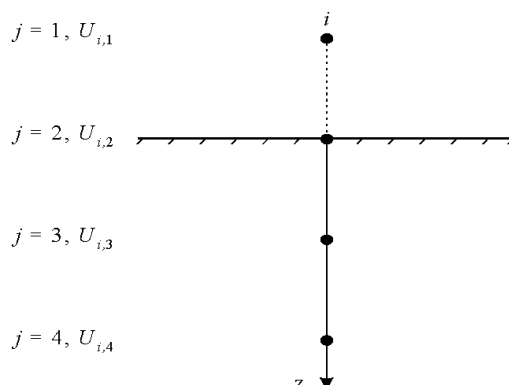
ενώ $D = [D'_{2,j}, D_{3,j}, \dots, D_{N-1,j}, D''_{N,j}]^T$ είναι το διάνυσμα των σταθερών στοιχείων.

Η εξίσωση (4-19) αποτελεί ένα τριδιαγώνιο σύστημα γραμμικών εξισώσεων, το οποίο επιλύεται άμεσα, όπως και στην προηγούμενη περίπτωση, μέσω του αλγόριθμου του Thomas (Παράρτημα 1).

4.4 Οριακές συνθήκες στην επιφάνεια του εδάφους.

Σε κάθε κόμβο υπολογισμού (**μη κορεσμένο**) της επιφάνειας του εδάφους, οι συνθήκες ροής εκφράζονται με τη βοήθεια κεντρικών διαφορών 2^{ης} τάξης ως προς το Δz . Αυτός ο τρόπος διακριτοποίησης της ροής καθιστά αναγκαία τη χρησιμοποίηση

ενός φανταστικού κόμβου, τοποθετημένου σε μια απόσταση Δz επάνω από την επιφάνεια του εδάφους, όπως παρουσιάζεται στο παρακάτω σχήμα.



Σχήμα 4-3. Σχηματική παράσταση της διακριτοποίησης στην επιφάνεια του εδάφους.

Η ειδική παροχή q_z (εξισ. (3-5)), στον κόμβο $(i, 2)$, γράφεται σε πεπλεγμένη μορφή:

$$q_z^{k+1} = -\frac{U_{i,3}^{k+1} - U_{i,1}^{k+1}}{2\Delta z} + K_{i,2}^k = -E_a \quad (4-20)$$

Η αρχική ακτίνα της ζώνης διήθησης, R_0 , λαμβάνεται ίση με 2cm.

Υποθέτουμε ότι ένας βρόχος είναι τελείως κορεσμένος (στην επιφάνεια), όταν το φορτίο πίεσης στον αντίστοιχο κόμβο υπολογισμού είναι μηδέν (θετικά φορτία πίεσης δεν είναι παραδεκτά).

Θέτουμε: $i = is(t)$ (4-21)

τον πρώτο μη κορεσμένο κόμβο υπολογισμού που συναντάμε ξεκινώντας από την αρχή, έτσι ώστε:

$$i < is \text{ τότε } H(i, 2) = 0 \quad (4-22)$$

και $i \geq is$ τότε $H(i, 2) < 0$, $q_z^{k+1} = -\frac{U_{i,3}^{k+1} - U_{i,1}^{k+1}}{2\Delta z} + K_{i,2}^k = -E_a$ (4-23)

Στην πραγματικότητα, ο βρόχος $i = is$ είναι μερικώς κορεσμένος, διότι το μέγεθος της κορεσμένης ζώνης σε μια δεδομένη στιγμή δεν είναι γνωστό εκ των προτέρων παρά μόνο με προσέγγιση τάξης $\Delta r/2$, ως εξής:

$$R_s(t) = (is(t) - \frac{3}{2})\Delta r + \delta \frac{\Delta r}{2}, -1 < \delta < 0 \quad (4-24)$$

Οι οριακές συνθήκες (3-18), (3-19), διακριτοποιούνται με την βοήθεια των σχέσεων (4-20) και (4-22), (4-23) κατά την κατακόρυφη επίλυση της μεθόδου ADI.

Κατά την κατακόρυφη σάρωση, υποθέτουμε εκ των προτέρων σε πρώτο χρόνο ότι το φορτίο πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους είναι αρνητικό:

$$H(i, 2) < 0 \quad (4-25)$$

Έτσι, θέτουμε την ειδική παροχή στους κόμβους $(i, 2)$:

$$q_z = q_{res} \quad (4-26)$$

Η «υπολειμματική» (residual) ειδική παροχή q_{res} , για την πρώτη κατακόρυφο υπολογισμού ($i = 2$), αντιστοιχεί στο σύνολο της παροχής:

$$q_{res} = \frac{q}{surf(2)} = \frac{q}{S_0} \quad (4-27)$$

όπου: $surf(2)$ είναι η επιφάνεια του βρόχου 2.

Μετά την επίλυση, η υπολογισμένη τιμή του $H(i, 2)$ επιτρέπει να επαληθεύσουμε εκ των υστέρων την υπόθεση της εξίσωσης (4-25):

- a. Εάν $H(i,2) < 0$, τότε περνάμε στην επόμενη κατακόρυφο υπολογισμού, δηλαδή $i = i + 1$.
- b. Εάν $H(i,2) \geq 0$, τότε ξαναρχίζουμε την επίλυση στην κατακόρυφο i , υποθέτοντας αυτή τη φορά ότι $H(i, 2) = 0$ (οριακή συνθήκη (3-20)).

Όταν η ζώνη διήθησης καθίσταται κορεσμένη (κόμβος $i = 2$), η υπολειμματική ειδική παροχή q_{res} τίθεται στον ενδιάμεσο κόμβο is ανάμεσα στην κορεσμένη ζώνη και στη μη κορεσμένη, με τρόπο ώστε να λαμβάνεται υπόψη το κριτήριο της διατήρησης της μάζας:

$$q_z(is) = q_{res} = \frac{q - \sum_{i=2}^{is-1} q_z(i)surf(i)}{surf(is)} \quad (4-28)$$

όπου: $q_z(i)$ είναι η εισερχόμενη κατακόρυφη ειδική παροχή στο βρόχο i και $\text{surf}(i)$ είναι η επιφάνειά του.

Για την εκτίμηση των ειδικών παροχών **διαμέσου της κορεσμένης ζώνης** χρησιμοποιούμε τον παρακάτω τύπο, ο οποίος είναι $2^{\text{ης}}$ τάξης ως προς το Δz και προήλθε από παρεμβολή δευτέρου βαθμού (quadratic interpolation) στα σημεία $(i, 2)$, $(i, 3)$, $(i, 4)$:

$$q_z^{k+1} = - \frac{\left(-3U_{i,2}^{k+1} + 4U_{i,3}^{k+1} - U_{i,4}^{k+1} \right)}{2\Delta z} + K_s \quad (4-29)$$

Το ισοζύγιο όγκου εξαρτάται κυρίως από την εκτίμηση των εισερχομένων ειδικών παροχών διαμέσου της κορεσμένης ζώνης (εξισ. (4-29)). Το σφάλμα στην εκτίμηση των ειδικών παροχών καθίσταται ιδιαίτερα σημαντικό στην περιφέρεια της κορεσμένης ζώνης, όπου οι κλίσεις του φορτίου πίεσης είναι οι μεγαλύτερες.

4.5 Οριακές συνθήκες στα κινητά όρια της περιοχής ροής.

Το κινητό όριο Γ_3 (Σχήμα 4-1) ακολουθεί την εξέλιξη του μετώπου διαβροχής. Αυτό καθορίζεται αριθμητικά από τη σχέση:

$$\Theta(r, z) - \Theta_i \geq \Delta\Theta, \text{ με } \Delta\Theta = 0.0001 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3} \quad (4-30)$$

Η συνθήκη που τίθεται στο όριο Γ_3 είναι φυσικά $\Theta = \Theta_i$. Αυτή η διαδικασία «ενεργοποίησης» του ορίου της περιοχής υπολογισμού επιτρέπει όχι μόνο τη λύση της εξίσωσης διήθησης σε μέσο ημι-άπειρο, αλλά επίσης και τη βελτιστοποίηση του μεγέθους της περιοχής υπολογισμού αναλόγως της δυναμικής της διήθησης (οικονομία του χρόνου υπολογισμού).

4.6 Κριτήρια εκλογής του βήματος διαστήματος και του χρονικού βήματος.

Ο περιορισμός του βήματος του διαστήματος και του βήματος του χρόνου, αποτελούν δύο από τους περιορισμούς του αριθμητικού μοντέλου. Πρακτικά, πρέπει να επιλέξουμε τα βέλτιστα Δr , Δz , Δt βασιζόμενοι σε δυο αντιφατικούς περιορισμούς:

a. *Υλικοί περιορισμοί*

Αν επιλέξουμε δικτύωμα χώρου πολύ πυκνό, δηλαδή πολύ μικρά Δr και Δz , η μνήμη που απαιτείται μπορεί να ξεπεράσει τις δυνατότητες του υπολογιστή και να παρατείνει το χρόνο υπολογισμού, ενώ αν επιλέξουμε χρονικό βήμα (Δt) υπερβολικά μικρό, το μοντέλο θα γινόταν απαγορευτικό σε υπολογιστικό χρόνο.

b. Αριθμητικοί περιορισμοί

Τα Δr , Δz που θα επιλεγούν θα πρέπει να δίνουν ένα δικτύωμα χώρου ικανοποιητικά πυκνό ώστε να επιτρέπει ακριβή υπολογισμό της λύσης εκτός των κόμβων υπολογισμού. Η λύση αφορά στον υπολογισμό της ειδικής παροχής, του ισοζυγίου νερού, τις κατατομές υγρασίας και κάθε άλλη μεταβλητή που απαιτεί παρεμβολές.

4.7 Διαδικασία αυτόματης μεταβολής του χρονικού βήματος.

Για να μειωθεί ο χρόνος εκτέλεσης (και συνεπώς το κόστος) του μοντέλου, βασιστήκαμε στον εμπειρικό τύπο που εφαρμόζεται στην περίπτωση μονοδιάστατης διήθησης (Hanks and Bowers, 1962), ώστε να ορίσουμε τη μεταβολή του χρονικού βήματος (Δt) συναρτήσει της δυναμικής της διήθησης, ως εξής:

$$\Delta t_k = \frac{W \cdot \Delta \xi}{k \cdot q_{\max}}, \quad \Delta \xi = \sqrt{\Delta r \cdot \Delta z} \quad (4-31)$$

όπου: q_{\max}^k είναι μέγιστη κατακόρυφη ειδική παροχή στο έδαφος στο χρόνο t_k και W είναι μία παράμετρος που εξαρτάται από το έδαφος και την παροχή q .

Η εφαρμογή της εξίσωσης (4-31) έδειξε ότι αυτή ανταποκρίνεται αρκετά καλά στα κριτήρια της ελαχιστοποίησης του χρόνου υπολογισμού και της σταθερότητας, υπό τον όρο ότι το ποσοστό αύξησης του χρονικού βήματος να μην ξεπερνά το 10%, δηλαδή:

$$\Delta t_k \leq 1.1 \Delta t_{k-1} \quad (4-32)$$

Το ελάχιστο χρονικό βήμα υπολογίζεται από την εξίσωση (4-31), θέτοντας:

$$q_{\max}^k = K_s \frac{-H_i}{\Delta \xi} \quad (4-33)$$

και είναι:
$$\Delta t_1 = \frac{W \cdot \Delta \xi^2}{K_s (-H_i)} \quad (4-34)$$

Λόγω της ισχυρής μη γραμμικότητας της εξίσωσης ροής (4-1), δεν υπάρχει κριτήριο για τη σταθερότητα της αριθμητικής λύσης με τη μέθοδο ADI. Η σύγκλιση και η ευστάθεια της αριθμητικής λύσης επιτυγχάνεται με δοκιμές διάφορων χρονικών βημάτων Δt και διαστημάτων $\Delta r, \Delta z$. Για ένα δεδομένο δικτύωμα χώρου ($\Delta r, \Delta z$) υπάρχει προφανώς ένα βήμα χρόνου Δt_{\max} πέραν του οποίου η αριθμητική λύση γίνεται ασταθής. Εκ των προτέρων, επιλέγεται το δικτύωμα χώρου ($\Delta r, \Delta z$) και χρησιμοποιείται μεταβαλλόμενο βήμα χρόνου Δt , προσέχοντας πάντα να ισχύει ότι:

$$\Delta t < \Delta t_{\max}, \quad \text{με } \Delta t_{\max} = \frac{W \cdot \Delta \xi}{q_{\text{res}}} \quad (4-35)$$

Ο έλεγχος της ευστάθειας γίνεται πιστοποιώντας ότι δεν εμφανίζονται αστάθειες φυσικά αδικαιολόγητες στις κατατομές υγρασίας.

4.8 Σύγκλιση της αριθμητικής λύσης.

Λόγω έλλειψης αναλυτικής λύσης της εξίσωσης ροής (4-1) ένας τρόπος για να ελέγξουμε τη σύγκλιση της αριθμητικής λύσης είναι να τη συγκρίνουμε με μια υπάρχουσα αναλυτική λύση χρησιμοποιώντας κάποιες παραδοχές. Δεν λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της εξατμισοδιαπνοής και χρησιμοποιούνται χαρακτηριστικές καμπύλες ($\Theta(H), K(H)$) τέτοιες ώστε να υπάρχει αναλυτική λύση.

Η γραμμικοποιημένη μορφή της εξίσωσης ροής (4-1) για ένα «γυμνό» έδαφος είναι:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{k}{\alpha} \nabla^2 \phi - k \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (4-36)$$

όπου η εξαρτημένη μεταβλητή ϕ ($L^2 \cdot T^{-1}$) ορίζεται ως:

$$\phi = \int_{-\infty}^H K(H) dH = \frac{K}{\alpha} \quad (4-37)$$

και α είναι μια σταθερά (L^{-1}), $k = dK / d\Theta$ (σταθερά).

Η αριθμητική λύση της εξίσωσης (4-36) συγκρίθηκε με την αναλυτική λύση των Warrick and Lomen (1976) για τη περίπτωση διήθησης νερού από επιφάνεια δίσκου ακτίνας r_0 . Η αναλυτική λύση για την περίπτωση του δίσκου είναι:

$$\Phi_{3S} = (2/R_0) \int_0^\infty J_0(\lambda R) J_1(\lambda R_0) \cdot \left\{ \begin{array}{l} \frac{\exp\left[Z\left(1-\sqrt{1+\lambda^2}\right)\right] \operatorname{erfc}\left(Z/2\sqrt{T}-\sqrt{(1+\lambda^2)T}\right)}{1+\sqrt{1+\lambda^2}} + \\ \frac{\exp\left[Z\left(1+\sqrt{1+\lambda^2}\right)\right] \operatorname{erfc}\left(Z/2\sqrt{T}+\sqrt{(1+\lambda^2)T}\right)}{1-\sqrt{1+\lambda^2}} \\ + \frac{2 \exp\left[2Z-\lambda^2 T\right] \operatorname{erfc}\left(Z/2\sqrt{T}+\sqrt{T}\right)}{\lambda^2} \end{array} \right\} d\lambda \quad (4-38)$$

όπου Φ, R, R_0, Z, T είναι οι αδιάστατες συντεταγμένες των ϕ, r, r_0, z, t αντίστοιχα, και υπολογίζονται από τις παρακάτω εκφράσεις:

$$\Phi = \frac{8\pi\phi}{\alpha Q}, R = \frac{\alpha r}{2}, R_0 = \frac{\alpha r_0}{2}, Z = \frac{\alpha z}{2}, T = \frac{\alpha kt}{4} \quad (4-39)$$

Επίσης J_0 και J_1 είναι συναρτήσεις Bessel πρώτης τάξεως και λ είναι μια μεταβλητή ολοκλήρωσης. Η ολοκλήρωση της εξίσωσης (4-38) έγινε χρησιμοποιώντας τη μέθοδο ολοκλήρωσης Gaussian quadrature (Stroud and Secrest, 1966). Για τη σύγκριση της αριθμητικής λύσης της εξίσωσης (4-36) με την αναλυτική λύση (4-38) χρησιμοποιήθηκε το έδαφος Sable DEK (Ababou, 1981). Οι αναλυτικές σχέσεις ($\Theta(H), K(H)$) που χρησιμοποιήθηκαν ήταν οι παρακάτω:

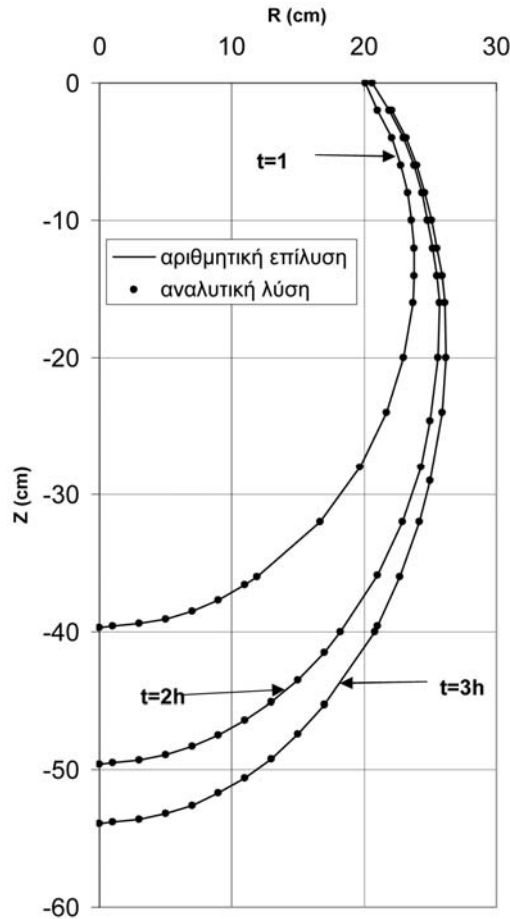
$$\Theta(H) = \frac{[K(H) - K_s + \Theta_s k]}{k}, \quad (4-40)$$

$$K(H) = K_s \exp(\alpha H) \quad (4-41)$$

Οι τιμές των παραμέτρων που περιέχονται στις αναλυτικές σχέσεις $\Theta(H), K(H)$ δίνονται στον Πίνακα 4-1.

Πίνακας 4-1. Τιμές των παραμέτρων.				
Έδαφος	α (cm^{-1})	k	Θ_s ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	K_s ($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$)
Sable DEK	0.073	33.42	0.3	5.85

Στο Σχήμα 4-4 παρουσιάζεται η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για παροχή $500 \text{ cm}^3 \cdot \text{h}^{-1}$. Φαίνεται καθαρά ότι η αριθμητική επίλυση της γραμμικοποιημένης εξίσωσης ταυτίζεται με την αναλυτική λύση των Warrick and Lomen (1976).



Σχήμα 4-4. Σύγκριση αναλυτικής και αριθμητικής λύσης.

Ένας άλλος τρόπος ελέγχου της σύγκλισης της αριθμητικής λύσης είναι το κριτήριο του ισοζυγίου του όγκου. Έτσι, ο ολικός όγκος νερού που αποθηκεύεται στην εδαφική κατατομή μεταξύ της αρχικής στιγμής και της στιγμής t πρέπει να ισούται με το συνολικό όγκο του νερού που διατίθεται στην επιφάνεια του εδάφους.

Αν συμβολίσουμε με V_{calc}^t τον όγκο του νερού που αποθηκεύεται στην εδαφική κατατομή σε χρόνο t , V_{inf}^t τον όγκο του νερού που διηθείται στο έδαφος, V_{evap}^t τον όγκο του νερού που εξατμίζεται από την επιφάνεια του εδάφους, V_{trans}^t τον όγκο του νερού που διαπνέουν τα φυτά και V_{out}^t τον όγκο του νερού που εξέρχεται από το κάτω όριο της περιοχής υπολογισμού, στον ίδιο χρόνο, τότε το σχετικό σφάλμα του μοντέλου (balance error) θα είναι:

$$BE(t) = \frac{V_{calc}^t + V_{evap}^t + V_{trans}^t + V_{out}^t - V_{inf}^t}{V_{inf}^t} \quad (4-42)$$

Σε όλα τα αριθμητικά πειράματα που παρουσιάζονται στα επόμενα κεφάλαια, το σχετικό σφάλμα ήταν πάντα μικρότερο του 1%.

Κεφάλαιο 5

ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΥΔΡΑΥΛΙΚΩΝ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ, ΤΗΣ ΠΑΡΟΧΗΣ, ΤΗΣ ΙΣΑΠΟΣΤΑΣΗΣ ΤΩΝ ΣΤΑΛΑΚΤΗΡΩΝ ΚΑΙ ΤΟΥ ΧΡΟΝΟΥ ΑΡΔΕΥΣΗΣ ΣΤΗ ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΤΟΥ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΝΕΡΟΥ ΥΠΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΣΤΑΓΔΗΝ ΑΡΔΕΥΣΗΣ

5.1 Εισαγωγή.

Η στάγδην άρδευση χρησιμοποιείται ευρέως τις τρεις τελευταίες δεκαετίες ως μέθοδος άρδευσης στη γεωργία. Οι λόγοι για τη μεγάλη ανάπτυξη της μεθόδου αυτής είναι πολλοί. Η στάγδην άρδευση συχνά αυξάνει την παραγωγή, απαιτεί λιγότερο νερό, και μειώνει το κόστος λίπανσης. Λόγω του ότι η μέθοδος αυτή έχει τη δυνατότητα να εφαρμόζεται το νερό άρδευσης σε εκείνο ακριβώς το σημείο του εδάφους στο οποίο χρειάζεται, με μεγάλη ομοιομορφία και χαμηλές παροχές, μειώνει σημαντικά την επιφανειακή απορροή και τις απώλειες του νερού λόγω βαθιάς διήθησης. Αυτές οι δυνατότητες της στάγδην άρδευσης την καθιστούν ως την πιο αποτελεσματική μέθοδο άρδευσης, κάτι που μεταφράζεται σε σημαντικό κέρδος στις ποσότητες νερού που χρησιμοποιούνται για την άρδευση των καλλιεργειών.

Η ροή του εδαφικού νερού υπό καθεστώς στάγδην άρδευσης εξαρτάται σημαντικά από τον τύπο του εδάφους, την απόσταση των σταλακτήρων και από το συνδυασμό δόσης άρδευσης και παροχής σταλακτήρα. Για αποτελεσματικό σχεδιασμό και χρήση των συστημάτων στάγδην άρδευσης είναι αναγκαίο να γνωρίζουμε τη δυναμική του εδαφικού νερού, λαμβάνοντας υπ' όψιν τις παραπάνω παραμέτρους. Η ροή του εδαφικού νερού μπορεί να περιγραφεί είτε από αναλυτικές είτε από αριθμητικές λύσεις των εξισώσεων που διέπουν τη ροή για μεγάλη ποικιλία αρχικών και οριακών συνθηκών. Η χρήση αναλυτικών λύσεων απαιτεί την παραδοχή πολλών απλοποιήσεων οι οποίες μειώνουν κατά πολύ την αναπαράσταση του πραγματικού φαινομένου. Αρκετοί ερευνητές έχουν προτείνει τη χρήση αναλυτικών λύσεων για το σχεδιασμό συστημάτων στάγδην άρδευσης (Bresler, 1978; Amoozegar-Fard et al.,

1984; Philip, 1984b; Warrick, 1986; Risse and Chesness, 1989; Revol et al., 1997a,b; Thorburn et al., 2003).

Η επιλογή της ισαπόστασης των σταλακτήρων εξαρτάται από αρκετούς παράγοντες όπως η παροχή, το φυτό, και οι υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους (Karmeli and Keller, 1975; Bresler, 1978; Clothier and Smettem, 1990). Οι τυπικές ισαποστάσεις των σταλακτήρων κυμαίνονται από 0.30 έως 1 m.

Το παρόν κεφαλαίο αποτελεί ένα αριθμητικό πείραμα το οποίο παρέχει λεπτομερείς πληροφορίες της επίδρασης των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους, της ισαπόστασης των σταλακτήρων και της παροχής στην εξέλιξη του μετώπου διαβροχής και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης, υπό καθεστώς στάγδην άρδευσης. Εξετάστηκαν διάφοροι συνδυασμοί ισαπόστασης σταλακτήρων, διάρκειας άρδευσης και παροχής (πίνακας 5-1). Επιλέχθηκαν οι αποστάσεις 60x60 και 80x80 cm, επειδή χρησιμοποιούνται σε σύγχρονα συστήματα στάγδην άρδευσης. Επίσης, οι παροχές που χρησιμοποιήθηκαν ήταν οι 2 και 4 l h⁻¹.

Πίνακας 5-1. Συνδυασμοί παροχής, ισαπόστασης σταλακτήρων, διάρκειας άρδευσης για δυο δόσεις άρδευσης.

παροχή (l·h ⁻¹)	ισαπόσταση σταλακτήρων (cm)	διάρκεια άρδευσης, t _i (h)	δόση άρδευσης (mm)
2	80x80	9.60	30
2	60x60	5.40	30
4	80x80	4.80	30
4	60x60	2.70	30
2	80x80	5.76	18
2	60x60	3.24	18
4	80x80	2.88	18
4	60x60	1.62	18

5.2 Μεθοδολογία.

Επιλέχθηκαν τα εδάφη loamy sand και silt από τη βάση δεδομένων Rosetta (Schaap and Leij, 1998) και επιλέχθηκαν οι μέσοι όροι τιμών για τις παραμέτρους της χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας $\Theta(H)$ και της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας $K(H)$, σύμφωνα με τις σχέσεις του van Genuchten (1980) (εξισώσεις

3-23 και 3-25). Οι τιμές των παραμέτρων οι οποίες περιλαμβάνονται στις εξισώσεις του van Genuchten φαίνονται στον πίνακα 5-2.

Πίνακας 5-2. Τιμές των παραμέτρων του μοντέλου του van Genuchten (1980).

έδαφος	$\Theta_s(\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3})$	$\Theta_r(\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3})$	$K_s(\text{cm} \cdot \text{h}^{-1})$	$a(\text{cm}^{-1})$	$n(-)$
loamy sand	0.390	0.049	4.383	0.03467	1.7378
silt	0.489	0.05	1.8188	0.0066	1.6596

Οι τιμές τις αρχικής υγρασίας ήταν $0.1641 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ και $0.1979 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ για το έδαφος loamy sand και silt, αντίστοιχα. Οι τιμές αυτές επιλέχτηκαν με τέτοιο τρόπο έτσι ώστε στο χρόνο $t = 0$, και τα δύο εδάφη να έχουν την ίδια τιμή ενεργού βαθμού κορεσμού (Se) (εξίσωση 3-25).

Η διάρκεια της άρδευσης (δίνεται στο πίνακα 5-1) μπορεί να υπολογιστεί από την παρακάτω εξίσωση:

$$t_i = \frac{\text{δοση άρδευσης} \times \text{αποσταση των σταλακτηρων} \times \text{αποσταση των πλευρικών}}{\text{παροχή}} \quad (5-1)$$

Ο συνολικός χρόνος προσομοίωσης t_{end} ορίζεται ως ο χρόνος που χρειάζεται για να επανέλθει η μέση υγρασία στο ριζόστρωμα (από $z = 0$ έως 48 cm) στην αρχική της τιμή.

Για την αξιολόγηση και σύγκριση των διαφόρων περιπτώσεων που εξετάστηκαν, χρησιμοποιήθηκαν διάφοροι παράμετροι όπως ο διαβρεγμένος υγρός όγκος, ο μέσος όρος υγρασίας στο ριζόστρωμα, η ομοιομορφία της εδαφικής υγρασίας και η αποτελεσματικότητα της άρδευσης.

5.3 Αποτελέσματα και ανάλυση.

Επέκταση του διαβρεγμένου υγρού όγκου.

Η επέκταση του διαβρεγμένου όγκου μας επιτρέπει να ελέγξουμε αν το εφαρμοζόμενο νερό έχει αποθηκευτεί στο ριζόστρωμα και συνεπώς αν είναι διαθέσιμο στα φυτά. Παρατηρήθηκε μια αύξηση στην εδαφική υγρασία σε ζώνες κοντά στους σταλακτήρες στην αρχή της άρδευσης. Στο τέλος της άρδευσης

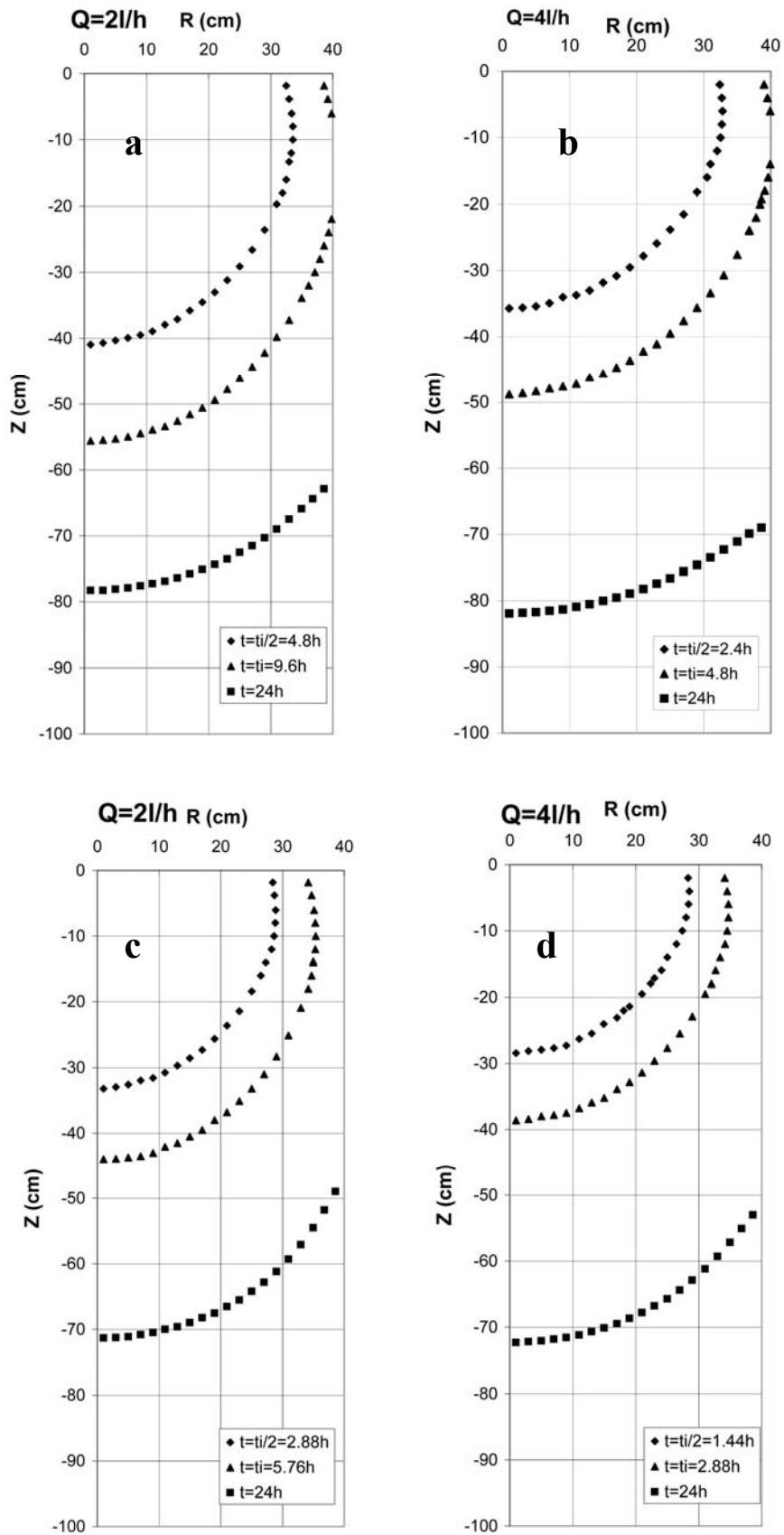
παρατηρήθηκε ένας «βρεγμένος δίσκος» γύρω από τον σταλακτήρα. Μέρος αυτού του «βρεγμένου δίσκου» είναι κορεσμένο και η ακτίνα αυτής της κορεσμένης ζώνης εξαρτάται απευθείας από την εφαρμοζόμενη παροχή και τον τύπο του εδάφους (Bresler, 1978).

Τα σχήματα 5-1, 5-2, 5-3 και 5-4 δείχνουν την εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για δυο γειτονικούς σταλακτήρες, σε τρεις διαφορετικούς χρόνους ($t_i/2$, t_i , $24h$), για τα δύο εδάφη (loamy sand και silt), για τις δυο παροχές 2 και 4 l h^{-1} και για δυο αποστάσεις σταλακτήρων 60x60 και 80x80 cm. Η διάρκεια της άρδευσης t_i μεταβάλλεται ανάλογα με την ισαπόσταση των σταλακτήρων και αντιστρόφως ανάλογα με την παροχή (πίνακας 5-1). Από τα ίδια σχήματα, μπορούμε να συμπεράνουμε ότι, για την ίδια δόση άρδευσης, το ίδιο έδαφος και την ίδια ισαπόσταση των σταλακτήρων (για χρόνο μικρότερο του χρόνου άρδευσης, $t \leq t_i$), η κατακόρυφη συνιστώσα του μετώπου διαβροχής είναι βαθύτερη στην περίπτωση της μικρότερης παροχής. Το συμπέρασμα αυτό είναι σε συμφωνία με τα αποτελέσματα του μοντέλου των Bresler et al., (1971) χωρίς να λαμβάνουν υπόψη την πρόσληψη του εδαφικού νερού από τις ρίζες και την εξάτμιση του εδαφικού νερού από την επιφάνεια του εδάφους.

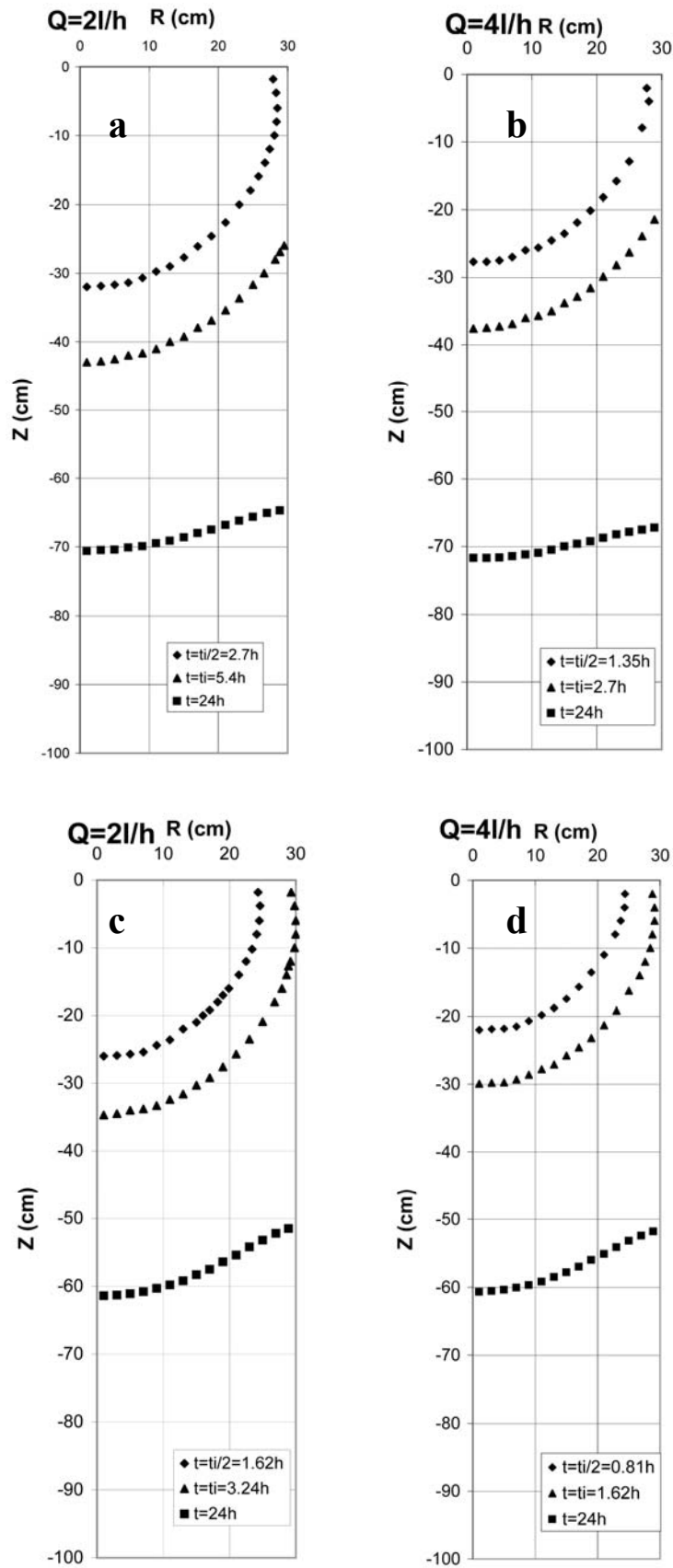
Για όλες τις εξεταζόμενες περιπτώσεις, οι απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης ως ποσοστό επί του εφαρμοζόμενου νερού δίνονται στο πίνακα 5-3. Για την ίδια δόση άρδευσης, το ίδιο έδαφος και την ίδια ισαπόσταση των σταλακτήρων, οι απώλειες αυτές είναι μικρότερες στο λεπτόκοκκο έδαφος (silt) από ότι στο πιο ελαφρύ (loamy sand). Επίσης οι απώλειες αυξάνουν όσο αυξάνεται η εφαρμοζόμενη δόση.

Πίνακας 5-3. Οι απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης ως ποσοστό επί του εφαρμοζόμενου νερού.

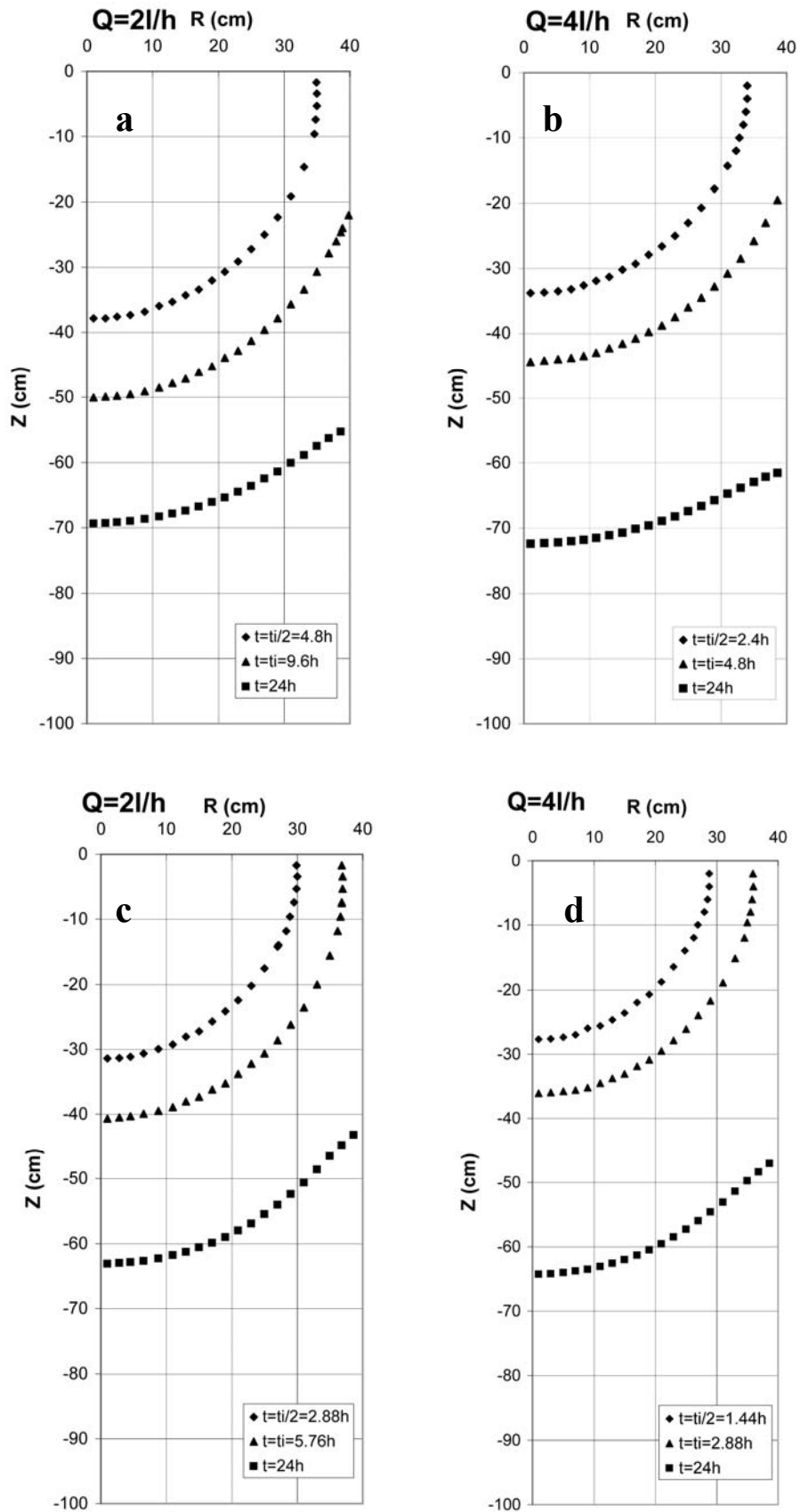
παροχή ($\text{l}\cdot\text{h}^{-1}$)	ισαπόσταση σταλακτηρων (cm)	δόση άρδευσης 30mm		δόση άρδευσης 18mm	
		loamy sand	silt	loamy sand	silt
2	80x80	25.2	13.0	14.3	6.3
2	60x60	23.4	13.0	12.0	6.9
4	80x80	27.0	14.4	14.2	5.1
4	60x60	23.9	14.1	10.9	5.5



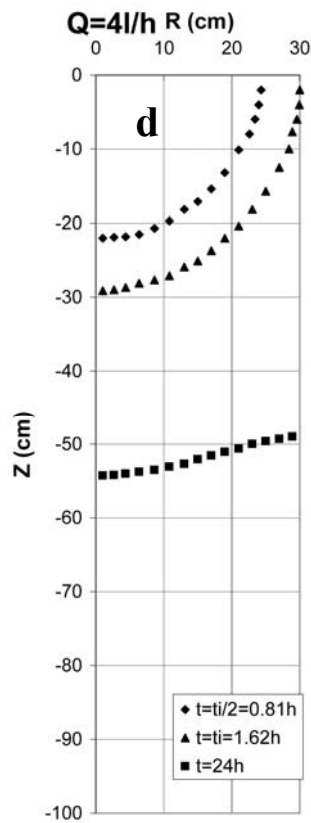
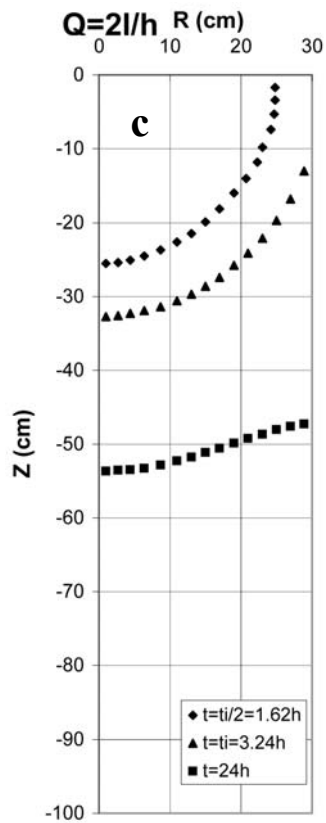
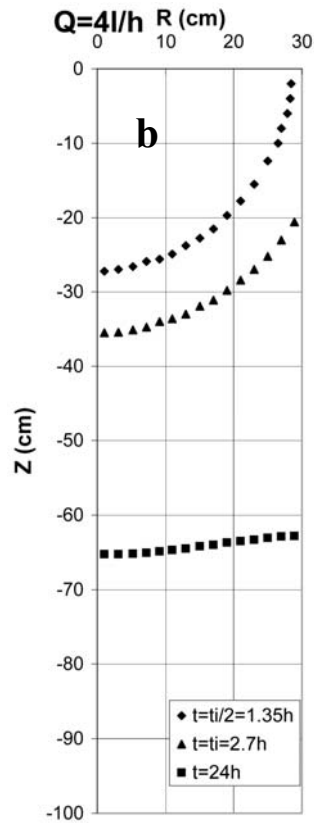
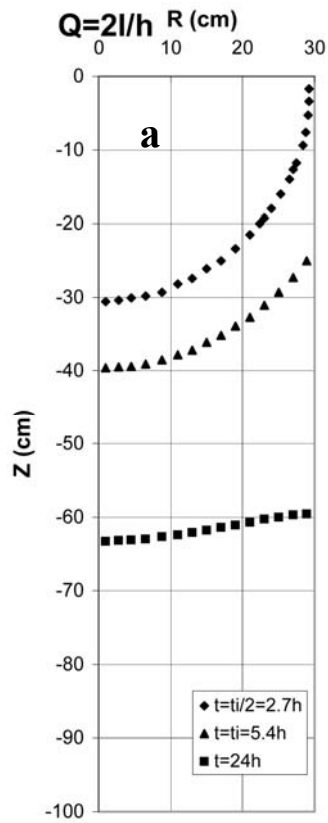
Σχήμα 5-1. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος loamy sand, για ισαπόσταση σταλακτιών 80x80 cm: (a, b) δόση άρδευσης 30 mm, (c, d) δόση άρδευσης 18 mm.



Σχήμα 5-2. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος loamy sand, για ισαπόσταση σταλακτιών $60 \times 60\text{ cm}$: (a, b) δόση άρδευσης 30 mm , (c, d) δόση άρδευσης 18 mm .



Σχήμα 5-3. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος silt, για ισαπόσταση σταλακτήρων 80x80 cm: (a, b) δόση άρδευσης 30 mm, (c, d) δόση άρδευσης 18 mm.



Σχήμα 5-4. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος silt, για ισαπόσταση σταλακτήρων 60x60 cm: (a, b) δόση άρδευσης 30 mm, (c, d) δόση άρδευσης 18 mm.

Μέση τιμή της υγρασίας στο ριζόστρωμα.

Η μέση τιμή της εδαφικής υγρασίας Θ_{av} υπολογίστηκε στη περιοχή των ριζών. Αναλυτικά, το πεδίο ροής χωρίστηκε σε ένα δίκτυο ορθογωνίων, στο οποίο κάθε σημείο του δικτύου χαρακτηρίζεται από δύο δείκτες, i και j . Αυτό σημαίνει ότι το κάθε σημείο έχει συντεταγμένες r_i και z_j . Η τιμή της υγρασίας $\Theta(i,j)$ θεωρείται σταθερή σε ένα συγκεκριμένο όγκο εδάφους ($Surf(i,j) \cdot \Delta z$). Η μέση τιμή της υγρασίας υπολογίζεται ως εξής:

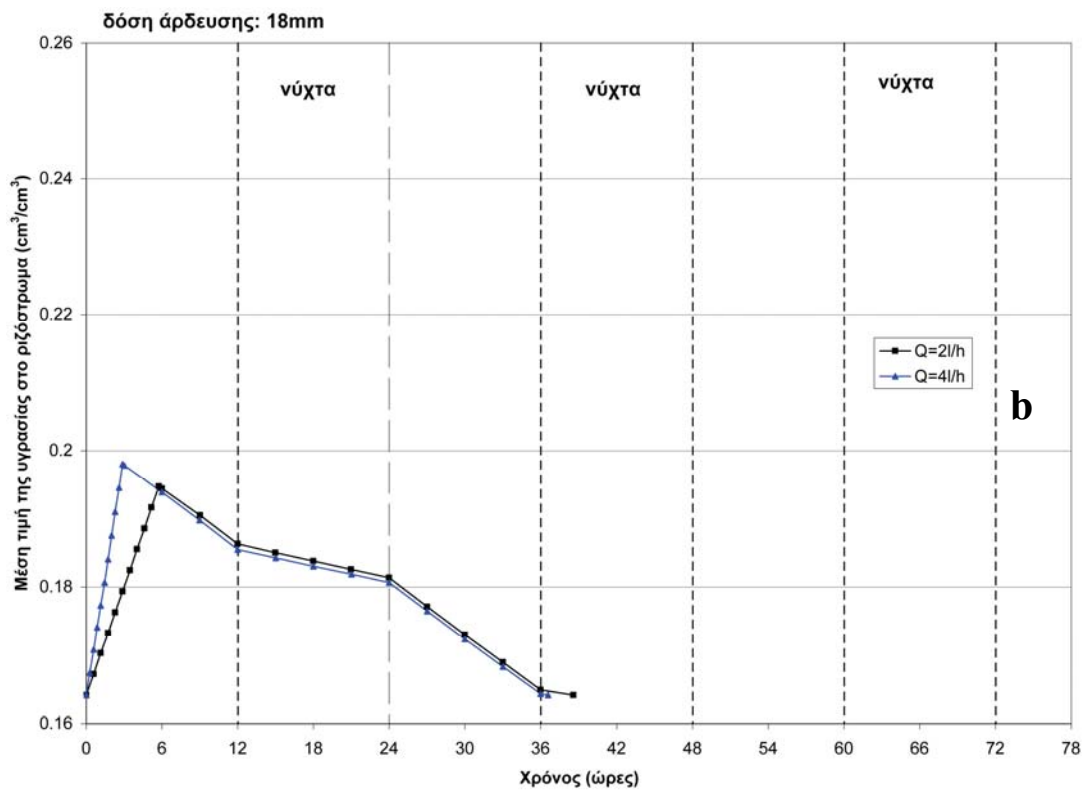
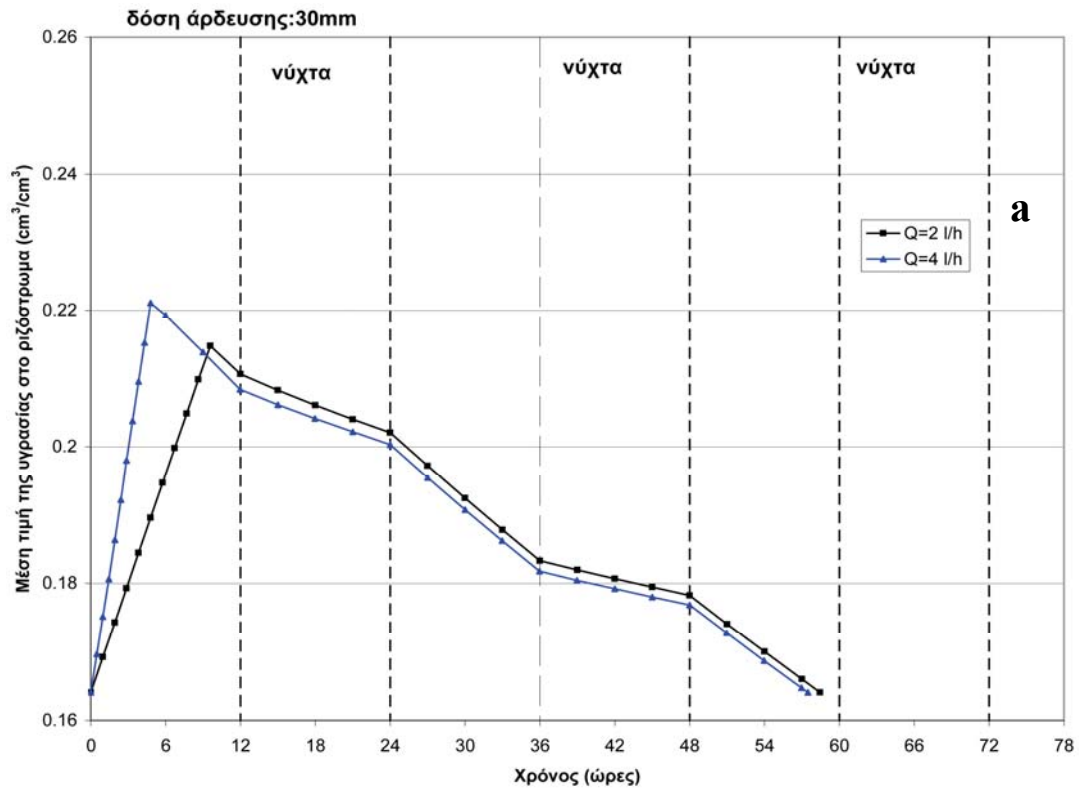
$$\Theta_{av} = \frac{\sum_{k=1}^N \Theta(i,j) \cdot Surf(i,j) \cdot \Delta z}{\pi \cdot S_f^2 \cdot Z_r} \quad (5-2)$$

όπου N είναι ο συνολικός αριθμός των κόμβων υπολογισμού στο ριζόστρωμα και $Surf(i,j)$ είναι το εμβαδόν που αντιστοιχεί στον κόμβο (i,j) .

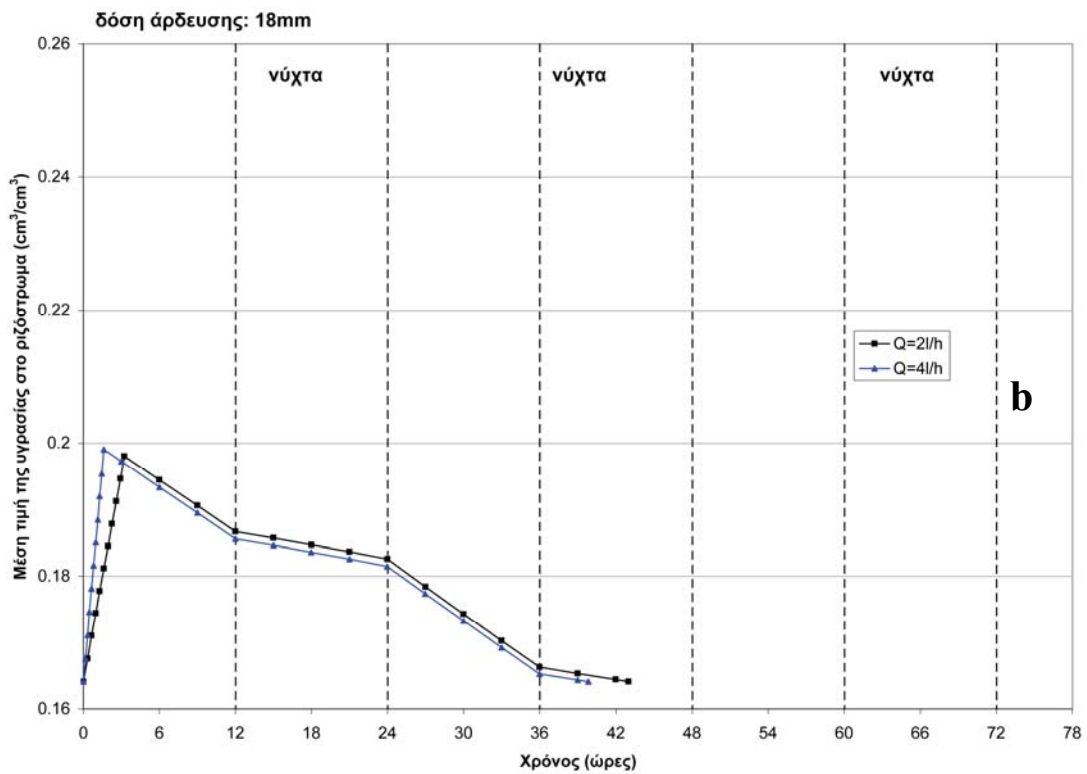
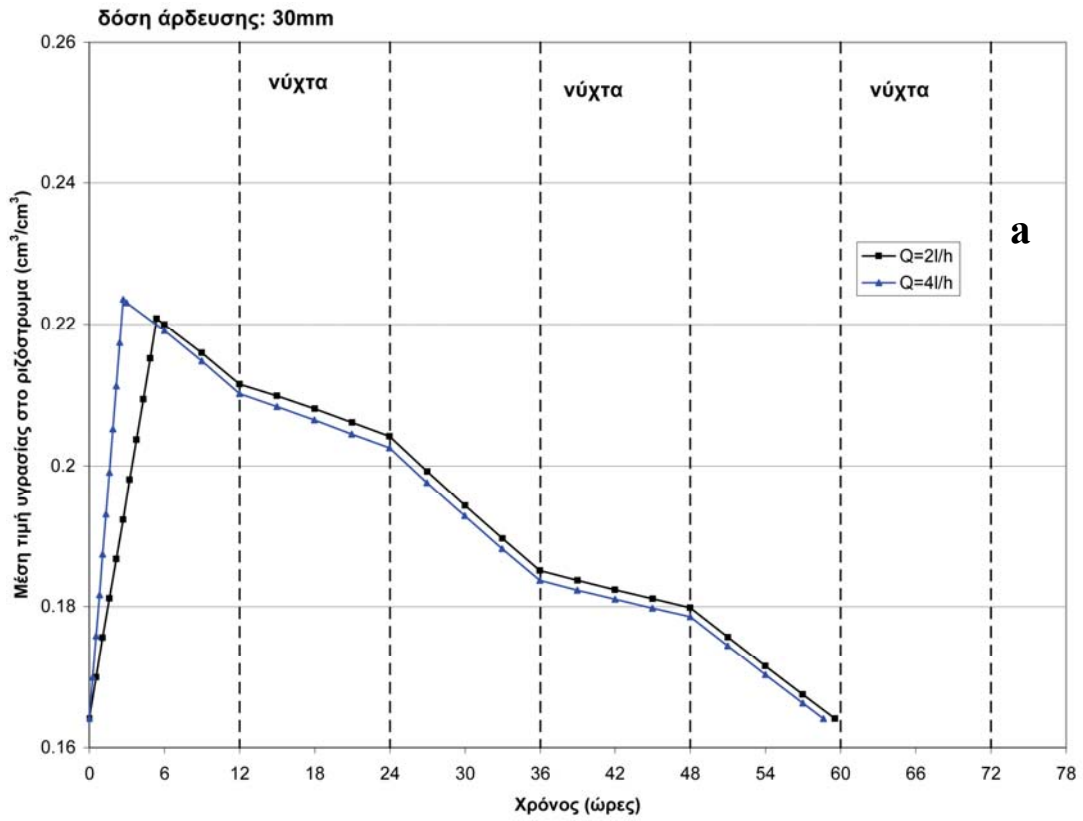
Για όλα τα αριθμητικά πειράματα, στο τέλος της άρδευσης το ριζόστρωμα έχει ένα μέσο όρο υγρασίας 19.5-22.4% και 22.9-25.9% για τα εδάφη loamy sand και silt αντίστοιχα.

Η τιμή της μέσης υγρασίας στο ριζόστρωμα εξαρτάται από την παροχή του σταλακτήρα, τις υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους, τη δόση άρδευσης και την ισαπόσταση των σταλακτήρων. Τα σχήματα 5-5, 5-6, 5-7 και 5-8 δείχνουν την εξέλιξη της μέσης τιμής της υγρασίας στο ριζόστρωμα για διάφορους συνδυασμούς παροχής, χρόνου άρδευσης και ισαπόσταση σταλακτήρων και για τα δύο εδάφη.

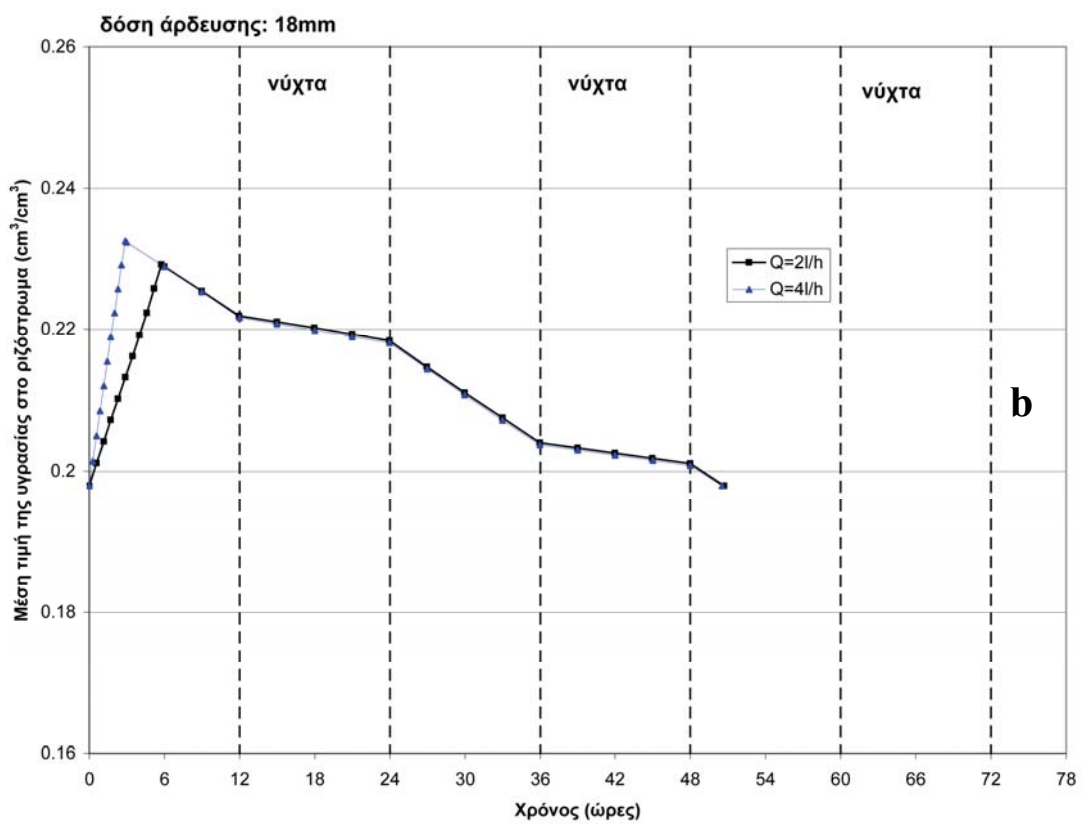
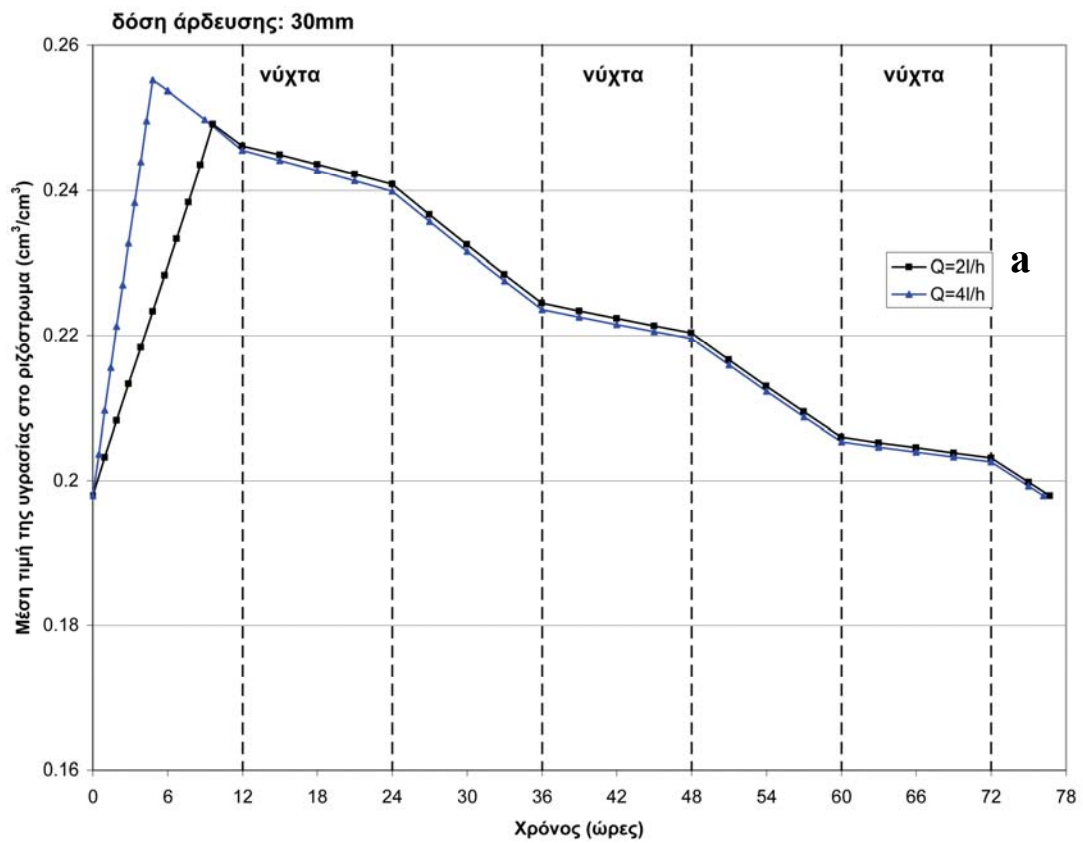
Ο συνολικός χρόνος προσομοίωσης εξαρτάται από τη δόση άρδευσης και είναι ο χρόνος που απαιτείται για να επιστρέψει η τιμή της μέσης υγρασίας στο ριζόστρωμα στην αρχική της τιμή (σχήματα 5-5, 5-6, 5-7 και 5-8).



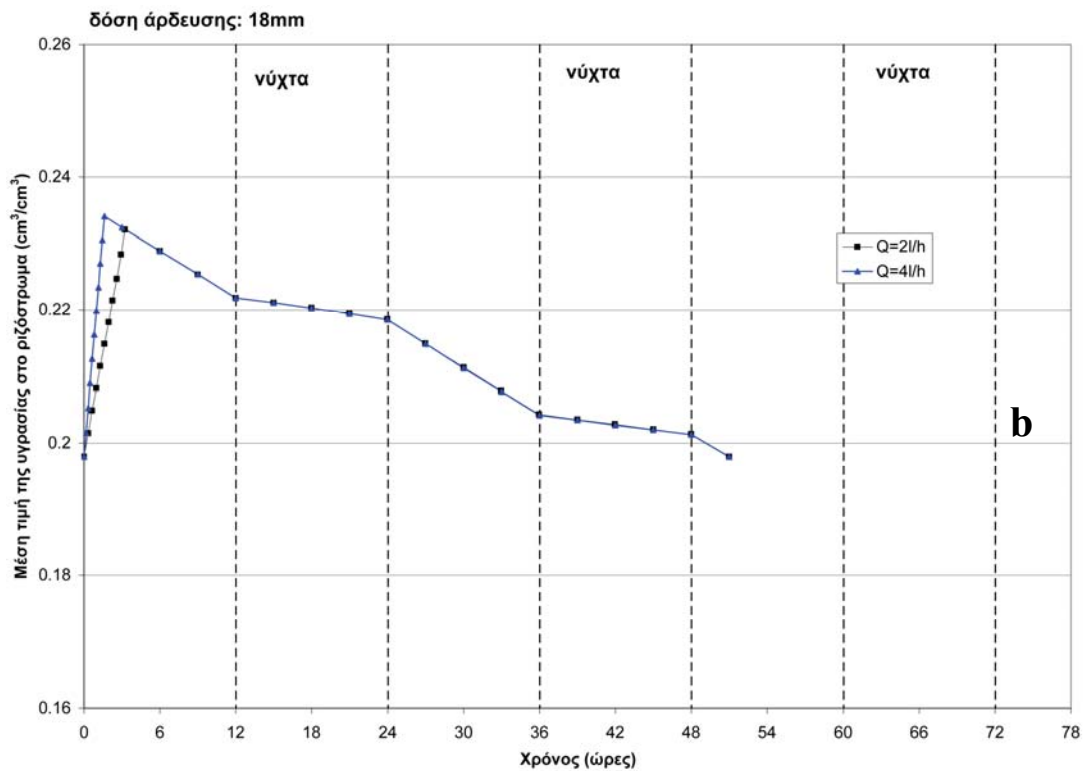
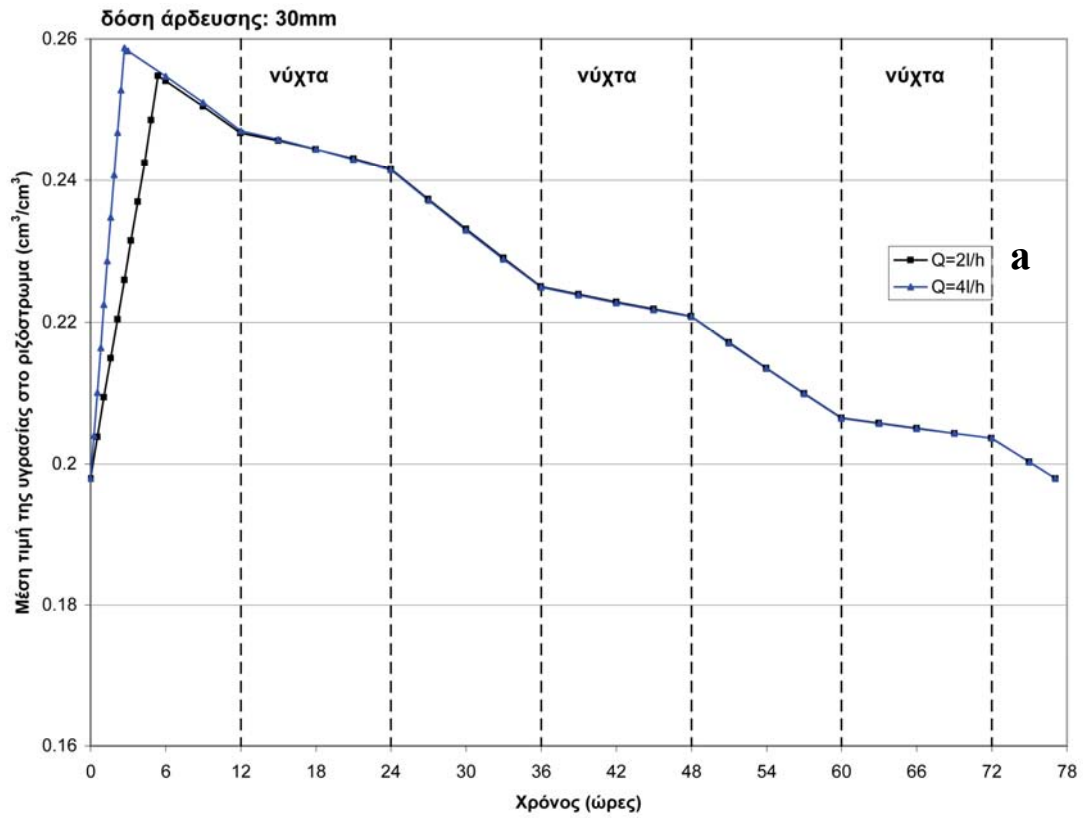
Σχήμα 5-5a, b. Μέση τιμή της υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 80x80 cm, για παροχή 2 και 4 $\text{l}\cdot\text{h}^{-1}$, για το έδαφος loamy sand.



Σχήμα 5-6a, b. Μέση τιμή της υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 60x60 cm, για παροχή 2 και 4 $\text{l}\cdot\text{h}^{-1}$, για το έδαφος loamy sand.



Σχήμα 5-7a, b. Μέση τιμή της υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 80x80 cm, για παροχή 2 και 4 $\text{l}\cdot\text{h}^{-1}$, για το έδαφος silt.



Σχήμα 5-8a, b. Μέση τιμή της υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 60x60 cm, για παροχή 2 και 4 $\text{l}\cdot\text{h}^{-1}$, για το έδαφος silt.

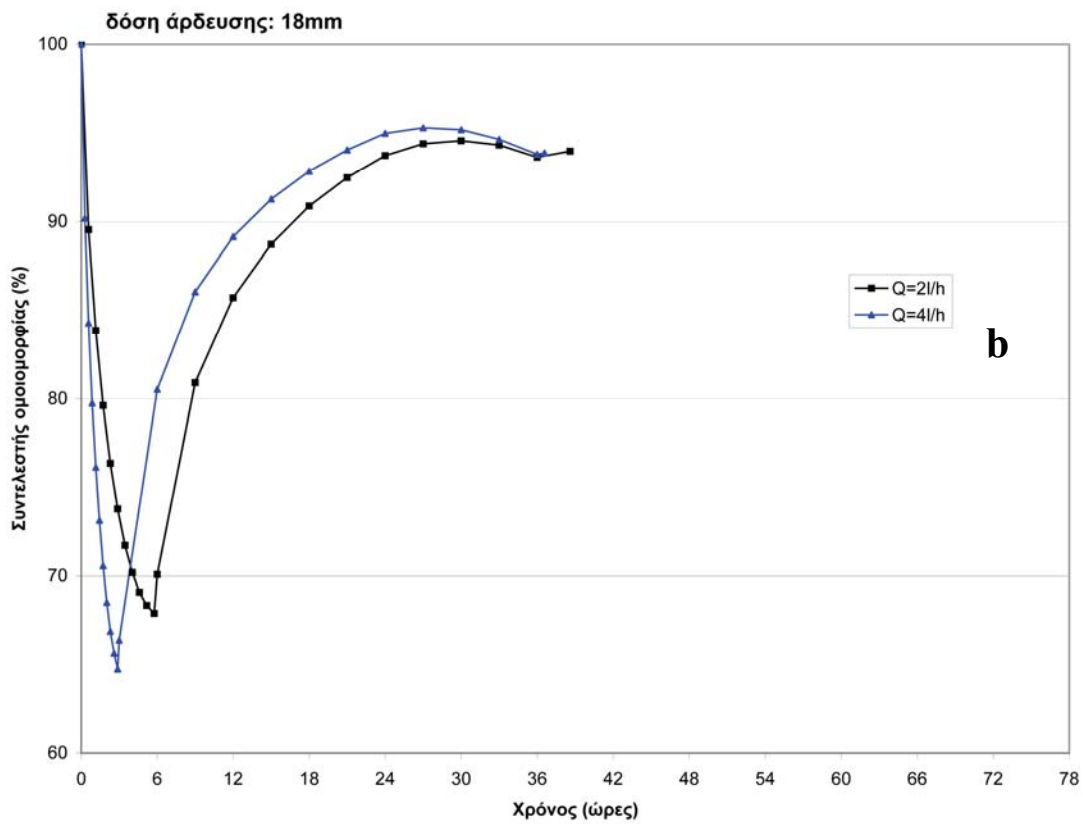
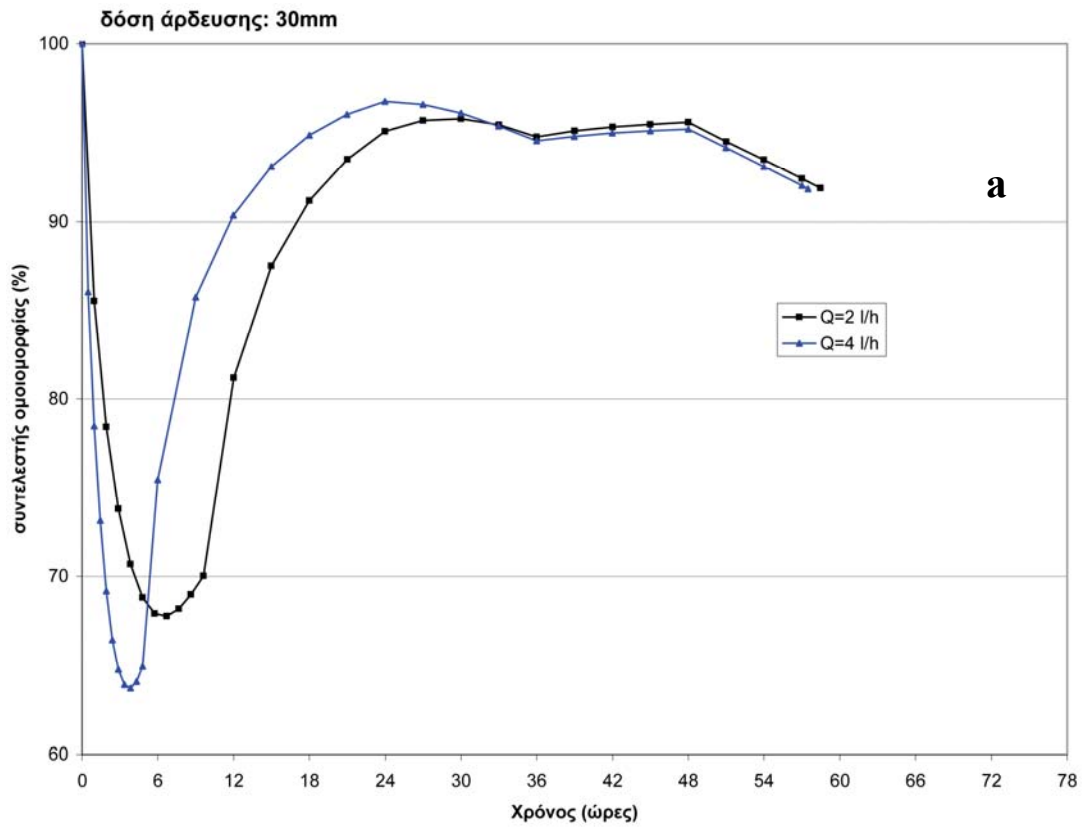
Συντελεστής ομοιομορφίας.

Ο συντελεστής ομοιομορφίας του Christiansen (CUC), που αρχικά είχε χρησιμοποιηθεί στην άρδευση με καταιονισμό, χρησιμοποιήθηκε για την αξιολόγηση της ομοιομορφίας της εδαφικής υγρασίας και περιγράφεται παρακάτω:

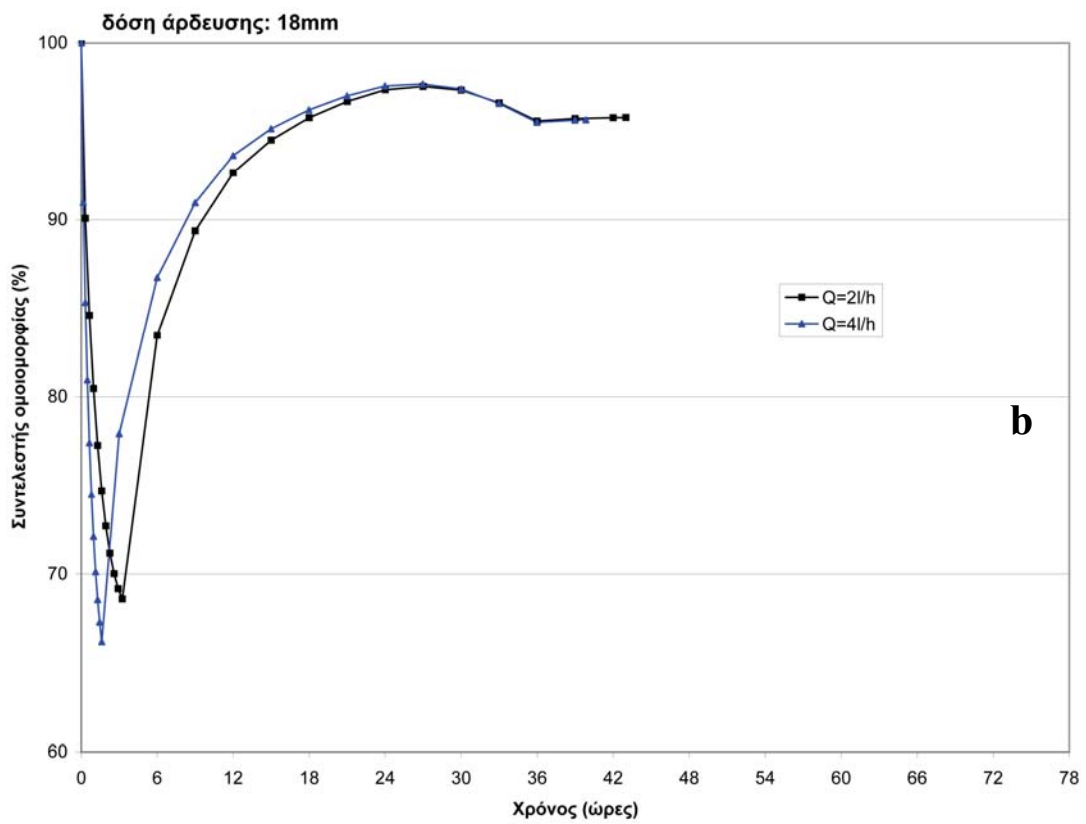
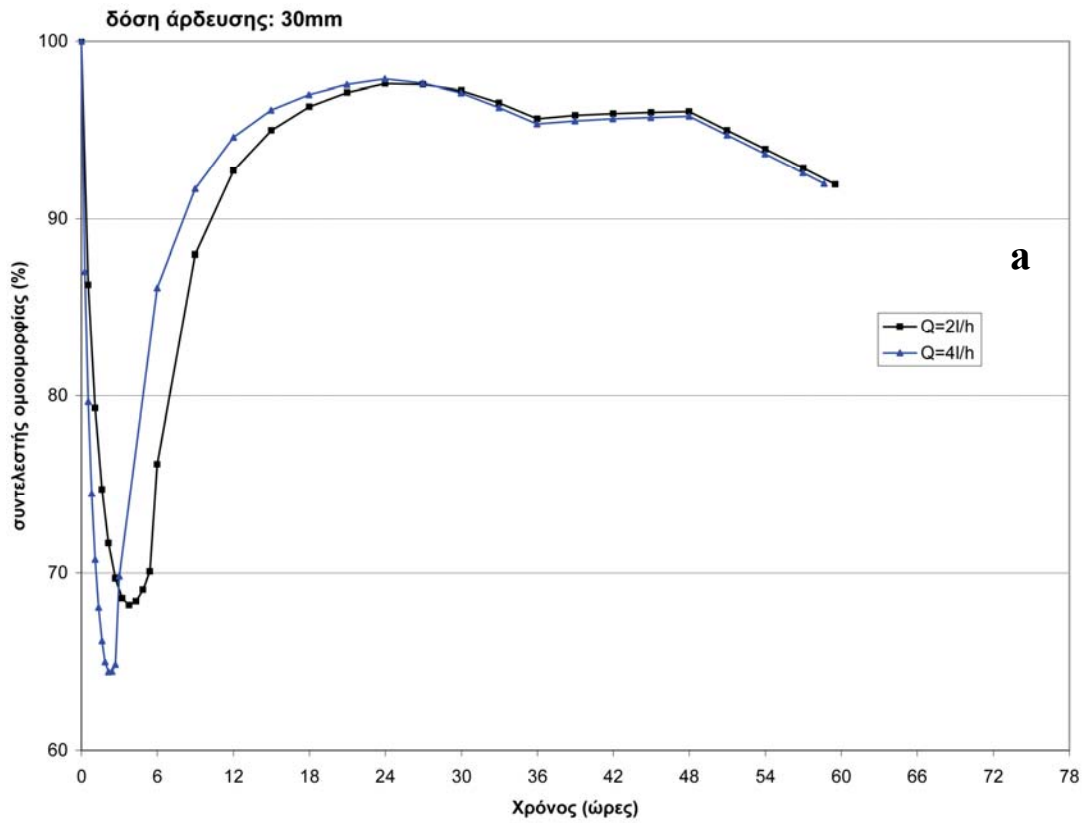
$$CUC = 100 \times \left[1 - \frac{\sum_{k=1}^N |\Theta(i, j) - \Theta_{av}|}{N\Theta_{av}} \right] \quad (5-3)$$

Αρχικά, η τιμή του συντελεστή ομοιομορφίας είχε τιμή 100%. Από την αρχή της άρδευσης, παρατηρήθηκε μια μείωση του συντελεστή (σχήματα 5-9, 5-10, 5-11 και 5-12). Αυτό υποδεικνύει μια ετερογένεια στην εδαφική υγρασία λόγω της μερικής διαβροχής της περιοχής που βρίσκεται κοντά στο σταλακτήρα. Η ελάχιστη τιμή του συντελεστή ομοιομορφίας που παρατηρήθηκε ανάλογα με το συνδυασμό παροχής-ισαπόστασης σταλακτάρων, σημαίνει μια μέγιστη χωρική μεταβολή της εδαφικής υγρασίας στο ριζόστρωμα. Για το ίδιο έδαφος και για την ίδια δόση άρδευσης, η ελάχιστη αυτή τιμή του συντελεστή ομοιομορφίας επιτεύχθηκε πιο γρήγορα για την περίπτωση της μικρότερης ισαπόστασης και/ή της μεγαλύτερης παροχής.

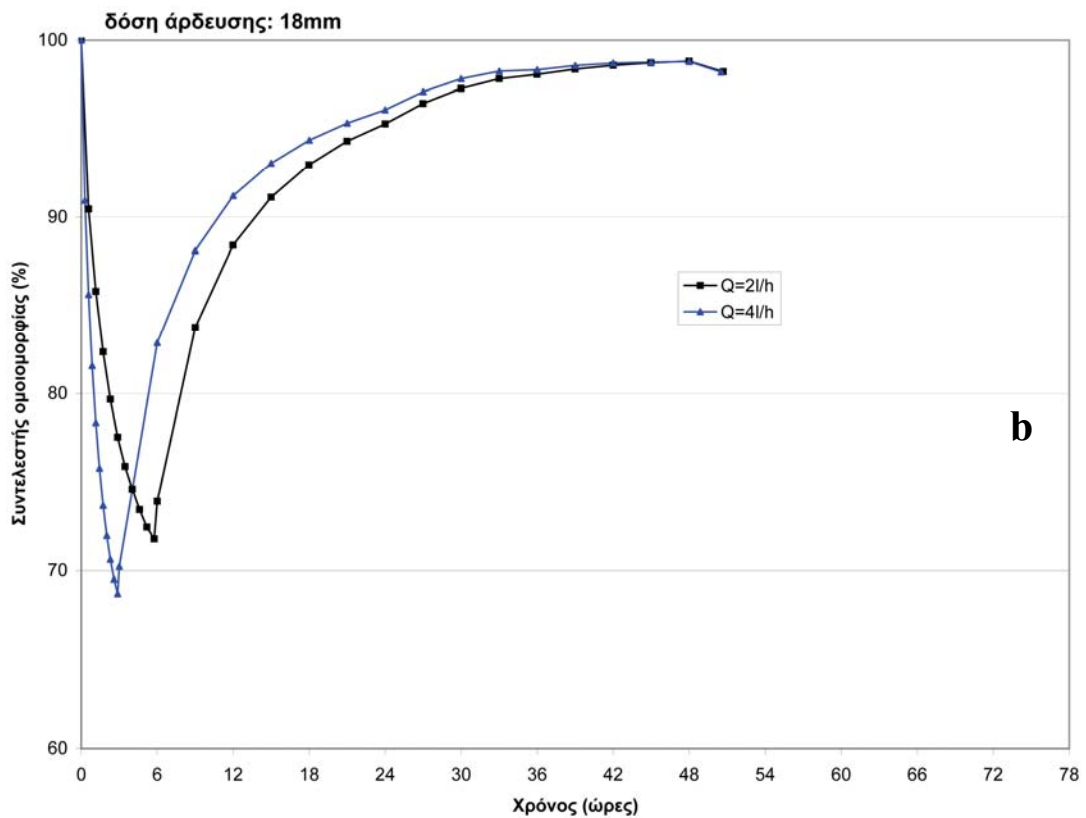
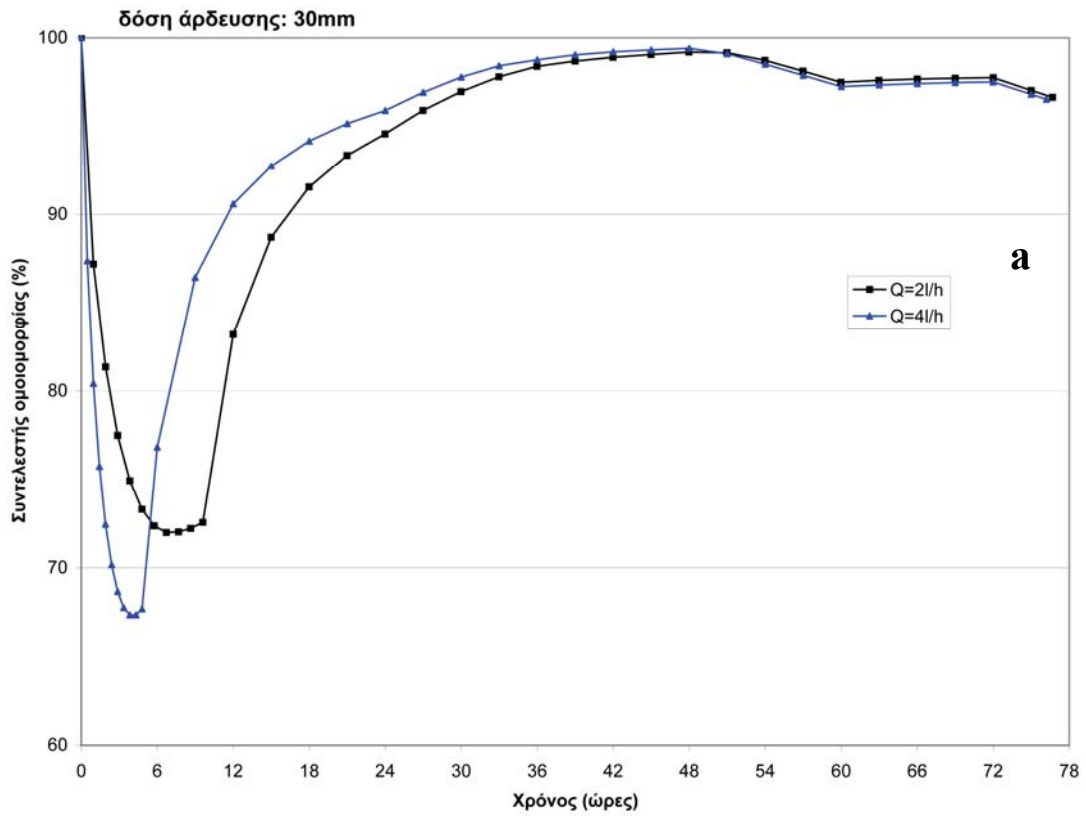
Στη συνέχεια, παρατηρήθηκε μια αύξηση του συντελεστή ομοιομορφίας λόγω βελτίωσης της κατανομής της εδαφικής υγρασίας στο ριζόστρωμα. Στο τέλος της άρδευσης ο συντελεστής ομοιομορφίας είχε τιμή 65-70% και 67-73% για το έδαφος loamy sand και silt, αντίστοιχα. Στο τέλος των αριθμητικών πειραμάτων η τιμή του συντελεστή κυμαινόταν από 92-99% για όλες τις περιπτώσεις.



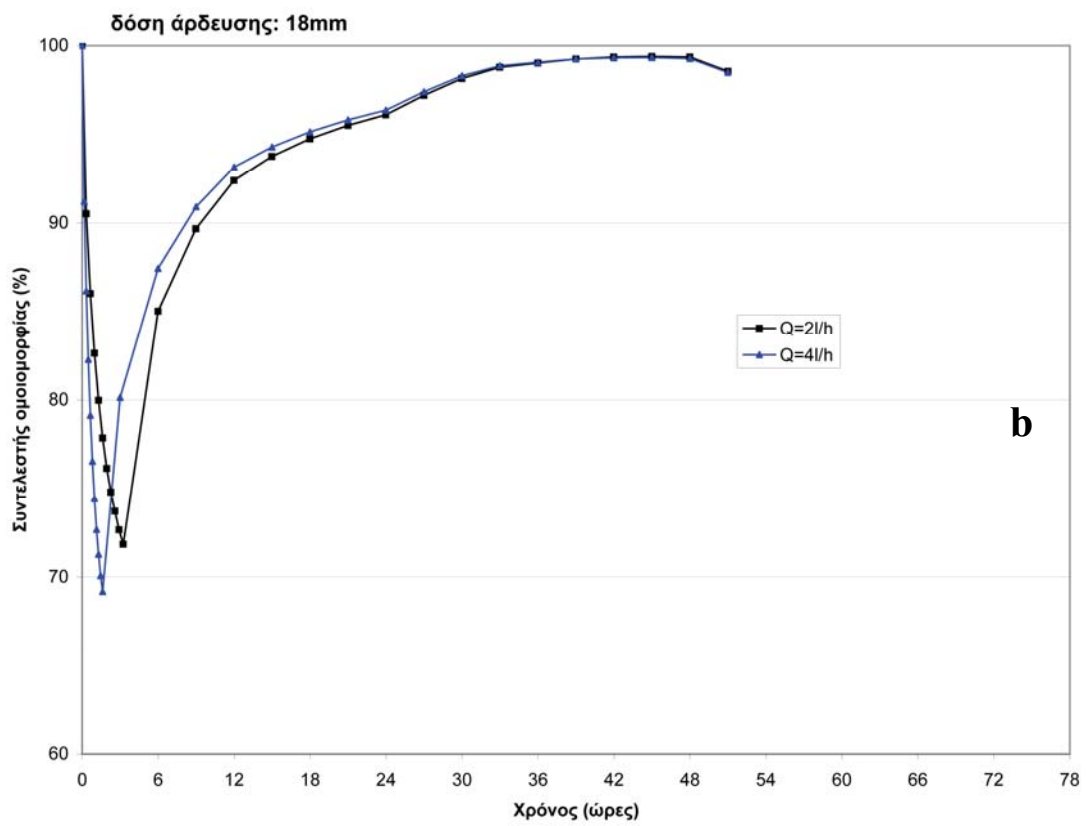
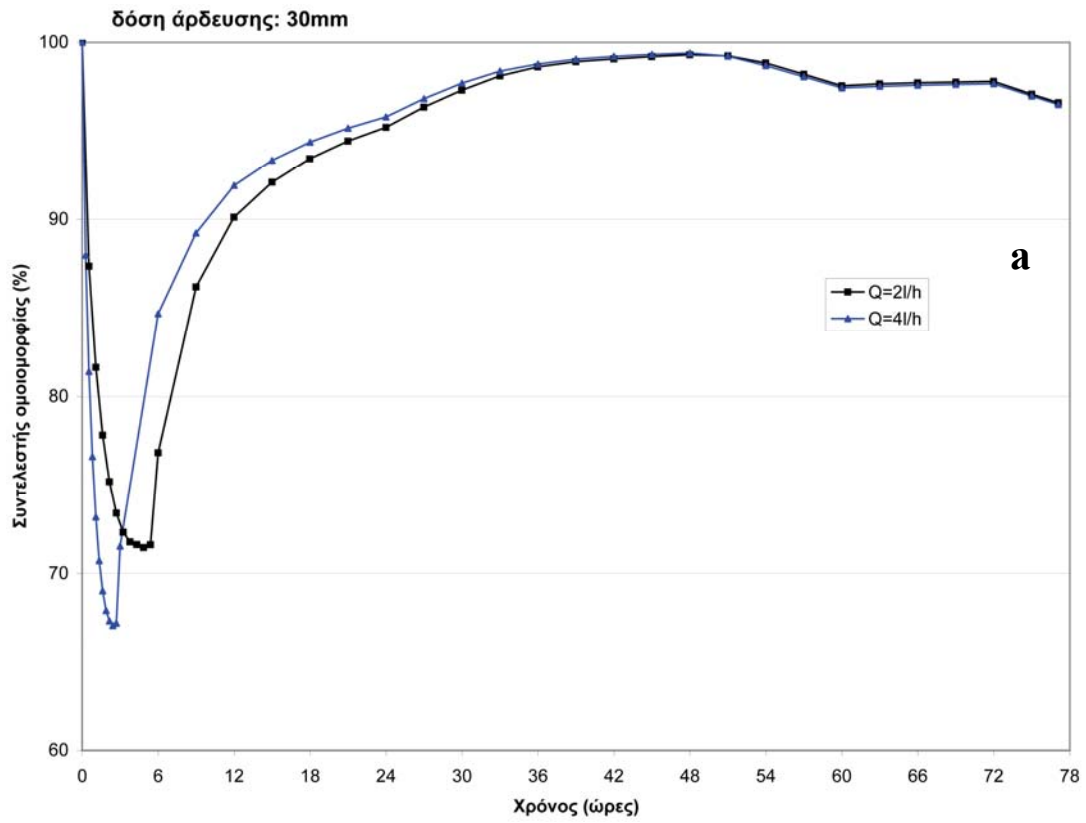
Σχήμα 5-9a, b. Συντελεστής ομοιομορφίας της εδαφικής υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 80x80 cm, για παροχή 2 και 4 l·h⁻¹, για το έδαφος loamy sand.



Σχήμα 5-10a, b. Συντελεστής ομοιομορφίας της εδαφικής υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 60x60 cm, για παροχή 2 και 4 l·h⁻¹, για το έδαφος loamy sand.



Σχήμα 5-11a, b. Συντελεστής ομοιομορφίας της εδαφικής υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 80x80 cm, για παροχή 2 και 4 l·h⁻¹, για το έδαφος silt.



Σχήμα 5-12a, b. Συντελεστής ομοιομορφίας της εδαφικής υγρασίας στο ριζόστρωμα για ισαπόσταση σταλακτήρων 60x60 cm, για παροχή 2 και 4 l·h⁻¹, για το έδαφος silt.

Αποτελεσματικότητα της άρδευσης.

Η αποτελεσματικότητα της άρδευσης ορίζεται ως το κλάσμα του μέσου ύψους αρδευτικού νερού που χρησιμοποιείται ευνοϊκά (διαπνοή) προς το μέσο ύψος αρδευτικού νερού που εφαρμόστηκε κατά την άρδευση (On-Farm Irrigation Committee, 1979).

Για τις δυο διαφορετικές ισαποστάσεις σταλακτήρων (80x80 cm και 60x60 cm) και για τις δυο παροχές (2 και 4 l·h⁻¹) η αποτελεσματικότητα της άρδευσης δίνεται στον πίνακα 5-4.

Πίνακας 5-4. Η αποτελεσματικότητα της άρδευσης (%) για όλες τις περιπτώσεις των αριθμητικών πειραμάτων.

δόση άρδευσης 30 mm (loamy sand)		
παροχή (l·h ⁻¹)	ισαπόσταση σταλακτήρων (cm)	
	80x80	60x60
2	64.8	66.6
4	63.5	65.2

δόση άρδευσης 18 mm (loamy sand)		
παροχή (l·h ⁻¹)	ισαπόσταση σταλακτήρων (cm)	
	80x80	60x60
2	74.4	76.7
4	73.6	75.1

δόση άρδευσης 30 mm (silt)		
παροχή (l·h ⁻¹)	ισαπόσταση σταλακτήρων (cm)	
	80x80	60x60
2	79.0	79.3
4	76.6	78.8

δόση άρδευσης 18 mm (silt)		
παροχή (l·h ⁻¹)	ισαπόσταση σταλακτήρων (cm)	
	80x80	60x60
2	86.6	86.8
4	84.9	86.2

Η ανάλυση και τα αποτελέσματα του παρόντος κεφαλαίου έχουν δημοσιευθεί στο παρακάτω επιστημονικό άρθρο:

Elmaloglou S., Diamantopoulos E. (2009). Soil water dynamics under surface trickle irrigation as affected by soil hydraulics properties, discharge rate, dripper spacing and irrigation duration. Irrigation and Drainage, In Press.

Κεφάλαιο 6

ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΔΙΑΚΟΠΤΟΜΕΝΗΣ ΣΤΑΓΔΗΝ ΑΡΔΕΥΣΗΣ ΣΤΟ ΜΕΤΩΠΟ ΔΙΑΒΡΟΧΗΣ, ΣΤΙΣ ΚΑΤΑΤΟΜΕΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΥΓΡΑΣΙΑΣ ΚΑΙ ΣΤΙΣ ΑΠΩΛΕΙΕΣ ΛΟΓΩ ΒΑΘΙΑΣ ΔΙΗΘΗΣΗΣ.

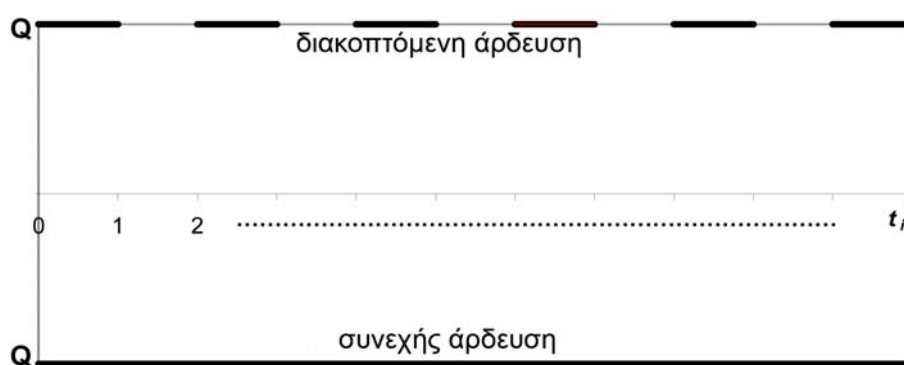
6.1 Εισαγωγή.

Η άρδευση με σταγόνες χρησιμοποιείται στις μέρες μας σε μεγάλη κλίμακα και με μεγάλη επιτυχία. Το πλεονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι η διαβροχή ενός μικρού μόνο όγκου εδάφους σε μικρή απόσταση από το αρδευόμενο φυτό. Στη στάγδην άρδευση είναι πολύ σημαντικό να γνωρίζουμε την επίδραση που έχει ο τρόπος εφαρμογής του νερού (συνεχής ή διακοπτόμενη στάγδην άρδευση) στην προώθηση του μετώπου διαβροχής καθώς επίσης και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης. Στη βιβλιογραφία υπάρχει ένας αρκετά μεγάλος αριθμός εργασιών οι οποίες ασχολούνται με μαθηματικά μοντέλα προσομοίωσης της συνεχούς στάγδην άρδευσης. (Brandt et al., 1971; Warrick, 1974; Ben-Asher et al., 1978; Ababou, 1981; Oron, 1981; Taghavi et al., 1984; Schwartzman and Zur, 1986; Healy and Warrick, 1988; Lafolie et al., 1989; Coelho and Or, 1996; Revol et al., 1997a,b; Simunek et al., 1999; Wu et al., 1999; Vrugt et al., 2001; Elmaloglou and Malamos, 2006; Αντωνόπουλος και Κωτσόπουλος, 2009).

Σε αντίθεση με τις παραπάνω εργασίες, υπάρχουν λίγες οι οποίες εξετάζουν την διακοπτόμενη άρδευση. Οι Levin et al. (1979b) και οι Mostaghimi et al. (1981b) μελέτησαν την επίδραση της παροχής και της διακοπτόμενης άρδευσης από επιφανειακή σημειακή πηγή στη δυναμική του εδαφικού νερού. Επίσης, οι Cote et al. (2003) μελέτησαν την επίδραση που έχει η διακοπτόμενη άρδευση στο μέτωπο διαβροχής στην περίπτωση άρδευσης από υπόγεια σημειακή πηγή. Όλες οι παραπάνω εργασίες οι οποίες ασχολούνται με τη διακοπτόμενη άρδευση δεν λαμβάνουν υπόψη την εξάτμιση του νερού από την επιφάνεια του εδάφους, καθώς επίσης και την πρόσληψη του εδαφικού νερού από τις ρίζες του αρδευόμενου φυτού.

Οι Vyrlas and Sakellariou – Markantonaki (2005) μελέτησαν την επίδραση της διακοπτόμενης άρδευσης από σύστημα στάγδην άρδευσης σε καλλιέργεια ζαχαρότευτλων. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι τα αγροτικά τεμάχια τα οποία αρδεύτηκαν μέσω διακοπτόμενης άρδευσης υπερέβησαν σε απόδοση και ποιότητα αυτά που αρδεύτηκαν μέσω συμβατικής εφαρμογής ενώ η συμβατική εφαρμογή συντέλεσε στην πιο ομοιόμορφη κατατομή της εδαφικής υγρασίας.

Στο παρόν κεφάλαιο εξετάζεται η επίδραση της διακοπτόμενης άρδευσης στην προώθηση του μετώπου διαβροχής καθώς επίσης και στις απώλειες του νερού κάτω από το ριζόστρωμα λόγω βαθιάς διήθησης. Προσομοιώνεται η τοπική διήθηση και ανακατανομή του εδαφικού νερού για δύο παροχές του σταλακτήρα ($Q = 2$ και $4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$), για δόση άρδευσης ίση με 30 mm, για ισαπόσταση σταλακτῆρων ίση με 60 cm και για τα τρία εδάφη. Επίσης εξετάζεται η επίδραση μιας διαφορετικής δόσης άρδευσης (18 mm) στις κατατομές της εδαφικής υγρασίας για τα εδάφη loamy sand, silt loam. Για την περίπτωση της διακοπτόμενης άρδευσης, το χρονικό διάστημα άρδευσης/παύσης είναι 1 ώρα (σχήμα 6-1).



Σχήμα 6-1. Σχηματική απεικόνιση της συνεχούς και διακοπτόμενης άρδευσης.

Στον πίνακα 6-1 δίνονται οι συνδυασμοί παροχής, διάρκειας άρδευσης και δόσης άρδευσης που χρησιμοποιήθηκαν.

Πίνακας 6-1. Συνδυασμοί παροχής και διάρκεια άρδευσης.

παροχή σταλακτήρα ($\text{l}\cdot\text{h}^{-1}$)	διάρκεια άρδευσης (h)		δόση άρδευσης (mm)
	συνεχής	διακοπτόμενη	
2	5.4	10.4	30
4	2.7	4.7	30
2	3.24	6.24	18
4	1.62	2.62	18

6.2 Μεθοδολογία.

Επιλέχθηκαν τα εδάφη loamy sand και silt loam από τη βάση δεδομένων Rosetta (Schaap and Leij, 1998) καθώς επίσης και ένα αμμώδες έδαφος το sable DIERI (Ababou, 1981). Οι τιμές των παραμέτρων που υπεισέρχονται στην χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας $\Theta(H)$ και την ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα $K(H)$, σύμφωνα με τις σχέσεις του van Genuchten (1980) (εξισώσεις 3-23 και 3-25), φαίνονται στον πίνακα 6-2.

Πίνακας 6-2. Τιμές των παραμέτρων του μοντέλου του van Genuchten (1980).

έδαφος	$\Theta_s(\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3})$	$\Theta_r(\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3})$	$K_s(\text{cm} \cdot \text{h}^{-1})$	$a(\text{cm}^{-1})$	$n(-)$
loamy sand	0.390	0.049	4.383	0.03467	1.7378
silt loam	0.439	0.065	0.758	0.0050	1.6596

Για την άμμο sable DIERI, η αναλυτική σχέση $\Theta(H)$ είναι η ίδια με τα προηγούμενα εδάφη (σχέση 3-23), ενώ η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα δίνεται από την αναλυτική συνάρτηση:

$$K(H) = K_s \cdot \exp(a_0 \cdot (H - H_c)) \quad (6-1)$$

Οι τιμές των παραμέτρων οι οποίες περιγράφουν το έδαφος sable DIERI δίνονται στον πίνακα 6-3.

Πίνακας 6-3. Τιμές των παραμέτρων για το έδαφος sable DIERI.

έδαφος	α_0 (1/cm)	H_c (cm)	a (1/cm)	n	Θ_s ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	Θ_r ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	K_s ($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$)
sable DIERI	0.11238	-23.4	0.0216	3.777	0.230	0.0179	14.00

Οι τιμές τις αρχικής εδαφικής υγρασίας Θ_i για τα τρία εδάφη δίνονται στον πίνακα 6-4. Οι τιμές αυτές επιλέχθηκαν με τέτοιο τρόπο έτσι ώστε σε χρόνο $t = 0$, και τα τρία εδάφη να έχουν την ίδια τιμή ενεργού βαθμού κορεσμού (Se) (εξίσωση 3-25).

Πίνακας 6-4. Αρχική τιμή της εδαφικής υγρασίας για κάθε έδαφος.

έδαφος	Θ_i (cm ³ ·cm ⁻³)	Se (-)
loamy sand	0.1641	33.64
silt loam	0.1908	33.64
sable DIERI	0.0892	33.64

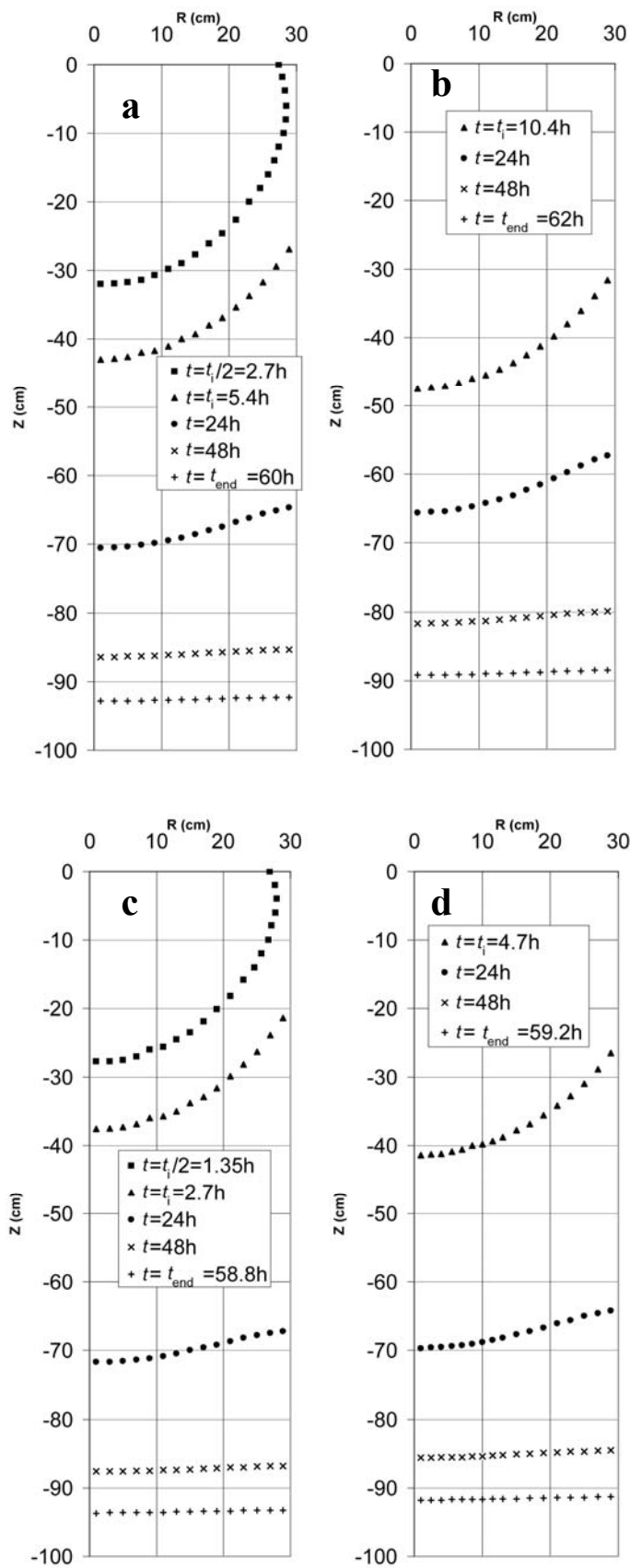
6.3 Αποτελέσματα και ανάλυση.

Μέτωπο διαβροχής.

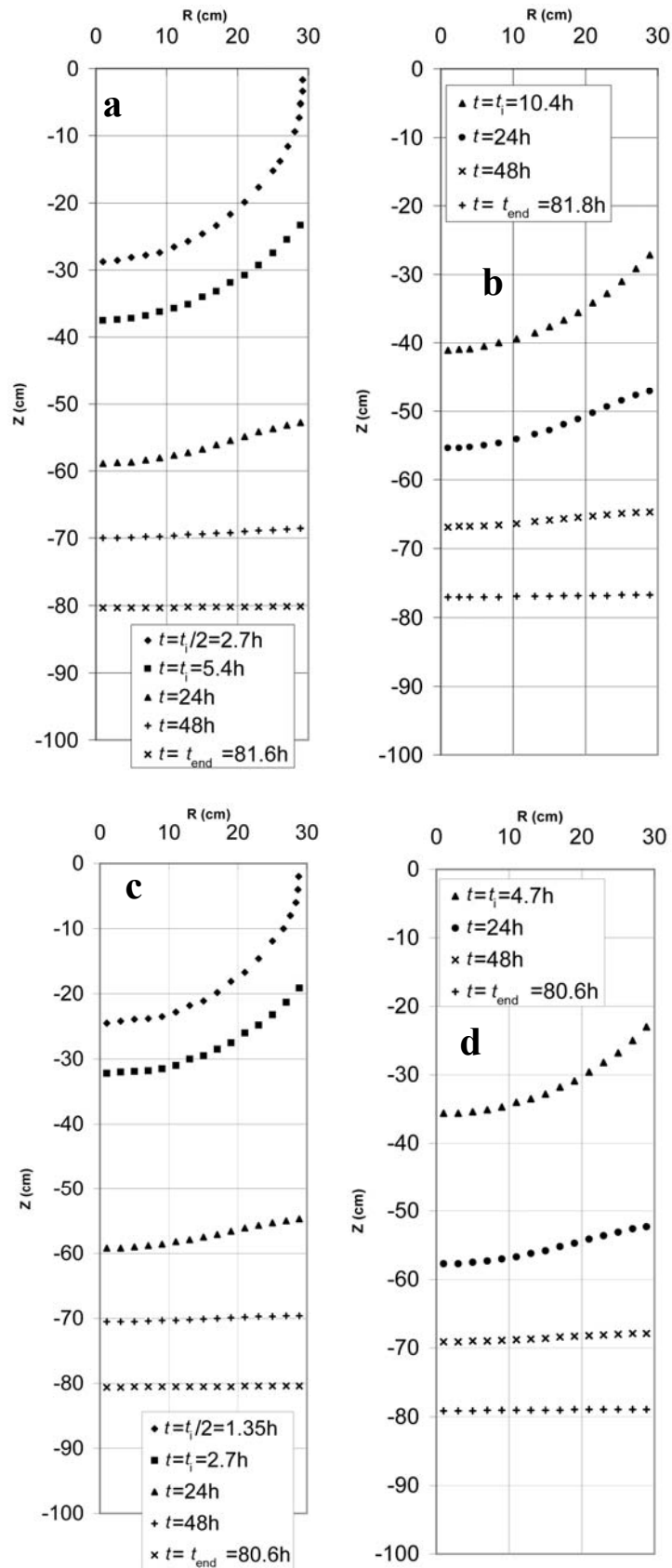
Στα σχήματα 6-2(a), 6-2(c), 6-3(a), 6-3 (c), 6-4(a), 6-4(c) παρουσιάζεται το μέτωπο διαβροχής στη περίπτωση συνεχούς στάγδην άρδευσης σε διαφορετικούς χρόνους για τα δύο εδάφη και για τις δύο παροχές. Στα σχήματα 6-2(b), 6-2(d), 6-3(b), 6-3(d), 6-4(b), 6-4(d) παρουσιάζεται το μέτωπο διαβροχής στην περίπτωση διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης σε διαφορετικούς χρόνους για τα ίδια εδάφη και για τις δύο παροχές.

Από τα σχήματα 6-2, 6-3 και 6-4, για την ίδια παροχή και για χρόνο ίσο με t_i , φαίνεται ότι το νερό κινείται πιο γρήγορα προς τα κάτω για το πιο ελαφρύ έδαφος και στις δύο περιπτώσεις. Από τα ίδια σχήματα και για χρόνο ίσο με t_i φαίνεται ότι η κατακόρυφη συνιστώσα του μετώπου διαβροχής είναι μεγαλύτερη για την περίπτωση της μικρής παροχής από ότι της μεγαλύτερης.

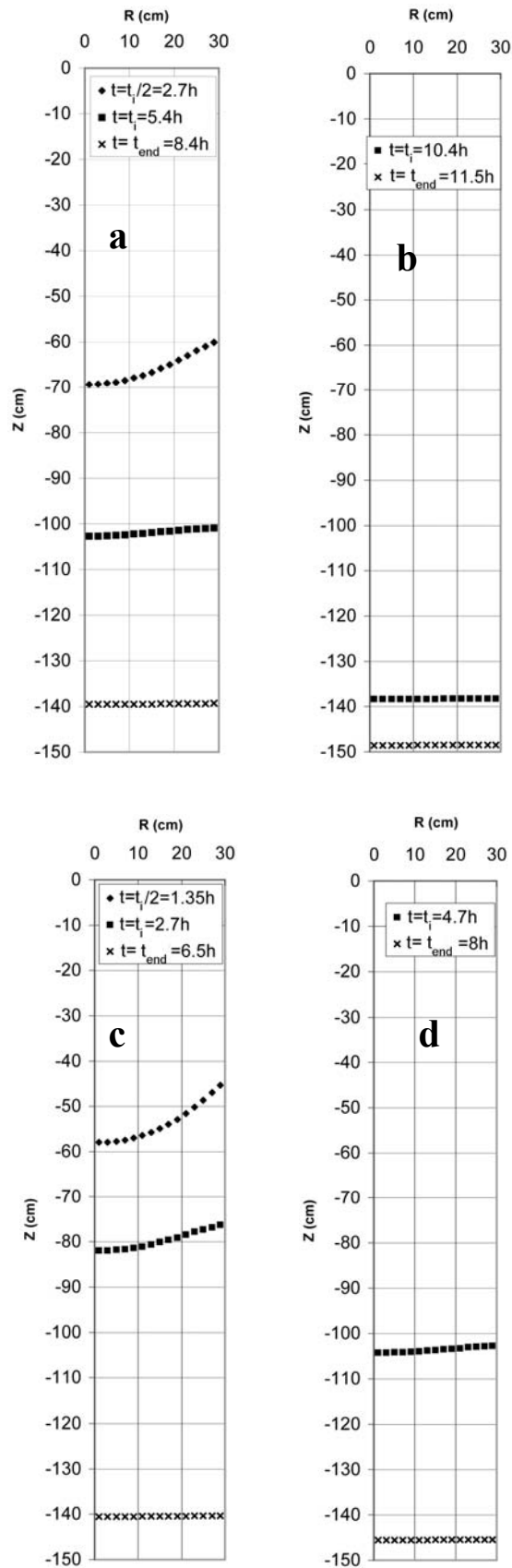
Το συμπέρασμα αυτό είναι σε συμφωνία με τα αποτελέσματα των εργασιών των Bresler et al. (1971) και των Elmaloglou and Malamos (2006). Από τα σχήματα 6-2, 6-3 και 6-4 παρατηρείται ότι για χρόνο ίσο με το χρόνο άρδευσης, η διακοπτόμενη άρδευση έχει σαν αποτέλεσμα τη βαθύτερη κίνηση της κατακόρυφης συνιστώσας του μετώπου διαβροχής. Παρόλα αυτά για χρόνο μεγαλύτερο από το χρόνο άρδευσης οι παραπάνω διαφορές μεταξύ της συνεχούς και της διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης εξαφανίζονται.



Σχήμα 6-2. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος loamy sand. ($Q=2 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$): (a) συνεχής άρδευση (b) διακοπτόμενη άρδευση ($Q=4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$): (c) συνεχής άρδευση (d) διακοπτόμενη άρδευση



Σχήμα 6-3. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος silt loam. ($Q=2 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$): (a) συνεχής άρδευση (b) διακοπτόμενη άρδευση ($Q=4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$): (c) συνεχής άρδευση (d) διακοπτόμενη άρδευση



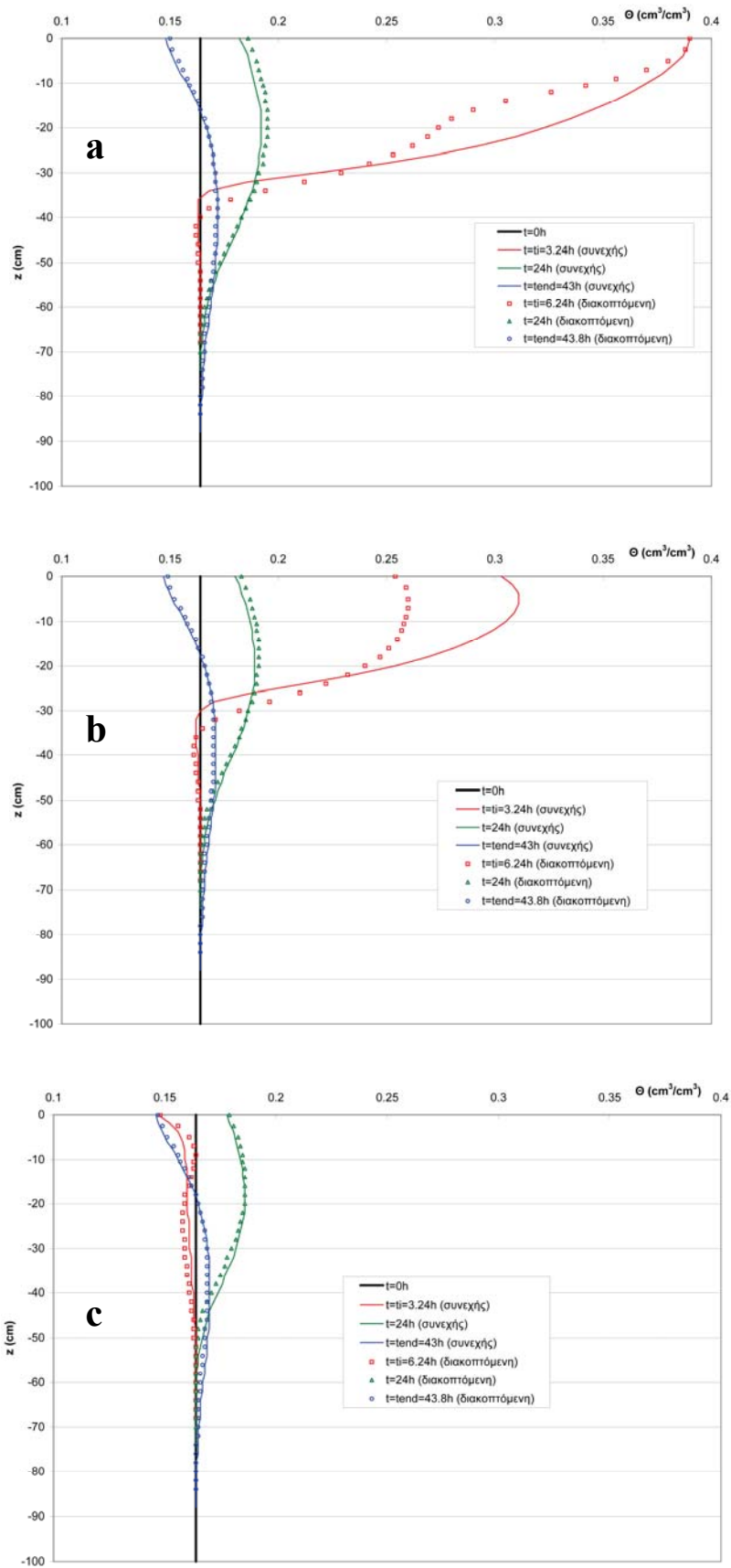
Σχήμα 6-4. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος sable DIERI. ($Q=2 \text{ l h}^{-1}$): (a) συνεχής άρδευση (b) διακοπτόμενη άρδευση ($Q=4 \text{ l h}^{-1}$): (c) συνεχής άρδευση (d) διακοπτόμενη άρδευση

Κατατομές εδαφικής υγρασίας.

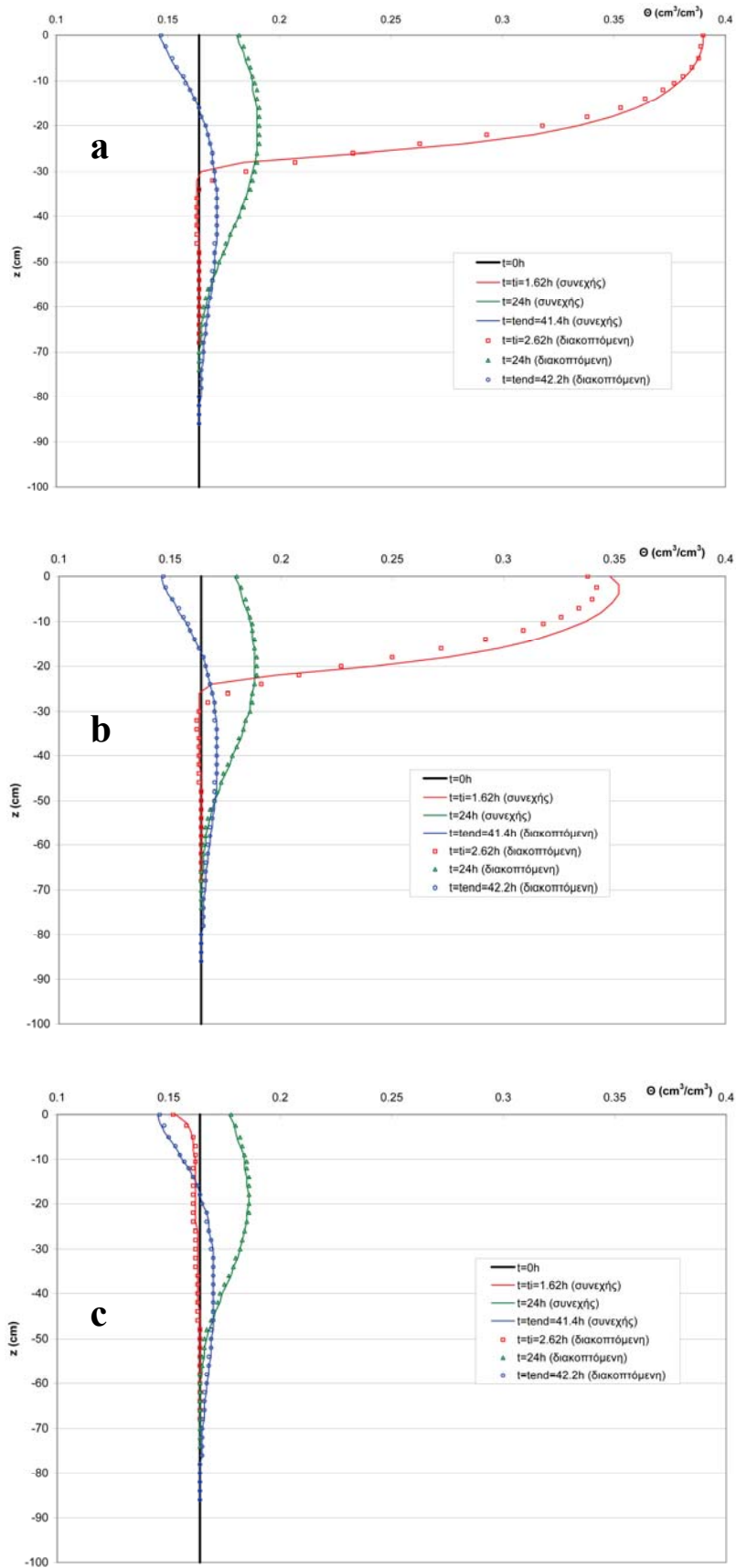
Όπως προαναφέρθηκε, εξετάστηκε η περίπτωση μιας μικρότερης δόσης άρδευσης (18 mm) για τα εδάφη loamy sand και silt loam. Όμοια με τις προηγούμενες προσεγγίσεις προσομοιώθηκε η τοπική διήθηση και ανακατανομή του εδαφικού νερού για δύο παροχές του σταλακτήρα ($Q = 2$ και $4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$) και για δόση άρδευσης ίση με 18 mm. Για την περίπτωση της διακοπτόμενης άρδευσης, το χρονικό διάστημα άρδευσης/παύσης είναι 1 ώρα (σχήμα 6-1). Η διάρκεια της άρδευσης εξαρτάται από την παροχή και τη δόση άρδευσης και φαίνεται στον πίνακα 6-1.

Στα σχήματα 6-5, 6-6, 6-7 και 6-8 παρουσιάζονται κατατομές εδαφικής υγρασίας (διήθησης και ανακατανομής) για διάφορους χρόνους και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από την σημειακή πηγή (1 cm, 17 cm, 32.8 cm).

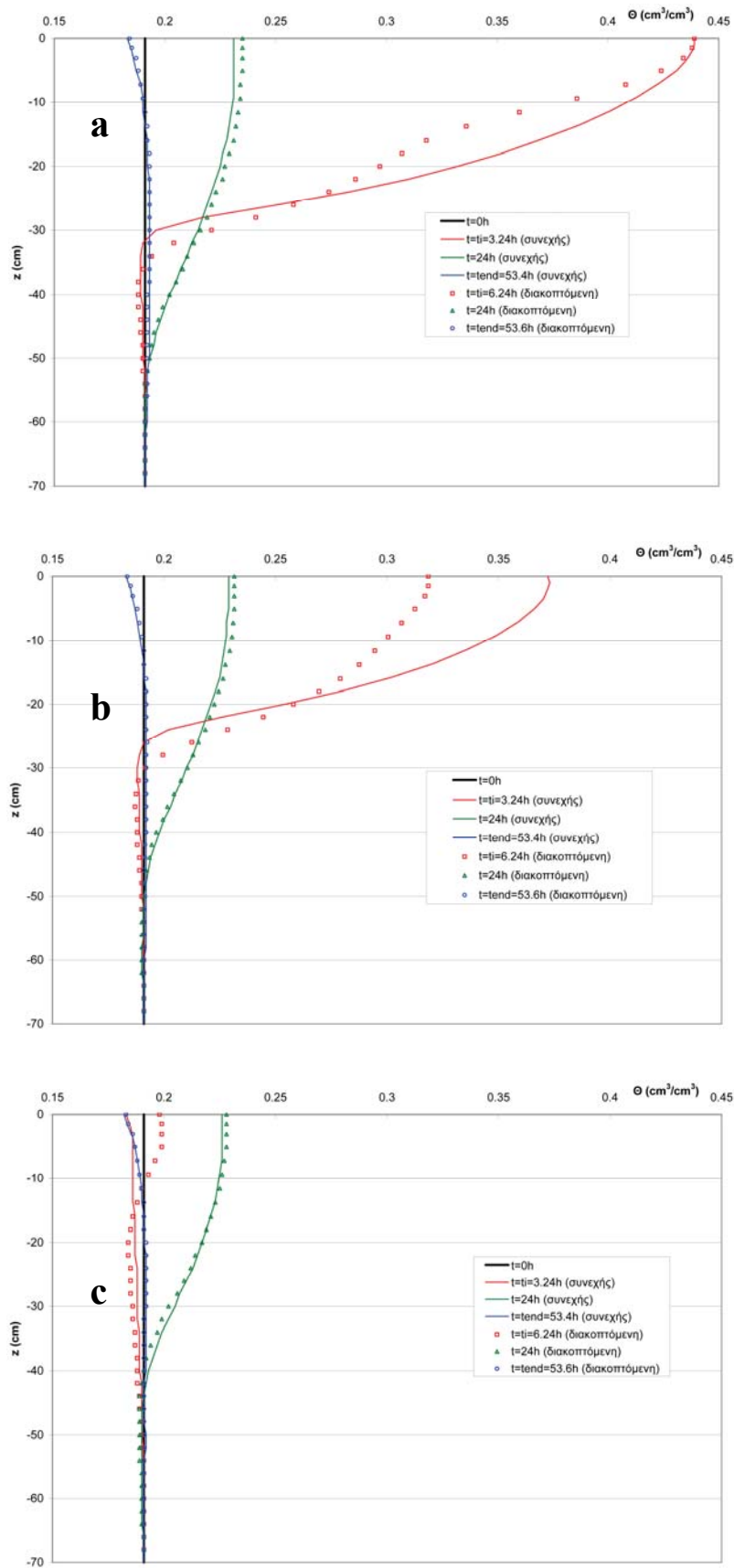
Από τα σχήματα 6-5 έως 6-8 μπορούμε να συμπεράνουμε ότι για το ίδιο έδαφος και για χρόνο ίσο με το χρόνο άρδευσης t_i , η κατακόρυφη συνιστώσα του μετώπου διαβροχής είναι βαθύτερη για την μικρότερη παροχή από ότι στη μεγάλη. Το συμπέρασμα αυτό συμφωνεί με τα αποτελέσματα των Bresler et al. (1971) και των Elmaloglou and Malamos (2006). Επίσης από τα ίδια σχήματα (6-5 έως 6-8) και για χρόνο ίσο με το χρόνο άρδευσης, φαίνεται ότι η διακοπτόμενη άρδευση έχει σαν αποτέλεσμα βαθύτερη συνιστώσα του μετώπου διαβροχής. Παρόλα αυτά, η διαφορά στις τιμές της εδαφικής υγρασίας μεταξύ συνεχούς και διακοπτόμενης άρδευσης εξαφανίζονται μερικές ώρες μετά το πέρας της άρδευσης.



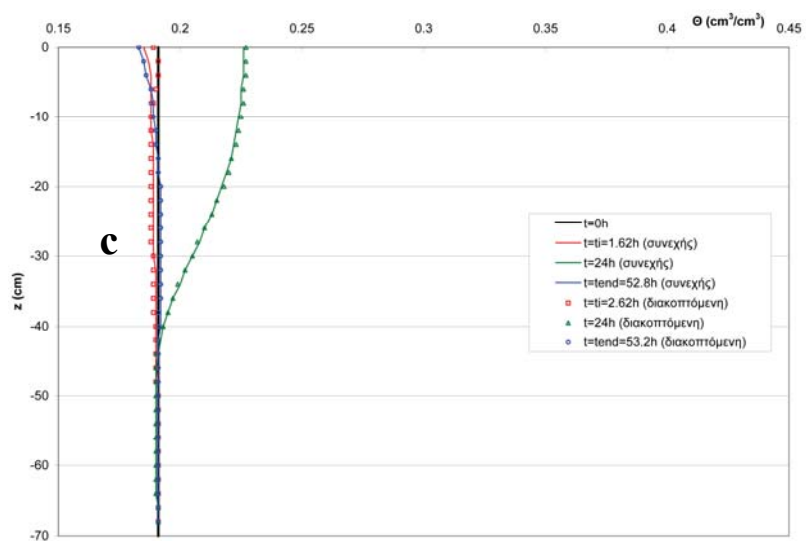
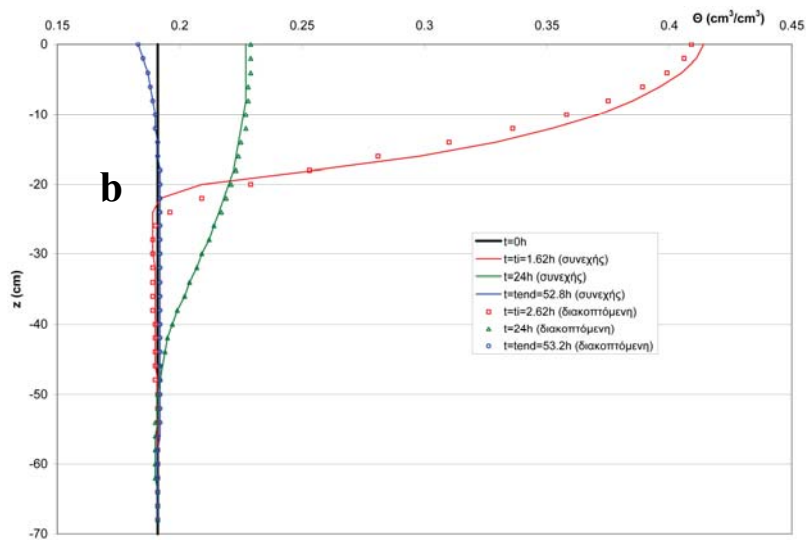
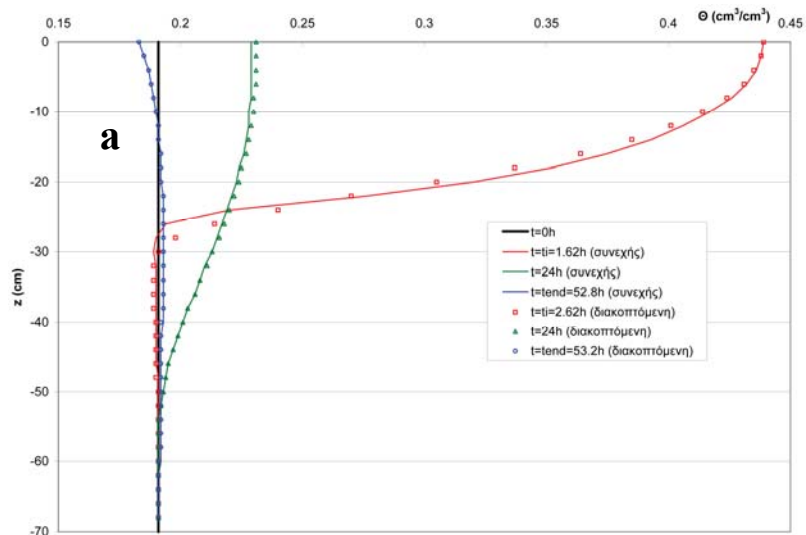
Σχήμα 6-5. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: $2 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$), για το έδαφος loamy sand και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.



Σχήμα 6-6. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: $4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$), για το έδαφος loamy sand και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.



Σχήμα 6-7. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: $2 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$), για το έδαφος silt loam και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.



Σχήμα 6-8. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: 4 l·h⁻¹), για το έδαφος silt loam και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.

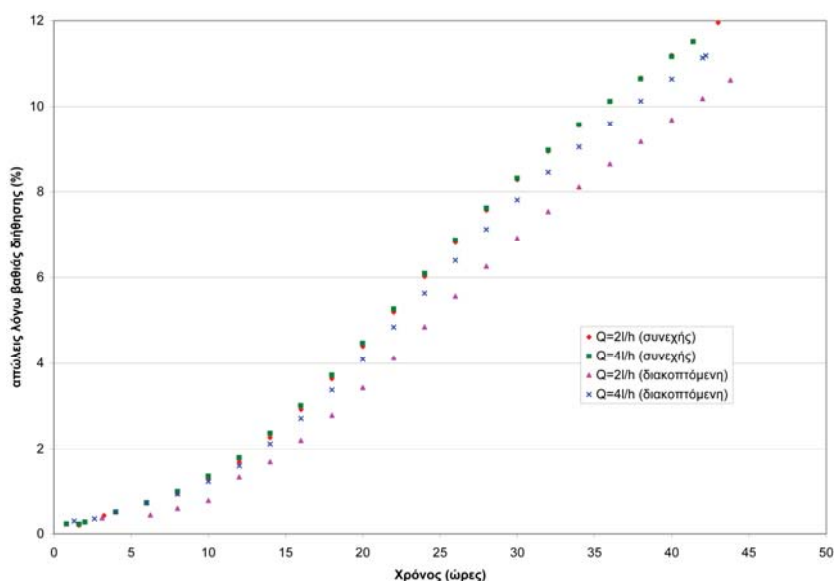
Απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης.

Στον πίνακα 6-5 δίνεται η βαθιά διήθηση στο χρόνο t_{end} κάτω από το ριζόστρωμα (48 cm) σαν ποσοστό του εφαρμοζόμενου ύψους νερού, για τα δύο εδάφη και για τις δύο παροχές (2 και 4 l·h⁻¹). Από τον ίδιο πίνακα φαίνεται ότι η διακοπτόμενη άρδευση μειώνει τις απώλειες από βαθιά διήθηση. Η μείωση αυτή κυμαίνεται από 0.8-7%. Επίσης από τον ίδιο πίνακα μπορούμε να διαπιστώσουμε ότι η μείωση των απωλειών λόγω βαθιάς διήθησης στην περίπτωση της διακοπτόμενης άρδευσης είναι εντονότερη όσο πιο ελαφρύ είναι το έδαφος.

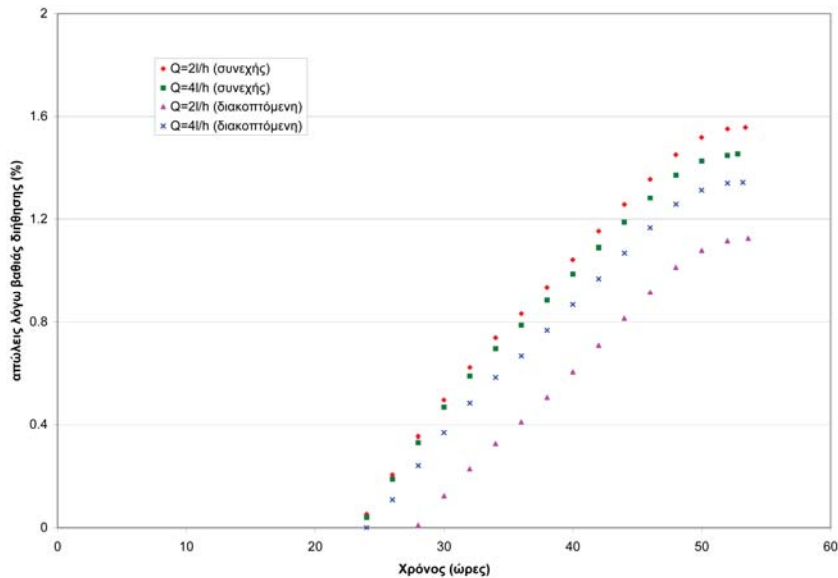
Πίνακας 6-5. Οι απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης ως ποσοστό επί του εφαρμοζόμενου νερού.

παροχή σταλακτήρα (l·h ⁻¹)	συνεχής άρδευση			διακοπτόμενη άρδευση		
	sable DIERI	loamy sand	silt loam	sable DIERI	loamy sand	silt loam
2	83.7	23.4	8.8	76.7	20.4	7.4
4	89.0	23.9	8.9	86.6	22.5	8.1

Η εξέλιξη των απωλειών λόγω βαθιάς διήθησης συναρτήσει του χρόνου για τα εδάφη loamy sand και silt loam (δόση άρδευσης 18 mm) δίνεται στα σχήματα 6-9 και 6-10. Από τα σχήματα αυτά μπορούμε να συμπεράνουμε ότι οι απώλειες είναι μικρότερες στο βαρύτερο έδαφος. Επίσης, ισχύει το προηγούμενο συμπέρασμα ότι η διακοπτόμενη άρδευση μειώνει σε μικρό ποσοστό τις απώλειες αυτές.



Σχήμα 6-9. Η εξέλιξη των απωλειών λόγω βαθιάς διήθησης συναρτήσει του χρόνου για το έδαφος loamy sand.



Σχήμα 6-10. Η εξέλιξη των απωλειών λόγω βαθιάς διήθησης συναρτήσει του χρόνου για το έδαφος silt loam.

Η ανάλυση και τα αποτελέσματα του παρόντος κεφαλαίου έχουν δημοσιευθεί στα παρακάτω επιστημονικά άρθρα:

Διαμαντόπουλος Ε., Ελμαλόγλου Σ. (2007). Επίδραση της διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης στην προώθηση του μετώπου διαβροχής και στις απώλειες νερού λόγω βαθιάς διήθησης. 5ο Εθνικό Συνέδριο Γεωργικής Μηχανικής, 189-195.

Elmaloglou S., Diamantopoulos E. (2007). Wetting front advance patterns and water losses by deep percolation under the root zone as influenced by pulsed drip irrigation. *Agricultural Water Management*, 90, 160-163.

Elmaloglou S., Diamantopoulos E. (2008). The effect of intermittent water application by surface point sources on the soil moisture dynamics and on deep percolation under the root zone. *Computers and Electronics in Agriculture*, 62(2), 266-275.

Ελμαλόγλου Σ., Διαμαντόπουλος Ε. (2009). Σύγκριση της προώθησης του μετώπου διαβροχής και των απωλειών λόγω βαθιάς διήθησης στις περιπτώσεις συνεχούς και διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης. Τιμητικός Τόμος για τον Ομότιμο Καθηγητή Χρίστο Τζιμόπουλο της Πολυτεχνικής Σχολής του Α.Π.Θ., 35-43.

Κεφάλαιο 7

ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΤΗΣ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ ΣΤΙΣ ΚΑΤΑΤΟΜΕΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΥΓΡΑΣΙΑΣ ΚΑΙ ΣΤΙΣ ΑΠΩΛΕΙΕΣ ΛΟΓΩ ΒΑΘΙΑΣ ΔΙΗΘΗΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΣΤΑΓΔΗΝ ΑΡΔΕΥΣΗΣ ΑΠΟ ΣΗΜΕΙΑΚΗ ΠΗΓΗ.

7.1 Εισαγωγή.

Η υστέρηση μπορεί να επηρεάσει σημαντικά τη ροή του νερού στα ακόρεστα μέσα (Vachaud and Thony, 1971; Gillham et al., 1979; Russo et al., 1989). Προηγούμενες εργασίες που περιγράφουν το φαινόμενο της διήθησης και ανακατανομής του νερού στην περίπτωση στάγδην άρδευσης ασχολούνται κυρίως με τη δυναμική του εδαφικού νερού, κατά τη διάρκεια της άρδευσης ή λίγο μετά τον τερματισμό της χωρίς να λαμβάνουν υπόψη την επίδραση του φαινομένου της υστέρησης (Brandt et al, 1971; Warrick 1974; Heally and Warrick, 1988; Ghali, 1989; Lafolie et al., 1989; Angelakis et al., 1993; Hammami et al., 2002; Cote et al., 2003; Elmaloglou and Malamos, 2006)

Στο παρόν κεφάλαιο εξετάζεται η επίδραση του φαινομένου της υστέρησης (της χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας) στις κατατομές της εδαφικής υγρασίας στη φάση της ανακατανομής και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης. Προσομοιώνεται η τοπική διήθηση και ανακατανομή του εδαφικού νερού για δυο παροχές ($Q = 2$ και $4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$) για δόση άρδευσης ίση με 30 mm και ισαπόσταση σταλακτήρων 60 cm. Οι αντίστοιχες διάρκειες άρδευσης για τις 2 παροχές δίνονται στον πίνακα 7-1.

Πίνακας 7-1. Συνδυασμοί παροχής και διάρκειας άρδευσης.

παροχή σταλακτήρα ($\text{l}\cdot\text{h}^{-1}$)	διάρκεια άρδευσης (h)		δόση άρδευσης (mm)
	συνεχής		
2	5.4		30
4	2.7		30

7.2 Μεθοδολογία.

Όπως περιγράφηκε αναλυτικά στην παράγραφο 3.5 για την ενσωμάτωση του φαινομένου της υστέρησης στο υπολογιστικό σχήμα χρειάζεται η γνώση της κύριας καμπύλης στράγγισης και της κύριας καμπύλης διαβροχής. Η κύρια καμπύλη διαβροχής περιγράφεται από το διάνυσμα παραμέτρων $(\Theta_s, \Theta_r, a^w, n)$ και η κύρια καμπύλη στράγγισης από το διάνυσμα παραμέτρων $(\Theta_s, \Theta_r, a^d, n)$. Για να καθορίσουμε τους συντελεστές της οριακής καμπύλης στράγγισης ακολουθήθηκε η προσέγγιση των Kool and Parker (1987). Έτσι υποθέσαμε ότι $a^d = a^w / 2$. Για την ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα $K(H)$ επιλέχτηκε το διάνυσμα παραμέτρων $(\Theta_s, \Theta_r, a^w, n, K_s)$.

Επιλέχθηκαν τα εδάφη loamy sand και silt loam από τη βάση δεδομένων Rosetta (Scaap and Leij, 1998). Οι τιμές των παραμέτρων που υπεισέρχονται στη χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας $\Theta(H)$ και την ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα $K(H)$, σύμφωνα με τις σχέσεις του van Genuchten (1980) (εξισώσεις 3-23 και 3-25), φαίνονται στον πίνακα 7-2.

Πίνακας 7-2. Τιμές των παραμέτρων του μοντέλου του van Genuchten (1980).

έδαφος	$\Theta_s(\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3})$	$\Theta_r(\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3})$	$a^w(\text{cm}^{-1})$	$a^d(\text{cm}^{-1})$	$n(-)$	$K_s(\text{cm} \cdot \text{h}^{-1})$
loamy sand	0.390	0.049	0.03467	0.01733	1.7378	4.383
silt loam	0.439	0.065	0.0050	0.0025	1.6596	0.758

Οι τιμές της αρχικής υγρασίας ήταν $0.1641 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ και $0.1908 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ για το έδαφος loamy sand και silt loam, αντίστοιχα. Οι τιμές αυτές επιλέχθηκαν με τέτοιο τρόπο έτσι ώστε σε χρόνο $t = 0$, και τα δύο εδάφη να έχουν την ίδια τιμή ενεργού βαθμού κορεσμού (Se) (εξίσωση 3-25). Η ισαπόσταση μεταξύ των σταλακτήρων ήταν 60 cm.

7.3 Αποτελέσματα και ανάλυση.

Κατατομές εδαφικής υγρασίας.

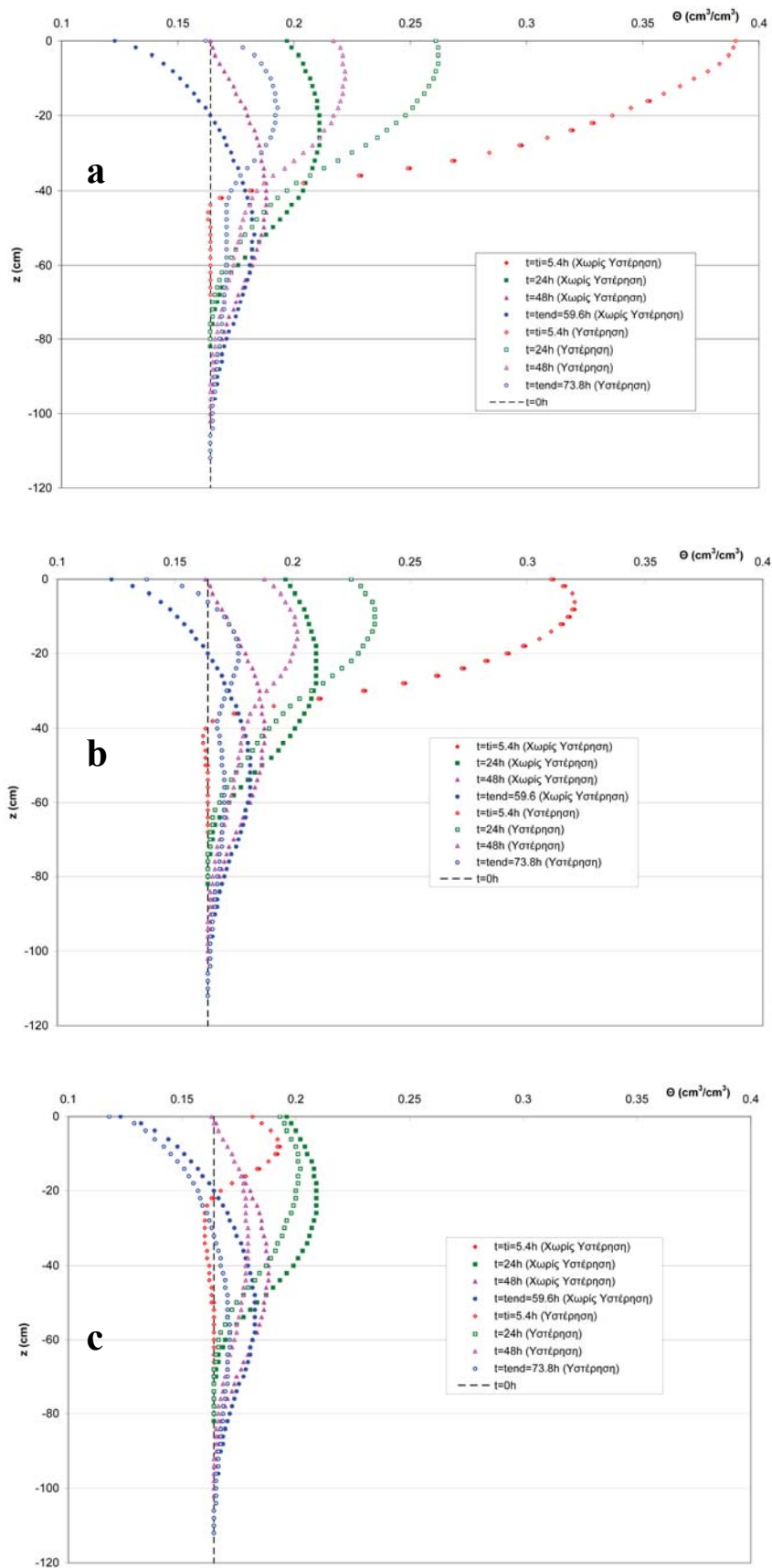
Τα σχήματα 7-1, 7-2, 7-3 και 7-4 παρουσιάζουν κατατομές εδαφικής υγρασίας διήθησης και ανακατανομής, για αποστάσεις 1, 17 και 32.8 cm από την σημειακή

πηγή. Από τα σχήματα 7-1(a, b) έως 7-4(a, b) φαίνεται ξεκάθαρα ότι για τα δύο εδάφη, στην περίπτωση κατά την οποία λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης, οι κατατομές της εδαφικής υγρασίας εμφανίζουν τη μέγιστη τιμή τους κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Στην αντίθετη περίπτωση, όταν δεν λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης, οι κατατομές της εδαφικής υγρασίας εμφανίζουν τη μέγιστη τιμή τους σε μεγαλύτερα βάθη. Επίσης, στο κάτω μέρος του εδάφους (κοντά στο μέτωπο διαβροχής) η εδαφική υγρασία είναι μικρότερη όταν λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης. Αυτό συμβαίνει γιατί όταν λαμβάνουμε υπόψη την υστέρηση, η μεγάλη σχετικά μεταβολή της τιμής του φορτίου πίεσης στο σημείο εναλλαγής από διαβροχή σε στράγγιση, δεν συνεπάγεται μεγάλη αλλαγή της τιμής της εδαφικής υγρασίας συγκρινόμενη πάντα με την περίπτωση χρησιμοποίησης μιας μονοσήμαντης σχέσης $\Theta(H)$. Τα αποτελέσματα αυτά συμφωνούν με τα αποτελέσματα των Russo et al. (1989), οι οποίοι προσομοίωσαν πρόβλημα μονοδιάστατης διήθησης, χωρίς να λαμβάνουν υπόψη την πρόσληψη του εδαφικού νερού από τις ρίζες των φυτών καθώς επίσης και την εξάτμιση από την επιφάνεια του εδάφους. Από τα σχήματα 7-1(a, b) έως 7-4(a, b) φαίνεται ότι όταν το φαινόμενο της υστέρησης δεν λαμβάνεται υπόψη και χρησιμοποιείται μια μονοσήμαντη σχέση $\Theta(H)$ η διαδικασία της ανακατανομής διαρκεί λιγότερο χρόνο. Επίσης, οι μέγιστες τιμές υγρασίας για αυτή την περίπτωση εμφανίζονται σε μεγαλύτερα βάθη.

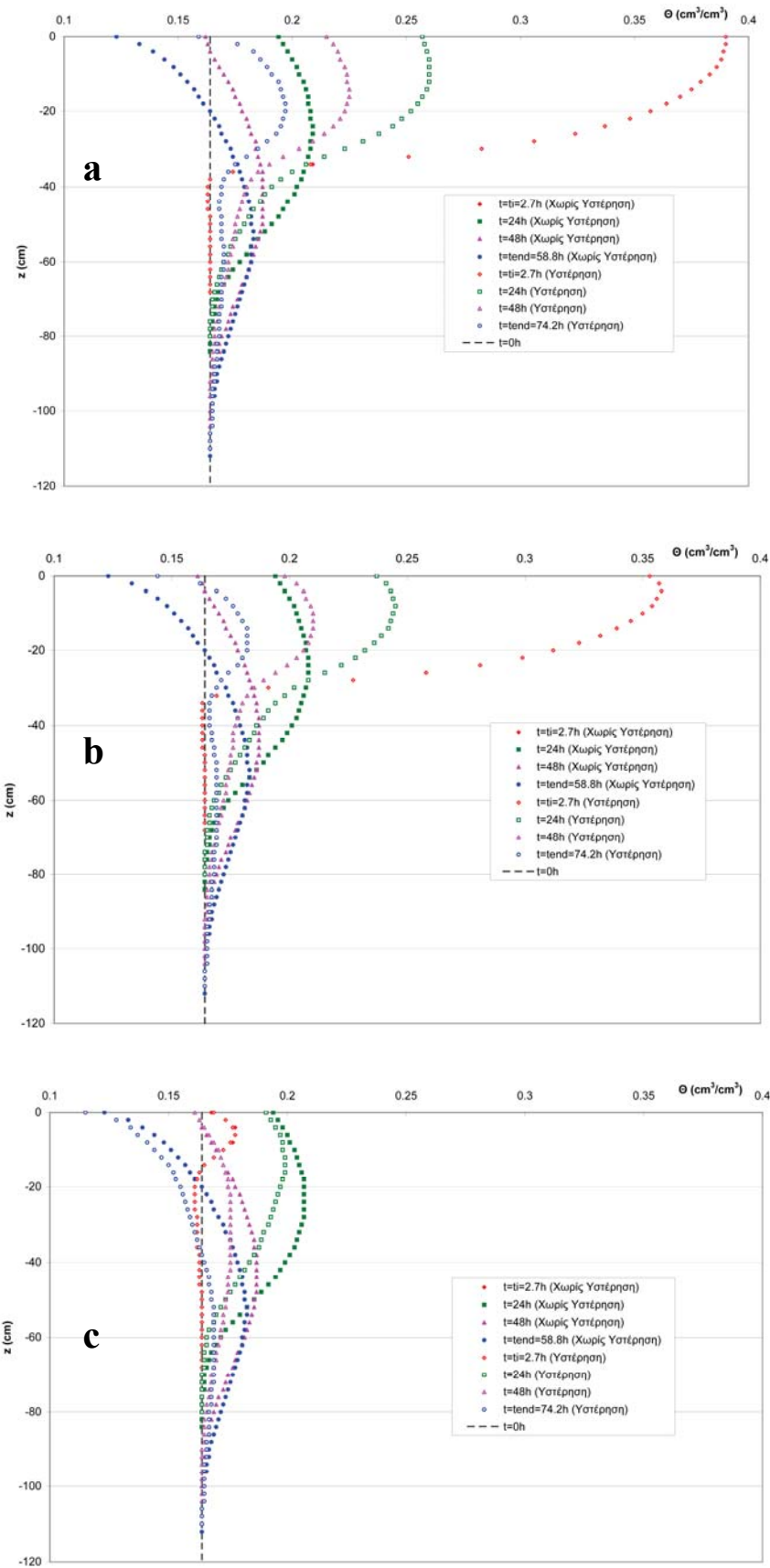
Από τα σχήματα 7-1(c) έως 7-4(c) φαίνεται καθαρά ότι για απόσταση 32.8 cm από τη σημειακή πηγή και για χρόνο μεγαλύτερο από το χρόνο άρδευσης t_i έχουμε μεγαλύτερες τιμές εδαφικής υγρασίας όταν δεν λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης. Αυτό συμβαίνει γιατί η υστέρηση έχει την τάση να κρατά το νερό κοντά στην πηγή κατά την ανακατανομή. Επίσης συγκρίνοντας στον πίνακα 7-3 τις τιμές του συνολικού χρόνου προσομοίωσης t_{end} μπορούμε να συμπεράνουμε ότι η υστέρηση καθυστερεί σε μεγάλο βαθμό την διαδικασία ανακατανομής.

Πίνακας 7-3. Ο συνολικός χρόνος προσομοίωσης t_{end} για τα δύο μοντέλα.

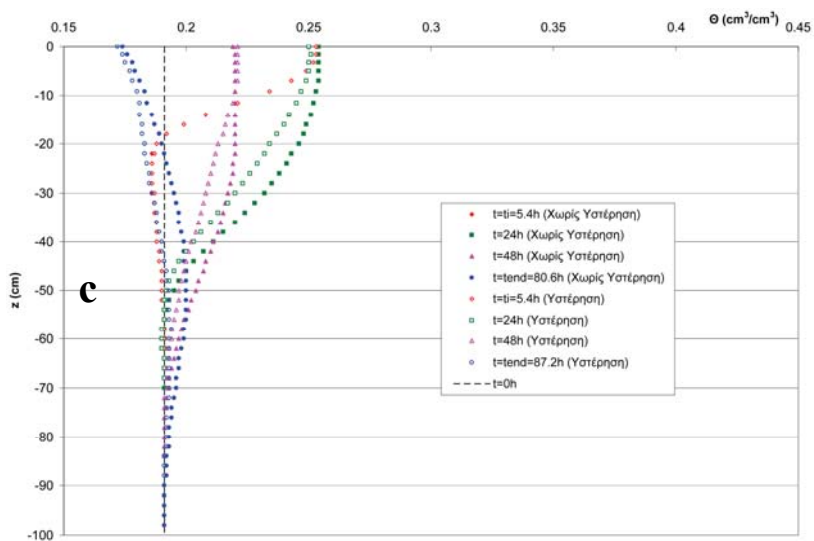
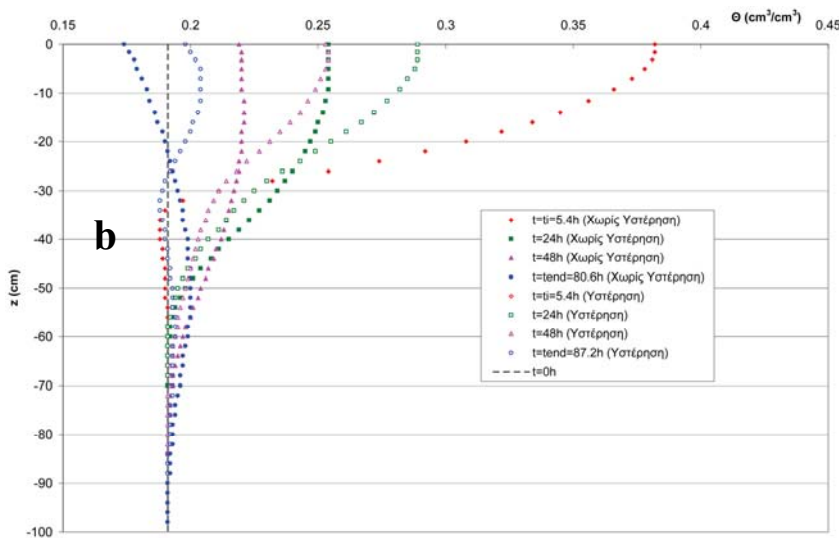
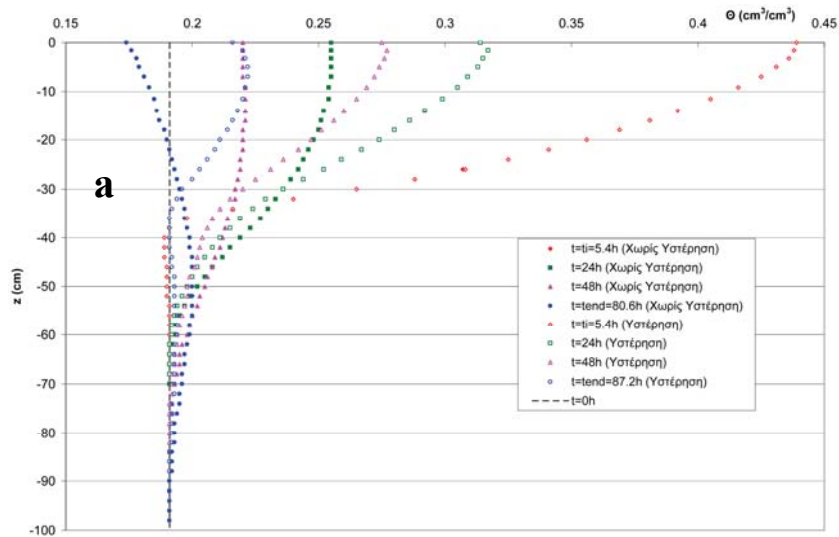
παροχή ($l \cdot h^{-1}$)	χωρίς υστέρηση		με υστέρηση	
	loamy sand	silt loam	loamy sand	silt loam
2	59.5h	80.4h	73.6h	87.2h
4	58.8h	80.5h	74.1h	89.8h



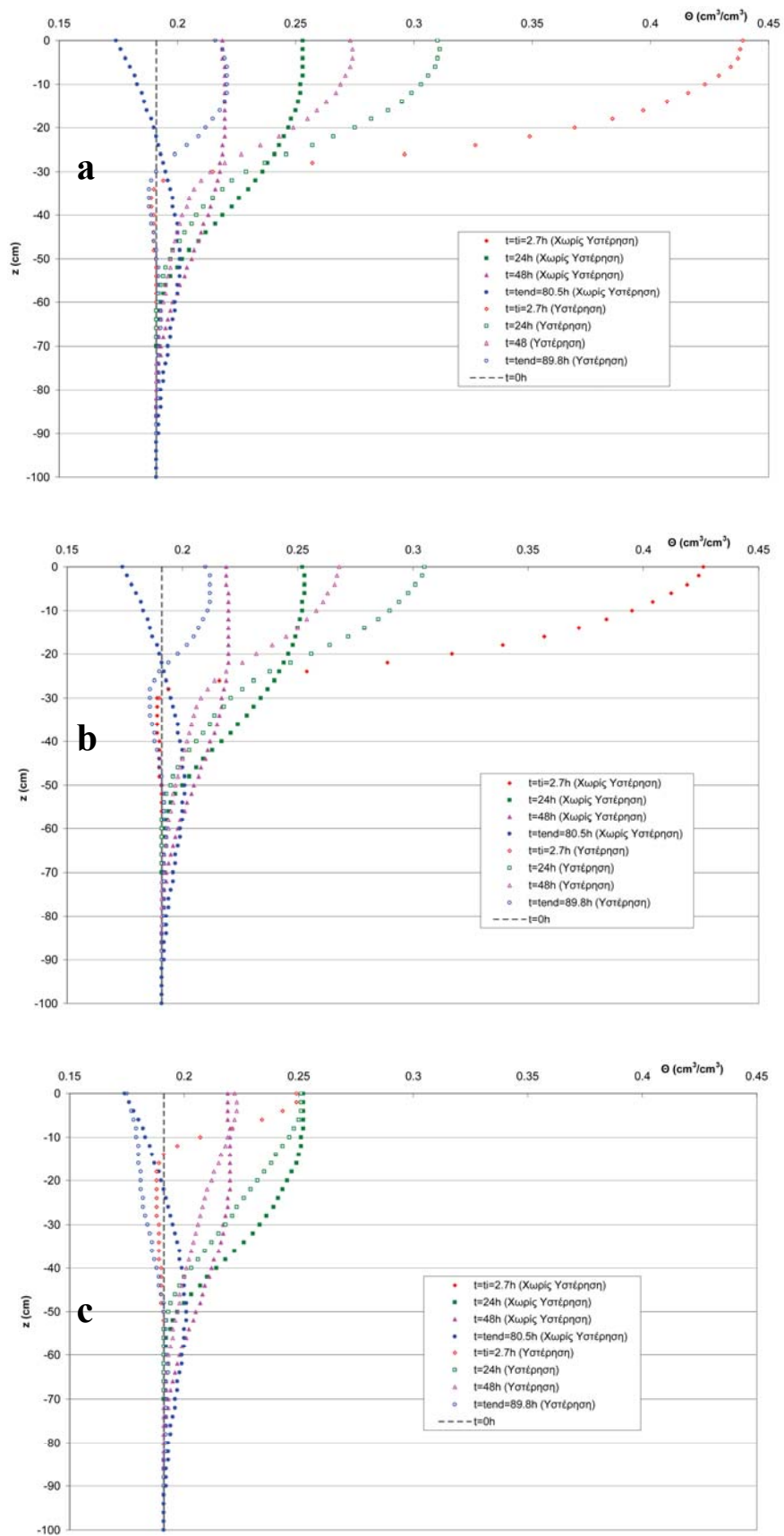
Σχήμα 7-1. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: $2 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$), για το έδαφος loamy sand και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.



Σχήμα 7-2. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: $4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$), για το έδαφος loamy sand και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.



Σχήμα 7-3. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: $2 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$), για το έδαφος silt loam και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.



Σχήμα 7-4. Κατατομές υγρασίας διήθησης και ανακατανομής του αρδευτικού νερού (παροχή: $4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$), για το έδαφος silt loam και για τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τη σημειακή πηγή: (a) 1 cm, (b) 17 cm, (c) 32.8 cm.

Απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης.

Στον πίνακα 7-4 δίνονται οι απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης στο χρόνο t_{end} κάτω από το ριζόστρωμα (48 cm) σαν ποσοστό του εφαρμοζόμενου ύψους νερού, για τα δύο εδάφη, για τις δύο παροχές (2 και 4 l·h⁻¹) και για τα δυο μοντέλα αντίστοιχα. Από τον ίδιο πίνακα φαίνεται ότι η υστέρηση μειώνει τις απώλειες αρδευτικού νερού κάτω από το ριζόστρωμα. Η μείωση αυτή φαίνεται ότι είναι ακόμη πιο σημαντική λόγω του ότι όταν λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης ο χρόνος που μεσολαβεί μεταξύ δυο διαδοχικών αρδεύσεων (t_{end}) αυξάνεται (πίνακας 7-3). Το συμπέρασμα αυτό είναι σε συμφωνία με τα αποτελέσματα των Scott et al. (1983). Επιπλέον, η υστέρηση μείωσε περισσότερο τις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης στην περίπτωση του ελαφρύτερου εδάφους (πίνακας 7-4).

Πίνακας 7-4. Οι απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης ως ποσοστό επί του εφαρμοζόμενου νερού.

παροχή (l·h ⁻¹)	χωρίς υστέρηση		με υστέρηση	
	loamy sand	silt loam	loamy sand	silt loam
2	23.4	8.1	14.9	3.3
4	23.9	8.9	13.6	2.5

Η ανάλυση και τα αποτελέσματα του παρόντος κεφαλαίου έχουν δημοσιευθεί στο παρακάτω επιστημονικό άρθρο:

Elmaloglou S., Diamantopoulos E. (2008). The effect of hysteresis on three-dimensional transient water flow during surface trickle irrigation. *Irrigation and Drainage*, 57(1), 57-70.

Επίσης έχουν παρουσιαστεί στο 6^ο Εθνικό Συνέδριο Γεωργικής Μηχανικής, 2009.

Διαμαντόπουλος Ε., Ελμαλόγλου Σ. (2009). Η Επίδραση της υστέρησης στην εξέλιξη του μετώπου διαβροχής και στη βαθιά διήθηση στην περίπτωση επιφανειακής στάγδην άδευσης. 6ο Εθνικό Συνέδριο Γεωργικής Μηχανικής, 19-26.

Κεφάλαιο 8

ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΤΗΣ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ ΣΤΗΝ ΑΝΑΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΝΕΡΟΥ ΚΑΙ ΣΤΙΣ ΑΠΩΛΕΙΕΣ ΛΟΓΩ ΒΑΘΙΑΣ ΔΙΗΘΗΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΣΥΝΕΧΟΥΣ ΚΑΙ ΔΙΑΚΟΠΤΟΜΕΝΗΣ ΣΤΑΓΔΗΝ ΑΡΔΕΥΣΗΣ.

8.1 Εισαγωγή.

Η χρήση της στάγδην άρδευσης έχει αυξηθεί σε μεγάλο ποσοστό τις τελευταίες δεκαετίες. Τα κύρια πλεονεκτήματα της στάγδην άρδευσης είναι η αυξημένη παραγωγή, οι μειωμένες απαιτήσεις σε αρδευτικό νερό και η μειωμένη χρήση λιπασμάτων. Η κατανομή του εδαφικού νερού γύρω από το σταλακτήρα εξαρτάται από (i) το συνολικό όγκο νερού που εφαρμόζεται (ii) από την παροχή του σταλακτήρα και τη μέθοδο εγκατάστασης του συστήματος άρδευσης (επιφανειακή, υπόγεια, σημειακή ή γραμμική πηγή) (iii) τις φυσικές ιδιότητες του εδάφους και τη χωρική κατανομή τους (iv) τη δραστηριότητα των ριζών και (v) τη διαχείριση της άρδευσης.

Σύμφωνα με τους Mostaghimi and Mitchell (1983) ένας σημαντικός παράγοντας στη στάγδην άρδευση είναι η χρήση μικρών ρυθμών εφαρμογής του νερού, το οποίο έχει αποδειχτεί ότι είναι βέλτιστο για τη σχέση μεταξύ φυτού και εδαφικού νερού. Για να επιτύχει κανείς μικρούς ρυθμούς εφαρμογής (βασισμένους στον συνολικό χρόνο άρδευσης) προτάθηκε από τους Karmeli and Peri (1974) η χρήση της διακοπτόμενης άρδευσης. Όρισαν τη διακοπτόμενη άρδευση ως μια σειρά από διαδοχικούς κύκλους οι οποίοι περιλαμβάνουν δυο φάσεις: μια φάση άρδευσης και μια φάση παύσης. Οι Levin et al. (1979b) μελέτησαν την επίδραση της διακοπτόμενης άρδευσης στην κατανομή της εδαφικής υγρασίας σε ένα αμμώδες έδαφος (98% άμμος). Στην περίπτωση της διακοπτόμενης άρδευσης, 12 ώρες μετά την έναρξη της άρδευσης βρήκαν μια σημαντική μείωση των απωλειών (14%) του αρδευτικού νερού κάτω από το βάθος των 60 cm. Οι Mostaghimi and Mitchell (1983) βρήκαν ότι συγκρινόμενη

με τη συνεχή άρδευση, η διακοπτόμενη άρδευση μείωσε σημαντικά τις απώλειες του νερού κάτω από το ριζόστρωμα.

Στο παρόν κεφάλαιο προσομοιώνεται η τοπική διήθηση και ανακατανομή του εδαφικού νερού για τρεις παροχές του σταλακτήρα ($Q=1, 2$ και $4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$), για δόση άρδευσης ίση με 30 mm , για ισαπόσταση σταλακτῆρων ίση με 60 cm (μέτωπα διαβροχής παρουσιάζονται μόνο για τις παροχές 2 και $4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$). Για την περίπτωση της διακοπτόμενης άρδευσης, το χρονικό διάστημα άρδευσης/παύσης είναι 1 ώρα (σχῆμα 6-1). Οι αντίστοιχες διάρκειες άρδευσης για όλες τις παροχές δίνονται στον πίνακα 8-1.

Πίνακας 8-1. Συνδυασμοί παροχής και διάρκειας άρδευσης.

παροχή σταλακτήρα ($\text{l}\cdot\text{h}^{-1}$)	διάρκεια άρδευσης (h)		δόση άρδευσης (mm)
	συνεχής	διακοπτόμενη	
1	10.8	20.8	30
2	5.4	10.4	30
4	2.7	4.7	30

8.2 Μεθοδολογία.

Επιλέχτηκαν τα εδάφη loamy sand και silt loam από τη βάση δεδομένων Rosetta (Scaap and Leij, 1998). Οι τιμές των παραμέτρων που υπεισέρχονται στην χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας $\Theta(H)$ και την ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα $K(H)$, σύμφωνα με τις σχέσεις του van Genuchten (1980) (εξισώσεις 3-23 και 3-25), φαίνονται στον πίνακα 8-2.

Πίνακας 8-2. Τιμές των παραμέτρων του μοντέλου του van Genuchten (1980).

έδαφος	$\Theta_s(\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3})$	$\Theta_r(\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3})$	$a^w(\text{cm}^{-1})$	$a^d(\text{cm}^{-1})$	$n(-)$	$K_s(\text{cm}\cdot\text{h}^{-1})$
loamy sand	0.390	0.049	0.03467	0.01733	1.7378	4.383
silt loam	0.439	0.065	0.0050	0.0025	1.6596	0.758

Οι τιμές της αρχικής υγρασίας ήταν $0.1641 \text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ και $0.1908 \text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ για το έδαφος loamy sand και silt loam, αντίστοιχα. Οι τιμές αυτές επιλέχτηκαν με τέτοιο τρόπο έτσι ώστε σε χρόνο $t = 0$, και τα δύο εδάφη να έχουν την ίδια τιμή ενεργού βαθμού κορεσμού (Se) (εξίσωση 3-25).

8.3 Αποτελέσματα και ανάλυση.

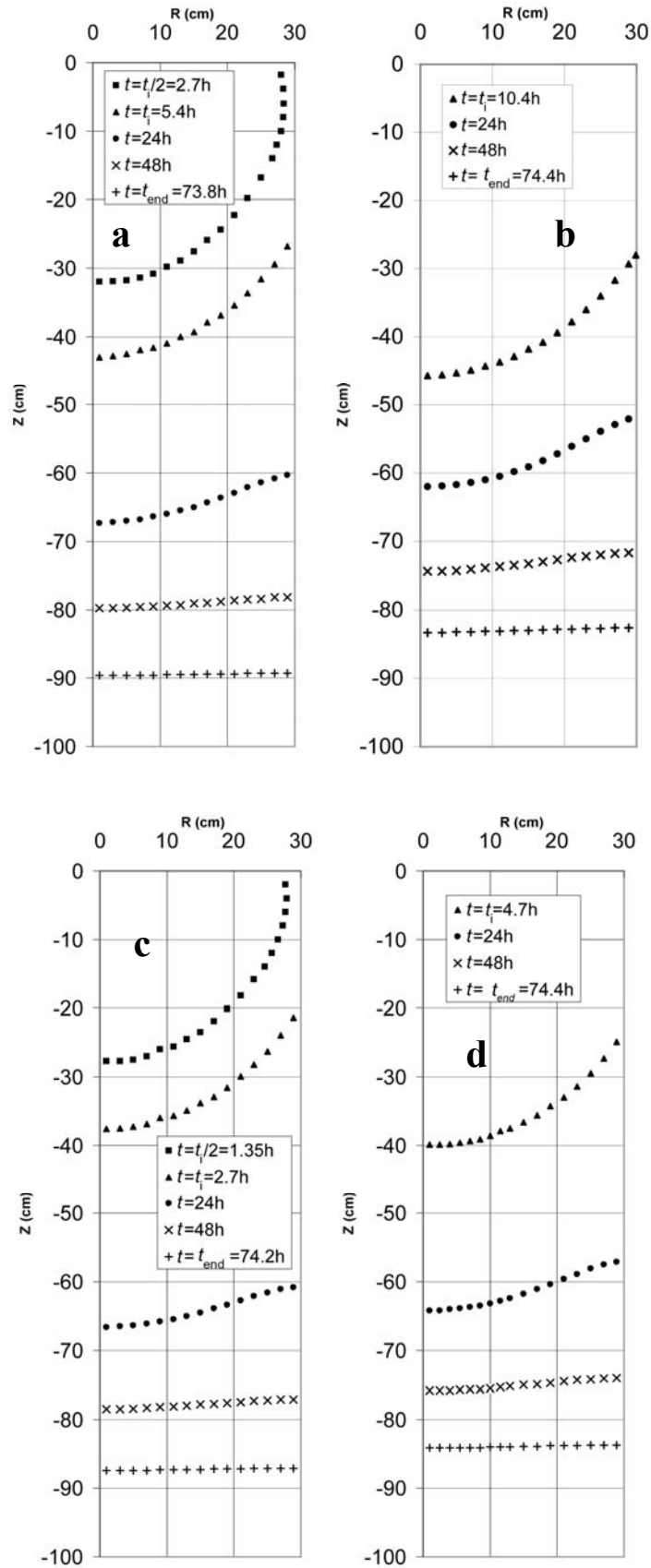
Μέτωπα διαβροχής.

Τα σχήματα 8-1 (a,c), 8-2 (a,c) και τα σχήματα 8-3 (a,c), 8-4 (a,c) παρουσιάζουν μέτωπα διαβροχής σε πέντε διαφορετικούς χρόνους (στο μισό χρόνο άρδευσης, χρόνο άρδευσης, 24 ώρες, 48 ώρες, και συνολικό χρόνο προσομοίωσης) για συνεχή στάγδην άρδευση με υστέρηση και χωρίς υστέρηση αντίστοιχα. Τα σχήματα 8-1 (b,d), 8-2 (b,d) και τα σχήματα 8-3 (b,d), 8-4 (b,d) παρουσιάζουν μέτωπα διαβροχής σε τέσσερις διαφορετικούς χρόνους (χρόνο άρδευσης, 24 ώρες, 48 ώρες, και συνολικό χρόνο προσομοίωσης) για διακοπτόμενη στάγδην άρδευση με υστέρηση και χωρίς υστέρηση αντίστοιχα.

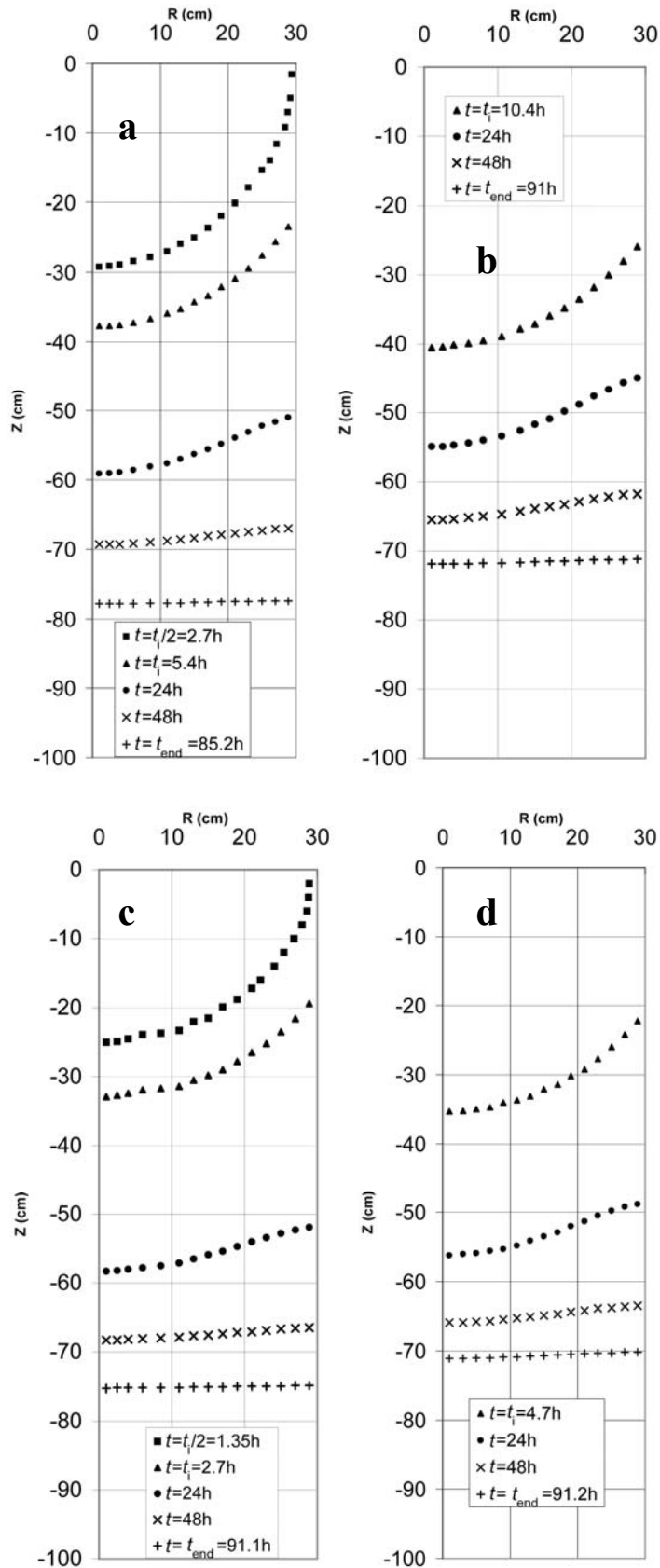
Από τα σχήματα 8-1 έως 8-4 διαπιστώνεται ότι για την ίδια παροχή και για χρόνο ίσο με τη διάρκεια άρδευσης t_i , το νερό κινείται πιο γρήγορα στα πιο περατά εδάφη και για τις δύο περιπτώσεις (συνεχής και διακοπτόμενη άρδευση).

Για το ίδιο έδαφος, τα σχήματα 8-1 έως 8-4 δείχνουν καθαρά ότι για χρόνο ίσο με τη διάρκεια άρδευσης t_i , η διείσδυση του μετώπου διαβροχής είναι βαθύτερη για τη μικρότερη παροχή ($2 \text{ l} \cdot \text{h}^{-1}$). Τα αποτελέσματα αυτά συμφωνούν με τα αποτελέσματα των Bresler et al. (1971) και των Elmaloglou and Malamos (2006). Από τα ίδια σχήματα συμπεραίνουμε ότι για χρόνο ίσο με τη διάρκεια άρδευσης t_i , η διακοπτόμενη άρδευση έχει σαν αποτέλεσμα βαθύτερη κίνηση του νερού στον κατακόρυφο άξονα, αλλά παρόλα αυτά σε μεγαλύτερους χρόνους οι διαφορές αυτές πρακτικά δεν υπάρχουν.

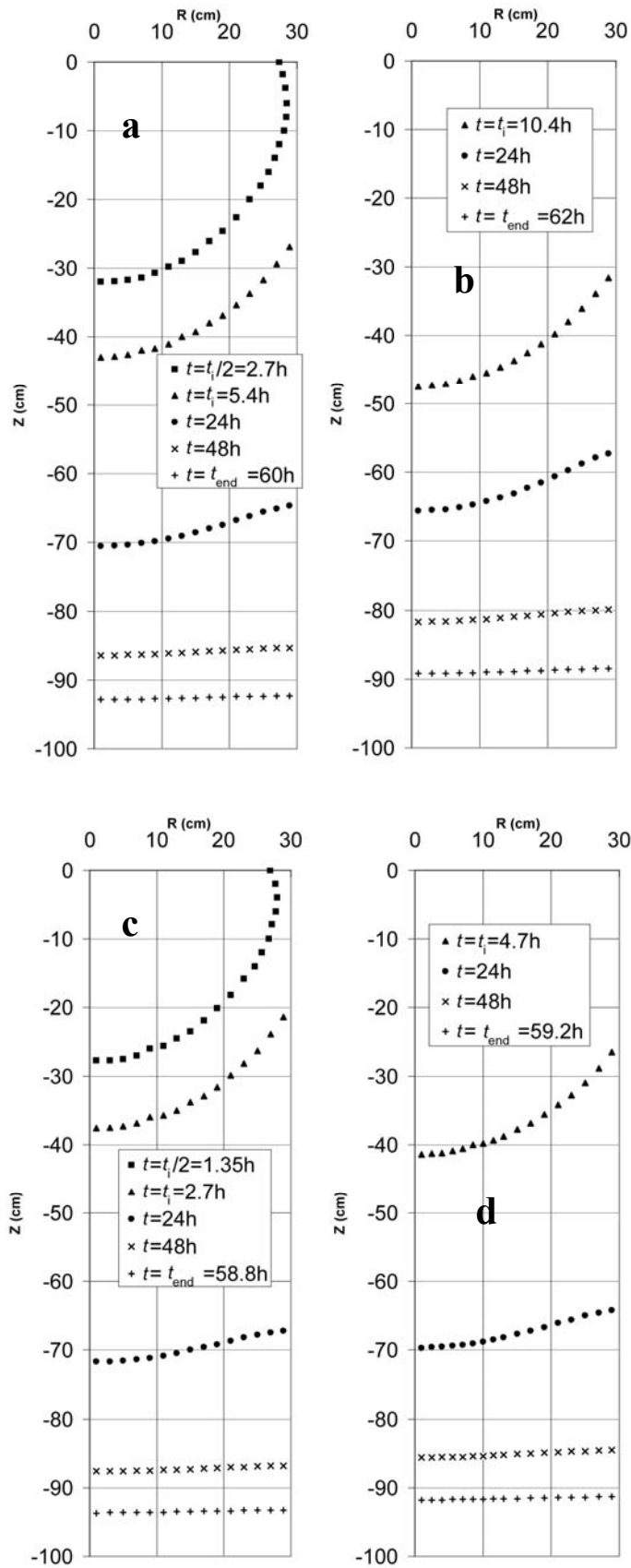
Όπως αναμενόταν για χρόνους μικρότερους της διάρκειας άρδευσης t_i , η υστέρηση δεν δίνει καμία διαφορά στα μέτωπα διαβροχής. Όμως η υστέρηση φαίνεται ότι επηρεάζει σημαντικά την ανακατανομή του αρδευτικού νερού. Αν συγκρίνουμε τους συνολικούς χρόνους προσομοίωσης στα σχήματα 8-1, 8-2 και στα σχήματα 8-3, 8-4 φαίνεται καθαρά ότι το φαινόμενο της υστέρησης καθυστερεί σημαντικά τη διάρκεια της στράγγισης. Συγκεκριμένα, έχουμε μια καθυστέρηση από 12.4 έως 15.4 ώρες για το loamy sand και από 3.6 έως 10.6 για το silt loam.



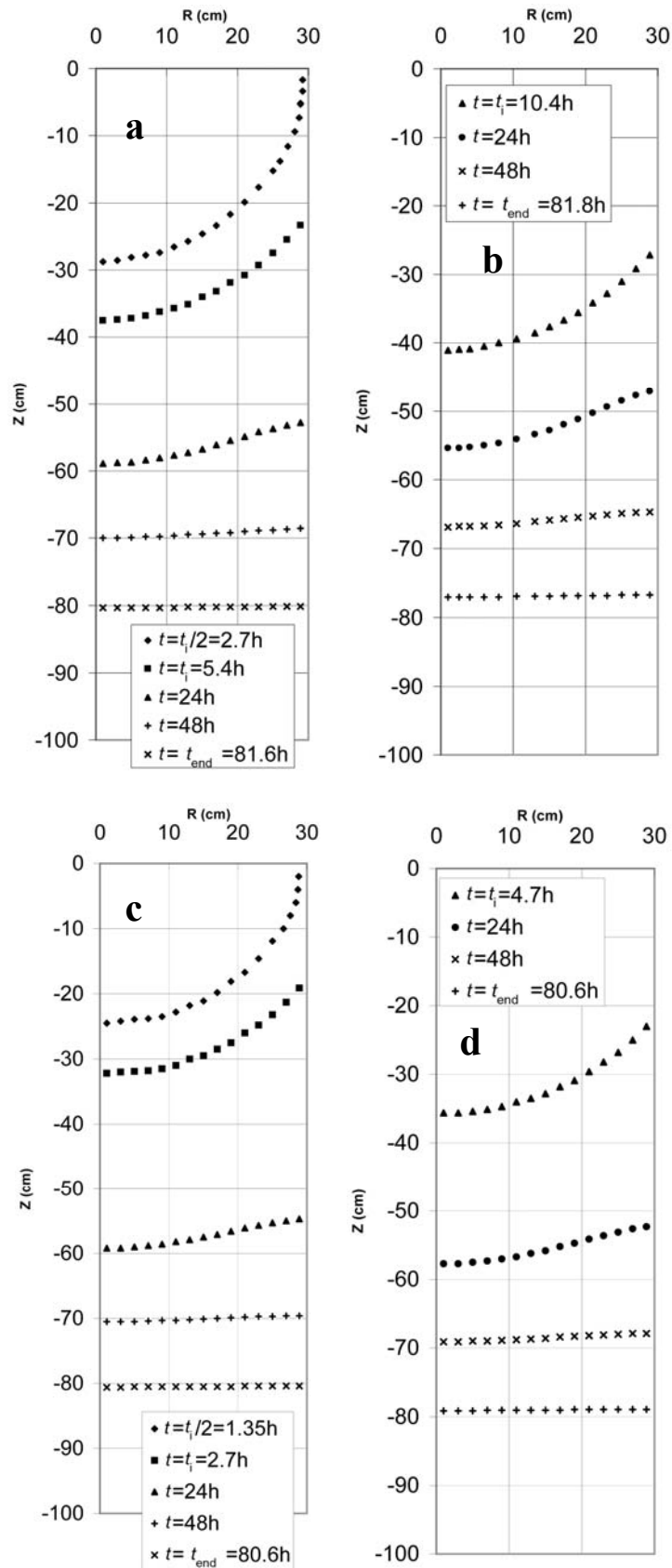
Σχήμα 8-1. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος loamy sand (με υστέρηση). ($Q=2 \text{ l h}^{-1}$): (a) συνεχής άρδευση (b) διακοπτόμενη άρδευση ($Q=4 \text{ l h}^{-1}$): (c) συνεχής άρδευση (d) διακοπτόμενη άρδευση



Σχήμα 8-2. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος silt loam (με υστέρηση). ($Q=2 \text{ l h}^{-1}$): (a) συνεχής άρδευση (b) διακοπτόμενη άρδευση ($Q=4 \text{ l h}^{-1}$): (c) συνεχής άρδευση (d) διακοπτόμενη άρδευση



Σχήμα 8-3. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος loamy sand (χωρίς υστέρηση). ($Q=2 \text{ l h}^{-1}$): (a) συνεχής άρδευση (b) διακοπτόμενη άρδευση ($Q=4 \text{ l h}^{-1}$): (c) συνεχής άρδευση (d) διακοπτόμενη άρδευση



Σχήμα 8-4. Η εξέλιξη του μετώπου διαβροχής για το έδαφος silt loam (χωρίς υστέρηση). ($Q=2 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$): (a) συνεχής άρδευση (b) διακοπτόμενη άρδευση ($Q=4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$): (c) συνεχής άρδευση (d) διακοπτόμενη άρδευση

Απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης.

Για τα δύο εδάφη και τις τρεις παροχές, οι απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης κάτω από το ριζόστρωμα (48 cm) δίνονται στον πίνακα 8-3 για δύο περιπτώσεις: λαμβάνοντας υπόψη το φαινόμενο της εξάτμισης του εδαφικού νερού από την επιφάνεια του εδάφους και μη λαμβάνοντας το υπόψη.

Πίνακας 8-3. Οι απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης ως ποσοστό επί του εφαρμοζόμενου νερού.

	παροχή	έδαφος	C ¹	Ch ²	C-Ch.	P ³	Ph ⁴	P-Ph.
με εξάτμιση	1 l/h	loamy sand	21.9	15.5	6.4	18.7	12.1	6.6
		silt loam	7.3	3.7	3.6	5.5	1.8	3.7
	2 l/h	loamy sand	23.4	14.9	8.5	20.4	12.9	7.5
		silt loam	8.8	3.3	5.5	7.4	2.4	5.0
	4 l/h	loamy sand	23.9	13.6	10.3	22.5	12.5	10.0
		silt loam	8.9	2.5	6.4	8.1	2.0	6.1
χωρίς εξάτμιση	1 l/h	loamy sand	24.6	17.0	7.6	20.4	13.3	7.1
		silt loam	8.1	3.9	4.2	6.3	2.1	4.2
	2 l/h	loamy sand	26.8	15.9	10.9	24.1	14.1	10.0
		silt loam	9.4	3.4	6.0	8.1	2.5	5.6
	4 l/h	loamy sand	27.4	14.7	12.7	26.2	13.6	12.6
		silt loam	9.6	2.6	7.0	9.0	2.2	6.8

- 1 Συνεχής άρδευση χωρίς υστέρηση
- 2 Συνεχής άρδευση με υστέρηση
- 3 Διακοπτόμενη άρδευση χωρίς υστέρηση
- 4 Διακοπτόμενη άρδευση με υστέρηση

Ο πίνακας 8-3 δείχνει ότι η υστέρηση επηρεάζει σημαντικά τις απώλειες του αρδευτικού νερού κάτω από το ριζόστρωμα. Η υστέρηση μειώνει τις απώλειες περισσότερο στο ελαφρύ έδαφος (6.4 - 10.3%) από ότι στο βαρύ (3.6 - 6.4%). Επίσης η υστέρηση μείωσε περισσότερο τις απώλειες του αρδευτικού νερού λόγω βαθιάς διήθησης στη μεγαλύτερη παροχή και συνεπώς σε μεγαλύτερες τιμές της εδαφικής υγρασίας κοντά στην επιφάνεια του εδάφους.

Γενικά από τον πίνακα 8-3 μπορούμε να συμπεράνουμε ότι αν αγνοήσουμε το φαινόμενο της εξάτμισης του εδαφικού νερού από την επιφάνεια του εδάφους οι απώλειες αρδευτικού νερού κάτω από το ριζόστρωμα αυξάνονται σε μικρό βαθμό.

Όμοια και σε αυτή την περίπτωση το φαινόμενο της υστέρησης μείωσε τις απώλειες αυτές περισσότερο στο ελαφρύ έδαφος (7.1-12.7%) από ότι στο βαρύ (4.2-7.0%).

Τέλος από τον πίνακα 8-3, αν συγκρίνουμε συνεχή με διακοπτόμενη άρδευση (με υστέρηση και χωρίς υστέρηση), η διακοπτόμενη άρδευση μειώνει ελάχιστα τις απώλειες παρότι στη διακοπτόμενη άρδευση έχουμε εναλλαγή διαβροχής με στράγγιση.

Η ανάλυση και τα αποτελέσματα του παρόντος κεφαλαίου έχουν δημοσιευθεί στο παρακάτω επιστημονικό άρθρο:

Elmaloglou S., Diamantopoulos E. (2009). Effects of hysteresis on redistribution of soil moisture and deep percolation at continuous and pulse drip irrigation. *Agricultural Water Management* 96, 533-538.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

9.1 Συμπεράσματα

Με την αριθμητική επίλυση του αναπτυχθέντος μαθηματικού μοντέλου μελετήθηκε η επίδραση των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους, της παροχής, της ισαπόστασης των σταλακτήρων και του χρόνου άρδευσης στη δυναμική του εδαφικού νερού υπό καθεστώς στάγδην άρδευσης. Επίσης μελετήθηκε η επίδραση της διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης στο μέτωπο διαβροχής, στις κατατομές εδαφικής υγρασίας και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης. Έπειτα εξετάστηκε η επίδραση του φαινομένου της υστέρησης στις κατατομές εδαφικής υγρασίας και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης και τέλος μελετήθηκε η επίδραση του φαινομένου της υστέρησης στην ανακατανομή του εδαφικού νερού και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης στην περίπτωση συνεχούς και διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης.

Όσον αφορά την επίδραση των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους, της παροχής του σταλακτήρα, της ισαπόστασης των σταλακτήρων και του χρόνου άρδευσης στη δυναμική του εδαφικού νερού υπό καθεστώς στάγδην άρδευσης τα αριθμητικά αποτελέσματα έδειξαν ότι:

- για την ίδια δόση άρδευσης, το ίδιο έδαφος και την ίδια ισαπόσταση των σταλακτήρων, η κατακόρυφη συνιστώσα του μετώπου διαβροχής είναι βαθύτερη στην περίπτωση της μικρότερης παροχής.
- για την ίδια δόση άρδευσης, το ίδιο έδαφος και την ίδια ισαπόσταση των σταλακτήρων, οι απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης είναι μικρότερες στο λεπτόκοκκο έδαφος.

Επίσης τα αριθμητικά αποτελέσματα έδειξαν ότι η τιμή της μέσης υγρασίας στο ριζόστρωμα εξαρτάται από την παροχή του σταλακτήρα, τις υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους, τη δόση άρδευσης και την ισαπόσταση των σταλακτήρων. Όσον αφορά την

ομοιομορφία τα αποτελέσματα έδειξαν ότι την αρχική ομοιομορφία της εδαφικής υγρασίας ακολουθεί μια ετερογένεια στην εδαφική υγρασία λόγω της μερικής διαβροχής της περιοχής που βρίσκεται κοντά στο σταλακτήρα. Η ελάχιστη τιμή του συντελεστή ομοιομορφίας που παρατηρήθηκε ανάλογα με το συνδυασμό παροχής-ισαπόστασης σταλακτῆρων, σημαίνει μια μέγιστη χωρική μεταβολή της εδαφικής υγρασίας στο ριζόστρωμα. Για το ίδιο έδαφος και για την ίδια δόση άρδευσης, η ελάχιστη αυτή τιμή του συντελεστή ομοιομορφίας επιτεύχθηκε πιο γρήγορα στην περίπτωση της μικρότερης ισαπόστασης και/ή της μεγαλύτερης παροχής. Στη συνέχεια, παρατηρήθηκε μια αύξηση του συντελεστή ομοιομορφίας λόγω βελτίωσης της κατανομής της εδαφικής υγρασίας στο ριζόστρωμα.

Όσον αφορά την επίδραση της διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης στο μέτωπο διαβροχής, στις κατατομές υγρασίας και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης τα αριθμητικά αποτελέσματα έδειξαν ότι για χρόνο ίσο με το χρόνο άρδευσης η διακοπτόμενη άρδευση έχει σαν αποτέλεσμα βαθύτερη κίνηση της κατακόρυφης συνιστώσας του μετώπου διαβροχής. Παρόλα αυτά για χρόνο μεγαλύτερο από το χρόνο άρδευσης οι παραπάνω διαφορές μεταξύ της συνεχούς και της διακοπτόμενης άρδευσης εξαφανίζονται. Τέλος, η διακοπτόμενη άρδευση μειώνει σε μικρό ποσοστό τις απώλειες του αρδευτικού νερού λόγω βαθιάς διήθησης.

Όσον αφορά την επίδραση του φαινομένου της υστέρησης στις κατατομές της εδαφικής υγρασίας και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης στην περίπτωση συνεχούς άρδευσης, τα αριθμητικά αποτελέσματα έδειξαν ότι και για τα δύο εδάφη, στην περίπτωση κατά την οποία λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης, οι κατατομές της εδαφικής υγρασίας εμφανίζουν τη μέγιστη τιμή τους κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Στην αντίθετη περίπτωση, όταν δηλαδή δεν λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης, οι κατατομές της εδαφικής υγρασίας εμφανίζουν τη μέγιστη τιμή τους σε μεγαλύτερα βάθη. Επίσης, στο κάτω μέρος του εδάφους (κοντά στο μέτωπο διαβροχής) η εδαφική υγρασία είναι μικρότερη όταν λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης. Μακριά από τη σημειακή πηγή και για χρόνους μεγαλύτερους από το χρόνο άρδευσης παρατηρηθήκαν μεγαλύτερες τιμές εδαφικής υγρασίας όταν δεν λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης. Αυτό συμβαίνει γιατί η υστέρηση έχει την τάση να κρατά το νερό κοντά στην πηγή κατά την ανακατανομή. Συγκρίνοντας τις τιμές του συνολικού χρόνου προσομοίωσης συμπεραίνεται ότι η υστέρηση καθυστερεί σε μεγάλο βαθμό τη διαδικασία

ανακατανομής. Η υστέρηση μειώνει τις απώλειες αρδευτικού νερού κάτω από το ριζόστρωμα. Η μείωση αυτή είναι ακόμη πιο σημαντική λόγω του ότι όταν λαμβάνεται υπόψη το φαινόμενο της υστέρησης ο χρόνος που μεσολαβεί μεταξύ δυο διαδοχικών αρδεύσεων (t_{end}) αυξάνεται.

Τέλος, όσον αφορά την επίδραση του φαινομένου της υστέρησης στην ανακατανομή του εδαφικού νερού και στις απώλειες λόγω βαθιάς διήθησης στις δύο περιπτώσεις συνεχούς και διακοπτόμενης στάγδην άρδευσης τα αριθμητικά αποτελέσματα έδειξαν ότι η υστέρηση επηρεάζει σημαντικά την ανακατανομή του αρδευτικού νερού καθώς καθυστερεί σημαντικά το φαινόμενο της στράγγισης. Η καθυστέρηση αυτή είναι μεγαλύτερη στο πιο χονδρόκοκκο έδαφος από ότι στο πιο λεπτόκοκκο. Επίσης, η υστέρηση μειώνει περισσότερο τις απώλειες του αρδευτικού νερού λόγω βαθιάς διήθησης στη μεγαλύτερη παροχή και συνεπώς σε μεγαλύτερες τιμές της εδαφικής υγρασίας κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Αν αγνοηθεί το φαινόμενο της εξάτμισης του εδαφικού νερού από την επιφάνεια του εδάφους οι απώλειες αρδευτικού νερού κάτω από το ριζόστρωμα αυξάνονται σε μικρό βαθμό. Η σύγκριση συνεχούς με διακοπτόμενη άρδευση (με υστέρηση και χωρίς υστέρηση), έδειξε ότι η διακοπτόμενη άρδευση μειώνει ελάχιστα τις απώλειες παρότι στην διακοπτόμενη άρδευση έχουμε εναλλαγή διαβροχής με στράγγιση.

ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΈΡΕΥΝΑ

10.1 Μελλοντική έρευνα

Ένα μεγάλο πρόβλημα που αντιμετωπίζουν οι ερευνητές που προσομοιώνουν τη στάγδην άρδευση είναι η περίπτωση των ξηρών εδαφών. Στην περίπτωση αυτή η κλίση του υδραυλικού φορτίου κοντά στην επιφάνεια είναι πολύ μεγάλη και δημιουργεί αστάθεια στην αριθμητική επίλυση. Πρέπει να διερευνηθεί το πρόβλημα αυτό με τη βελτίωση του αριθμητικού σχήματος.

Ακόμα μελλοντικά θα πρέπει να εισαχθεί στο μοντέλο η υστέρηση στην καμπύλη $K(H)$ χρησιμοποιώντας μια διαφορετική εξίσωση ροής με εξαρτημένη μεταβλητή το φορτίο πίεσης (H) ή μικτού τύπου.

Επίσης πρέπει να ληφθεί υπόψη παρουσία περισσότερων της μιας εδαφικών στρώσεων (ανομοιογένεια κατά την κατακόρυφη διεύθυνση).

Τέλος θα πρέπει το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή να βελτιωθεί στο κομμάτι που αφορά την πρόσληψη του νερού από τα φυτά με την εισαγωγή δισδιάστατης ή και τρισδιάστατης κατανομής των ριζών στο έδαφος.

Όσον αφορά την πειραματική καταγραφή της δυναμικής του εδαφικού νερού στην περίπτωση στάγδην άρδευσης θα πρέπει να γίνει βελτίωση των μεθόδων καταγραφής της εδαφικής υγρασίας και του φορτίου πίεσης στο έδαφος έτσι ώστε να προσδιορίζονται με τη μεγαλύτερη δυνατή ακρίβεια οι υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Αντωνόπουλος ΒΖ, Κωτσόπουλος ΣΑ (2009). Προσομοίωση της δυναμικής του εδαφικού νερού σε αγρό υπό συνθήκες στάγδην άρδευσης με το μαθηματικό μοντέλο SWMS_3D. 6^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Εταιρείας Γεωργικών Μηχανικών Ελλάδος, 35-42.
- Ababou R (1981). Modélisation des transferts hydriques dans un sol en infiltration localisée. Thèse de Docteur Ingénieur, Université de Grenoble.
- Ah Koon PD, Gregory PJ, Bell JP (1990). Influence of drip irrigation emission rate on distribution and drainage of water beneath a sugarcane and a fallow plot. *Agricultural Water Management*, 17, 267-282.
- Amoozegar-Fard A, Warrick AW, Lomen DO (1984). Design nomographs for trickle and subsurface irrigation. *Journal of Irrigation and Drainage*, 110 (2): 107-120.
- Angelakis AN, Rolston DE, Kadir TN, Scott VH (1993). Soil water distribution under trickle source. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering-ASCE*, 119(3): 484-500.
- ASAE Engineering Practices: ASAE EP405 (1983). Design, installation, and performance of trickle irrigation systems. *Agricultural Engineers Handbook of Standards 1983*. American Society of Agricultural Engineering, St. Joseph, MI.
- Ashcroft G, Marsh DD, Evans DD, Boersma L (1962). Numerical method for solving the diffusion equation, 1: Horizontal flow in semi-infinite media. *Soil Science Society of America Proceedings*, 26, 522-525.
- Assouline S (2002). The effects of microdrip and conventional drip irrigation in water distribution and uptake. *Soil Science Society of America Journal*, 66, 1630-1636.
- Bar-Yosef B, Sheikholslami MR (1976). Distribution of water and ions in soils irrigated and fertilized from a trickle source. *Soil Science Society of America Journal*, 40, 575-582.
- Ben-Asher J, Lomen DO, Warrick AW, (1978). Linear and nonlinear models of infiltration from a point source. *Soil Science Society of America Journal*, 42, 3-6.
- Ben-Asher J (1979). Trickle irrigation timing and its effect on plant and soil water status. *Agricultural Water Management*, 2, 225-232.
- Braester C, Dagan G, Neuman S, Zaslavsky D (1971). A survey of the equations and solutions of unsaturated flow in porous media. First annual report (part 1), Project No A10-SWC-77, Technion, Israel, Institute of Technology, Haifa, pp. 176.
- Brandt A, Bresler E, Diner N, Ben-Asher J, Heller J, Goldberg D (1971). Infiltration from a trickle source: I. Mathematical models. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35, 675-682.
- Bresler E, Kemper WD, Hanks RJ (1969). Infiltration, redistribution and subsequent evaporation of water from soil as affected by wetting rate and hysteresis. *Soil Science Society of America Proceedings*, 33, 832-839.

- Bresler E, Heller J, Dinner N, Ben-Asher I, Brandt A, Goldberg D (1971). Infiltration from a trickle source. 2. Experimental data and theoretical predictions. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35(5), 683-689.
- Bresler E (1975). Two-dimensional transport of solutes during non-steady infiltration from a trickle source. *Soil Science Society of America Proceedings*, 39(4), 604-613.
- Bresler E (1978). Analysis of trickle irrigation with application to design problems. *Irrigation Science*, 1(1), 3-17.
- Broadbridge P, White I (1987). Time to ponding: comparison of analytical, quasi-analytical and approximate predictions. *Water Resources Research*, 23, 2301-2310.
- Brooks RH, Corey AT (1964). Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper 3. Colorado State University, Fort Collins.
- Buckingham E (1907). Studies on the movement of soil moisture. U.S. Department of Agriculture Bureau of Soils, Government Printing Office, Bulletin 38 Washington, D.C..
- Chen JM, Tan YC, Wu YZ (2007). Analysis of infiltration of 2D trickle irrigation under multiple-line sources. *Hydrological processes*, DOI: 10.1002/hyp.6862.
- Childs EC, Collis-George N (1950). The permeability of porous materials. *Proceedings of Royal Society*, A201, 392-405.
- Christiansen JE (1942). Hydraulics of sprinkling systems for irrigation. *Transaction of American Society of Agriculture Engineering*, 107: 221-239.
- Chu ST (1994). Green-Ampt analysis of wetting patterns for surface emitters. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 120(2), 414-421.
- Clothier BE, Scotter DR (1982). Constant flux infiltration from a hemispherical cavity. *Soil Science Society of America Journal*, 46, 696-700.
- Clothier BE, Smettem KRJ (1990). Combining laboratory and field measurements to define the hydraulic properties of soil. *Soil Science Society of America Journal*, 54: 299-304.
- Coelho FE, Or D (1996). A parametric model for two-dimensional water uptake intensity by corn roots under drip irrigation. *Soil Science Society of America Journal*, 60: 1039-1049.
- Cook FJ, Thorburn PJ, Fitch P, Bristow KL (2003). WetUP: a software tool to display approximate wetting patterns from drippers, *Irrigation Science*, 22, 129-134.
- Cook FJ, Fitch P, Thorburn PJ, Charlesworth PB, Bristow KL (2006). Modeling trickle irrigation: Comparison of analytical and numerical models for estimation of wetting front position with time. *Environmental Modelling & Software*, 21, 1353-1359.
- Cooper DM (1990). Modeling soil moisture movement following drip irrigation of sugarcane. *Model Care*, 90: Calibration and Reliability in Groundwater Modeling (Proceedings of the Conference, The Hague, September, 1990), Publication no. 195.
- Cote CM, Bristow KL, Charlesworth PB, Cook FJ, Thorburn PJ (2003). Analysis of soil wetting and solute transport in subsurface trickle irrigation. *Irrigation Science*, 22, 143-156.
- Dane JH, Wierenga PJ (1975). Effect of hysteresis on the prediction of infiltration, redistribution and drainage of water in layered soil. *Journal of Hydrology*, 25, 229-242.

- Dasberg S, Bresler E (1985). Drip irrigation manual. International Irrigation Information Center, Bet Dagan, Israel.
- Day PR, Luthin JN (1956). A numerical solution of the differential equation of flow for a vertical drainage problem. *Soil Science Society of America Proceedings*, 20, 443-447.
- Ελμαλόγλου Σ, Γρηγοράκης Γ (1993). Ανάλυση της τοπικής διήθησης από: 1. Σημειακή επιφανειακή πηγή στάγδην άρδευσης, 2. Γραμμική επιφανειακή πηγή στάγδην άρδευσης. *Υδροτεχνικά*, Τόμος 3, Τεύχος 1, 59-74.
- Elmaloglou S, Malamos N (2005). Estimation of the wetted soil volume depth, under a surface trickle line source, considering evaporation and water extraction by roots. *Irrigation and Drainage*, 54, 417-430.
- Elmaloglou S, Malamos N (2006). A methodology for determining the surface and vertical components of the wetting front under a surface point source, with root water-uptake and evaporation. *Irrigation and Drainage*, 55(1), 99-111.
- Enderby AJ (1955). The domain model of hysteresis. *Transactions of the Faraday Society*, 51, 835-848.
- Enderby JA (1956). The domain model of hysteresis-part 2: interacting domains. *Transactions of the Faraday Society*, 52, 106-120.
- Everett DH (1954). A general approach to hysteresis –part 3: a formal treatment of the independent domain model of hysteresis. *Transactions of the Faraday Society*, 50, 1077-1096.
- Everett DH (1955). A general approach to hysteresis –part 4: an alternative formulation of the domain model. *Transactions of the Faraday Society*, 51, 1551-1557.
- Feddes RA, Bresler E, Neuman SP (1974). Field test of modified numerical model for water uptake by roots system. *Water Resources Research*, 10, 1199-1206.
- Feddes RA, Kowalik PJ, Kolinska-Malika K, Zaradny H (1976). Simulation of field water uptake by plant using a soil water dependent root extraction function. *Journal of Hydrology*, 31, 13-26.
- Feddes RA, Kowalik PJ, Zaradny H. (1978). Simulation of field water use and crop yield. Simulation monographs. Pudoc, Wageningen, the Netherlands.
- Feng M, Fredlund DG (1999). Hysteretic influence associated with thermal conductivity sensor measurements. In *Proceedings from Theory to the Practice of Unsaturated Soil Mechanics in Association with the 52nd Canadian Geotechnical Conference and the Unsaturated Soil Group*, Regina, Sask., 23-24 October 1999. pp. 12, 2, 14-14, 2, 20.
- Freeze RA (1971). Three-dimensional transient saturated-unsaturated flow in a groundwater basin. *Water Resources Research*, 7, 347-366.
- Fujita H (1952). The exact pattern of concentration-dependent diffusion on a semi-infinite medium II. *Textile Research Journal*, 22, 823-827.
- Gardner WR (1958). Some steady state solutions of unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from a water table. *Journal of Soil Science*, 85, 228-232.
- Gardner WR (1960). Dynamic aspect of water availability to plants. *Journal of Soil Science*, 89, 63-73.
- Gardner WR, Ehlig CF (1962). Some observations on the movement of water to plant roots. *Agronomy Journal*, 54, 453-456.

- Gardner WR (1964). Relation of root distribution to water uptake and availability. *Agronomy Journal*, 65, 41-45.
- Ghali GS. (1989). Multi-dimensional analysis of soil moisture dynamics in trickle-irrigated fields, II: model testing. *Water Resources Management*, 3:35-47.
- Gillham RW, Klute A, Heermann DF (1979). Measurement and numerical simulation of hysteretic flow in a heterogeneous porous medium. *Soil Science Society of America Journal*, 43(6), 1061-1067.
- Goldberg D, Shmueli M (1970). Drip irrigation- a method used under arid and desert conditions of high water and soil salinity. *Transactions of American Society of Agricultural Engineering*, 13, 38-41.
- Gong D, Kang S, Zhang L, Du T, Yao L (2006). A two – dimensional model of root water uptake for single apple trees and its verification with sap flow and soil water content measurements. *Agricultural Water Management*, 83, 119-129.
- Green WH, Ampt GA (1911). Studies on soil physics, 1: Flow of air and water through soils. *Journal of Agriculture Science*, 4, 1-24.
- Haines WB (1930). Studies in the physical properties of soils. The hysteresis effect in capillary properties and the modes of moisture distribution associated therewith. *Journal of Agriculture Science*, 20, 97-116.
- Hammami M, Daghari H, Balti J, Maalej M (2002). Approach for predicting the wetting front depth beneath a surface point source: Theory and numerical aspect. *Irrigation and Drainage*, 51:347-360
- Hanks RJ, Bowers SA (1962). Numerical solution of the moisture flow equation for infiltration into layered soil. *Soil Science Society of America Proceedings*, 26, 530-534.
- Hanks RJ, Klute A, Bresler E, (1969). A numerical method for estimating infiltration redistribution, drainage, and evaporation of water from soil. *Water Resources Research*, 13, 992-998.
- Hansen VE, Israelsen OW, Stringham GE (1980). *Irrigation principles and practices*. 4th ed. John Willey& Sons, Toronto, 417p.
- Hayashida Y, Kohgo Y, Asano I (2003). A hysteresis model with continuity of tangential slopes of soil-water retention curves. In *Proceedings of the 2nd Asian Conference on Unsaturated Soils*, Osaka, Japan, April 2003. Edited by D Karube, A Iizuka, S Kato, K Kawai, K Tateyama. Pp. 325-333.
- Healy RW, Warrick AW (1988). A generalized solution to infiltration from a surface point-source. *Soil Science Society of America Journal*, 52(5), 1245-1251.
- Herkelrath WN, Miller EE, Gardner WR (1977). Water uptake by plants. I. Divided root experiments. *Soil Science Society of America Journal*, 41(6), 1033-1038.
- Hillel D, Gardner WR (1970). Transient infiltration into crust-topped profiles. *Journal of Soil Science*, 109(2), 69-75.
- Hillel D, Talpaz H (1976). Simulation of root-growth and its effect on pattern of soil –water uptake by a non uniform root system. *Journal of Soil Science*, 121(5), 307-312.
- Hillel D, Talpaz H, Van Keulen H (1976). Macroscopic scale model of water uptake by a non-uniform root system and of water and salt movement in the soil profile. *Journal of Soil Science*, 121(4), 242-255.

- Hillel D (1977). Computer simulation of soil-water dynamics: A compendium of recent work. IDRC, Ottawa, Canada, 214p.
- Hillel D (1980). Fundamentals of Soil Physics, pp. 423. Academic Press, New York.
- Hogarth WL, Hopmans J, Parlange JY, Haverkamp R (1988). Application of a simple soil-water hysteresis model. *Journal of Hydrology*, 98, 21-29.
- Hoogland JC, Feddes RA, Belmans C (1981). Root water uptake model depending on a soil water pressure head and maximum extraction rate. *Acta Horticulturae*, 119: 123-136.
- Hunter AS, Kelly OJ (1946). A new technique for studying the absorption of moisture and nutrient from soils by roots. *Journal of Soil Science*, 62, 441-450.
- Jaynes DB (1984). Comparison of soil-water hysteresis models. *Journal of Hydrology*, 75, 287-299.
- Jensen ME, Hanks RJ (1967). Non steady-state drainage from porous media. *Journal of Irrigation and Drainage Division, ASCE*, 93, 209-231.
- Jury WA, Earl KD (1977). Water movement in bare and cropped soil under isolated trickle emitters. 1. Analysis of bare soil experiments. *Soil Science Society of America Journal*, 41(5), 852-856.
- Karmeli D, Keller J (1975). Trickle Irrigation Design. Rain Bird Sprinkler Manufacturing Corporation Glendora, California, 132p.
- Karmeli D, Peri G (1974). Basic principles of pulse irrigation. *Journal of Irrigation and Drainage Division, ASCE* 100(3), 309-319.
- Karube D, Kawai K (2001). The role of pore water in the mechanical behavior of unsaturated soils. *Geotechnical and Geological Engineering, Special Issue on Unsaturated Soils*, 19, 211-241.
- Kawai K, Karube D, Kato S (2000). The model of water retention curve considering effects of void ratio. In *Proceedings of Asian Conference on Unsaturated Soils*, Singapore. Edited by H. Rahardjo, DG Toll and EC Leong. A.A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands. Pp. 329-334.
- Kerkides P, Kargas G, Argyrokastritis I (2006). The effect of different methods used for hysteretic K(h) determination on the infiltration simulations. *Irrigation and Drainage*, 55(4), 403-418.
- Klute A (1952). A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials. *Journal of Soil Science*, 73, 105-116.
- Kool JB, Parker JC (1987). Development and evaluation of closed-form expressions for hysteretic soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 23(1), 105-114.
- Kosugi K (1996). Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 32, 2697-2703.
- Kramer PJ (1969). Plant and soil water relationships- A modern synthesis. McGraw-Hill Book Co., New York, 482p.
- Lafolie F, Guennelon R, Van Genuchten MT (1989). Analysis of water flow under trickle-irrigation. 1: Theory and numerical solution. *Soil Science Society of America Journal*, 53(5), 1310-1318.
- Lazarovitch N, Warrick Aw, Furman A, Šimůnek J (2007). Subsurface water distribution from drip irrigation described by moment analyses. *Vadose Zone Journal*, 6, 116-123.
- Levin I, Assaf R, Bravdo B (1972). Effect of irrigation treatments for apple trees on water uptake from different soil layers. *Journal of American Society of Horticultural Science*, 97, 521-526.

- Levin I, Assaf R, Bravdo B (1979a). Soil moisture and root distribution in an apple orchard irrigated by tricklers. *Plant and Soil*, 52, 31-40.
- Levin I, van Royen PC, van Royen FC (1979b). The effect of discharge rate and intermittent water application by point-source irrigation on the soil moisture distribution pattern. *Soil Science Society of America Journal*, 43, 8-16.
- Liu Y, Parlange JY, Steenhuis TS, Haverkamp R (1995). A soil water hysteresis model for fingered flow data. *Water Resources Research*, 31, 2263-2266.
- Lockington D, Parlange JY, Surin A (1984). Optimal prediction of saturation and wetting fronts during trickle irrigation. *Soil Science Society of America Journal*, 48(3), 488-494.
- Marshall TJ, Holmes JW (1979). *Soil physics*. Cambridge University Press, Cambridge, 345p.
- Meshkat M, Warner RC, Workman SR (1999). Modeling of evaporation reduction in drip irrigation systems. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 125(6), 315-323.
- Miller EE, Klute A (1967). The dynamics of soil water. In Hagan et al. *Irrigation of agriculture lands*. American Society of Agronomy, Monograph, 11, 222-237.
- Mmolawa K, Or D (2003). Experimental and numerical evaluation of analytical volume balance model for soil water dynamics under drip irrigation. *Soil Science Society of America Journal*, 67, 1657-1671.
- Molz FJ, Remson I (1970). Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. *Water Resources Research*, 6, 1347-1356.
- Molz FJ, Remson I (1971). Application of an extraction term model to the study of moisture flow to plant roots. *Agronomy Journal*, 63, 72-77.
- Mostaghimi S, Mitchel JK, Lembke WD (1981a). Effect of discharge rate on distribution of moisture in heavy soils irrigated from a trickle source. *American Society of Agricultural Engineers, Paper No. 81, 2081*. St. Joseph, MI.
- Mostaghimi S, Mitchel JK, Lembke WD (1981b). Effect of pulsed trickling on moisture distribution patterns in heavy soils. *ASAE Paper No. 81-2553*.
- Mostaghimi S, Mitchell JK (1983). Pulsed trickling effect on soil moisture distribution. *Water Resources Bulletin*, 19(4), 605-612.
- Mualem Y (1973). Modified approach to capillary hysteresis based on a similarity hypothesis. *Water Resources Research*, 9, 1324-1331.
- Mualem Y (1974). A conceptual model of hysteresis. *Water Resources Research*, 10, 514-520.
- Mualem Y, Dagan G (1975). A dependent domain model of capillary hysteresis. *Water Resources Research*, 11, 452-460.
- Mualem Y (1977). Extension of the similarity hypothesis used for modeling the soil water characteristics. *Water Resources Research*, 13, 773-780.
- Mualem Y, Miller EE (1979). A hysteresis model based on an explicit domain-dependence function. *Soil Science Society of America Journal*, 43, 1067-1073.
- Mualem Y (1984a). Prediction of the soil boundary wetting curve. *Journal of Soil Science*, 137, 379-390.

- Mualem Y (1984b). A modified dependent domain theory capillary hysteresis. *Journal of Soil Science*, 137, 283-291.
- Neel L (1942). Theorie des lois d'aimantation de Lord Rayleigh, 1. *Cashiers de Physique*, 13, 1-20.
- Neel L (1943). Theorie des lois d'aimantation de Lord Rayleigh, 2. *Cashiers de Physique*, 13, 18-30.
- Nimah MN, Hanks RJ (1973a). Model for estimating soil water, plant and atmospheric interrelations, I: Description and sensitivity. *Soil Science Society of America Proceedings*, 37, 522-527.
- Nimah MN, Hanks RJ (1973b). Model for estimating soil water, plant and atmospheric interrelations, II: Field test of model. *Soil Science Society of America Proceedings*, 37, 528-532.
- Nimmo JR (1992). Semi-empirical model of soil water hysteresis. *Soil Science Society of America Journal*, 56, 1723-1730.
- On Farm Irrigation Committee (1978). Describing Irrigation Efficiency and Uniformity. *Journal of Irrigation and Drainage Division*, 104, 35-41.
- Oron G (1981). Simulation of water flow in the soil under sub-surface trickle irrigation with water uptake by roots. *Agricultural Water Management*, 3, 179-193.
- Padmakumari O, Sivanappan RK (1979). Wetting patterns for varying rates of dripper discharge. *Madras Agricultural Journal*, 66, 271-272.
- Parlange JY (1972). Theory of water movement in soils. 4. Two- and three-dimensional steady infiltration. *Journal of Soil Science*, 113(2), 96-101.
- Parlange JY (1973). Horizontal infiltration of water in soils. Theoretical interpretation of recent experiments. *Soil Science Society of America Journal*, 37(2), 329-330.
- Parlange JY (1976). Capillary hysteresis and the relationship between drying and wetting curves. *Water Resources Research*, 12, 224-228.
- Parlange JY (1980). Water transport in soils. *Annual Revision of Fluid Mechanics*, 12, 77-102.
- Peaceman DW, Rachford HM (1955). The numerical solution of parabolic and elliptic differential equations. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics* 3: 24-41.
- Peters RB (1965). Water availability. In C.A. Black et al. *Method of Soil Analysis*, Part 1. American Society of Agronomy, 9, 279-285.
- Pham QH, Fredlund DG, Barbour SL (2003). A practical hysteresis model for the soil-water characteristic curve for soil with negligible volume change. *Geotechnique*, 53, 292-298.
- Pham QH, Fredlund DG, Barbour SL (2005). A study of hysteresis models for soil water characteristic curves. *Canadian Geotechnical Journal*, 42, 1548-1568.
- Philip JR (1964). Similarity hypothesis for capillary hysteresis in porous materials. *Journal of Geophysical Research*, 69, 1553-1562.
- Philip JR (1968a). Steady infiltration from buried point-sources and spherical cavities. *Water Resources Research*, 4, 1039-1047.
- Philip JR (1968b). Discussion to session IIA, Vol. 1, pp 523-525. In: UNESCO Symposium on Water in Unsaturated Zone, Wageningen. The Netherlands, June 1966.
- Philip JR (1969). Theory of infiltration. *Advances in Hydrology Science*, 5, 215-296.
- Philip JR (1971). General theorem on steady infiltration from surface sources with application to point and line sources. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35(6), 867-871.

- Philip JR (1972). Steady infiltration from buried, surface and perched point and line sources in heterogeneous soils. 1. Analysis. *Soil Science Society of America Proceedings*, 36(2), 268-273.
- Philip JR (1973). Solving the unsaturated flow equation. 1. Flux concentration relation. *Journal of Soil Science*, 116(5), 328-335.
- Philip JR, Forester RI (1975). Steady infiltration from buried, surface and preched point and line sources in heterogeneous soil, II: flow details and discussion. *Soil Science Society of America Journal*, 39(3), 408-414.
- Philip JR (1984a). Steady infiltration from spherical cavities. *Soil Science Society of America Journal*, 39(3), 408-414.
- Philip JR (1984b). Travel times from buried and surface infiltration point sources. *Water Resources Management*, 20: 990-994.
- Poulovassilis A (1962). Hysteresis of pore water, an application of the concept of independent domains. *Journal of Soil Science*, 92, 405-412.
- Poulovassilis A (1969). The effect of hysteresis of pore water on the hydraulic conductivity. *Journal of Soil Science*, 20, 52-56.
- Poulovassilis A, Childs EC (1971). The hysteresis of pore water: The non-independence of domains. *Journal of Soil Science*, 126, 1-8.
- Poulovassilis A, El-Ghamry WM (1978). The dependent domain theory applied to scanning curves of any order in hysteretic soil water relationships. *Journal of Soil Science*, 126, 1-8.
- Poulovassilis A, Kargas G (2000). A Note on Calculating Hysteretic Behavior. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 1947-1950.
- Preisach F (1935). Uber die magnetische Nachwirkung. *Z. Physik*, 94, 277-302.
- Raats PAC (1971). Steady infiltration from point-sources, cavities and basins. *Soil Science Society of America Proceedings*, 34(5), 689-694.
- Raats PAC (1974). Steady flows of water and salt in uniform soil profiles with plant roots. . *Soil Science Society of America Proceedings*, 38, 717-722.
- Remson I, Hornberger GM, Molz FD (1971). *Numerical methods in subsurface hydrology*. pp. 389. John Wiley, New York.
- Revol P, Vauclin M, Vachaud G, Clothier BE (1997a). Infiltration from a surface point source and drip irrigation 1. The midpoint soil water pressure. *Water Resources Research*, 33(8), 1861-1867.
- Revol P, Clothier BE, Mailhol JC, Vachaud G, Vauclin M (1997b). Infiltration from a surface point source and drip irrigation 2. An approximate time-dependent solution for wet-front position. *Water Resources Research*, 33(8), 1869-1874.
- Richards LA (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1, 318-333.
- Risse LM, Chesness JL (1989). A simplified design procedure to determine the wetted radius for a trickle emitter. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 32(6), 1909-1914.
- Rose CW, Stern WR (1967). Determination of withdrawal of water from soil crop roots as a function of depth and time. *Australian Journal Soil Research*, 5, 11-19.
- Roth RL (1974). Soil moisture distribution and wetting patterns from a point-source. *Proceedings of the second international Drip Irrigation Congress*, pp246-251.

- Rubin J (1968). Theoretical analysis of two-dimensional, transient flow of water in unsaturated and partly unsaturated soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, 32, 607-615.
- Russo D (1988). Determining soil hydraulic properties by parameter estimation: On the selection of a model for the hydraulic properties. *Water Resources Research*, 24, 453-459.
- Russo D, Jury WA, Butters GL (1989). Numerical analysis of solute transport during transient irrigation, 1, The effect of hysteresis and profile heterogeneity. *Water Resources Research*, 25(10), 2109-2118.
- Russo D, Zaidel J, Laufer A (2005). Numerical analysis of flow and transport from trickle sources on a spatially heterogeneous hillslope. *Vadoze Zone Journal*, 4, 838-847.
- Schaap MG, Leij LJ (1998). Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Science*, 163: 765-779.
- Schmitz GH, Schutze N, Petersohn U (2002). New strategy for optimizing water application under trickle irrigation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 128(5), 287-297.
- Schwartzman M, Zur B (1986). Emitter spacing and geometry of wetted soil volume. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 112(3), 242-253.
- Scott PS, Farquhar GJ, Kouwen N (1983). Hysteretic effects on net infiltration. In *Advances in infiltration*. American Society of Agricultural Engineers Publication 11-83, St. Joseph, Mich. Pp. 163-170.
- Selim HM, Kirkham D (1973). Unsteady two dimensional flow of water in unsaturated soils above an impervious barrier. *Soil Science Society of America Journal*, 37(4), 489-495.
- Sepaskhah AR, Chitsaz H (2004). Validating the Green-Ampt analysis of wetted radius and depth in trickle irrigation. *Biosystems Engineering*, 89(2), 231-236.
- Šimůnek J, Šejna M, van Genuchten MTh (1996). HYDRUS-2D. Simulating water flow and solute transport in two-dimensional variable saturated media. U.S. Salinity Laboratory, USDA/ARS Riverside, CA. Distributed by international Ground Water Modeling Center, Golden, CO.
- Šimůnek J, Šejna M, van Genuchten MTh, (1999). The HYDRUS-2D software package for simulating two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variable saturated media. Version 2.0, IGWMC-TPS-53, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, CO.
- Skaggs TH, Trout TJ, Šimůnek J, Shouse PJ (2004). Comparison of HYDRUS-2D simulations of drip irrigation with experimental observations. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 130(4), 304-310.
- Stroud AH, Secrest D (1966). *Gaussian quadrature formulas*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- Swartzendruber D (1968). The applicability of Darcy's law. *Soil Science Society of America Proceedings*, 32, 156-162.
- Taghavi SA, Marino MA, Rolston DE (1984). Infiltration from trickle-irrigation source. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering ASCE*, 110 (4), 331-341.
- Thony JL (1970). Etude experimentale des phenomenes d' hysteresis dans les ecoulements en milieu poreux non satures . These de Docteur - Ingenieur , Universite de Grenoble, pp. 140.

- Thorburn PJ, Cook FJ, Bristow KL (2003). Soil-dependent wetting from trickle emitters: implications for system design and management. *Irrigation Science*, 22: 121-127.
- Topp GC (1971a). Soil-water hysteresis: The domain theory extended to pore interactions conditions. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35, 219-225.
- Topp GC (1971b). Soil-water hysteresis in silt loam and clay loam soils. *Water Resources Research*, 7, 914-920.
- Topp GC, Miller EE (1966). Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass-bead media. *Soil Science Society of America Proceedings*, 30, 156-162.
- Turner NC, Parlange JY (1974). Lateral movement at the periphery of a one dimensional flow of water. *Journal of Soil Science*, 118(2), 70-77.
- Τζιμόπουλος Χ (1979). Αριθμητικά μοντέλα διδιάστατης ακόρεστης ροής σε ισοθερμικό μέσο. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής Τ.Ε.Ε. – Εργ. Γεωργικής Υδραυλικής – Θεσ/νίκη . σελ 65-82.
- Vachaud G, Thony JL (1971). Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. *Water Resources Research*, 7(1), 111-127.
- van Bavel CHM, Stirk GB, Brust KJ (1968a). Hydraulic properties of a clay loam and field measurement of water uptake by roots: I. Interpretation of water content and pressure profiles. *Soil Science Society of America Proceedings*, 32, 310-317.
- van Bavel CHM, Brust KJ, Stirk GB (1968b). Hydraulic properties of a clay loam and field measurement of water uptake by roots: II. The water balance of the root zone. *Soil Science Society of America Proceedings*, 32, 317-321.
- Van Genuchten MTh (1980). A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892-898.
- Van Genuchten MTh (1987). A numerical model for water uptake and solute movement in and below the root zone. Research Report No 121, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California, 1987.
- Vauclin M, Khanji D, Vachaud G (1976). Etude experimentale et numerique du drainage et de la recharge des nappes a surface libre, avec prise en compte de la zone non saturee. *Journal de Mecanique*, 15, 307-348.
- Vrugt JA, Hopmans JW, Šimůnek J (2001). Calibration of a two-dimensional root water uptake model. *Soil Science Society of America Journal*, 65, 1027-1037.
- Vyrlas P, Sakellariou-Markantonaki M (2005). Intermittent water application through surface and subsurface drip irrigation. ASAE, paper No. 052216. St. Joseph, Michigan.
- Warrick AW (1974). Time-dependent linearized infiltration. 1: Point sources. *Soil Science Society of America Journal*, 38(3), 383-386.
- Warrick AW, Lomen DO (1976). Time-dependent linearized infiltration. 3: Strip and disc sources. *Soil Science Society of America Journal*, 40(5), 639-643.
- Warrick AW, Amoozegar-Fard A (1979). Infiltration and drainage calculations using spatially scaled hydraulic properties. *Water Resources Research*, 15(5), 1116-1120.
- Warrick AW, Lomen DO, Amoozegar-Fard A (1980). Linearized moisture flow with root extraction for three dimensional steady conditions. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 911-914.

- Warrick AW, Lomen DO, Yates SR (1985). A generalized solution to infiltration. *Soil Science Society of America Journal*, 49(1), 34-38.
- Warrick AW (1985). Point and line infiltration-calculation of the wetted soil surface. *Soil Science Society of America Journal*, 49, 1581-1583.
- Warrick AW (1986). Design principles. In F.S. Nakayama and D.A. Bucks (ed.). *Trickle irrigation for crop productions*. Elsevier, New York. p.93-116.
- Wheeler SJ, Sharma RJ, Buisson MSR (2003). Coupling of hydraulic hysteresis and stress-strain behaviour in unsaturated soil. *Geotechnique*, 53, 41-54.
- Whisler FD, Klute A, Millington RJ (1968). Analysis of steady state evapotranspiration from a soil column. *Soil Science Society of America Proceedings*, 32, 167-174.
- Whisler FD, Klute A, Millington RJ (1970). Analysis of radial, steady-state solution and solute flow. *Soil Science Society of America Proceedings*, 34(3), 382-387.
- Willoughby P, Cockroft B (1974). Changes in root patterns of peach trees under trickle irrigation. *Proc. Inter Drip Irrig. Cong.*, San Diego, CA, pp 439-442.
- Wooding RA (1968). Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resources Research*, 4, 1259-1273.
- Wu J, Zhanh R, Gui S (1999). Modeling soil water movement with water uptake by roots. *Plant and Soil*, 215, 7-17.
- Yeh TCJ, Ye M, Khaleel R (2005). Estimation of effective unsaturated hydraulic conductivity tensor using spatial moments of observed moisture plume. *Water Resources Research*, 41(3).
- Zhou Q, Kang s, Zhang L, Li F (2007). Comparison of APRI and Hydrus-2D models to simulate soil water dynamics in a vineyard under alternate partial root zone drip irrigation. *Plant and Soil*, 291, 211-223.

Παράρτημα 1

ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΣ ΤΟΥ THOMAS

Έστω η μητρώα εξίσωση:

$$\mathbf{A} \mathbf{X} = \mathbf{F} \quad (\text{Π1.1})$$

όπου: \mathbf{A} είναι το τριδιάγωνιο μητρώο των συντελεστών των αγνώστων με διαστάσεις $(n+1) \times (n+1)$, \mathbf{X} είναι το διάνυσμα των αγνώστων με μέγεθος $n+1$ και \mathbf{F} είναι το διάνυσμα των σταθερών συντελεστών με μέγεθος $n+1$.

Το μητρώο \mathbf{A} μπορεί να αναλυθεί σε γινόμενο δύο διαγώνιων μητρώων \mathbf{L} και \mathbf{U} , ως εξής:

$$\mathbf{A} = \mathbf{L} \mathbf{U} \quad (\text{Π1.2})$$

ή

$$\begin{bmatrix} b_0 & d_0 & 0 & \dots & 0 \\ a_1 & b_1 & d_1 & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & a_{n-1} & b_{n-1} & d_{n-1} \\ 0 & \dots & 0 & a_n & b_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mu_0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ a_1 & \mu_1 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & a_{n-1} & \mu_{n-1} & 0 \\ 0 & \dots & 0 & a_n & \mu_n \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} 1 & v_0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 1 & v_1 & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & 0 & 1 & v_{n-1} \\ 0 & \dots & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (\text{Π1.3})$$

εκτελώντας τον πολλαπλασιασμό των μητρώων της σχέσης (Π1.3) και αντιστοιχίζοντας τα στοιχεία του γινομένου με τα στοιχεία του μητρώου \mathbf{A} , παίρνουμε ότι:

$$\begin{aligned} \mu_0 &= b_0, & \text{για } i &= 0 \\ a_i v_{i-1} + \mu_i &= b_i, & \text{για } i &= 1, \dots, n \end{aligned} \quad (\text{Π1.4})$$

$$\text{ενώ:} \quad \mu_i v_i = d_i \text{ για } i = 0, \dots, n-1 \quad (\text{Π1.5})$$

$$\begin{aligned} \text{ή τελικά:} \quad \mu_0 &= b_0, & \text{για } i &= 0 \\ \mu_i &= b_i - a_i v_{i-1}, & \text{για } i &= 1, \dots, n \end{aligned} \quad (\text{Π1.6})$$

και
$$v_i = d_i/\mu_i, \text{ για } i = 0, \dots, n-1 \quad (\text{Π1.7})$$

Έστω διάνυσμα \mathbf{Y} , τέτοιο ώστε:
$$\mathbf{Y} = \mathbf{U} \mathbf{X} \quad (\text{Π1.8})$$

τότε ισχύει:
$$\mathbf{L} \mathbf{Y} = \mathbf{F} \quad (\text{Π1.9})$$

Λύνοντας την εξίσωση (Π1.9) ως προς \mathbf{Y} , παίρνουμε:

$$Y_0 = \frac{f_0}{\mu_0} \quad (\text{Π1.10})$$

και
$$Y_i = \frac{f_i - a_i Y_{i+1}}{\mu_i} \quad (\text{Π1.11})$$

Από τις εξισώσεις (Π1.10), (Π1.11) μπορούμε να υπολογίσουμε το διάνυσμα \mathbf{Y} .

Επομένως από την εξίσωση (Π1.8) μπορούμε να υπολογίσουμε, με προς τα πίσω αντικατάσταση, το διάνυσμα \mathbf{X} του οποίου οι τιμές θα είναι:

$$\begin{aligned} X_n &= Y_n \\ X_i &= Y_i - v_i X_{i+1}, \quad i = n-1, n-2, \dots, 0 \end{aligned} \quad (\text{Π1.12})$$