

ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ

ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΕΔΑΦΙΚΟΙ, ΥΔΑΤΙΚΟΙ ΠΟΡΟΙ ΚΑΙ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

**«ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΙΟΝΤΩΝ ΚΑΙ ΤΗΣ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗΣ ΔΙΑΛΥΜΑΤΩΝ
ΣΤΗΝ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ ΕΔΑΦΩΝ»**

ΓΟΥΡΔΟΜΙΧΑΛΗ ΠΑΡΑΣΚΕΥΗ-ΣΤΑΥΡΟΥΛΑ

Γεωπόνος



ΑΘΗΝΑ 2017

ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ

ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΕΔΑΦΙΚΟΙ, ΥΔΑΤΙΚΟΙ ΠΟΡΟΙ ΚΑΙ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

**«ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΙΟΝΤΩΝ ΚΑΙ ΤΗΣ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗΣ ΔΙΑΛΥΜΑΤΩΝ
ΣΤΗΝ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ ΕΔΑΦΩΝ»**

ΓΟΥΡΔΟΜΙΧΑΛΗ ΠΑΡΑΣΚΕΥΗ-ΣΤΑΥΡΟΥΛΑ

Γεωπόνος



ΑΘΗΝΑ 2017

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ
«ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΙΟΝΤΩΝ ΚΑΙ ΤΗΣ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗΣ ΔΙΑΛΥΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ
ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ ΕΔΑΦΩΝ»

ΓΟΥΡΔΟΜΙΧΑΛΗ ΠΑΡΑΣΚΕΥΗ-ΣΤΑΥΡΟΥΛΑ

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ:

ΨΥΧΟΓΙΟΥ Μ., ΕΠΙΚΟΥΡΗ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ (Επιβλέπουσα)

ΑΡΓΥΡΟΚΑΣΤΡΙΤΗΣ Ι., ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΗΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ

ΜΑΣΣΑΣ Ι., ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΗΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ	8
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	9
ABSTRACT	11
ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ	13
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ	14
1.1 Εισαγωγή	14
1.1.1 Ποιότητα αρδευτικού νερού	14
1.1.2 Νόμος του Darcy – Υδραυλική αγωγιμότητα	18
1.1.2.1 Νόμος του Darcy	18
1.1.2.2 Υδραυλική αγωγιμότητα	20
1.1.3 Ορυκτά της αργίλου	24
1.1.3.1 Φυλλοπυριτικά ορυκτά της αργίλου	24
1.1.3.2 Αργιλικά ορυκτά και ανταλλάξιμα κατιόντα	27
1.2 Επίδραση του Νατρίου και της συγκέντρωσης του διαλύματος στην υδραυλική αγωγιμότητα των εδαφών	29
1.3 Επίδραση του νερού της βροχής ή νερού άρδευσης με χαμηλή συγκέντρωση σε άλατα	33
1.4 Επίδραση του Καλίου στην υδραυλική αγωγιμότητα	36
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ	41
2.1 Δειγματοληψία και προετοιμασία εδαφικών δειγμάτων	41
2.2 Μετρήσεις υδραυλικής αγωγιμότητας	41
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ	44
3.1 Χαρακτηριστικά εδαφών	44
3.2 Αλλαγές στην υδραυλική αγωγιμότητα	44
3.3 Συμπεράσματα	65
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	66

Πίνακες

Πίνακας 1: Κατευθυντήριες γραμμές για την ποιότητα νερού άρδευσης σε συνδυασμό με το SAR και την EC.	35
Πίνακας 2: Χαρακτηριστικά εδαφικών δειγμάτων.	44
Πίνακας 3: Οι τελικές τιμές κατά την διαδικασία της έκπλυσης για το Έδαφος 1.	49
Πίνακας 4: Οι τελικές τιμές κατά την διαδικασία της έκπλυσης για το Έδαφος 2.	55
Πίνακας 5: Τιμές EC, SAR/PAR, PV για μείωση της Ks 30% κατά την διαδικασία της έκπλυσης για το Έδαφος 1.	60
Πίνακας 6: Τιμές EC, SAR/PAR, PV για μείωση της Ks 30% κατά την διαδικασία της έκπλυσης για το Έδαφος 2.	60

Σχήματα

Σχήμα 1: Σχηματική παράσταση συσκευής που χρησιμοποίησε ο Darcy (Πουλοβασίλης, 2010).	19
Σχήμα 2: Σχέση ταχύτητας ροής και κλίσης υδραυλικού φορτίου (Environmental Soil Physics, Hillel, 2004).	20
Σχήμα 3: Σχέση μεταξύ υδραυλικής αγωγιμότητας K, μιας άμμου και υγρασίας θ (α) κατά την πρώτη αποστράγγιση (β) κατά την αποστράγγιση κατά μήκος της οριακής καμπύλης αποστράγγισης του βρόχου υστέρησης (γ) κατά την διαβροχή κατά μήκος της οριακής καμπύλης διαβροχής (δ) κατά τον εγκλωβισμό αέρα. (Πουλοβασίλης, 2010).	22
Σχήμα 4: Σχηματική παράσταση της δομής μοντμοριλλονίτη (α), ιλλίτη (β) και καολινίτη (γ) (Brady and Weil, 2002).	26
Σχήμα 5: Επίδραση της σχέσης συγκέντρωσης και ESP στην υδραυλική αγωγιμότητα σε αμμοπηλώδες έδαφος (McNeal and Coleman, 1966).	26
Σχήμα 6: Σχέση συγκέντρωσης αλάτων και ESP για μείωση 25% της υδραυλικής αγωγιμότητας σε διάφορα εδάφη (McNeal and Coleman, 1966).	31

Διαγράμματα

Διάγραμμα 1: Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 1 για SAR/PAR=44.	45
Διάγραμμα 2: Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 1 για SAR=22, PAR=16.	45

Διάγραμμα 3: Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 1 για SAR/PAR=8.	46
Διάγραμμα 4: Σχετική ηλεκτρική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 1 για SAR/PAR=44.	46
Διάγραμμα 5: Σχετική ηλεκτρική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 1 για SAR=22, PAR=16.	47
Διάγραμμα 6: Σχετική ηλεκτρική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 1 για SAR/PAR=8.	47
Διάγραμμα 7: Επίπεδα SAR/PAR σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 1.	50
Διάγραμμα 8: Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 2 για SAR/PAR=44.	51
Διάγραμμα 9: Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 2 για SAR=22, PAR=16.	51
Διάγραμμα 10: Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 2 για SAR/PAR=8.	52
Διάγραμμα 11: Σχετική ηλεκτρική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 2 για SAR/PAR=44.	52
Διάγραμμα 12: Σχετική ηλεκτρική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 2 για SAR=22, PAR=16.	53
Διάγραμμα 13: Σχετική ηλεκτρική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 2 για SAR/PAR=8.	53
Διάγραμμα 14: Επίπεδα SAR/PAR σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 2.	56
Διάγραμμα 15: Σύγκριση σχετικών υδραυλικών αγωγιμοτήτων σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για τα Εδάφη 1 και 2 για SAR/PAR=44.	56
Διάγραμμα 16: Σύγκριση σχετικών υδραυλικών αγωγιμοτήτων σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για τα Εδάφη 1 και 2 για SAR=22, PAR=16.	57
Διάγραμμα 17: Σύγκριση σχετικών υδραυλικών αγωγιμοτήτων σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για τα Εδάφη 1 και 2 για SAR/PAR=8.	57

- Διάγραμμα 18:** Σύγκριση σχετικών ηλεκτρικών αγωγιμοτήτων σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για τα Εδάφη 1 και 2 για όλα τα επίπεδα SAR/PAR. 59
- Διάγραμμα 19:** Σύγκριση σχετικών υδραυλικών αγωγιμοτήτων σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για τα Εδάφη 2 και 3 για SAR/PAR=44. 61
- Διάγραμμα 20:** Σύγκριση σχετικών ηλεκτρικών αγωγιμοτήτων σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για τα Εδάφη 2 και 3 για SAR/PAR=44. 62
- Διάγραμμα 21:** Σύγκριση SAR/PAR σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για τα Εδάφη 2 και 3. 62

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η εργασία αυτή εκπονήθηκε στα πλαίσια των υποχρεώσεων του Π.Μ.Σ. "Αξιοποίησης Φυσικών Πόρων και Γεωργικής Μηχανικής" με Ειδίκευση στους Εδαφικούς, Υδατικούς πόρους και Διαχείριση του Περιβάλλοντος. Κατά την διάρκεια εκπόνησης της εργασίας μου συνεργάστηκα με πολλούς ανθρώπους και νιώθω την ανάγκη να τους ευχαριστήσω που στάθηκαν δίπλα μου και συνέβαλαν στην διεκπαιρέωσή της.

Αρχικά, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την επιβλέπουσα καθηγήτρια μου κ. Ψυχογιού Μαρία για την ανάθεση του θέματος της μεταπτυχιακής εργασίας μου, την συνεχή καθοδήγηση και την πολύτιμη βοήθειά της σε όλα τα στάδια εκτέλεσης της διατριβής, τη συμπαράστασή της, καθώς επίσης και για το ενδιαφέρον και την εμπιστοσύνη που έδειξε απέναντί μου.

Ευχαριστώ θερμά την κ. Σγουμποπούλου Νατάσα, ΕΔΙΠ, που χωρίς την παρουσία της θα ήταν αδύνατη η διεκπεραίωση της παρούσας μελέτης.

Θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου στον κ. Ρίζο Σπύρο, ΕΔΙΠ, για την επιστημονική καθοδήγησή του, τις χρήσιμες συμβουλές και παρατηρήσεις του.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένειά μου για την αμέριστη υποστήριξη, αγάπη και συμπαράστασή τους όλα αυτά τα χρόνια των σπουδών μου.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η συγκεκριμένη πτυχιακή εργασία αφορά στη μελέτη της επίδρασης των ιόντων καλίου (K^+) και νατρίου (Na^+) στην υδραυλική αγωγιμότητα εδαφών. Επιλέγησαν δύο εδάφη με διαφορετικές φυσικοχημικές ιδιότητες και διαφορετική ορυκτολογική σύσταση αργιλικών ορυκτών, ένα αμμοαργιλοπηλώδες με κυρίαρχο αργιλικό ορυκτό τον ιλλίτη (E1) και ένα αργιλλώδες με κυρίαρχο ορυκτό τον μοντμοριλλονίτη (E2). Επίσης, χρησιμοποιήθηκε και ένα έδαφος (E3) με παρόμοια μηχανική και ορυκτολογική σύσταση με το E2 και μεγάλο ποσοστό οργανικής ουσίας. Και στα 3 εδάφη έγιναν ξήρανση, κοσκίνισμα ($\leq 2\text{mm}$) και προσδιορίστηκαν τα βασικά χαρακτηριστικά (pH, κοκκομετρική σύσταση, οργανική ουσία, $CaCO_3$, IAK και EC στο εκχύλισμα πάστας κορεσμού).

Οι μετρήσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας διεξάχθηκαν σε διαταραγμένα δείγματα με τη μέθοδο σταθερού φορτίου. Εφαρμόστηκαν τρία επίπεδα αλατότητας και τιμών SAR/PAR. Τα διαλύματα που χρησιμοποιήθηκαν για την ισορροπία των δειγμάτων ήταν διαλύματα $NaCl/CaCl_2$ και $KCl/CaCl_2$. Οι τιμές του SAR και η ηλεκτρική αγωγιμότητα των διαλυμάτων νατρίου ήταν $SAR=44 - EC=16,75 \text{ dS m}^{-1}$, $SAR=22 - EC=9,68 \text{ dS m}^{-1}$, $SAR=8 - EC=5,02 \text{ dS m}^{-1}$. Τα αντίστοιχα διαλύματα καλίου ήταν $PAR=44 - EC=19,98 \text{ dS m}^{-1}$, $PAR=16 - EC=9,13 \text{ dS m}^{-1}$, $PAR=8 - EC=5,00 \text{ dS m}^{-1}$. Η αρχική υδραυλική αγωγιμότητα των εδαφών προσδιορίστηκε με τα αντίστοιχα διαλύματα. Στα εδαφικά δείγματα εφαρμόστηκε έκπλυση με απιονισμένο νερό ηλεκτρικής αγωγιμότητας $0,03 \text{ dS/m}$. Προσδιορίστηκαν οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας των εδαφικών δειγμάτων, καθώς και η ηλεκτρική αγωγιμότητα και οι τιμές του SAR/PAR στο νερό απορροής κατά την διάρκεια της έκπλυσης.

Τα αποτελέσματα για το έδαφος (E1) με κυρίαρχο ορυκτό τον ιλλίτη έδειξαν ότι κατά την έκπλυση του εδάφους σε όλα τα επίπεδα SAR/PAR η παρουσία του καλίου σε σχέση με το νάτριο προκαλεί μικρότερες μειώσεις στην υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους, κυρίως στα χαμηλά επίπεδα ($SAR/PAR=8$) που η διαφορά των τελικών μειώσεων της σχετικής υδραυλικής αγωγιμότητας είναι μεγαλύτερη. Στο έδαφος με τον μοντμοριλλονίτη (E2), που ανήκει στην τάξη των Vertisols, το κάλιο σε σχέση με το νάτριο έδειξε παραπλήσια επίδραση στην υδραυλική αγωγιμότητα στα υψηλά επίπεδα ($SAR/PAR=44$), αφού υφίσταντο και τα δύο πλήρη διασπορά με

την έκπλυση με απιονισμένο νερό, σε διαφορετικούς όμως όγκους των πόρων (PV) ($PV_{Na}=2-2,5/PV_K=13,5$). Στα ενδιάμεσα επίπεδα ($SAR=22/PAR=16$) η επίδραση του καλίου είναι λιγότερο δυσμενής, αφού καταλήγει σε μικρότερη μείωση της σχετικής υδραυλικής αγωγιμότητας σε σχέση με το ενδιάμεσο διάλυμα νατρίου. Στα χαμηλά επίπεδα $SAR=8/PAR=8$ τα δύο ιόντα παρουσιάζουν παρόμοια συμπεριφορά με μικρότερες μειώσεις της σχετικής υδραυλικής αγωγιμότητας σε σχέση με τα άλλα επίπεδα SAR-PAR.

Συγκρίνοντας τα δύο αργιλικά ορυκτά, το έδαφος με τον ιλλίτη (E1) παρουσιάζεται πιο ανθεκτικό στην μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας και για τα δύο ιόντα, ενώ το έδαφος με τον μοντμοριλλονίτη (E2) δείχνει να είναι περισσότερο ευαίσθητο και για το κάλιο και για το νάτριο με τελικές μειώσεις σχετικής υδραυλικής αγωγιμότητας μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες στα διάφορα επίπεδα SAR-PAR του ιλλίτη. Το έδαφος που έχει μεγάλο ποσοστό οργανικής ουσίας (E3) και παρόμοια ορυκτολογική σύσταση με το Έδαφος 2 παρουσιάζει παρόμοια συμπεριφορά με αυτό, στα υψηλά επίπεδα, και στο νάτριο και στο κάλιο, με μια μεγαλύτερη μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας με την παρουσία καλίου.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: υδραυλική αγωγιμότητα εδάφους, συγκέντρωση διαλύματος, SAR (λόγος προσρόφησης νατρίου), PAR (λόγος προσρόφησης καλίου), άργιλος

ABSTRACT

This study examines the potential relative effects of potassium (K^+) and sodium (Na^+) ions on hydraulic conductivity of soils during leaching conditions prevailing at rainfall period.

Two soils with different physicochemical properties and different mineralogical composition of clay minerals were selected, (a sandy clay loam with illite as predominant clay mineral, E1 and a clay with montmorillonite, E2). Another soil (E3) with similar mechanical and mineralogical composition with E2 with a high organic matter content was also used. All three soils were dried, sieved ($\leq 2\text{mm}$) and the basic characteristics were determined (pH, soil texture, organic matter content, $CaCO_3$, CEC and EC of soil paste saturation extract).

Hydraulic conductivity measurements were made on laboratory packed soil samples using the constant head method. Three levels of salinity and SAR/PAR values were applied. The solutions used to saturate soil samples were $NaCl/CaCl_2$ and $KCl/CaCl_2$. The SAR and the electrical conductivity values of sodium solutions were SAR = 44 - EC = 16,75 $dS\ m^{-1}$, SAR = 22 - EC = 9,68 $dS\ m^{-1}$, SAR = 8 - EC = 5,02 $dS\ m^{-1}$. The corresponding potassium solutions were PAR = 44 - EC = 19,98 $dS\ m^{-1}$, PAR = 16 - EC = 9,13 $dS\ m^{-1}$, PAR = 8 - EC = 5,00 $dS\ m^{-1}$. Initial hydraulic conductivity of soils was determined with the corresponding solutions. The soil samples were leached with deionized water (EC=0,03 $dS\ m^{-1}$) and soil hydraulic conductivity values were determined. Leachate of soil column, during leaching, was collected and analyzed for EC, pH and ion concentration.

The presence of potassium in relation to sodium ion at soil (E1) with Illite, causes lower reductions in soil hydraulic conductivity, at all SAR/PAR levels, during leaching, the difference being greater at low level (SAR/PAR = 8). At soil with montmorillonite (E2), potassium in relation to sodium showed a similar effect on the hydraulic conductivity at high levels (SAR/PAR = 44), since both were completely dispersed by leaching with deionized water but in different pore volumes (PV) ($PV_{Na}=2-2,5 / PV_K=13,5$). At intermediate levels (SAR = 22 / PAR = 16), the effect of potassium is less adverse than sodium as it results in lower reduction of soil hydraulic conductivity. At low SAR = 8 / PAR = 8 levels, the two ions exhibit similar behavior

with lower reductions in relative hydraulic conductivity compared to the other SAR-PAR levels.

Comparing the two different soils, the soil dominant in illite (E1) is more resistant to the reduction of the hydraulic conductivity for both ions, while the soil dominant in montmorillonite (E2) seems to be more sensitive at both potassium and sodium ions, with greater reductions of hydraulic conductivity than those at the various SAR-PAR levels of illite. Soil with a high organic content (E3) exhibits a similar behavior to that of soil (E2), at SAR/PAR=44, with a greater reduction in hydraulic conductivity in the presence of potassium.

KEYWORDS: hydraulic conductivity, concentration of solution, SAR (Sodium Adsorption Ratio), PAR (Potassium Adsorption Ratio), clay

ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Η αρνητική επίδραση της αυξημένης συγκέντρωσης του νατρίου σε σχέση με τα δισθενή κατιόντα στις φυσικές ιδιότητες του εδάφους και κυρίως στην υδραυλική αγωγιμότητα, έχει μελετηθεί και έχει τεκμηριωθεί λόγω της διόγκωσης ή της διασποράς που προκαλεί στο αργιλικό κλάσμα του εδάφους. Αντίθετα, η επίδραση της αυξημένης συγκέντρωσης του μονοσθενούς, επίσης, ιόντος καλίου σε σχέση με τα δισθενή ιόντα, δεν έχει μελετηθεί επαρκώς και μάλιστα υπάρχουν αντικρουόμενες απόψεις για την επίδρασή του στην υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους. Παρόλο που είναι ένα κατιόν που η προσθήκη του βοηθάει στην γονιμότητα του εδάφους, όταν συσσωρεύεται στο έδαφος σε σχέση με τα δισθενή ιόντα μπορεί να προκαλέσει διόγκωση και διασπορά της αργίλου. Η χρήση υποβαθμισμένης ποιότητας νερών για την άρδευση των καλλιεργειών, στις ξηρές και ημίξηρες περιοχές, αφορούσε κυρίως στην παρουσία υψηλών συγκεντρώσεων αλάτων και αυξημένης περιεκτικότητας σε νάτριο, λόγω της υπεράντλησης και υφαλμύρισης των υπόγειων νερών, αρδευτικά νερά με χαμηλή περιεκτικότητα σε κάλιο. Με τη χρήση επεξεργασμένων αποβλήτων, ως εναλλακτική πηγή αρδευτικού νερού, ορισμένα από τα οποία περιέχουν και σημαντικές ποσότητες καλίου, προκύπτει η ανάγκη περαιτέρω διερεύνησης της επίδρασης του καλίου στην υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους (HC). Κατά την αρδευτική περίοδο η παρουσία υψηλών συγκεντρώσεων αλάτων μπορεί να αποτρέψει την υποβάθμιση των φυσικών ιδιοτήτων του εδάφους και την μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας. Όμως, όταν το νερό άρδευσης έχει μικρή συγκέντρωση σε άλατα ή κατά την περίοδο των βροχοπτώσεων, η ευαισθησία στη διασπορά του αργιλικού κλάσματος του εδάφους και η επακόλουθη μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας αυξάνονται δραστικά. Με την παρούσα εργασία διερευνάται η διαφορά της επίδρασης των ιόντων καλίου σε σχέση με το νάτριο στην υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους κατά την έκπλυση τους την περίοδο των βροχοπτώσεων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ

1.1 Εισαγωγή

1.1.1 Ποιότητα αρδευτικού νερού

Η άρδευση αποτελεί την σημαντικότερη παράμετρο για την αύξηση της παραγωγής των καλλιεργειών. Η γεωργία αποτελεί τον μεγαλύτερο καταναλωτή νερού παγκόσμια, καταναλώνοντας περίπου το 70% του διαθέσιμου νερού. Οι πηγές καλής ποιότητας νερού μειώνονται, οι ανταγωνιστικές χρήσεις στη βιομηχανία και στην ύδρευση αυξάνονται και οι ανάγκες για την διασφάλιση τροφής καθίστανται όλο και μεγαλύτερες με την αναμενόμενη αύξηση του πληθυσμού.

Έτσι, η αρδευόμενη γεωργία βρίσκεται συνεχώς αντιμέτωπη με την πρόκληση της αποτελεσματικότερης χρήσης του νερού και σε πολλές περιπτώσεις της χρήσης υποβαθμισμένης ποιότητας νερού και της εξεύρεσης εναλλακτικών πηγών νερών.

Η χρήση αλατούχων νερών για άρδευση για πολλά χρόνια αποτέλεσε συνηθισμένη πρακτική, ιδιαίτερα στις περιοχές με σημαντικό έλλειμμα νερού. Η χρήση των επεξεργασμένων αποβλήτων για άρδευση αποτελεί, επίσης, μια εναλλακτική πηγή νερού για την γεωργία που έχει υιοθετηθεί και αποτελεί ένα σημαντικό πόρο, ειδικά στις περιοχές με αυξανόμενες ανάγκες για νερό (UNWWAP, 2017).

Η άρδευση με υποβαθμισμένης ποιότητας νερό εμπεριέχει δύο βασικούς κινδύνους: (α) την δημιουργία αλατούχων εδαφών (αύξηση της συγκέντρωσης αλάτων στο έδαφος) με οσμωτικές και ειδικές επιδράσεις ιόντων στα φυτά και (β) την δημιουργία αλκαλιωμένων εδαφών (αύξηση της περιεκτικότητας των εδαφών σε ανταλλάξιμο νάτριο σε σχέση με τα υπόλοιπα κατιόντα, κυρίως τα δισθενή ιόντα ασβεστίου και μαγνησίου) .

Η δευτερογενής αλάτωση των εδαφών, που οφείλεται σε ανθρωπογενή αίτια κυρίως μέσω της άρδευσης με υποβαθμισμένης ποιότητας νερό, σε περιοχές με μικρό ύψος βροχοπτώσεων, σε κλιματικές συνθήκες υψηλών απαιτήσεων εξατμισοδιαπνοής και σε εδάφη με ανεπαρκή στράγγιση, αποτελεί σημαντικό πρόβλημα για τα εδάφη και την παραγωγικότητα των καλλιεργειών. Στις μεσογειακές χώρες, όπου χρησιμοποιείται για άρδευση νερό υποβαθμισμένης ποιότητας, λόγω της υπεράντλησης των υπόγειων παράκτιων υδροφορέων και της υφαλμύρινσης του

υπόγειου νερού από την διείσδυση της θάλασσας, της υπερβολικής χρήσης λιπασμάτων και της χρήσης των επεξεργασμένων αποβλήτων για άρδευση, το 25% των αρδευόμενων εδαφών φαίνεται να έχουν επηρεαστεί από την αλατότητα (Geeson et al., 2003).

Η αλατότητα επηρεάζει την ανάπτυξη και παραγωγικότητα των καλλιεργειών, λόγω της αύξησης του οσμωτικού δυναμικού και του περιορισμού της διαθεσιμότητας του νερού για τα φυτά (Shalhevet and Hsiao, 1986), των ειδικών τοξικών επιδράσεων ορισμένων ιόντων, καθώς και των ανισορροπιών που προκαλούνται στην θρέψη των φυτών (Gratta and Grieve, 1994). Ένα έδαφος θεωρείται αλατούχο εάν η ηλεκτρική αγωγιμότητα του εκχυλίσματος κορεσμού (ECe) είναι πάνω από 4 ds m^{-1} (U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954). Οι αρνητικές επιδράσεις της αλατότητας στις καλλιέργειες εξαρτώνται από πολλούς παράγοντες, όπως κλιματικούς και εδαφικούς, αλλά και από το είδος της καλλιέργειας, το καθεστώς της εδαφικής υγρασίας, το αρδευτικό σύστημα (Francois and Maas, 1994).

Η αλκαλίωση, η υψηλή συγκέντρωση κυρίως του μονοσθενούς ιόντος νατρίου, διαταράσσει τη δομή του εδάφους και τη σταθερότητα των συσσωματωμάτων, επηρεάζοντας τις βασικές φυσικές ιδιότητες του εδάφους, την υδραυλική αγωγιμότητα, την ταχύτητα διήθησης, την φαινομενική πυκνότητα και τον αερισμό. Η αυξημένη αναλογία του ανταλλάξιμου νατρίου σε σχέση με τα δισθενή κατιόντα προκαλεί τη διόγκωση ή τη διασπορά της αργίλου και κατ' επέκταση την καταστροφή των συσσωματωμάτων (Shainberg and Letey, 1984; Levy and Shainberg, 2005; Rengasamy and Olsson, 1991).

Ο Rhoades (1972) και οι Frenkel et al. (1978) αξιολογώντας την ποιότητα των υδάτων για άρδευση, κατέληξαν ότι «η πιο κρίσιμη παράμετρος για την εκτίμηση της ποιότητας του νερού για άρδευση αποτελεί η επίδραση του νατρίου στη δομή και την υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους που είναι ιδιαίτερα δύσκολο να προβλεφθεί».

Αν και η αλκαλίωση του εδάφους εξαρτάται γενικότερα από την παρουσία μονοσθενών ιόντων σε σχέση με τα δισθενή ιόντα, οι περισσότερες μελέτες που αφορούν τις υδραυλικές ιδιότητες των αλατούχων ή αλατούχων αλκαλιωμένων εδαφών έχουν επικεντρωθεί κυρίως στις επιβλαβείς επιδράσεις του ανταλλάξιμου νατρίου και της αλατότητας του νερού (Quirk and Schofield, 1955; Bresler et al., 1982; Shainberg and Shalhevet, 1984; Sumner, 1993; Oster and Jayawardane, 1998;

Levy, 2012). Η αλατότητα στο νερό άρδευσης (μετρούμενη ως ηλεκτρική αγωγιμότητα σε dS m^{-1} ή συγκέντρωση ηλεκτρολύτη σε meq l^{-1}) μπορεί να επηρεάσει την υδραυλική αγωγιμότητα. Ο κύριος λόγος που οι μέχρι τώρα πειραματικές εργασίες ήταν κυρίως εστιασμένες στην επίδραση του νατρίου είναι η αποδεδειγμένα δυσμενής επίδραση του στην υδραυλική αγωγιμότητα των εδαφών, καθώς και οι υψηλές συγκεντρώσεις του στα υποβαθμισμένης ποιότητας νερά που χρησιμοποιούνταν για άρδευση, με συνέπεια τις υψηλές συγκεντρώσεις του νατρίου στα αλατούχα εδάφη, ειδικά στην ξηρή και ημίξηρη ζώνη.

Αντίθετα, οι ποσότητες του καλίου στα νερά άρδευσης είναι χαμηλές και η συσσώρευση καλίου στο έδαφος δεν ήταν σημαντική. Η χρήση όμως, επεξεργασμένων αποβλήτων για άρδευση που περιέχουν σημαντικές ποσότητες καλίου δημιούργησε την ανάγκη μελέτης της επίδρασης στην υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους. Υψηλά επίπεδα καλίου έχουν αναφερθεί σε απόβλητα χοιροστασιών (Smiles and Smith, 2004) όπως και στα απόβλητα των οινοποιείων (Arienzo et al., 2009). Επίσης, πολλές βιομηχανίες χρησιμοποιούν στις διάφορες επεξεργασίες τους άλατα καλίου ή μαγνησίου αντί νατρίου για να μειώσουν την συγκέντρωση νατρίου στα απόβλητα. Η μακροχρόνια εφαρμογή τέτοιων αποβλήτων για άρδευση μπορεί να οδηγήσει σε συσσώρευση ανταλλάξιμου καλίου στα εδάφη (Arienzo et al., 2009)

Δύο σημαντικές παράμετροι χρησιμοποιούνται για τον χαρακτηρισμό του εδάφους ως αλκαλιωμένο. Η πρώτη είναι το ποσοστό ανταλλαγής νατρίου (ESP), το οποίο περιγράφει το επίπεδο προσροφημένου Na στο έδαφος:

$$\text{ESP} = \frac{[\text{NaX}]}{\text{IAK}} * 100 \quad (1)$$

όπου $[\text{NaX}]$ η συγκέντρωση του ανταλλάξιμου νατρίου και IAK η ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων του εδάφους, οι συγκεντρώσεις σε $\text{meq } 100\text{g εδάφους}^{-1}$. Αντί της ικανότητας ανταλλαγής κατιόντων είναι επίσης δυνατό να χρησιμοποιηθεί το άθροισμα των ανταλλάξιμων κατιόντων (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+).

Η δεύτερη παράμετρος είναι ο λόγος προσρόφησης νατρίου (SAR) του εδαφικού διαλύματος ή του νερού άρδευσης:

$$\text{SAR} = \frac{\text{Na}^+}{\sqrt{\frac{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}{2}}} \quad (2)$$

όπου τα ιόντα Na^+ , Ca^{2+} και Mg^{2+} εκφράζονται σε meq l^{-1} στο νερό άρδευσης ή στο εδαφικό διάλυμα.

Αντιδράσεις ανταλλαγής μεταξύ του εδαφικού διαλύματος και της ανταλλάξιμης φάσης του εδάφους λαμβάνουν χώρα και το ESP του εδάφους μπορεί να εκτιμηθεί από το SAR του εδαφικού διαλύματος (εκχύλισμα πάστας κορεσμού) ή από το SAR του αρδευτικού νερού σε ισορροπία με το έδαφος με βάση την εξίσωση Garon. Η ακόλουθη εμπειρική σχέση (USSL, 1954) για την εκτίμηση του ESP του εδάφους από το SAR του εδαφικού διαλύματος ή του αρδευτικού νερού είναι αξιόπιστη για $0 < \text{ESP} < 40$ (Oster and Sposito, 1980).

$$\text{ESP} = \frac{100 (-0,0126 + 0,01475 \text{ SAR})}{1 + (-0,0126 + 0,01475 \text{ SAR})} \quad (3)$$

Η σχέση μεταξύ ESP-SAR των εδαφών μπορεί να ποικίλει ανάλογα με την περιεκτικότητα σε άργιλο, την ορυκτολογία, την αλατότητα και το ποσοστό κορεσμού των εδαφών (Levy and Hillel, 1968; Frenkel και Alperovitch, 1983; Endo et al., 2002). Διάφορες προσεγγιστικές σχέσεις έχουν προκύψει μεταξύ ESP και SAR των εδαφών όπως:

$$\text{ESP} = (1,95 \text{ SAR}_{1:5}) + 1,8 \quad (5) \quad (\text{Rengasamy et al., 1984})$$

Όπου το $\text{SAR}_{1:5}$ αναφέρεται σε εκχύλισμα εδάφους 1:5.

Το Αμερικανικό Ινστιτούτο Αλατότητας (USSL, 1954), μελετώντας εδάφη στις δυτικές ΗΠΑ, με συγκέντρωση διαλύματος μεγαλύτερη από 3 mmole l^{-1} , πρότεινε ως κρίσιμο επίπεδο πάνω από το οποίο θα μπορούσε να επηρεαστεί αρνητικά η δομή του εδάφους και κατά συνέπεια το έδαφος να χαρακτηριστεί ως αλκαλιωμένο, ποσοστό ανταλλάξιμου νατρίου (ESP) μεγαλύτερο από 15%. Οι Greene et al. (1978) πρότειναν κρίσιμη τιμή με βάση την κοκκομετρική σύσταση για τον διαχωρισμό των αλκαλιωμένων εδαφών, $\text{ESP} = 10\%$ και $\text{ESP} = 20\%$ για τα λεπτόκοκκα και χονδρόκοκκα εδάφη αντίστοιχα. Ο McIntyre (1979) μελετώντας την υδραυλική αγωγιμότητα δειγμάτων εδάφους από την Αυστραλία, με χαμηλής συγκέντρωσης διάλυμα ($0,7 \text{ mmole l}^{-1}$), πρότεινε $\text{ESP} = 6\%$ ως πιο κατάλληλο όριο για τον διαχωρισμό των αλκαλιωμένων εδαφών. Διαπίστωσε ότι η επίδραση του ESP στην υδραυλική αγωγιμότητα των εδαφών ήταν ανεξάρτητη από την περιεκτικότητα σε άργιλο και την ορυκτολογική της σύσταση.

1.1.2 Νόμος του Darcy - Υδραυλική αγωγιμότητα

1.1.2.1 Νόμος του Darcy

Ο φυσικός νόμος που περιγράφει την κίνηση του νερού μέσα σε πορώδη μέσα προτάθηκε από τον Darcy (1856) ύστερα από πειράματα που έκανε στη Dijon της Γαλλίας. Από τα αποτελέσματα πειραμάτων σε στήλες με άμμο, για κατακόρυφη ροή του νερού κατέληξε ότι η ποσότητα του νερού Q που διερχόταν από στήλη μήκους L στη μονάδα του χρόνου δινόταν από τη σχέση:

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{H_1 + L - H_2}{L} = K \cdot A \cdot \frac{\Delta h}{\Delta z} \quad (6)$$

όπου A η επιφάνεια της εγκάρσιας τομής της στήλης, L το μήκος της, H_1 , H_2 τα φορτία πίεσης στο ανώτερο και στο κατώτερο άκρο της στήλης και K μια σταθερά που ο Darcy την περιέγραψε ως «συντελεστή που εξαρτάται από το βαθμό περατότητας της άμμου», υδραυλική αγωγιμότητα του μέσου.

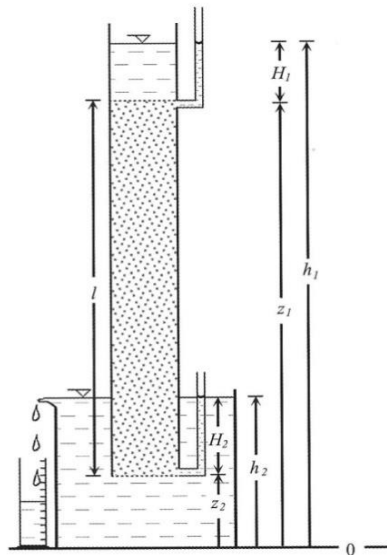
Το υδραυλικό φορτίο h είναι το άθροισμα του φορτίου πίεσης H (το δυναμικό πίεσης, εκφρασμένο σε μονάδες ενέργειας ανά μονάδα βάρους) και της απόστασης από το επίπεδο αναφοράς υψών. Το υδραυλικό φορτίο εκφράζει το δυναμικό του νερού ως το έργο ανά μονάδα βάρους του νερού που παράγεται ή αποδίδεται κατά την μεταφορά του από ένα επίπεδο αναφοράς στο δεδομένο σημείο. Η ποσότητα $(\Delta h/\Delta z)$ ονομάζεται κλίση (gradient) του υδραυλικού φορτίου και είναι η δύναμη που προκαλεί την κίνηση του εδαφικού νερού. Η κλίση του υδραυλικού φορτίου είναι διάνυσμα, δηλαδή έχει μέγεθος και κατεύθυνση που στην περίπτωση αυτή είναι κατακόρυφη προς τα πάνω (ενώ η ροή του νερού ακολουθεί αντίθετη κατεύθυνση).

Η κλίση του υδραυλικού φορτίου (όπως και ο παράγοντας K , υδραυλική αγωγιμότητα) δεν είναι συνήθως σταθερή σε όλα τα σημεία ενός πορώδους μέσου, όπως ήταν σταθερή στη στήλη του Darcy. Έτσι, μια πιο ακριβής περιγραφή της ταχύτητας ροής είναι αυτή που δίνεται από τη διαφορική μορφή της εξίσωσης (7) που γράφεται:

$$Q/A = -u = K \cdot (dh/dz) \quad (LT^{-1}) \quad (7)$$

όπου u είναι η ταχύτητα ροής και το αρνητικό σημείο υποδηλώνει το γεγονός ότι η κατεύθυνση της ταχύτητας ροής είναι αντίθετη προς τη κατεύθυνση που το h αυξάνεται (Πουλοβασίλης, 2010).

Η ταχύτητα ροής σε ένα σύνθετο πορώδες μέσο όπως το έδαφος περιγράφεται γενικά και χαρακτηρίζεται ως «μακροσκοπική ταχύτητα ροής», ως η ταχύτητα εισόδου ή εξόδου από αυτό και είναι ο μέσος όρος των μικροσκοπικών ταχυτήτων που επικρατούν σε όλο τον όγκο ροής. Το λεπτομερές σχέδιο ροής σε μικροσκοπική κλίμακα αγνοείται, και το αγωγίμο σώμα αντιμετωπίζεται σαν η επιφάνεια ροής να είναι ομοιόμορφη και να καταλαμβάνει ολόκληρη την διατομή.



Σχήμα 1: Σχηματική παράσταση συσκευής που χρησιμοποίησε ο Darcy (Πουλοβασίλης, 2010).

Πειραματικά δεδομένα έδειξαν ότι αποκλίσεις από τη γραμμική σχέση της ταχύτητας ροής και της κλίσης του υδραυλικού φορτίου υπάρχει και σε εξαιρετικά χαμηλές και σε εξαιρετικά υψηλές κλίσεις. Τα ανώτερα όρια και η εγκυρότητα του νόμου Darcy ισχύει όταν ο αριθμός Reynolds, Re , διατηρείται κάτω από το 1.

$$Re = \frac{u \cdot D \cdot \rho}{\mu} \quad (8)$$

Όπου u η ταχύτητα ροής, D η μέση διάμετρος των πόρων, ρ πυκνότητα του νερού και μ το δυναμικό ιξώδες.

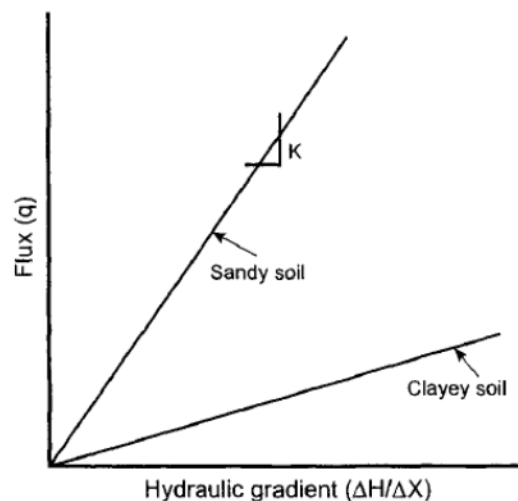
Η ροή στο έδαφος είναι συνήθως δισδιάστατη ή τρισδιάστατη έτσι ο v . Darcy σε διανυσματική μορφή εκφράζεται

$$u = -K \cdot \text{grad}h \quad (9)$$

Η ισχύς του v . Darcy και στην περίπτωση της ακόρεστης ροής αποδείχθηκε από τους Childs και Collis-George (1950), ύστερα από πειράματα σε ακόρεστη πορώδη στήλη με σταθερή περιεκτικότητα σε νερό κατά μήκος της.

1.1.2.2 Υδραυλική αγωγιμότητα

Από το νόμο του Darcy εξάγεται ότι η υδραυλική αγωγιμότητα είναι ο αρνητικός λόγος της ταχύτητας ροής προς την υδραυλική κλίση. Το μέγεθος της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι ίσο με το μέγεθος της ταχύτητας ροής η οποία παρατηρείται όταν η υδραυλική κλίση είναι ίση με τη μονάδα. Η υδραυλική κλίση είναι αδιάστατη και συνεπώς οι διαστάσεις του K είναι εκείνες της ταχύτητας ροής (LT^{-1}).



Σχήμα 2: Σχέση ταχύτητας ροής και κλίσης υδραυλικού φορτίου. (Hillel, 2004).

Ο νόμος του Darcy ισχύει και για τα κορεσμένα αλλά και για τα ακόρεστα πορώδη μέσα που ο βαθμός κορεσμού είναι μικρότερος από τη μονάδα, στα οποία το

ποσοστό της διατομής τους που είναι διαθέσιμο για ροή είναι μικρότερο από εκείνο της κατάστασης πλήρους κορεσμού με νερό. Το ποσοστό διατομής που είναι διαθέσιμο για ροή μικραίνει καθώς η περιεκτικότητα σε νερό ελαττώνεται και συνεπώς θα πρέπει να αναμένεται ότι η υδραυλική αγωγιμότητα μικραίνει καθώς η περιεκτικότητα σε νερό ελαττώνεται, δηλαδή ότι

$$dK/d\theta > 0 \quad (10)$$

Εξ' άλλου από τη χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας φαίνεται ότι οι πόροι που αδειάζουν πρώτοι είναι οι μεγαλύτεροι και ότι εκείνοι που παραμένουν γεμάτοι (και συνεπώς συνεισφέρουν στη ροή) είναι οι μικρότεροι.

Από το νόμο του Poiseuille:

$$q = (\pi \cdot r^4 \cdot \Delta P) / (8 \cdot \mu \cdot l) \quad (11)$$

φαίνεται ότι η μέση ταχύτητα ροής q που παρατηρείται σε ένα τριχοειδή σωλήνα ακτίνας r είναι ανάλογη με τη τέταρτη δύναμη της ακτίνας. Στην εξίσωση (11) l είναι το μήκος του σωλήνα, μ το δυναμικό ιξώδες και ΔP η διαφορά πίεσης κατά μήκος του σωλήνα. Από την εξίσωση (11)

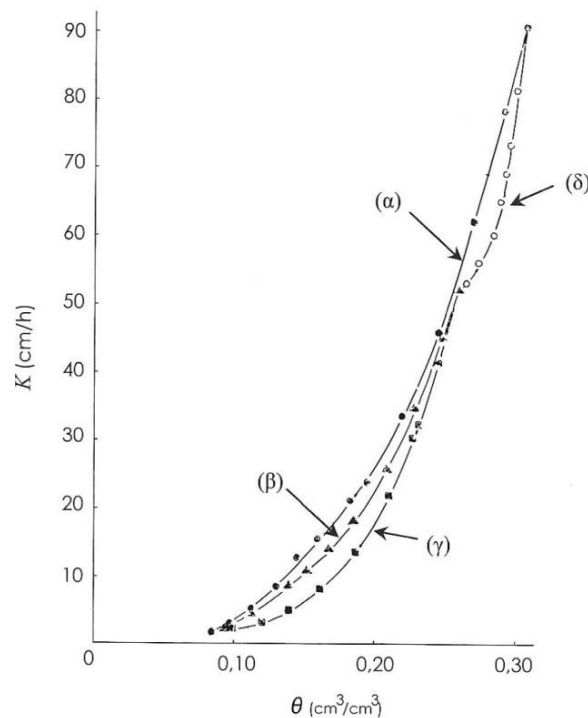
$$dq = c \cdot r^3 \cdot dr \quad (12)$$

όπου c μια σταθερή ποσότητα. Από την εξίσωση (11) φαίνεται ότι μια μικρή μεταβολή του r συνεπάγεται σημαντική αύξηση ή μείωση της q . Παρά το γεγονός ότι το πορώδες δε μοιάζει με δέσμη τριχοειδών από τις εξισώσεις (11) και (12) μπορεί να βγει το συμπέρασμα ότι η μεταβολή της K με τη θ είναι μεγαλύτερη σε μεγάλα θ από ότι σε μικρά θ . Θα πρέπει να σημειωθεί επίσης ότι, οι πόροι που καταλαμβάνονται από αέρα όχι μόνο δεν συνεισφέρουν στη ροή αλλά και την παρεμποδίζουν γιατί αναγκάζουν το νερό να τους παρακάμπτει, καθιστούν δηλαδή, τη διαδρομή του περισσότερο μαιανδρική. Τα παραπάνω φαίνεται να εξηγούν τη σχέση:

$$d^2K/d\theta^2 > 0 \quad (13)$$

που συνήθως χαρακτηρίζει τη μεταβολή της υδραυλικής αγωγιμότητας όταν η περιεκτικότητα σε νερό μεταβάλλεται (Πουλοβασίλης, 2010).

Η σχέση μεταξύ της περιεκτικότητας σε νερό θ και της υδραυλικής αγωγιμότητας K παρουσιάζει υστέρηση (Πουλοβασίλης, 1969, 1970).



Σχήμα 3: Σχέση μεταξύ υδραυλικής αγωγιμότητας K , μιας άμμου και υγρασίας θ (α) κατά την πρώτη αποστράγγιση (β) κατά την αποστράγγιση κατά μήκος της οριακής καμπύλης αποστράγγισης του βρόχου υστέρησης (γ) κατά την διαβροχή κατά μήκος της οριακής καμπύλης διαβροχής (δ) κατά τον εγκλωβισμό αέρα. (Πουλοβασίλης, 2010).

Η υδραυλική αγωγιμότητα επηρεάζεται τόσο από τη δομή, όσο και από τηνυφή, με μεγαλύτερες τιμές σε εδάφη με μεγάλο πορώδες, με ρωγμές ή συσσωματωμένα σε σχέση με εδάφη με δομή συμπαγή και πυκνή. Η υδραυλική αγωγιμότητα δεν εξαρτάται μόνο για το συνολικό πορώδες αλλά επίσης, και κυρίως, από το μέγεθος των πόρων (Hillel, 2004).

Αν το μέσο περιέχει κολλοειδή συστατικά τότε η αύξηση της τιμής της αρνητικής πίεσης συνοδεύεται από συστολή του μέσου με αποτέλεσμα τη σμίκρυνση των πόρων και συνεπώς τη μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας. Το φαινόμενο της συστολής μπορεί να ασκεί σοβαρή επίδραση πάνω στην υδραυλική αγωγιμότητα στην περίπτωση εδαφών που είναι πολύ πλούσια σε άργιλο ή οργανική ουσία. Στα

συνηθισμένα εδάφη όμως η μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας λόγω συστολής δεν είναι σημαντική. Αντίθετα, άλλοι παράγοντες όπως η χημική σύσταση του εδαφικού διαλύματος και η δραστηριότητα των μικροοργανισμών είναι δυνατόν να μεταβάλλουν τις υδραυλικές ιδιότητες των εδαφών ακόμα και όταν η περιεκτικότητά τους σε άργιλο είναι πολύ μικρή. Σοβαρή μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας παρατηρείται σε εδάφη που παραμένουν κατακλυσμένα με νερό για μεγάλα, σχετικά χρονικά διαστήματα. Η μείωση αυτή έχει αρχικά αποδοθεί (Fireman, 1944) στην ανάπτυξη αναερόβιων μικροοργανισμών και στην απόθεση στερεών αποβλήτων στους εδαφικούς πόρους. Φαίνεται όμως, ότι η μείωση της αγωγιμότητας προκαλείται βασικά από την έμφραξη των πόρων από τους μεγάλους όγκους αερίων (π.χ. μεθανίου) που παράγονται από τους αναερόβιους μικροοργανισμούς του εδάφους.

Μεταξύ των διαφόρων συστατικών του εδάφους, το κλάσμα που καθορίζει σημαντικά τη φυσική συμπεριφορά των εδαφών και ειδικότερα την υδραυλική αγωγιμότητα είναι το κολλοειδές κλάσμα της αργίλου, που διαθέτει μεγάλη ειδική επιφάνεια (επιφάνεια ανά γραμμάριο αργίλου), η οποία σε συνδυασμό με το φορτίο της καθιστά την άργιλο πολύ δραστικό συστατικό σε φυσικοχημικές διεργασίες, κυρίως λόγω της διόγκωσης και διασποράς. Αυτές οι δύο διεργασίες καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό τη μικροδομή του εδάφους, επηρεάζοντας έτσι σημαντικά πολλές από τις φυσικές του ιδιότητες.

1.1.3 Ορυκτά της αργίλου

Με μέγεθος σωματιδίων διαμέτρου $<0,002$ mm χαρακτηρίζεται το κλάσμα της αργίλου, ιδιαίτερα σημαντικό συστατικό του εδάφους, λόγω των ιδιοτήτων του φορτίου και της μεγαλύτερης επιφάνειας ανά μονάδα μάζας σε σχέση με άλλα κλάσματα, όπως η ιλύς και η άμμος.

Τα δευτερογενή ορυκτά του εδάφους προέρχονται από τα πρωτογενή ορυκτά, με την επίδραση των παραγόντων της εδαφογένεσης. Τα δευτερογενή ορυκτά χωρίζονται σε τρεις μεγάλες κατηγορίες: α) στα φυλλοπυριτικά ορυκτά της αργίλου, β) τα οξειδία και υδροξειδία και γ) τα ανθρακικά και θειικά ορυκτά.

1.1.3.1 Φυλλοπυριτικά ορυκτά της αργίλου

Έχουν δομή παρόμοια με των μαρμαρυγίων. Αποτελούνται από στρώσεις τετραέδρων του πυριτίου και οκταέδρων του αργιλίου, σιδήρου και μαγνησίου. Τα οξυγόνα των βάσεων των τετραέδρων του πυριτίου ανήκουν ταυτόχρονα σε δύο γειτονικά τετράεδρα, σχηματίζοντας εξαγωνικούς δακτυλίους. Τα οξυγόνα των κορυφών, που είναι στραμμένα προς το εσωτερικό των κρυστάλλων, αντικαθιστούν υδροξύλια των οκταέδρων του αργιλίου τα οποία έχουν την δομή του υδραργιλίου. Διάφοροι συνδυασμοί των δύο αυτών βασικών δομών (τετραέδρων και οκταέδρων) δίνουν τις δομές των φυλλοπυριτικών ορυκτών της αργίλου. Τα σημαντικότερα ορυκτά της αργίλου είναι τα ορυκτά τύπου 2:1 (2 στρώσεις τετραέδρων πυριτίου με ενδιάμεση στρώση οκταέδρων του αργιλίου), όπως, οι ομάδες του βερμικουλίτη, μοντμοριλονίτη, χλωρίτη, ιλλίτη και τα ορυκτά τύπου 1:1, όπως ο καολινίτης.

Ιλλίτες

Ιλλίτες ή υδρομαρμαρυγίες ονομάζονται οι μαρμαρυγίες οι οποίοι χαρακτηρίζονται από ενδοκρυσταλλική διάσταση 10Å κατά τον άξονα C και μεγαλύτερη των 10Å κατά την έννοια των άλλων κρυσταλλικών τους αξόνων. Προέρχονται από την αποσάρθρωση του βιοτίτη και φέρουν μεγαλύτερα ποσά Al^{3+} , Si^{2+} και H_2O και μικρότερα ποσά Mg^{2+} και K^+ , ενώ ο Fe^{2+} μεταπίπτει με οξείδωση σε Fe^{3+} . Κατά Jackson υπάρχουν αρκετές ενδείξεις ότι οι ιλλίτες είναι μαρμαρυγίες με ορισμένες διαστελλόμενες στρώσεις στο πλέγμα τους. Η απομάκρυνση του καλίου από το πλέγμα δημιουργεί περίσσεια αρνητικού φορτίου η οποία εξουδετερώνεται

από την προσρόφηση ενυδατωμένων κατιόντων. Όταν στο πλέγμα παραμένει το K^+ δημιουργεί ισχυρότερους δεσμούς και δύσκολα απομακρύνεται από αυτό.

Βερμικουλίτης

Η ομάδα του βερμικουλίτη είναι από τα αφθονότερα δευτερογενή ορυκτά των εδαφών. Προέρχεται από την αποσάθρωση των μαρμαρυγιών και του χλωρίτη. Η στοιχειώδης κυψελίδα αποτελείται από δύο στρώσεις τετραέδρων και μια στρώση οκταέδρων, συνεπώς χαρακτηρίζεται ως ορυκτού τύπου 2:1. Η ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων κυμαίνεται από 100-180 cmol kg⁻¹ εδάφους.

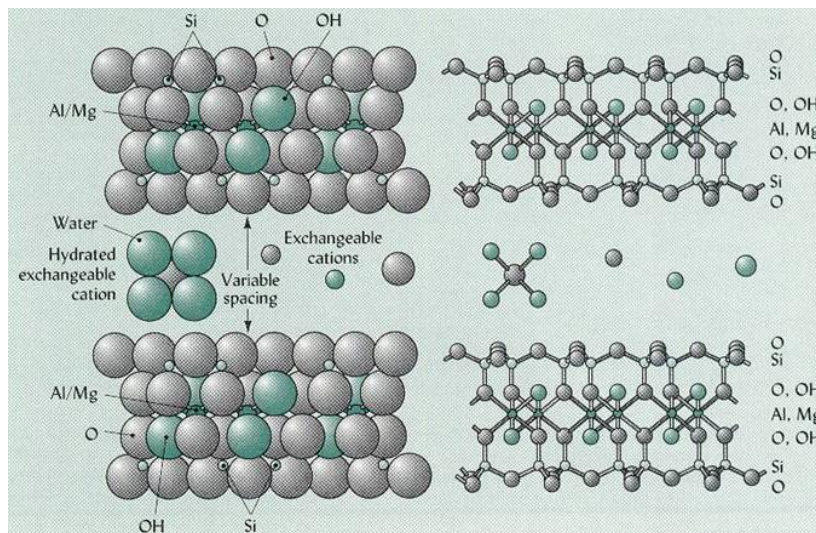
Μοντμοριλλονίτης

Η δομή του μοντμοριλλονίτη μοιάζει με τη δομή του βερμικουλίτη. Χαρακτηριστικό του είναι ότι κατά τη διαβροχή του, διαστέλλεται η διάσταση των στοιχειώδων κυψελίδων κατά τον άξονα C από τα 10Å μέχρι και 18Å, ανάλογα με το ανταλλάξιμο κατιόν και την προσροφούμενη μεταξύ των στοιβάδων ουσίας. Πλήρης ξήρανση αυτού επαναφέρει την διάσταση της στοιχειώδους κυψελίδας κατά τον άξονα C στα 10Å που αποτελεί τυπική διάσταση των στοιχειωδών κυψελίδων των μαρμαρυγιών. Η στοιχειώδης κυψελίδα αποτελείται από δύο στρώσεις τετραέδρων και μια στρώση οκταέδρων, συνεπώς χαρακτηρίζεται ως ορυκτό τύπου 2:1. Η ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων κυμαίνεται από 80-120 cmol kg⁻¹ εδάφους. Πρακτικά, η διαστολή του μοντμοριλλονίτη κατά τη διαβροχή του έχει ως αποτέλεσμα τη μεγάλη αύξηση του όγκου του. Μετά την ξήρασή του συστέλλεται απότομα με αποτέλεσμα την απότομη μείωση του όγκου του. Η μείωση αυτή έχει ως αποτέλεσμα την δημιουργία εδαφικών ρωγμών. Όσο μεγαλύτερο ποσοστό του εδάφους αποτελείται από μοντμοριλλονίτη, τόσο μεγαλύτερες, βαθύτερες και περισσότερες ρωγμές δημιουργούνται, με αποτέλεσμα την καταστροφή των ριζών των φυτών κ.τ.λ.

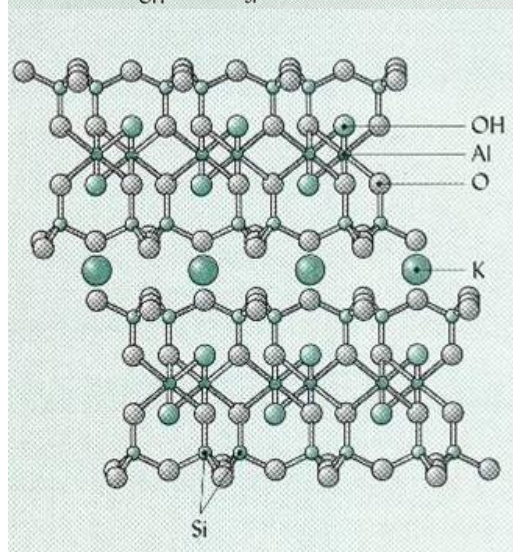
Οι διαφορές μεταξύ του βερμικουλίτη και του μοντμοριλλονίτη είναι:

- Ο βερμικουλίτης έχει μεγαλύτερη περίσσεια αρνητικού φορτίου και μεγαλύτερο ποσοστό ισόμορφης αντικατάστασης στην στρώση του τετραέδρου έναντι του μοντμοριλλονίτη.

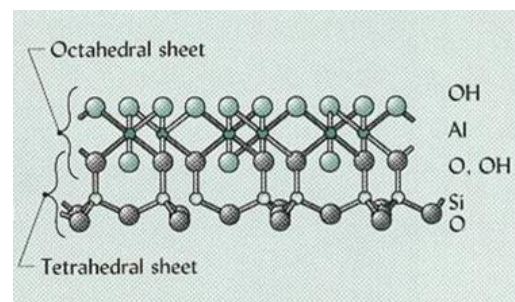
- Ο μοντμοριλλονίτης μπορεί να διασταλεί από πολικά υγρά, όπως το νερό και η γλυκερίνη και από κατιόντα, σε πολύ μεγαλύτερο βαθμό από ότι ο βερμικουλίτης.



(α)



(β)



(γ)

Σχήμα 4: Σχηματική παράσταση της δομής μοντμοριλλονίτη (α), ιλλίτη (β) και καολινίτη (γ) (Brady and Weil, 2002).

Καολινίτες

Η ομάδα του καολινίτη θεωρείται σαν φυλλοπυριτικά του τύπου 1:1 και περιλαμβάνει κυρίως τον καολινίτη και αλλοϋσίτη. Ο καολινίτης είναι ένα από τα

περισσότερα συχνά απαντώμενα αργιλικά ορυκτά στο έδαφος. Είναι περισσότερο άφθονος στα εδάφη των θερμών και υγρών κλιμάτων.

Οι δεσμοί υδρογόνου που συνδέουν τα υδροξύλια της μίας στοιβάδας με τα οξυγόνα της υπερκείμενης, θεωρούνται η κύρια δύναμη συγκράτησης των στρώσεων του καολινίτη. Το υπόλοιπο των υδροξυλίων βρίσκεται εντός των στρώσεων του καολινίτη, στο ίδιο επίπεδο με τα άτομα συνδέσεως των τετραέδρων και οκταέδρων. Ο καολινίτης έχει πλακοειδή μορφολογία. Η ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων είναι πολύ μικρή από μόνιμα φορτία, λόγω της ελάχιστης ισόμορφου αντικατάσταση ιόντων (2-5 cmol kg⁻¹ εδάφους).

1.1.3.2 Αργιλικά ορυκτά και ανταλλάξιμα κατιόντα

Αντικαταστάσεις ιόντων περίπου ίσης ακτίνας, λαμβάνουν χώρα κατά την κρυστάλλωση, φαινόμενο που ονομάζεται ισόμορφη αντικατάσταση. Στα τετραεδρικά φύλλα, το Al³⁺ αντικαθιστά το Si⁴⁺, ενώ στο οκταεδρικό στρώμα το Mg²⁺ μπορεί να αντικαταστήσει το Al³⁺. Κατά συνέπεια, εσωτερικά μη ισορροπημένα αρνητικά φορτία εμφανίζονται σε διαφορετικές θέσεις στα πλέγματα των αργιλικών ορυκτών. Μια άλλη πηγή μη ισορροπημένου φορτίου στο αργιλικό πλέγμα είναι η ατελής εξουδετέρωση του φορτίου των τερματικών ιόντων στις άκρες του πλέγματος (Brady and Weil, 2002).

Το φορτίο των σωματιδίων της αργίλου εξουδετερώνεται από ενυδατωμένα ιόντα αντίθετου φορτίου του εδαφικού διαλύματος. Τα κατιόντα τείνουν να συγκεντρωθούν κοντά στις εξωτερικές επιφάνειες των μικρών της αργίλου και περιστασιακά και εντός των στρώσεων. Μια δυναμική ισορροπία υφίσταται μεταξύ των προσροφημένων ιόντων και των ιόντων του εδαφικού διαλύματος με ανταλλαγή (προσρόφηση – εκρόφηση). Το φαινόμενο της κατιοανταλλαγής είναι μεγάλης σημασίας, γιατί καθορίζει τις διαδικασίες συγκράτησης και απόδοσης των θρεπτικών καθώς και τις διαδικασίες θρόμβωσης και διασποράς των εδαφικών κολλοειδών.

Η αύξηση της σχετικής συγκέντρωσης ενός κατιόντος στο εδαφικό διάλυμα μπορεί να αυξήσει την αναλογία προσρόφησής του στο κολλοειδές κλάσμα. Επίσης, λόγω διαφορών στο σθένος τους, τις ακτίνες και τις ιδιότητες ενυδάτωσής τους, τα κατιόντα προσροφώνται με διαφορετική προτίμηση και συγκρατούνται με

διαφορετική ένταση από το σύμπλοκο, όταν βρίσκονται σε ισοδύναμες συγκεντρώσεις στο εδαφικό διάλυμα. Ιόντα με μικρή ακτίνα ενυδάτωσης και μεγάλο σθένος συγκρατούνται πιο κοντά και ισχυρότερα. Η εκλεκτικότητα στις αντιδράσεις ανταλλαγής είναι:



Τα σωματίδια της αργίλου είναι πεπλατυσμένα με μεγάλη χημική επιφάνεια. Έτσι, δημιουργούνται μεταξύ τους μεγάλες δυνάμεις συνοχής, με αποτέλεσμα την αύξηση της συνεκτικότητας του εδάφους και την δημιουργία εδαφικής δομής. Όσο περισσότερα αργιλικά ορυκτά υπάρχουν σε ένα έδαφος και μάλιστα όσο πιο λεπτόκοκκα είναι αυτά, τόσο μεγαλύτερη συνεκτικότητα έχει το έδαφος.

Η άργιλος που είναι κορεσμένη με κατιόντα μεγάλου σθένους και μικρής ακτίνας ενυδάτωσης, όπως Ca^{2+} , Mg^{2+} και Fe^{3+} έχει μεγαλύτερη συνεκτικότητα από την κορεσμένη άργιλο με κατιόντα μικρού σθένους και μεγάλης ακτίνας ενυδάτωσης. Αυτό οφείλεται σε δύο λόγους:

- Λόγω του μεγάλου φορτίου των ιόντων οι δυνάμεις μεταξύ αυτών και ορυκτών της αργίλου είναι μεγαλύτερες και κατά συνέπεια τα ορυκτά της αργίλου συγκρατούνται πιο ισχυρά.
- Λόγω της μικρής ακτίνας ενυδάτωσης οι μικρές της αργίλου πλησιάζουν αρκετά και αναπτύσσονται ισχυρότερες ελκτικές δυνάμεις με αποτέλεσμα η διασπορά τους να είναι πιο δύσκολη.

Η αυξημένη συγκέντρωση των αλάτων στο εδαφικό διάλυμα προκαλεί θρόμβωση των εδαφικών κολλοειδών λόγω της συμπίεσως της διπλής στοιβάδος. Για το λόγο αυτό, τα αλατούχα εδάφη έχουν συνήθως ισχυρή δομή. Η απαιτούμενη όμως συγκέντρωση αλάτων για την θρόμβωση των κολλοειδών είναι πολύ μεγαλύτερη για τα μονοσθενή παρά για τα πολυσθενή ιόντα αλάτων.

Γενικώς, εδάφη πλούσια σε καολινιτική άργιλο, λόγω του μικρού Z-δυναμικού της, θρομβώνονται ευκολότερα από ότι τα εδάφη που έχουν μοντοριλλονιτική άργιλο. Το πάχος της διπλής στοιβάδας (δηλαδή η απόσταση που επηρεάζεται από το αρνητικό φορτίο της κολλοειδούς αργίλου) καθορίζεται κυρίως από τη συγκέντρωση του εδαφικού διαλύματος και από το είδος των ανταλλάξιμων ιόντων (Verwey and

Overbeek, 1948; Van Olphen, 1977). Το πάχος της διπλής στοιβάδας μειώνεται όταν στην άργιλο είναι προσροφημένα δισθενή κατιόντα που συγκρατούνται ισχυρότερα και όταν η συγκέντρωση των αλάτων στο εδαφικό διάλυμα είναι υψηλή, διότι μειώνεται η τάση των ανταλλάξιμων κατιόντων να διαχέονται στο εδαφικό διάλυμα. Καθώς τα κολλοειδή της άργιλου προσεγγίζουν όταν οι διάχυτες διπλές στοιβάδες αλληλεπικαλύπτονται, απωστικές ηλεκτρικές δυνάμεις ενεργοποιούνται μεταξύ των θετικά φορτισμένων ανταλλάξιμων ιόντων. Αυτές οι δυνάμεις απόθησης (διαστολή) μειώνονται όσο μικρότερο είναι το πάχος της διπλής στοιβάδας. Η διαστολή της άργιλου είναι μια διαδικασία που παίζει καθοριστικό ρόλο στην μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας του εδαφους (Quirk and Schofield, 1955; Rengasamy et al., 1984, Xiao et al., 1992).

1.2 Επίδραση του Νατρίου και της συγκέντρωσης του διαλύματος στην υδραυλική αγωγιμότητα των εδάφων

Η περατότητα του εδάφους εξαρτάται από το ESP του εδάφους και από τη συγκέντρωση αλάτων στο εδαφικό διάλυμα (Quirk and Schofield, 1955; McNeal et al., 1966, 1968; Yaron and Thomas, 1968; Frenkel et al, 1978). Όσο υψηλότερο είναι το ποσοστό ανταλλάξιμου νατρίου και όσο χαμηλότερη είναι η συγκέντρωση αλάτων τόσο μεγαλύτερη είναι η μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας του εδάφους.

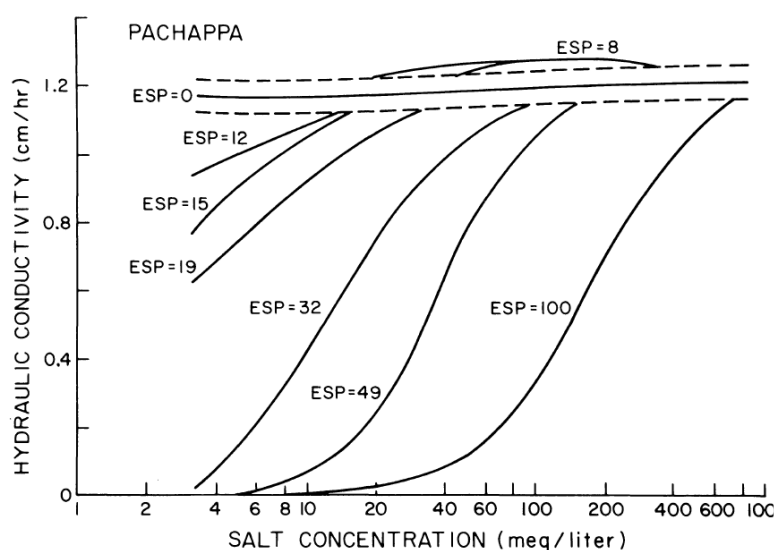
Οι Quirk και Schofield (1955) ανέπτυξαν την έννοια της “κρίσιμης τιμής της συγκέντρωσης αλάτων” (TEC) στο διάλυμα που διέρχεται από το έδαφος και είναι η συγκέντρωση αλάτων που προκαλεί μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας της τάξης του 10-15% σε μια δεδομένη τιμή ESP. Η περατότητα του εδάφους μπορεί να διατηρείται ακόμα και σε υψηλές τιμές ESP, υπό την προϋπόθεση ότι η συγκέντρωση σε άλατα του εδαφικού διαλύματος είναι πάνω από ένα κρίσιμο όριο. Σε μη ασβεστούχο ιλυοπηλώδες έδαφος προσδιόρισαν κρίσιμη τιμή συγκέντρωσης αλάτων περίπου $0,6 \text{ meq l}^{-1}$ για έδαφος κορεσμένο με Ca^{2+} , κρίσιμες τιμές συγκεντρώσεων 2,3 και $9,5 \text{ meq l}^{-1}$ για ESP 5,8 και 21 αντίστοιχα και 250 meq l^{-1} όταν ήταν κορεσμένο με Na^+ .

Ο Quirk (1971) πρότεινε μια εμπειρική σχέση μεταξύ της κρίσιμης τιμής της συγκέντρωσης του διαλύματος και του SAR για εύρος τιμών SAR μεταξύ 0 και 35.

$$TEC=0.56SAR+0.6 \quad (14)$$

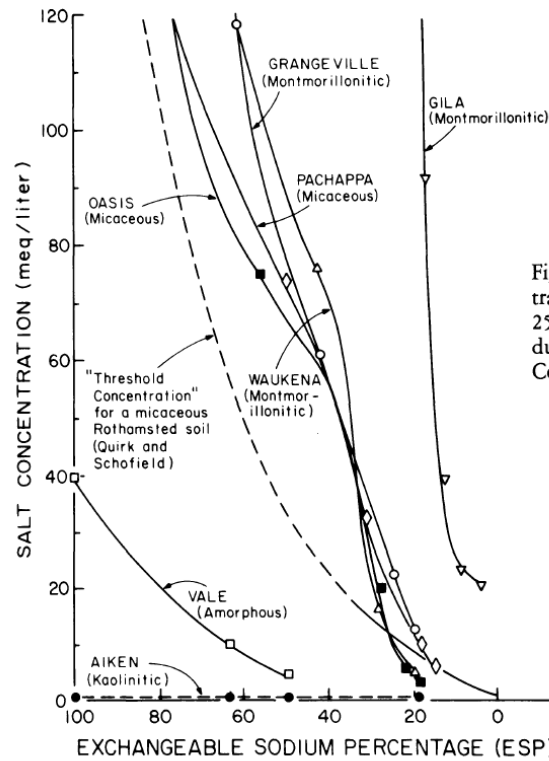
$$\text{Όπου } SAR = \frac{Na}{\sqrt{Ca}} \text{ οι συγκεντρώσεις είναι σε } meq \text{ l}^{-1} \quad (15)$$

Σειρά ερευνητικών εργασιών αφορούν στην επίδραση της συγκέντρωσης αλάτων και του ESP στην υδραυλική αγωγιμότητα των εδαφών με την συγκέντρωση των διαλυμάτων να είναι μεγαλύτερη από 3 meq l⁻¹ (McNeal et al., 1966, 1968; Yaron and Thomas, 1968; Rhoades and Ingvalson, 1969). Στο Σχήμα 5 παρουσιάζεται η σχέση υδραυλικής αγωγιμότητας και συγκέντρωσης αλάτων για διαφορετικές τιμές ESP σε ένα αμμοπηλώδες έδαφος (McNeal and Coleman, 1966).



Σχήμα 5: Επίδραση της σχέσης συγκέντρωσης και ESP στην υδραυλική αγωγιμότητα σε αμμοπηλώδες έδαφος (McNeal and Coleman, 1966).

Τα εδάφη αποκρίνονται διαφορετικά στον ίδιο συνδυασμό συγκέντρωσης των αλάτων και του ESP (Σχήμα 6, McNeal and Coleman, 1966).



Σχήμα 6: Σχέση συγκέντρωσης αλάτων και ESP για μείωση 25% της υδραυλικής αγωγιμότητας σε διάφορα εδάφη (McNeal and Coleman, 1966).

Οι βασικοί μηχανισμοί που έχουν προταθεί είναι η διόγκωση της αργίλου που μπορεί να οδηγήσει σε μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας, λόγω μείωσης της ακτίνας των πόρων και ο δεύτερος μηχανισμός είναι η διασπορά της αργίλου. Αφορά την μείωση των ελκτικών δυνάμεων και την αύξηση των απωθητικών μεταξύ των μικρών κατά τη διαδικασία της διόγκωσης, με αποτέλεσμα τη διασπορά της αργίλου και την μετακίνηση των σωματίδιων της που «φράζουν» τους πόρους και κατ' επέκταση μειώνεται ή μηδενίζεται η υδραυλική αγωγιμότητα στα αλκαλιωμένα εδάφη (Quirk and Schofield, 1955; Shainberg and Letey, 1984).

Η σημασία της διασποράς της αργίλου στην περατότητα του εδάφους αναγνωρίστηκε από τους Felhendler et al., 1974; Frenkel et al., 1978; Pupisky and Shainberg, 1979; Rhoades and Ingvalson, 1969 και Shainberg et al., 1981 που έδειξαν

ότι η μετακίνηση της αργίλου και η έμφραξη των πόρων του εδάφους είναι η κύρια αιτία της μείωσης της υδραυλικής αγωγιμότητας σε $ESP < 15$, όταν χρησιμοποιείται απιονισμένο νερό ή νερό βροχής ή όταν το εδαφικό διάλυμα είναι πολύ μικρής περιεκτικότητας σε άλατα. Οι Rowell et al., 1969 έδειξαν ότι η αρχική μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας θα μπορούσε να αποδοθεί στη διόγκωση. Οι McNeal et al. (1966) βρήκαν μια γραμμική σχέση μεταξύ της υδραυλικής αγωγιμότητας και της διόγκωσης της αργίλου με συντελεστές συσχέτισης 0,94-0,97. Υπάρχει διάκριση μεταξύ της επίδρασης της διόγκωσης της αργίλου και της διασποράς στην υδραυλική αγωγιμότητα των εδαφών. Η επίδραση της διόγκωσης της αργίλου δεν είναι εμφανής στα χαμηλά ESP (<10-15%), αλλά αυξάνει σημαντικά όσο αυξάνει το ESP (>15%) (McNeal et al., 1968; Oster et al., 1980) σε μέσα και βαριά εδάφη και είναι μια διαδικασία αναστρέψιμη με την αύξηση της συγκέντρωσης των αλάτων στο εδαφικό διάλυμα ή την αύξηση των δισθενών ιόντων. Η διασπορά από την άλλη πλευρά είναι πολύ ευαίσθητη σε χαμηλά ESP και αυξάνει απότομα με μια πολύ μικρή αύξηση ESP (Oster et al., 1980) και είναι μια διαδικασία μη αναστρέψιμη. Όταν χρησιμοποιούνται νερά με χαμηλή αλατότητα προκαλείται διασπορά με αποτέλεσμα να μειώνεται η υδραυλική αγωγιμότητα ακόμα και σε εδάφη με χαμηλό ESP (<10%) αρκεί η συγκέντρωση του εδαφικού διαλύματος να είναι μικρότερη από ένα κρίσιμο επίπεδο (Shainberg and Letey, 1984).

Η διόγκωση και η διασπορά των αργίλων του εδάφους διαφέρουν σημαντικά από εκείνη των συστημάτων καθαρών αργιλικών ορυκτών, πιθανώς επειδή οι άργιλοι του εδάφους εμφανίζονται συνήθως ως μίγματα και λόγω της συσχέτισης τους με άλλα ορυκτά, οξειδία και οργανική ύλη που υπάρχουν στο έδαφος. Έχει αποδειχθεί ότι η EC που απαιτείται για την πρόληψη της διασποράς των εδαφικών αργίλων είναι δύο έως 10 φορές υψηλότερη από εκείνη των καθαρών αργίλων. Από την άλλη πλευρά, η παρουσία ενυδατωμένων οξειδίων ή ελαφρώς διαλυτών ορυκτών όπως το $CaCO_3$, έχει ως αποτέλεσμα χαμηλότερα επίπεδα διασποράς της αργίλου του εδάφους. Έτσι, η προέκταση από συστήματα καθαρού πηλού σε συστήματα εδάφους μπορεί συχνά να αποδειχθεί προβληματική (Levy and Shainberg, 2005).

Οι παράγοντες που επηρεάζουν σημαντικά την περατότητα του εδάφους σε συνθήκες αλκαλίωσης είναι η περιεκτικότητα σε άργιλο, ο τύπος της αργίλου (ορυκτολογική σύσταση), το ESP (ή SAR), η ειδική επιφάνεια, η φύση ανταλλάξιμων κατιόντων, η οργανική ουσία και η παρουσία συνδετικών υλικών όπως το $CaCO_3$ και

τα οξείδια και υδροξείδια του σιδήρου Fe και Al (Shainberg και Letey, 1984; Goldberg et al., 1988; Nelson et al., 1998).

Η αύξηση της περιεκτικότητας σε άργιλο αυξάνει την ευαισθησία των εδαφών στην μείωση της περατότητας (McNeal et al., 1968; Frenkel et al., 1978). Η ορυκτολογική σύσταση της αργίλου επηρεάζει την περατότητα του εδάφους (Shainberg and Letey, 1984; Shainberg and Levy, 1992; Goldberg et al., 1991). Σε συνθήκες χαμηλής αλατότητας και υψηλών ποσοστών νατρίου η υδραυλική αγωγιμότητα εδαφών επηρεάζεται σημαντικά με την αύξηση της περιεκτικότητας των εδαφών σε μοντμοριλονίτη δημιουργώντας διασπορά της αργίλου (McNeal and Coleman, 1966; Yaron and Thomas, 1968; Frenkel et al., 1978). Ο μοντμοριλονίτης ανήκει στα αργιλικά ορυκτά 2:1 και εμφανίζει εκτεταμένη διόγκωση και διασπορά, εξαιτίας της διείσδυσης του ανταλλάξιμου νατρίου στην εσωτερική επιφάνεια των μικελλών για $ESP > 15$ (Shainberg and Letey, 1984; Churchman et al., 1993). Το Na^+ είναι ένα μεγάλο μονοσθενές ιόν και πιέζει περισσότερο τα εδαφικά τεμαχίδια της αργίλου απ' ό,τι το Ca^{2+} ή το Mg^{2+} (Quirk, 1986). Οι τιμές θρόμβωσης του ηλεκτρολύτη στον μοντμοριλονίτη σε ESP μέχρι 15% είναι κάτω από 5 meq l^{-1} (Oster et al., 1980). Εδάφη με υψηλή περιεκτικότητα σε καολινίτη έχει βρεθεί να είναι αρκετά σταθερά, ακόμη και όταν εκτίθενται σε $3,13 \text{ meq l}^{-1} \text{ NaCl}$ (McNeal and Coleman, 1966).

Οι Alperovitch et al. (1985) και Oster et al. (1980) έδειξαν ότι εδάφη με παρουσία ιλλίτη ήταν πιο ευαίσθητα στην αλκαλίωση σε σχέση με τον μοντμοριλλονίτη. Οι τιμές θρόμβωσης για Na/Ca-μοντμοριλλονίτη είναι 3, 4 και 7 meq l^{-1} και για το Na/Ca-ιλλίτη είναι 6, 10 και 18 meq l^{-1} για τιμές ESP 5, 10 και 20 αντίστοιχα.

1.3 Επίδραση του νερού της βροχής ή νερού άρδευσης με χαμηλή συγκέντρωση σε άλατα.

Η επίδραση του νερού της βροχής ή πολύ καλής ποιότητας άρδευσης ($EC < 0,2 \text{ dS m}^{-1}$) ακόμα και σε εδάφη με χαμηλό ESP μπορεί να προκαλέσει μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας. Σε δύο μοντμοριλλονιτικά εδάφη η υδραυλική αγωγιμότητα δεν επηρεάστηκε σημαντικά για τιμές SAR του εισερχόμενου διαλύματος έως 20, όσο η συγκέντρωση των αλάτων του διαλύματος υπερέβαινε τα

10 meq l⁻¹. Ωστόσο, όταν σαν εισερχόμενο διάλυμα χρησιμοποιήθηκε απιονισμένο νερό (DW) που προσομοιώνει τη βροχόπτωση, η απόκριση των δύο εδαφών διέφερε δραστικά. Η υδραυλική αγωγιμότητα του ασβεστολιθικού εδάφους μειώθηκε στο 42% και 18% της αρχικής τιμής της για τιμές SAR 10 και 20 αντίστοιχα, ενώ του αμμώδους εδάφους μειώθηκε στο 5% και 0% της αρχικής τιμής της για τις ίδιες συνθήκες (Felhendler et al., 1974). Σε αντίστοιχα πειράματα, οι Shainberg et al. (1981) έδειξαν ότι για συγκεντρώσεις εισερχόμενου διαλύματος μεγαλύτερες των 3 meq l⁻¹ δεν παρατηρήθηκε μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας μέχρι οι τιμές του SAR να υπερβούν το 12. Για συγκεντρώσεις διαλυμάτων 2, 1 και 0,5 meq l⁻¹ και απιονισμένου νερού οι κρίσιμες τιμές του SAR ήταν 9, 6, 4 και 1 αντίστοιχα (Shainberg et al., 1981a). Κάτω από τη επίδραση του νερού της βροχής ή ακόμα και με την άρδευση με πολύ καλής ποιότητας νερού, τιμές του ESP της τάξης του 5% έχουν ιδιαίτερα δυσμενή επίπτωση στην περατότητα του εδάφους όταν η τιμή της αλατότητας του εδάφους γίνει μικρότερη από 3 meq l⁻¹ (Shainberg and Letey, 1984).

Ένας σημαντικός παράγοντας που επιδρά και διαφοροποιεί την απόκριση των εδαφών στην μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας όταν εκπλένονται με νερό χαμηλής EC είναι ο ρυθμός απελευθέρωσης αλάτων από τη διάλυση των ορυκτών (Rhoades et al., 1968; Felhendler et al., 1974; Shainberg et al., 1981a, 1981b; Alperovitch et al., 1985). Τα εδάφη που περιέχουν CaCO₃ και ορισμένα άλλα πρωτογενή ορυκτά, δεν θα υποστούν διασπορά όταν εκπλυθούν με απιονισμένο νερό, σε μέτριες τιμές ESP, επειδή με την διαλυτοποίηση του CaCO₃ μπορεί να επιτευχθεί αύξηση της συγκέντρωσης του εδαφικού διαλύματος (>3 mmole l⁻¹). Η επίδραση του στη μείωση του επίπεδου του ESP μέσω της ανταλλαγής των ιόντων Na⁺ από τα δισθενή κατιόντα Ca²⁺ που ελευθερώνονται είναι αμελητέα, λόγω των χαμηλών συγκεντρώσεων του στο εδαφικό διάλυμα (Shainberg et al., 1981)

Σε εδάφη με ESP 10-20% η τιμή θρόμβωσης για τον ηλεκτρολύτη είναι 5 meq l⁻¹. Σε εδάφη που κατά την έκπλυση απελευθερώνονται από την διάλυση ορυκτών ηλεκτρολύτες, σε βαθμό επαρκή για τη διατήρηση της συγκέντρωσης του εδαφικού διαλύματος σε τιμές μεγαλύτερες της τιμής θρόμβωσης, δεν έχουμε διασπορά και δεν είναι ευαίσθητα στην μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας σε χαμηλές τιμές ESP. Τα εδάφη με ESP <10% δεν επηρεάζονται όταν η συγκέντρωση του εδαφικού διαλύματος διατηρείται σε τιμές EC >0,5 dS m⁻¹ (Felhendler et al.,

1974; Frenkel et al., 1978; McNeal et al., 1966, 1968; Pupisky and Shainberg, 1979; Shainberg et al., 1981a, b).

Η εφαρμογή μιας πηγής Ca^{2+} , όπως η γύψος, είναι επωφελής πριν από τις χειμερινές βροχές, σε εδάφη που αρδεύονται με νερά που έχουν αυξημένο SAR σε μεσογειακά κλίματα, για να μειωθεί το ESP στο επιφανειακό έδαφος και να διατηρηθεί η συγκέντρωση του εδαφικού διαλύματος πάνω από το κρίσιμο όριο (Shainberg and Letey, 1984).

Η επίδραση της αλκαλίωσης είναι πολύ πιο έντονη στην ταχύτητα διήθησης του εδάφους σε σχέση με την υδραυλική αγωγιμότητα. Η μεγαλύτερη ευαισθησία της επιφάνειας του εδάφους στην αλκαλίωση προκύπτει από το γεγονός ότι η διεργασία της διασποράς ενισχύεται από τη μηχανική επίδραση των σταγόνων του νερού και από την ελευθερία κίνησης των σωματιδίων στην επιφάνεια του εδάφους (Oster and Schroer, 1979; Rengasamy et al., 1984). Επίσης, η επίδραση του νερού της βροχής ή της χαμηλής συγκέντρωσης σε άλατα αρδευτικού νερού είναι μεγάλη, διότι το εδαφικό διάλυμα στην επιφάνεια του εδάφους καθορίζεται κυρίως από το εισερχόμενο διάλυμα. Η διασπορά από το νάτριο μπορεί να αποβεί καταστρεπτική στην επιφάνεια του εδάφους αφού μπορεί να προκαλέσει τον σχηματισμό αδιαπέρατης επιφάνειας (κρούστα) που εμποδίζει την είσοδο του νερού μέσα στο έδαφος (Agassi et al., 1981; Shainberg et al., 1992).

Βασιζόμενοι στα πειραματικά δεδομένα οι Ayers και Westcot (1985), Rhoades (1977) και Ayers and Tanji (1981) πρότειναν την αξιολόγηση του νερού άρδευσης με βάση τον κίνδυνο μείωσης της ταχύτητας διήθησης του νερού. Από τον Πίνακα 1 προκύπτει ότι νερό με αλατότητα κάτω από $0,2 \text{ dS m}^{-1}$ προκαλεί σοβαρό πρόβλημα στην ταχύτητα διήθησης του εδάφους ακόμα και σε SAR 0-3.

Πίνακας 1: Κατευθυντήριες γραμμές για την ποιότητα νερού άρδευσης σε συνδυασμό με το SAR και την EC (Ayers and Westcot, 1985).

SAR	Degree of restriction on use		
	Severe problem [EC (dS m^{-1})]	Slight to moderate problem [EC (dS m^{-1})]	No problem [EC (dS m^{-1})]
0-3	<0,2	0,2-0,7	>0,7
3-6	<0,3	0,3-1,2	>1,2
6-12	<0,5	0,5-1,9	>1,9
12-20	<1,3	1,3-2,9	>2,9
20-40	<2,9	2,9-5,0	>5,0

1.4 Επίδραση του Καλίου στην υδραυλική αγωγιμότητα

Κατά αναλογία με τις παραμέτρους για το νάτριο ισχύουν:

Το ανταλλάξιμο ποσοστό καλίου (EPP)

$$EPP = \frac{[KX]}{IAK} * 100 \quad \text{οι συγκεντρώσεις είναι σε meq } 100\text{g εδάφους}^{-1} \quad (16)$$

Όπου [KX] η συγκέντρωση του ανταλλάξιμου καλίου

Ο λόγος προσρόφησης καλίου PAR του εδαφικού διαλύματος ή του νερού άρδευσης

$$PAR = \frac{K^+}{\sqrt{\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{2}}} \quad (17)$$

όπου τα ιόντα K^+ , Ca^{2+} και Mg^{2+} εκφράζονται σε meq l^{-1} .

Η εκτίμηση του EPP από το PAR του εδαφικού διαλύματος ή του νερού άρδευσης σε ισορροπία με το έδαφος δίνεται από την ακόλουθη εμπειρική σχέση (USSL, 1954):

$$EPP = 100(0,036 + 0,1051 PAR) / 1 + (0,036 + 0,1051 PAR) \quad (18)$$

Παρόλο που η επίδραση του νατρίου (Na^+) στις φυσικές και χημικές ιδιότητες του εδάφους έχει μελετηθεί και συζητηθεί εκτενώς, σημαντικά λιγότερες μελέτες έχουν δημοσιευθεί για τις επιπτώσεις του καλίου στην περατότητα του εδάφους και τα αποτελέσματα φαίνονται να διαφέρουν ή και να συγκρούονται. Εδάφη που περιέχουν σημαντικές ποσότητες καλίου, καθώς και η χρήση επεξεργασμένων αποβλήτων για άρδευση που μπορεί να περιέχουν αυξημένες συγκεντρώσεις καλίου, δημιουργούν την ανάγκη για περαιτέρω μελέτη της επίδρασης του στην υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους (Keren, 1984; Rengasamy et al., 2011).

Το Αμερικανικό Ινστιτούτο Αλατότητας (U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954) κατέληξε στο συμπέρασμα πριν από περίπου 60 χρόνια ότι το ανταλλάξιμο κάλιο έχει μικρή επίδραση στις υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους σε σχέση με την επίδραση του ανταλλάξιμου νατρίου. Οι Reeve et al., 1954 και Brooks et al., 1956 πειραματιζόμενοι σε διάφορα επίπεδα ανταλλάξιμου νατρίου και καλίου έδειξαν ότι το ανταλλάξιμο κάλιο, είτε μόνο του είτε παρουσία νατρίου, έχει μικρή ή καθόλου επίδραση στην αύξηση της αναλογίας της περατότητας.

Η περατότητα του εδάφους σχετίζεται με τα ανταλλάξιμα κατιόντα με την ακόλουθη σειρά: $Ca^{2+} \approx Mg^{2+} > K^+ > Na^+$. Όμως, έχουν αναφερθεί και διαφορετικές απόψεις: $Mg^{2+} > K^+ > Na^+$ (Reeve et al., 1954), $Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^+ = Na^+$ (Quirk and Schofield, 1955), $NH_4^+ = K^+ > Na^+$ (Martin and Richards, 1959), $Ca^{2+} = Mg^{2+} > K^+ > Na^+$ (clay loam) και $Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^+ = Na^+$ (clay) (Ahmed et al., 1969). Ορισμένοι ερευνητές έχουν αναφέρει μεγαλύτερη σταθερότητα σε εδάφη κορεσμένα με κάλιο απ' ό τι σε εδάφη κορεσμένα με δισθενή κατιόντα: $K^+ > Ca^{2+} = Mg^{2+} > Na^+$ (Cecconi et al., 1963), $K^+ > Ca^{2+}$ (Ravina, 1973) προτείνοντας ότι το κάλιο στις ανταλλάξιμες θέσεις έχει πιο ευνοϊκές συνέπειες στη περατότητα του εδάφους.

Οι Elgabaly και Elghamry (1970) βρήκαν ότι για $EPP=15$ η υδραυλική αγωγιμότητα μειώθηκε μόνο κατά το ένα τέταρτο σε σχέση με την αντίστοιχη όταν η άργιλος ήταν κορεσμένη με Ca^{2+} , ενώ με αντικατάσταση του καλίου με νάτριο για τα ίδια επίπεδα ασβεστίου η περατότητα ήταν 21 φορές μικρότερη. Η περατότητα καολινιτικής άργιλου κορεσμένης με K^+ ήταν 14 φορές μικρότερη σε σχέση με το Ca^{2+} , ενώ στην περίπτωση κορεσμού με Na^+ ήταν 950 φορές μικρότερη.

Οι Levy and Torrento (1995) ανέφεραν σημαντικά μεγαλύτερη διασπορά δύο εδαφών με σμεκτίτη παρουσία ανταλλάξιμου Na^+ σε σχέση με το K^+ . Εδάφη με ESP περίπου 5% υπέστησαν διαφορά, ενώ για $EPP=17\%$ δεν υπήρξε διασπορά.

Οι Shainberg et al. (1987) διαπίστωσαν ότι η επίδραση του ανταλλάξιμου ποσοστού καλίου (EPP) στην υδραυλική αγωγιμότητα σε σμεκτίτες εξαρτάται από την πυκνότητα φορτίου των αργίλων. Η επίδραση του καλίου σε $EPP < 20$ στην υδραυλική αγωγιμότητα στους σμεκτίτες με υψηλή πυκνότητα φορτίου ήταν αμελητέα, ενώ η υδραυλική αγωγιμότητα σε σμεκτίτες με χαμηλή πυκνότητα φορτίου μεταβλήθηκε σημαντικά με την αύξηση του EPP κατά την έκπλυση με αραιά διαλύματα. Η επίδραση του ανταλλάξιμου καλίου σε σμηκτίτες χαμηλού φορτίου ήταν παρόμοια με αυτή του ανταλλάξιμου νατρίου. Απέδωσαν την μη επίδραση του K^+ στους σμεκτίτες με υψηλή πυκνότητα φορτίου στην χαμηλή ενέργεια ενυδάτωσης των κατιόντων K^+ σε συνδυασμό με τις ισχυρές ελκτικές ηλεκτροστατικές δυνάμεις μεταξύ των μικρών του σμεκτίτη.

Οι Levy και Van der Watt (1990), σε 3 εδάφη βρήκαν μικρή επίδραση K^+ σε ένα Alfisol με ορυκτολογική σύσταση καολινίτη και οξειδία του σιδήρου (EPP 6,5 και 13,9), μεγαλύτερη επίδραση σε ένα Aridisol με ιλλίτη και σμεκτίτη (μείωση της

σχετικής υδραυλικής αγωγιμότητας στο 52% σε EPP=6,5 και στο 21% για EPP=18,9). Στο τρίτο έδαφος ένα Alfisol, που είχε την ίδια ορυκτολογία με το πρώτο, η σχετική υδραυλική αγωγιμότητα επηρεάστηκε λιγότερο (σε EPP=6,5 παρέμεινε στο 90% και σε EPP=14,6 στο 78%). Απέδωσαν την αρνητική επίδραση του K^+ στην υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους με τον ιλλίτη σε σχέση με τα άλλα δύο καολινιτικά εδάφη, στην μεγαλύτερη ευαισθησία του ιλλίτη σε διόγκωση και διασπορά σε σχέση με τον καολινίτη. Σε παραπλήσιο συμπέρασμα για τον ιλλίτη σε σχέση με τον καολινίτη κατέληξαν και οι McNeal et al., 1966 που υποστηρίζαν ότι τα καολινιτικά εδάφη είναι σταθερά και δεν διασπείρονται εύκολα. Το τρίτο έδαφος περιείχε επίσης μικρή ποσότητα σμεκτίτη που σε αυτόν απέδωσαν την μείωση της RHC. Η μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας και στα τρία εδάφη για παραπλήσια επίπεδα ESP και EPP ήταν μεγαλύτερη στην περίπτωση του Na^+ σε σχέση με το K^+ .

Για δύο εδάφη που έχουν ιλλίτη με περιεκτικότητα 10-11%, και μοντμοριλλονίτη 56-58% οι Chen et al. (1983) ανέφεραν ότι η υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό αυξάνεται με την αύξηση του EPP<20%, ενώ για EPP>20%, η αγωγιμότητα μειώθηκε ραγδαία με την αύξηση του EPP (για EPP περίπου 80% η αγωγιμότητα μειώνεται κατά 60-80%). Ωστόσο, για ένα τρίτο έδαφος το οποίο είχε ιλλίτη με περιεκτικότητα 16% και μοντμοριλλονίτη 47%, η υδραυλική αγωγιμότητα μειώθηκε ομοιόμορφα με την αύξηση του EPP και πιθανόν να οφείλεται στην δεσμευτική ικανότητα του ιλλίτη για επιπλέον K^+ (Chen et al., 1983). Συγκρίνοντας τη συμπεριφορά του K^+ σε σχέση με αντίστοιχη του Na^+ σε παρόμοια εδάφη κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η επίδραση του Na^+ είναι περισσότερο δυσμενής (για ESP=15% η μείωση της HC είναι 80%).

Μια καλά ανεπτυγμένη δομή ήταν εμφανής σε εδάφη που είχαν υψηλές συγκεντρώσεις των ανταλλάξιμων κατιόντων Ca^{2+} και Mg^{2+} , ενώ εδάφη που κυριαρχούσε το Na^+ και το K^+ υπήρχαν διασκορπισμένα σωματίδια αργίλου (Marchuk et al., 2012). Ενώ αντίθετα, σε άλλες εργασίες, η αύξηση της συγκέντρωσης του K^+ μπορεί και να βελτιώσει την υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους (HC), ενδεχομένως μέσω της αντικατάστασης του Na^+ (Chen et al., 1983; Levy and Torrento, 1995; Ravina and Low, 1972; Ravina and Markus, 1975).

Σε μια πρόσφατη μελέτη εφαρμόστηκαν διαλύματα, που κυμαίνονταν οι τιμές του SAR και PAR από 5 έως 40, σε έδαφος που κατά κύριο λόγο είχε

μοντοριλλονίτη και προερχόταν από έναν αμπελώνα της Αυστραλίας. Εφαρμόστηκαν μεταχειρίσεις με διαλύματα πολλαπλών συνδυασμών, είτε Na^+ ή K^+ με Ca^{2+} , Mg^{2+} είτε $\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$. Όσο μεγαλύτερες οι τιμές του SAR/RAR τόσο μεγαλύτερη η μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας και οι μειώσεις των HC βρέθηκαν να είναι σημαντικά μεγαλύτερες για το Na^+ σε σχέση με το K^+ (Arienzo et al., 2012). Και από αρκετές άλλες πρόσφατες μελέτες (Buelow et al., 2015; Marchuk et al., 2012; Rengasamy and Marchuk, 2011; Smith et al., 2015) έχουν προκύψει τεκμηριωμένα αρνητικές επιπτώσεις στις υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους που προκαλούνται από υψηλές συγκεντρώσεις του καλίου (K^+) και μαγνήσιου (Mg^{2+}).

Σε τρία εδάφη με μοντοριλονίτη, βερμικουλίτη και καολινίτη για μεταχειρίσεις με SAR 3, 6, 9 και PAR 1, 2, 4, 9 παρατηρήθηκε μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας στα 2:1 αργίλικα ορυκτά (βερμικουλίτης, μοντοριλονίτης) σε όλα τα επίπεδα SAR/PAR. Στο βερμικουλίτη οι μειώσεις της HC ήταν ίσες ή μεγαλύτερες στα PAR σε σχέση με τα SAR, ενώ στον μοντοριλονίτη τα αποτελέσματα ήταν παρόμοια και στο K^+ και στο Na^+ . Στον καολινίτη παρατηρήθηκε αύξηση της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας σε όλα τα SAR, ενώ σε μεγάλα PAR μειώθηκε (Buelow et al., 2015).

Το K^+ μπορεί να έχει τη δυνατότητα να προκαλέσει διόγκωση και διασπορά της αργίλου, καθώς αυξάνονται τα συνολικά επίπεδα άλατος του εδάφους και ως εκ τούτου να υποβαθμιστεί η ποιότητα του εδάφους και η παραγωγικότητα της γης (Marchuk and Rengasamy, 2010).

Άλλες μελέτες ανέφεραν ότι συσσωματώματα μεγαλύτερης σταθερότητας υπάρχουν σε κορεσμένα εδάφη με κάλιο απ' ότι σε εδάφη κορεσμένα με δισθενή κατιόντα: $\text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} = \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+$ (Bronick and Lal, 2005). Οι Levy και Torrento (1995) διαπίστωσαν ότι η προσρόφηση του καλίου σε εδάφη με σμεκτίτη ήταν περίπου 10 φορές μεγαλύτερη από εκείνη του νατρίου. Αυτό υποδηλώνει ότι το K^+ μπορεί να έχει ευνοϊκές επιδράσεις στην περατότητα του εδάφους με την παρουσία Na^+ .

Οι Laurenson et al. (2011) σημείωσαν εντονότερη προσρόφηση K^+ σε ένα έδαφος με ιλλίτη σε μικτό σύστημα K-Ca σε σχέση με αντίστοιχο μικτό σύστημα Na-Ca. Η επιλεκτικότητα αυτή ήταν έντονη στα χαμηλά EPP και μειωνόταν ταχύτατα στα υψηλότερα επίπεδα. Άλλες μελέτες έδειξαν ότι η μεγάλη συγγένεια για το κάλιο

σε χαμηλές συγκεντρώσεις γίνεται λόγω της ειδικής προσρόφησης του καλίου σε θέσεις εντός των μικρών σε 2:1 αργιλικά ορυκτά (Shainberg et al., 1987; Levy et al., 1988).

Οι Smiles και Smith (2004) αναγνωρίζοντας την δυνατότητα μιας συνεργατικής επίδρασης των μονοσθενών κατιόντων στις υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους, πρότεινε ότι το SAR μπορεί να αντικατασταθεί από τον τύπο MCAR (αναλογία προσροφημένων μονοσθενών κατιόντων) για την αξιολόγηση του νερού άρδευσης:

$$\text{MCAR} = (\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{NH}_4^+) / [(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/2]^{0.5} \quad (19)$$

Η εφαρμογή του τύπου αυτού θα πρέπει να γίνεται με πολύ προσοχή γιατί το κάλιο μπορεί να είναι έντονα προσροφημένο στο έδαφος, ενώ το NH_4^+ είναι εφήμερο και οξειδώνεται σε NO_3^- . Οι Rengasamy και Marchuk (2011) και πρότειναν μια εξελιγμένη μορφή του SAR η οποία περιέχει και τα 4 κατιόντα με το κάλιο και το μαγνήσιο να είναι πολλαπλασιασμένα με συντελεστές που δηλώνουν τη δύναμη διασποράς του καλίου σε σχέση με το νάτριο και τη δύναμη θρόμβωσης του μαγνησίου σε σχέση με το ασβέστιο. Οι συντελεστές αυτοί προέκυψαν από τη μελέτη των Rengasamy και Sumner (1998) που ανέφεραν το δείκτη CFC για το Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} συγκρίνοντας τα 3 τελευταία κατιόντα με το νάτριο ως προς τη θρόμβωση που προκαλούν. Έτσι, οι Rengasamy και Marchuk (2011) πρότειναν την αντικατάσταση του SAR με το δείκτη CROSS:

$$\text{CROSS}_f = (\text{Na} + 0.56\text{K}) / [(\text{Ca} + 0.60\text{Mg})/2]^{0.5} \quad (20)$$

$$\text{CROSS} = (\text{Na} + a\text{K}) / [\text{Ca} + b\text{Mg}]^{0.5} = \text{SAR}^* + a\text{PAR}^* \quad (21)$$

Όπου a και b είναι αριθμητικοί συντελεστές που προσδιορίζονται με την κατάλληλη μέθοδο. Όταν ο δείκτης $a < 1$ η επίδραση του PAR είναι λιγότερο αρνητική στη περατότητα του εδάφους απ' ό,τι το SAR. Αντίστοιχα, όταν το $b < 1$ δηλώνει ότι το μαγνήσιο επιδρά λιγότερο στην θρόμβωση του εδάφους απ' ό,τι το ασβέστιο. Ο δείκτης CROSS βγαίνει μεγαλύτερος ή ίσος από τον δείκτη SAR για κάθε συνδυασμό νερού.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

2.1 Δειγματοληψία και προετοιμασία εδαφικών δειγμάτων

Για την μελέτη της επίδρασης των ιόντων καλίου και νατρίου στην υδραυλική αγωγιμότητα των εδαφών επελέγησαν τρεις τύποι εδαφών με διαφορετικά φυσικοχημικά χαρακτηριστικά και διαφορετικές ορυκτολογικές ιδιότητες του αργιλικού κλάσματος. Τα δείγματα ελήφθησαν από την περιοχή των Σπάτων (E1) και της Κωπαίδας (E2, E3).

Σε όλα τα εδάφη, αφού ξηράνθηκαν, λειοτριβήθηκαν και περάστηκαν από κόσκινο 2mm, προσδιορίστηκε η μηχανική ανάλυση με τη μέθοδο Βουγιούκου (Bouyoukos, 1962), το pH σε αιώρημα 1:1 (McLean, 1982), η οργανική ουσία με τη μέθοδο Walkey-Black (Walkey and Black, 1934), το CaCO₃ με τη μέθοδο Bernard (Allison and Moodie, 1965), η IAK με τη μέθοδο του οξικού αμμωνίου και η ηλεκτρική αγωγιμότητα στο εκχύλισμα της πάστας κορεσμού (USSL, 1954). Έγινε, επίσης, ορυκτολογική ανάλυση με XRD για τον προσδιορισμό του τύπου των αργιλικών ορυκτών. Η υγρασία κορεσμού (θ_s) ελέγχθηκε και υπολογίστηκε σε ανεξάρτητα δείγματα, καθώς και μετά το πέρας της διαδικασίας των μεταχειρίσεων.

2.2 Μετρήσεις υδραυλικής αγωγιμότητας

Οι μετρήσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας έγιναν σε διαταραγμένα δείγματα. Το πακετάρισμα έγινε σε μεταλλικούς κυλίνδρους ύψους 8 cm και εμβαδόν διατομής κυλίνδρου 24,62 cm², με ομοιόμορφο τρόπο. Όλα τα δείγματα πακεταρίστηκαν με $\rho_\phi=1,3-1,4 \text{ g cm}^{-3}$ με ζύγιση σταθερής ποσότητα ξηρού εδάφους και τοποθέτηση τους στον κύλινδρο, ώστε να καταλαμβάνει τον απαιτούμενο όγκο. Το ύψος των δειγμάτων στον κύλινδρο δεν υπερέβαινε τα 5 cm. Στο κάτω μέρος του κυλίνδρου είχε τοποθετηθεί μεταλλική σίτα και φίλτρα χαρτιού, για να αποφευχθεί η απώλεια εδάφους και ιδιαιτέρως του κλάσματος της αργίλου. Στο πάνω μέρος τοποθετήθηκε πάλι ένα φίλτρο χαρτί για να αποφευχθεί η διαταραχή του επιφανειακού στρώματος με την εφαρμογή των διαλυμάτων.

Μετά το πακετάρισμα ο κορεσμός των δειγμάτων έγινε με την τοποθέτησή τους σε δοχεία με τα αντίστοιχα διαλύματα και την άνοδο της στάθμης από κάτω

προς τα πάνω σταδιακά, έτσι ώστε να επιτευχθεί ομοιόμορφος κορεσμός και να αποφευχθεί ο εγκλωβισμός αέρα.

Στα δείγματα εφαρμόστηκαν τρία επίπεδα αλατότητας και SAR/PAR. Τα διαλύματα που χρησιμοποιήθηκαν για την ισορροπία των δειγμάτων ήταν διαλύματα NaCl/CaCl₂ και KCl/CaCl₂. Το SAR και η ηλεκτρική αγωγιμότητα των διαλυμάτων νατρίου που χρησιμοποιήθηκαν ήταν SAR=44 - EC=16,75 dS m⁻¹, SAR=22 - EC=9,68 dS m⁻¹, SAR=8 - EC=5,02 dS m⁻¹. Για το κάλιο το PAR και η ηλεκτρική αγωγιμότητα των διαλυμάτων που χρησιμοποιήθηκαν ήταν PAR=44 - EC=19,98 dS m⁻¹, PAR=16 - EC=9,13 dS m⁻¹, PAR=8 - EC= 5,00 dS m⁻¹.

Ο κορεσμός πραγματοποιήθηκε για τουλάχιστον 3 εικοσιτετράωρα και έπειτα με εφαρμογή σταθερού φορτίου με τη χρήση στήλης Mariotte εφαρμόστηκαν στο κάθε δείγμα αρκετοί όγκοι πόρων από το αντίστοιχο διάλυμα. Η επίτευξη ισορροπίας ελέγχθηκε με τη παρακολούθηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας στο νερό εκροής και της περιεκτικότητας του Na⁺/K⁺ και Ca²⁺ έτσι ώστε να ταυτίζονται με τις τιμές των αρχικών διαλυμάτων. Προσδιορίστηκαν, επίσης, οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας για να ελεγχθεί η σταθερότητά τους και η τιμή αυτή στην ισορροπία χρησιμοποιήθηκε ως τιμή αναφοράς (K_{s0}).

Η υδραυλική αγωγιμότητα μετρήθηκε στα δείγματα με τη μέθοδο σταθερού φορτίου πίεσης (Klute and Dirksen, 1986). Σε όλα τα δείγματα ο προσδιορισμός της HC έγινε με εφαρμογή κλίσης υδραυλικού φορτίου μικρότερης του 1,6.

Στη συνέχεια μετά την επίτευξη ισορροπίας στο κάθε δείγμα με τα αντίστοιχα δείγματα και τον προσδιορισμό της αρχικής υδραυλικής αγωγιμότητας ακολούθησε έκπλυση με απιονισμένο νερό (EC= 0,03 dS m⁻¹). Κατά την έκπλυση συλλεγόταν το νερό εκροής προσδιορίζονταν ο όγκος και έπειτα η μεταβολή της υδραυλικής αγωγιμότητας του εδάφους. Στα δείγματα εκροής προσδιορίστηκε, επίσης, η ηλεκτρική αγωγιμότητα, το pH, και οι συγκεντρώσεις Na⁺/K⁺ και Ca²⁺. Για κάθε συνδυασμό εδαφών-διαλυμάτων χρησιμοποιήθηκαν διπλά δείγματα.

Η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού (K_s) που μετρήθηκε με τη μέθοδο περατομέτρου σταθερού φορτίου (Klute and Dirksen, 1986):

$$KS = \frac{V}{\frac{A \cdot t}{H} + 1} \text{ (cm min}^{-1}\text{)} \quad (22)$$

Όπου V όγκος του νερού που διήλθε από το δείγμα στο χρόνο t, A η διατομή του δείγματος, L το ύψος του δείγματος και H το φορτίο πίεσης.

Επιπλέον, για την επεξεργασία των δεδομένων και τη μεταφορά τους σε διαγράμματα χρησιμοποιήθηκαν οι όροι όγκοι των πόρων (PV) (Εξίσωση 23), σχετική υδραυλική αγωγιμότητα (RHC) (Εξίσωση 24) και σχετική ηλεκτρική αγωγιμότητα (REC) (Εξίσωση 25).

$$PV = \frac{V_{out}(t)}{V_w} \quad (23)$$

όπου $V_{out}(t)$ ο αθροιστικός όγκος νερού εκροής (cm^3) σε χρόνο t και V_w ο όγκος νερού που περιέχεται στο δείγμα (cm^3) ($V_w = \theta_s \cdot A \cdot L$) και θ_s η υγρασία κορεσμού του δείγματος.

$$RHC = \frac{K_s}{K_{s_0}} \quad (24)$$

όπου K_s η απόλυτη τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας σε ένα συγκεκριμένο χρόνο και K_{s_0} η τιμή αναφοράς υδραυλικής αγωγιμότητας σε κάθε επίπεδο αλατότητας σε ισορροπία με το αντίστοιχο διάλυμα.

$$REC = \frac{EC}{EC_0} \quad (25)$$

όπου EC η απόλυτη τιμή ηλεκτρικής αγωγιμότητας στο νερό εκροής και EC_0 η τιμή ηλεκτρικής αγωγιμότητας του διερχόμενου διαλύματος.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

3.1 Χαρακτηριστικά εδαφών

Στον Πίνακα 2 παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά των εδαφών που χρησιμοποιήθηκαν για την πειραματική διαδικασία.

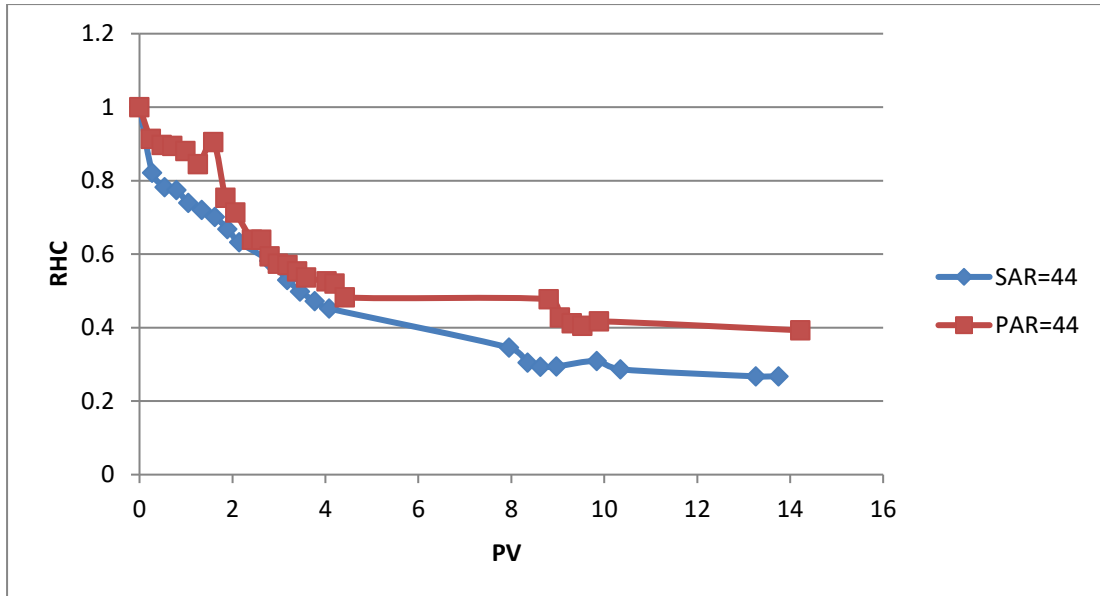
Πίνακας 2: Χαρακτηριστικά εδαφικών δειγμάτων.

	Έδαφος 1	Έδαφος 2	Έδαφος 3
Ποσοστό αργίλου %	27,42	51,04	59,04
Ποσοστό άμμου %	43,92	19,02	19,14
Ποσοστό ιλύος %	28,66	29,94	21,82
Κοκκομετρική ανάλυση	SCL	C	C
ΙΑΚ (meq 100g εδάφους⁻¹)	11	45	65
Οργανική ουσία %	2,09	1,5	9,7
pH	7,16	7,27	7,20
CaCO₃%	32,8	9,23	28,29
EC (dS m⁻¹)	3,21	0,64	1,6

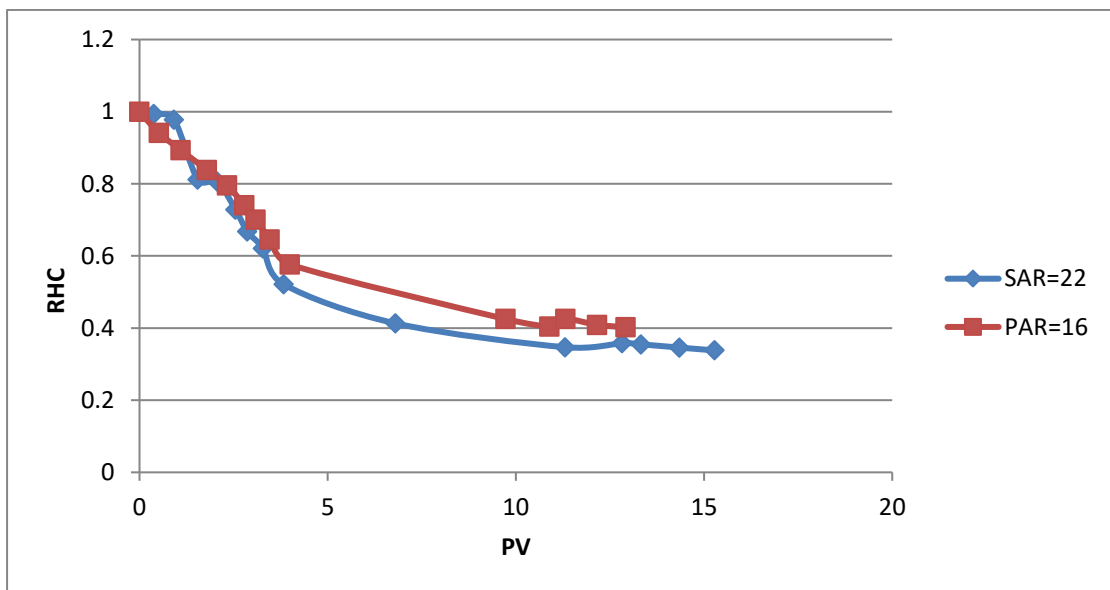
Σύμφωνα με την ορυκτολογική ανάλυση στο Έδαφος 1 κυρίαρχο ορυκτό είναι ο ιλλίτης και περιλαμβάνει επίσης γλωρίτες, καολινίτες, ενώ το Έδαφος 2 και 3 παρουσιάζουν κυρίως μοντμοριλονίτη και δευτερευόντως καολινίτη, γλωρίτη και ιλλίτη.

3.2 Αλλαγές στην υδραυλική αγωγιμότητα

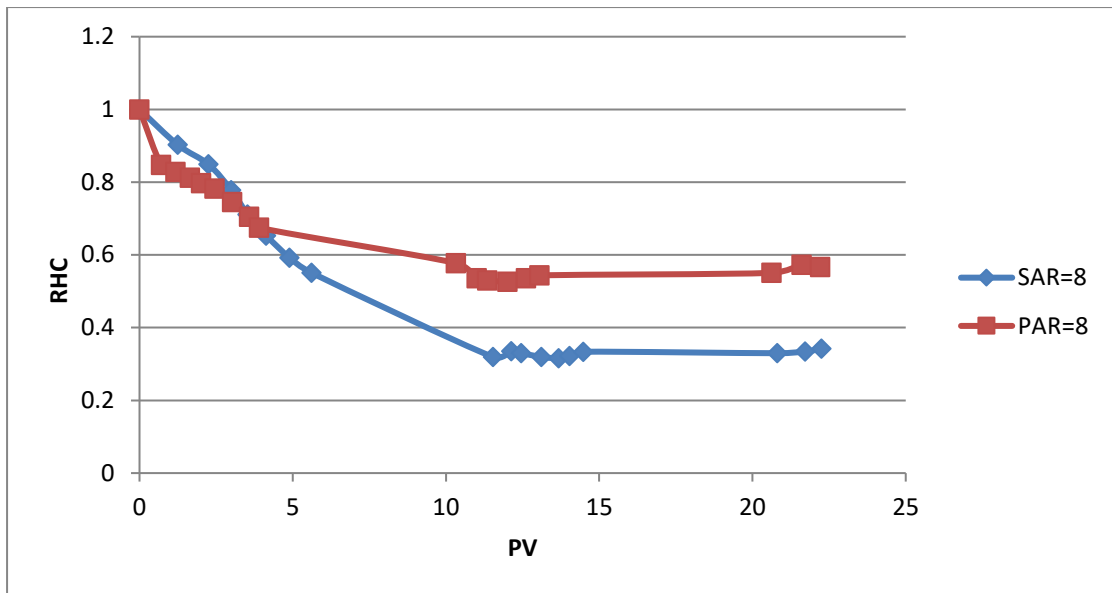
Στα διαγράμματα 1, 2, 3 παρουσιάζεται για το Έδαφος 1 (E1) η σχετική υδραυλική αγωγιμότητα (RHC) σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση με απιονισμένο νερό για τα διαλύματα νατρίου και καλίου (SAR 44, 22, 8 / PAR 44, 16, 8).



Διάγραμμα 1: Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 1 για SAR/PAR=44.

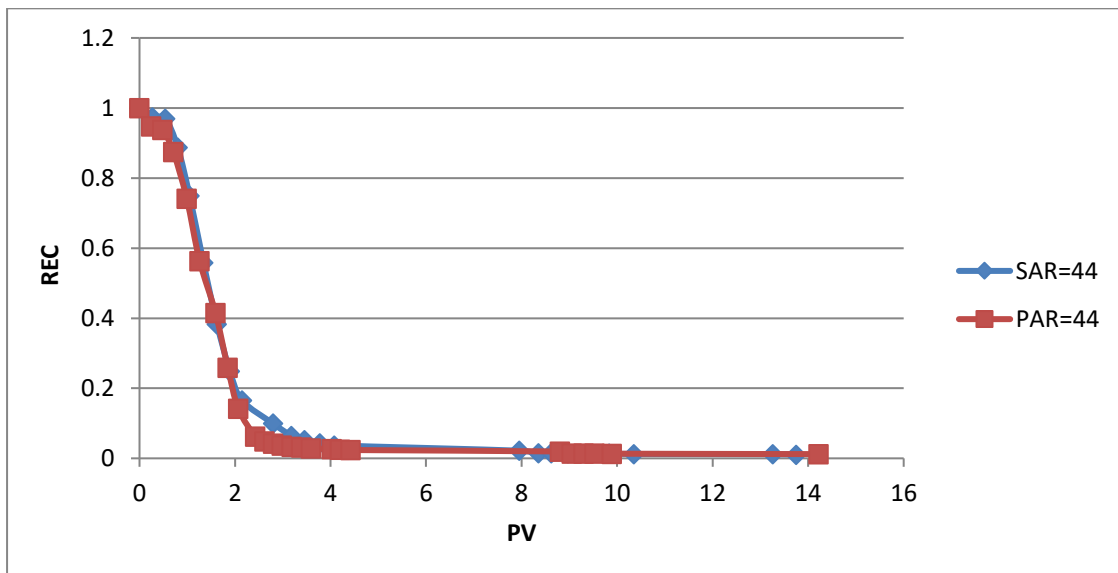


Διάγραμμα 2: Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 1 για SAR=22, PAR=16.

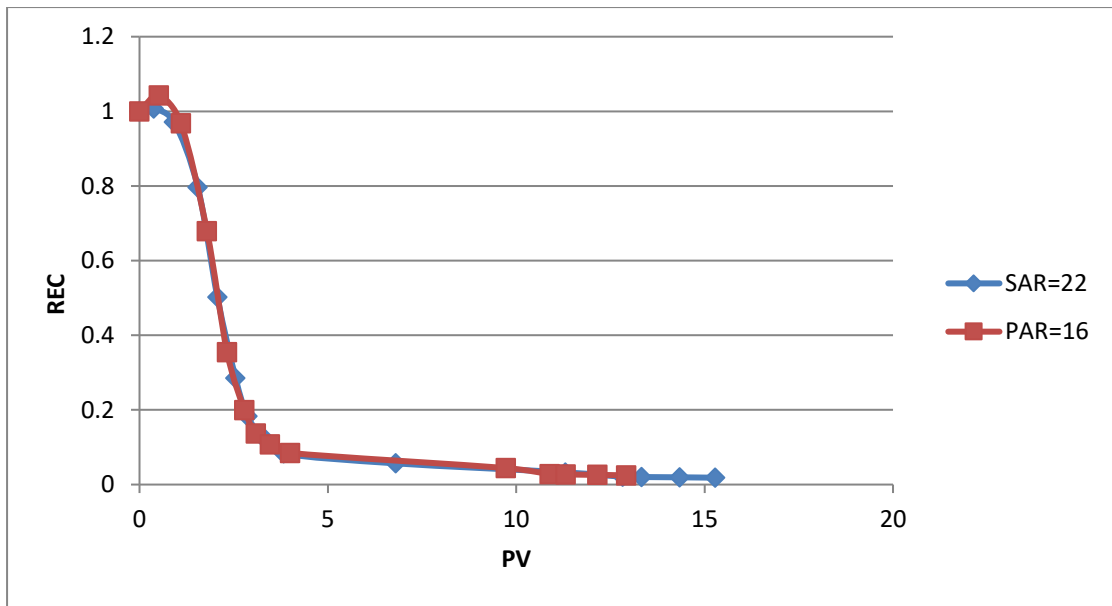


Διάγραμμα 3: Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 1 για SAR/PAR=8.

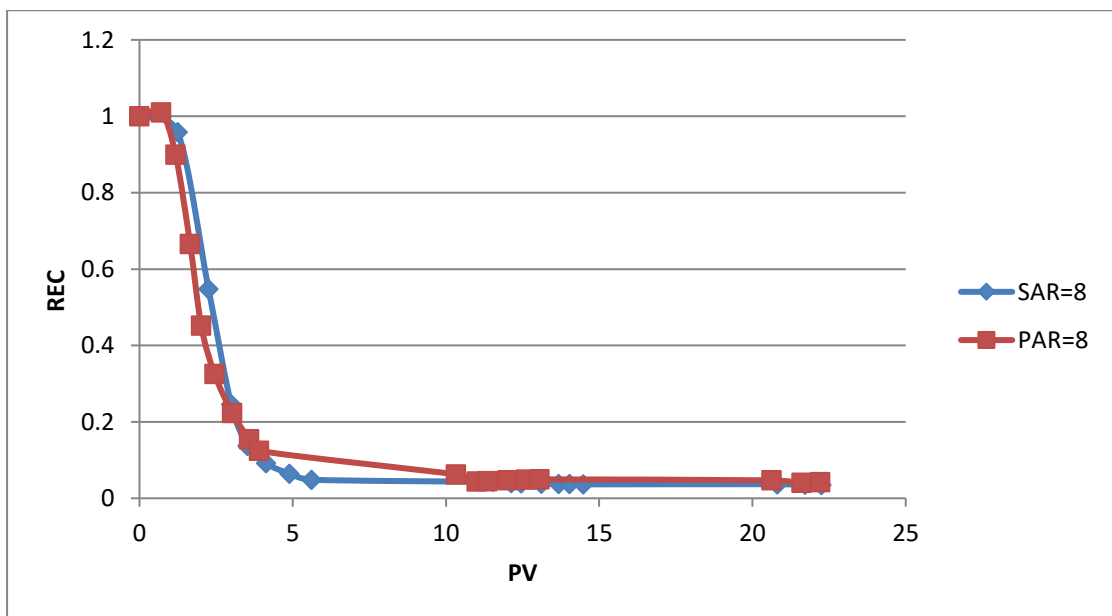
Στα διαγράμματα 4, 5, 6 παρουσιάζεται για το Έδαφος 1 η σχετική ηλεκτρική αγωγιμότητα (REC) σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση με απιονισμένο νερό για τα διαλύματα νατρίου και καλίου (SAR 44, 22, 8 / PAR 44, 16, 8).



Διάγραμμα 4: Σχετική ηλεκτρική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 1 για SAR/PAR=44.



Διάγραμμα 5: Σχετική ηλεκτρική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 1 για SAR=22, PAR=16.



Διάγραμμα 6: Σχετική ηλεκτρική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 1 για SAR/PAR=8.

Στο Έδαφος 1 παρατηρείται ότι η παρουσία του νατρίου σε αντίστοιχα επίπεδα SAR/PAR επιδρά δυσμενέστερα στην υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με το κάλιο. Όμως παρατηρείται ότι κατά τα αρχικά στάδια των εκπλύσεων οι μειώσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας στο έδαφος είτε με νάτριο είτε με κάλιο σε όλα τα

επίπεδα SAR/PAR είναι παρόμοιες. Μεγαλύτερες διαφορές προκύπτουν σε μεταγενέστερα στάδια που υποδεικνύουν την λιγότερο επιζήμια επίδραση του καλίου, διατηρώντας μικρότερες μειώσεις υδραυλικής αγωγιμότητας σε σχέση με το νάτριο, με τις τελικές τιμές του στο τέλος της έκπλυσης να διαμορφώνονται σε υψηλότερα επίπεδα.

Από τα διαγράμματα προκύπτει ότι ο ρυθμός μείωσης της ηλεκτρικής αγωγιμότητας σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) είναι παραπλήσιος στο νάτριο και στο κάλιο σε κάθε επίπεδο SAR/PAR. Αντίθετα, ο ρυθμός μείωσης της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι υψηλότερος στο νάτριο από ότι στο κάλιο σε κάθε επίπεδο SAR/PAR. Αναλυτικότερα, μείωση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας κατά 45% παρουσιάζεται περίπου στο PV=1,3 και για το κάλιο και για το νάτριο (για νάτριο PV=1,34 και για κάλιο PV=1,26) στα υψηλά SAR/PAR. Αντίθετα, μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά 60% παρουσιάζεται σε διαφορετικά PV συγκεκριμένα για το κάλιο σε PV=9,5, ενώ για το νάτριο η ίδια μείωση προκαλείται σε λιγότερους όγκους έκπλυσης PV=6,5. Στα ενδιάμεσα διαλύματα (SAR=22, PAR=16) παρατηρείται ότι για μείωση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας κατά 50% και για το νάτριο και για το κάλιο παρουσιάζεται σε PV=2,1, ενώ η μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά 60% για το νάτριο παρουσιάζεται σε πολύ λιγότερους όγκους των πόρων (PV περίπου 7) από ότι στο κάλιο (PV=10 περίπου). Οι διαφορές είναι μεγαλύτερες κυρίως μετά τα 4 PV. Στο αραιό οι μειώσεις της EC με τα PV είναι παρόμοιες, όμως η ίδια μείωση στις τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας προκύπτει σε μεγαλύτερα PV για το κάλιο σε σχέση με το νάτριο, μόνο μετά την διέλευση τουλάχιστον 6-7 PV.

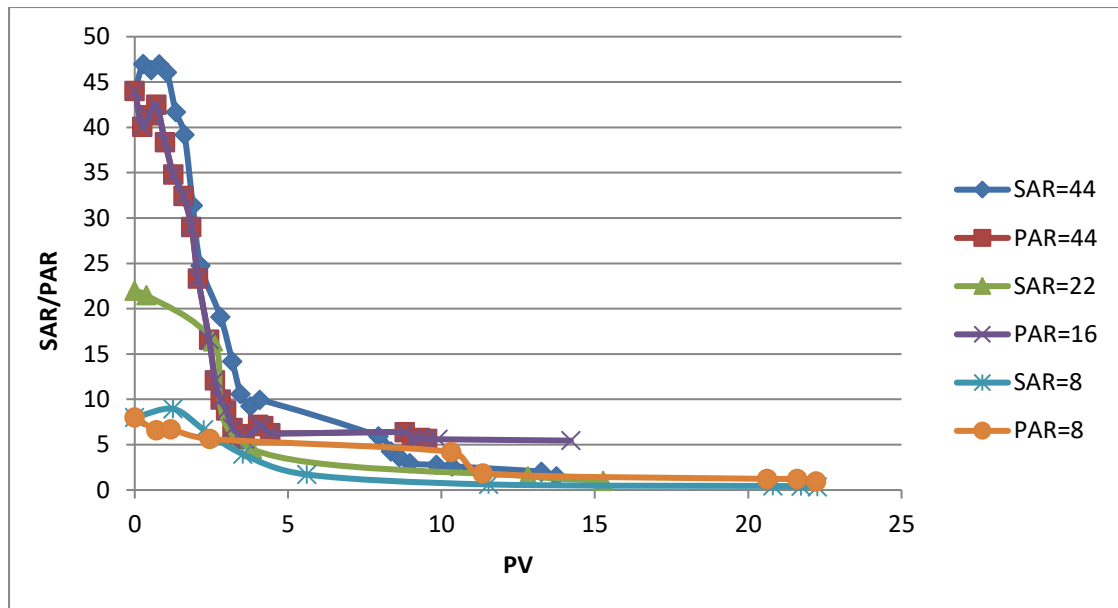
Όσον αφορά τις τελικές μειώσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας (Πίνακας 3) που προσδιορίστηκαν στο τέλος της διαδικασίας της έκπλυσης, προκύπτει ότι μετά τους 10 όγκους των πόρων οι τιμές σταθεροποιούνται σε όλους τους διαφορετικούς συνδυασμούς. Από τη σύγκριση των τιμών αυτών προκύπτει ότι το νάτριο προκαλεί μεγαλύτερες μειώσεις στην υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με το κάλιο. Ειδικότερα, στα εδάφη που είχαν εφαρμοστεί τα πυκνά διαλύματα η τελική μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας στο νάτριο ανέρχεται στο 73%, ενώ στο κάλιο σε 60% με την EC να κυμαίνεται στα 0,2-0,25 dS m⁻¹ και με αντίστοιχα SAR=1,5 και PAR=5,5. Αντίστοιχα, στο αραιό νάτριο και κάλιο (SAR=8, PAR=8) οι τελικές μειώσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας ανέρχονται σε 66% και 43% αντίστοιχα, με

EC περίπου $0,2 \text{ dS m}^{-1}$, SAR της τάξης του 0,3 και PAR της τάξης του 0,9. Αντίστοιχη συμπεριφορά εμφανίζουν τα εδαφικά δείγματα με τα ενδιάμεσα επίπεδα.

Πίνακας 3: Οι τελικές τιμές κατά την διαδικασία της έκπλυσης για το Έδαφος 1.

ΕΔΑΦΟΣ 1					
	P	Ks/Ks₀	SAR/PAR	EC/EC₀	EC (dS m⁻¹)
SAR					
44	13,3	0,267	2,016	0,012	0,204
	13,8	0,268	1,505	0,011	0,179
22	14,3	0,346	1,146	0,019	0,189
	15,3	0,338	1,025	0,018	0,178
8	21,7	0,334	0,412	0,035	0,178
	22,3	0,342	0,329	0,035	0,175
PAR					
44	9,9	0,417	5,600	0,013	0,265
	14,2	0,393	5,450	0,012	0,242
16	12,2	0,409	2,533	0,026	0,237
	12,9	0,402	1,976	0,025	0,226
8	21,6	0,572	1,212	0,040	0,202
	22,2	0,567	0,935	0,042	0,212

Αναλύοντας τα δεδομένα των εκπλύσεων αναζητήθηκαν συνδυασμοί τιμών EC - SAR/PAR που συνδεόνται με δεδομένη μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας για τα δύο διαφορετικά ιόντα, κάλιο και νάτριο. Οι συνδυασμοί αυτοί μπορεί να θεωρηθούν ως ενδεικτικοί συνδεδεμένοι με αντίστοιχη μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας, αν και έχουν ληφθεί με συνθήκες μη ισορροπίας που επικρατούν κατά την διαδικασία της έκπλυσης. Επίσης, επιτρέπουν την πληρέστερη σύγκριση της συμπεριφοράς των δύο ιόντων. Στο παρακάτω διάγραμμα παρουσιάζεται για το Έδαφος 1 το SAR/PAR σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV).

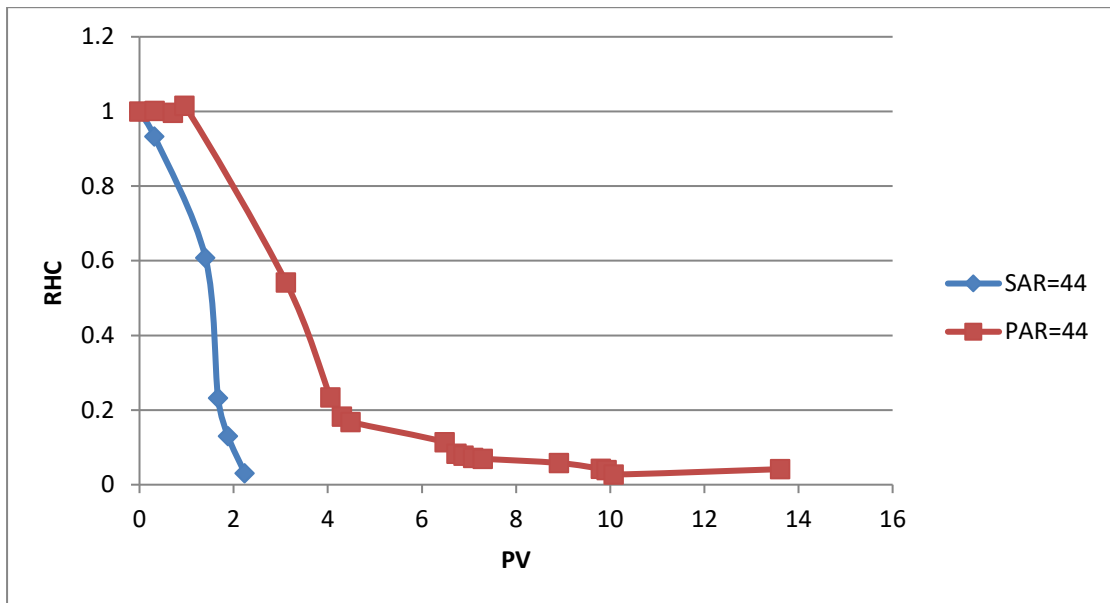


Διάγραμμα 7: Επίπεδα SAR/PAR σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 1.

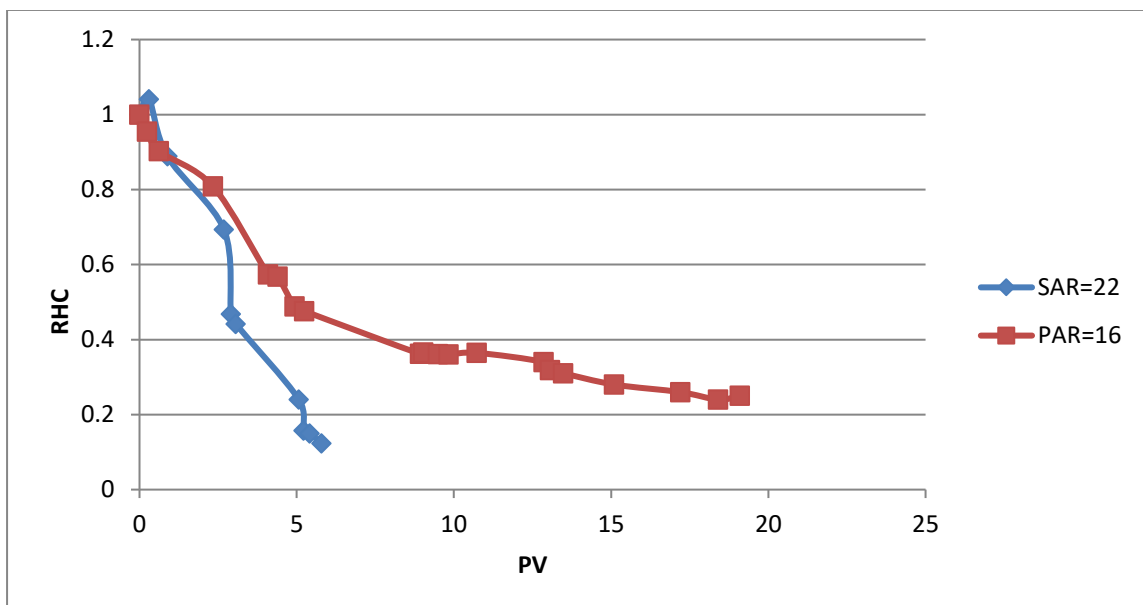
Ο συνδυασμός παραπλήσιων τιμών SAR και PAR (=25) με ίδια συγκέντρωση αλάτων ($EC=2,8 \text{ dS m}^{-1}$) προκαλεί μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας της τάξης του 37% κατά την έκπλυση του εδάφους στο πυκνό διάλυμα νατρίου (=44), ενώ η αντίστοιχη μείωση στο έδαφος με το πυκνό διάλυμα καλίου (=44) είναι μικρότερη και ανέρχεται σε 29%. Αντίστοιχα, στα ενδιάμεσα διαλύματα με παρόμοιες συγκεντρώσεις αλάτων της τάξης του $0,8 \text{ dS m}^{-1}$ η σχετική υδραυλική αγωγιμότητα έχει μειωθεί 40-50% και στα δύο παρότι στο κάλιο η τιμή του PAR είναι πολύ μεγαλύτερη (=8,5 περίπου), ενώ η τιμή του SAR είναι σχεδόν η μισή (=4,5). Παρότι ο συνδυασμός του EC-PAR σε σχέση με τον αντίστοιχο EC-SAR είναι δυσμενέστερος εν τούτοις η μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι παρόμοια συμπεραίνοντας ότι το κάλιο είναι λιγότερο επιζήμιο από το νάτριο. Η ίδια συμπεριφορά παρατηρείται και στα αραιά διαλύματα, κυρίως στα μεταγενέστερα στάδια της έκπλυσης, αφού εκεί υπάρχει μεγαλύτερη διαφοροποίηση των τιμών της υδραυλικής αγωγιμότητας για τα δύο ιόντα σε σχέση με τα αρχικά στάδια που εμφανίζουν παρόμοια συμπεριφορά μείωσης της HC.

Στα διαγράμματα 8, 9, 10 παρουσιάζεται για το Έδαφος 2 (E2) η σχετική υδραυλική αγωγιμότητα (RHC) σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την

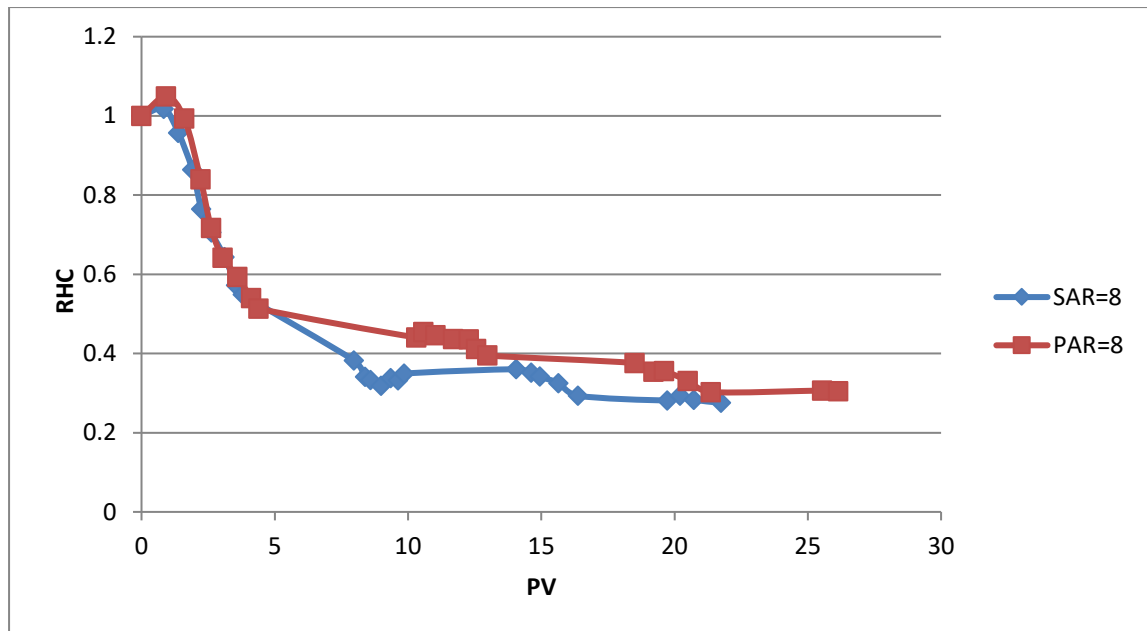
έκπλυση με απιονισμένο νερό για τα διαλύματα νατρίου και καλίου (SAR 44, 22, 8 / PAR 44, 16, 8).



Διάγραμμα 8: Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 2 για SAR/PAR=44.

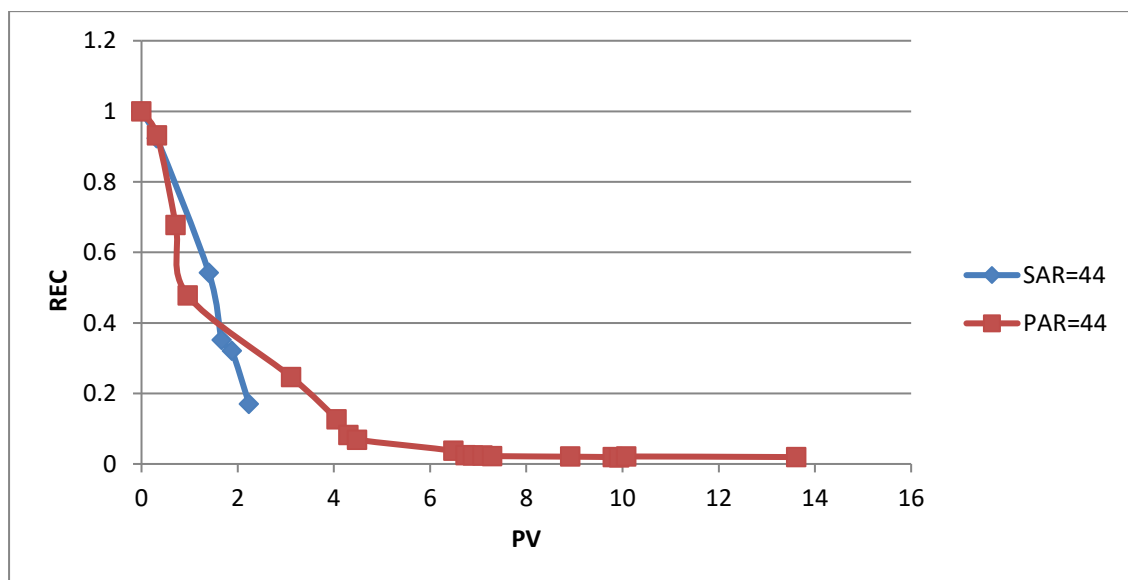


Διάγραμμα 9: Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 2 για SAR=22, PAR=16.

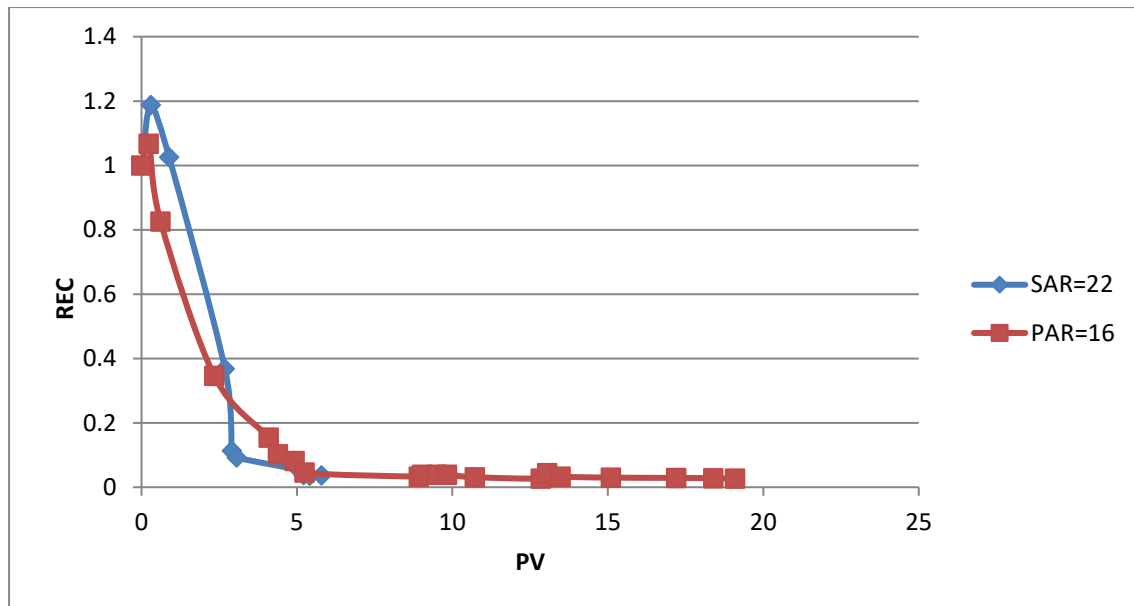


Διάγραμμα 10: Σχετική υδραυλική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 2 για SAR/PAR=8.

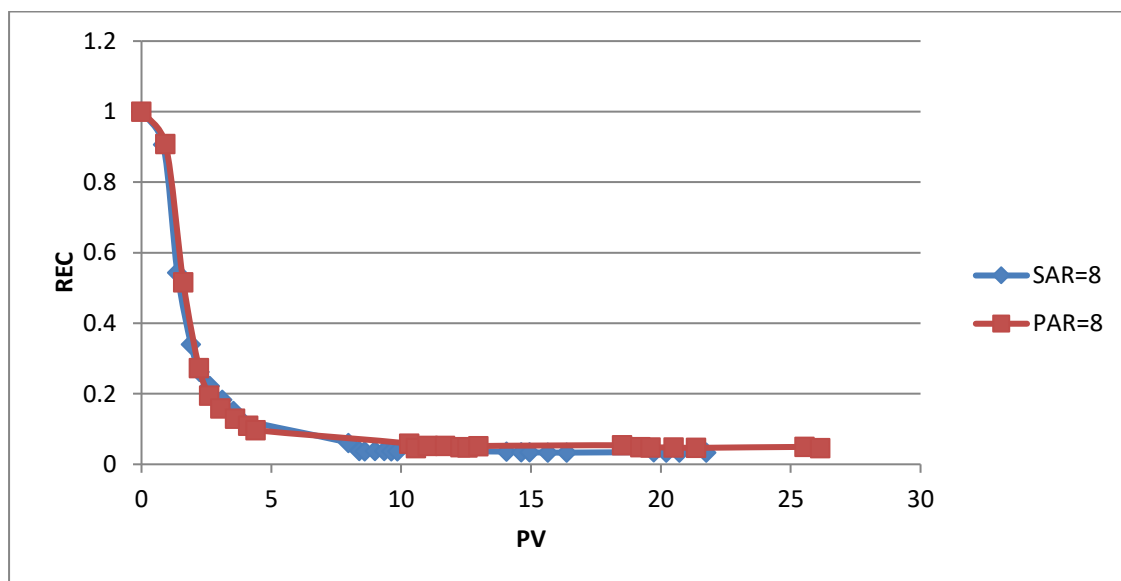
Στα διαγράμματα 11, 12, 13 παρουσιάζεται για το Έδαφος 2 η σχετική ηλεκτρική αγωγιμότητα (REC) σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση με απιονισμένο νερό για τα διαλύματα νατρίου και καλίου (SAR 44, 22, 8 / PAR 44, 16, 8).



Διάγραμμα 11: Σχετική ηλεκτρική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 2 για SAR/PAR=44.



Διάγραμμα 12: Σχετική ηλεκτρική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 2 για SAR=22, PAR=16.



Διάγραμμα 13: Σχετική ηλεκτρική αγωγιμότητα σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για το Έδαφος 2 για SAR/PAR=8.

Στο Έδαφος 2 είναι εμφανής, από την μείωση της σχετικής υδραυλικής αγωγιμότητας, η δυσμενέστερη επίδραση της παρουσίας νατρίου από ότι καλίου σε αντίστοιχα επίπεδα SAR και PAR. Παρατηρείται ότι στα πυκνά διαλύματα ο ρυθμός μείωσης της υδραυλικής αγωγιμότητας στο νάτριο είναι πολύ πιο απότομος και σε

πολύ λιγότερα PV από ότι στο κάλιο με αποτέλεσμα την καταστρεπτική επίδραση του νατρίου στο εδαφικό δείγμα. Η επίδραση του καλίου είναι και αυτή αρκετά επιζήμια, φέρνοντας σχεδόν τα ίδια αποτελέσματα, αλλά σε περισσότερους όγκους εκπλύσεων. Στα ενδιάμεσα διαλύματα, η συμπεριφορά του καλίου είναι πιο ομαλή διατηρώντας υψηλότερες τελικές τιμές σχετικής υδραυλικής αγωγιμότητας από ότι στο πυκνό κάλιο, ενώ στο νάτριο μπορεί η μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας να μην ήταν τόσο απότομη και γρήγορη όπως στο πυκνό, το αποτέλεσμα όμως είναι σχεδόν ίδιο. Στα αραιά διαλύματα η επίδραση του καλίου και του νατρίου φαίνεται να είναι παραπλήσια και όχι καταστροφική.

Ο ρυθμός μείωσης της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του νατρίου σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) δείχνει να είναι ελάχιστα πιο απότομος στα πυκνά και στα ενδιάμεσα διαλύματα από ότι στα αντίστοιχα διαλύματα καλίου, ενώ στα χαμηλότερα SAR και PAR είναι παραπλήσιος.

Συγκεκριμένα, στα 1,5 PV στα πυκνά διαλύματα η μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι περίπου στο 40% στο νάτριο, ενώ η επίδραση του καλίου κρατάει ακόμα σε υψηλότερα επίπεδα την σχετική υδραυλική αγωγιμότητα με τη μείωση να ανέρχεται μόλις στο 10%. Η μείωση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας παρουσιάζει μικρότερες διαφορές, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, σημειώνοντας μείωση 75% στα 2 PV στο νάτριο, ενώ στο κάλιο στα 3 PV. Παρόμοια συμπεριφορά παρουσιάζουν και τα ενδιάμεσα διαλύματα. Αντίθετα, στα αραιά διαλύματα μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά 30% γίνεται στα 2,6 PV και για το νάτριο και για το κάλιο και αντίστοιχα η ίδια μείωση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας γίνεται στο 1 PV.

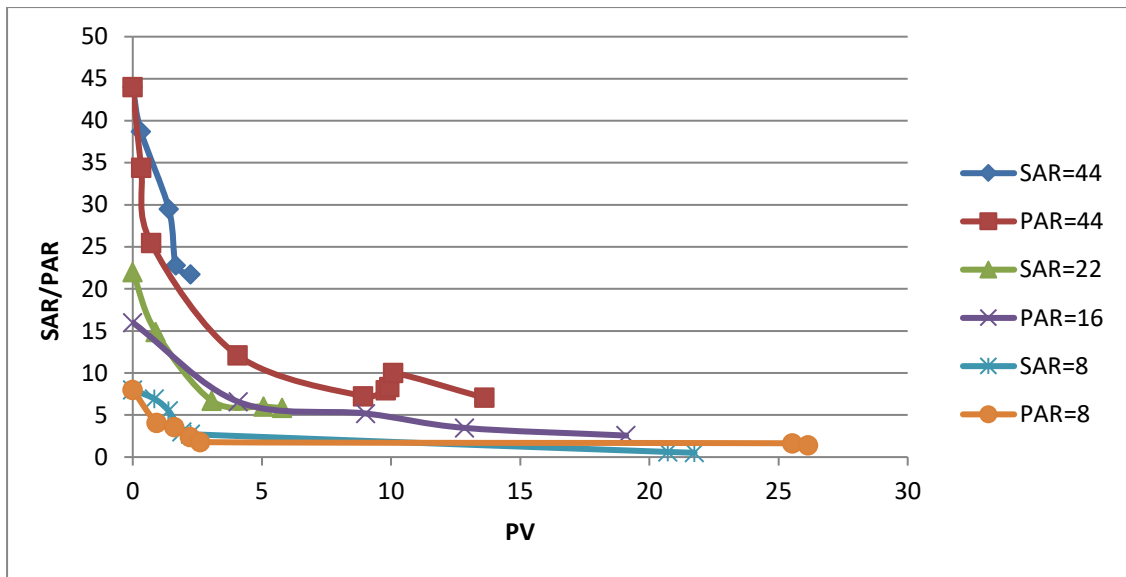
Σχετικά με το τέλος της διαδικασίας της έκπλυσης (Πίνακας 4), οι τελικοί όγκοι που περάστηκαν διαφέρουν αρκετά για όλα τα διαλύματα και επίπεδα SAR/PAR. Οι τελικές μειώσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας στα πυκνά και τα ενδιάμεσα διαλύματα του νατρίου φτάνουν το 100% και το 90% σε PV=2-2,5 και σε PV=6 αντίστοιχα, με την τελική ηλεκτρική αγωγιμότητα στο πυκνό διάλυμα να διαμορφώνεται σε υψηλά επίπεδα ($2,85 \text{ dS m}^{-1}$) με SAR=22, ενώ στο ενδιάμεσο η τελική EC έφτασε στα $0,35 \text{ dS m}^{-1}$ με SAR=6. Στα αντίστοιχα διαλύματα του καλίου η μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας στο πυκνό διάλυμα φτάνει σχεδόν το 100%, όπως στο πυκνό νάτριο, αλλά σε πολύ περισσότερους όγκους των πόρων (PV=13,5)

με $EC=0,4 \text{ dS m}^{-1}$ και PAR περίπου 7. Στο ενδιάμεσο κάλιο η μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας ανέρχεται στο 75% με $EC=0,25 \text{ dS m}^{-1}$ και $PAR=2,5$. Στα εδαφικά δείγματα με τα αραιά διαλύματα νατρίου και καλίου η κατάσταση διαφέρει, αφού παρουσιάζουν παραπλήσιες τελικές μειώσεις υδραυλικής αγωγιμότητας (περίπου 70%) σε $PV=22-26$ με $EC=0,16 \text{ dS m}^{-1} / 0,2 \text{ dS m}^{-1}$ και $SAR=0,5 / PAR=1,4$ αντίστοιχα.

Πίνακας 4: Οι τελικές τιμές κατά την διαδικασία της έκπλυσης για το Έδαφος 2.

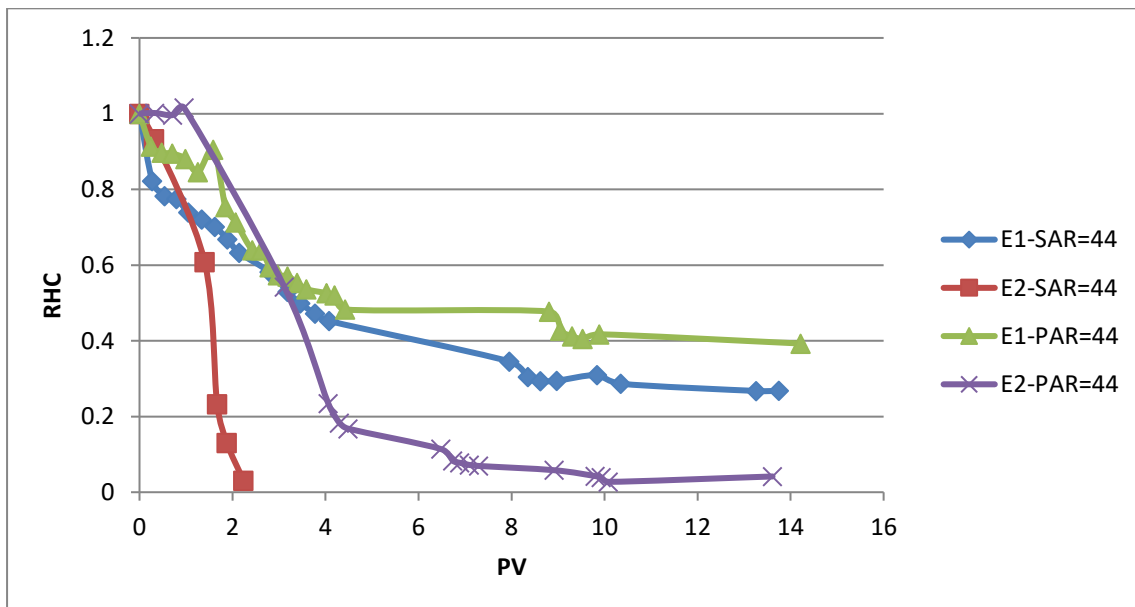
ΕΔΑΦΟΣ 2					
	P	Ks/Ks₀	SAR/PAR	EC/EC₀	EC (dS m⁻¹)
SAR					
44	1,9	0,130	22,5-21,8	0,321	5,370
	2,2	0,031	21,731	0,170	2,850
22	5,4	0,150	6,161	0,036	0,348
	5,8	0,123	5,838	0,036	0,352
8	20,7	0,283	0,612	0,033	0,167
	21,8	0,275	0,520	0,033	0,166
PAR					
44	10,1	0,027	9,993	0,021	0,425
	13,6	0,042	7,056	0,020	0,390
16	18,4	0,24	2,954	0,028	0,256
	19,1	0,25	2,563	0,026	0,241
8	25,5	0,306	1,645	0,049	0,247
	26,1	0,305	1,416	0,046	0,228

Συγκρίνοντας την συμπεριφορά κατά την έκπλυση στα πυκνά διαλύματα καλίου και νατρίου, λόγω της πλήρους διασποράς και μηδενισμού της υδραυλικής αγωγιμότητας σχεδόν στα 2 PV στο νάτριο, δεν προέκυψαν οι απαιτούμενοι συνδυασμοί EC - SAR/PAR - RHC που να τεκμηριώνουν σε επίπεδο μεμονωμένων ενδείξεων τη διαφορά στην συμπεριφορά των δύο ιόντων. Στα ενδιάμεσα διαλύματα για EC της τάξης του $0,3 \text{ dS m}^{-1}$ και τιμών PAR/SAR περίπου 6 η αντίστοιχη μείωση της HC είναι 43% για το κάλιο και 88% για το νάτριο. Στο αραιά διαλύματα στα αντίστοιχα χαμηλά επίπεδα αλάτων ($EC=0,3 \text{ dS m}^{-1}$) και PAR/SAR περίπου 2 οι αντίστοιχες μειώσεις της HC είναι 65% για το νάτριο και 55% για το κάλιο.

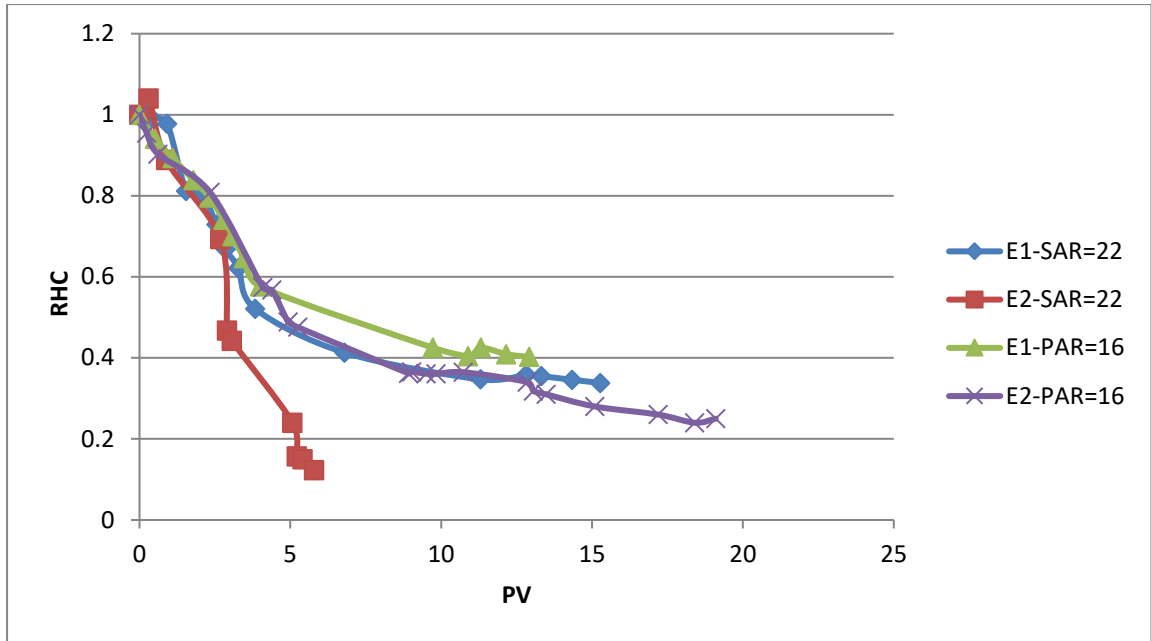


Διάγραμμα 14: Επίπεδα SAR/PAR σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκλυση για το Έδαφος 2.

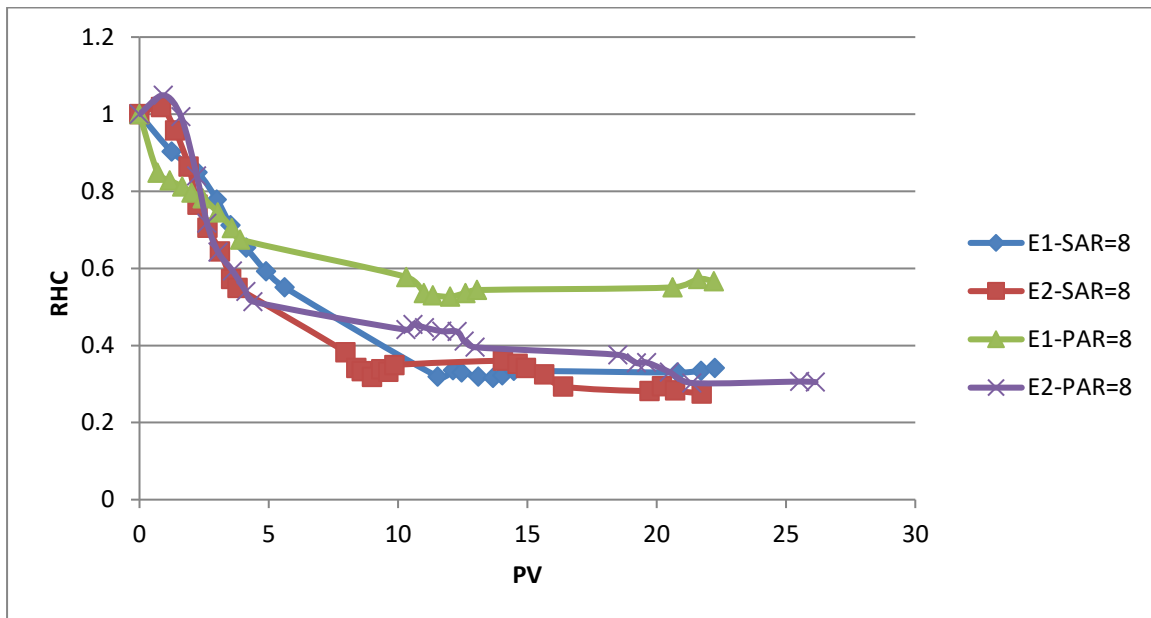
Στα διαγράμματα 15 ,16, 17 παρουσιάζονται οι σχέσεις της σχετικής υδραυλικής αγωγιμότητας με τους όγκους των πόρων (PV) προκειμένου να διερευνηθούν οι διαφορές στην συμπεριφορά των δύο εδαφών στην επίδραση του νατρίου και καλίου.



Διάγραμμα 15: Σύγκριση σχετικών υδραυλικών αγωγιμοτήτων σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκλυση για τα Εδάφη 1 και 2 για SAR/PAR=44.



Διάγραμμα 16: Σύγκριση σχετικών υδραυλικών αγωγιμοτήτων σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για τα Εδάφη 1 και 2 για SAR=22, PAR=16.



Διάγραμμα 17: Σύγκριση σχετικών υδραυλικών αγωγιμοτήτων σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για τα Εδάφη 1 και 2 για SAR/PAR=8.

Συγκρίνοντας τα 2 εδάφη, το Έδαφος 1 στο οποίο υπερισχύει ο ιλλίτης και το Έδαφος 2 που υπερισχύει ο μοτμοριλονίτης, παρατηρούνται διαφορές μεταξύ της επίδρασης του νατρίου και του καλίου. Γενικότερα, στο Έδαφος 1 παρατηρούνται μικρότερες τελικές μειώσεις υδραυλικής αγωγιμότητας κυρίως στα πυκνά και τα ενδιάμεσα διαλύματα. Στα αραιά διαλύματα οι μειώσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας στα 2 εδάφη πλησιάζουν, ειδικά στο νάτριο, ενώ το κάλιο δείχνει καλύτερη συμπεριφορά στο Έδαφος 1.

Συγκεκριμένα, στα πυκνά διαλύματα το Έδαφος 2 κατά τη διαδικασία της έκπλυσης με απιονισμένο νερό διασπείρεται έντονα και με το κάλιο και με το νάτριο με αποτέλεσμα οι μειώσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας να έχουν φτάσει σχεδόν το 100%. Το Έδαφος 1 δείχνει καλύτερη συμπεριφορά και με τα δύο ιόντα διατηρώντας μείωση της τάξης του 73% στο κάλιο και του 64% στο νάτριο. Στα ενδιάμεσα διαλύματα η εικόνα είναι παρόμοια. Το Έδαφος 1 εμφανίζει μικρότερες μειώσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας και για το νάτριο και για το κάλιο, της τάξης του 65% και 60% αντίστοιχα, ενώ στο Έδαφος 2 με το νάτριο προκαλείται σημαντική μείωση της τάξης του 90% σε αντίθεση με το κάλιο που η μείωση ανέρχεται στο 75%. Στα αραιά διαλύματα στο Έδαφος 2 το κάλιο και το νάτριο, καθώς και στο Έδαφος 1 το νάτριο, έχουν παραπλήσια συμπεριφορά με τη μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας να ανέρχεται στο 70% περίπου, ενώ στο Έδαφος 1 το κάλιο παρουσιάζει καλύτερη συμπεριφορά με τη μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας να είναι περίπου 55%.

Στο Έδαφος 1 με τον ιλλίτη, για το νάτριο, ανεξαρτήτως των αρχικών επιπέδων του SAR, κατά την διαδικασία της έκπλυσης οι τελικές μειώσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι παραπλήσιες σε όλα τα επίπεδα και ανέρχονται στο 70%.

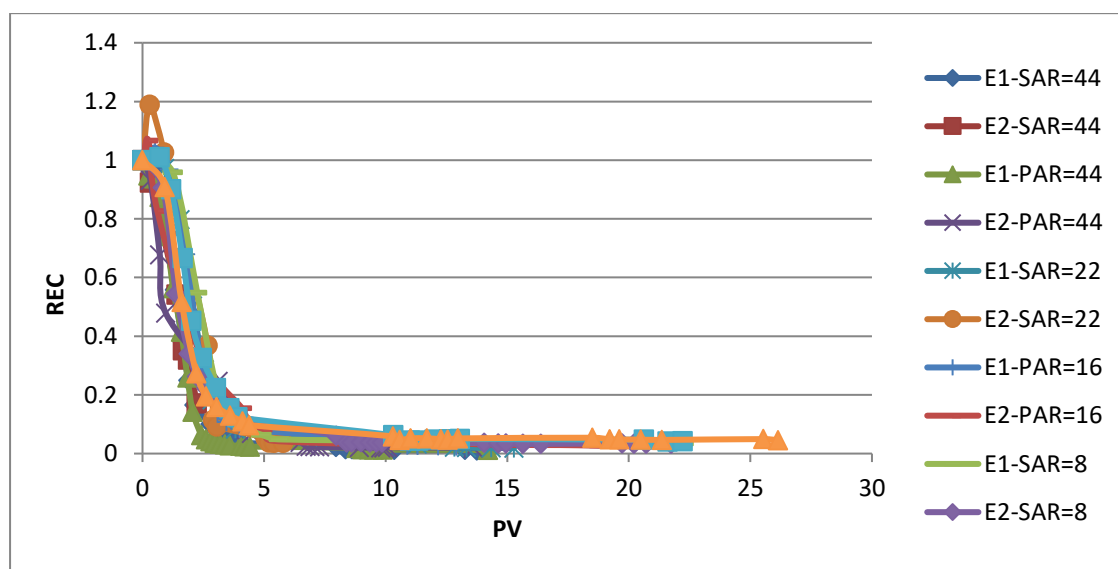
Συνεπώς, το έδαφος με την παρουσία του μοντμοριλονίτη προκύπτει ότι εμφανίζει μεγαλύτερη ευαισθησία στην διασπορά και κατά συνέπεια μεγαλύτερες μειώσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας και για τα δύο ιόντα, με το κάλιο να επιδρά ευνοϊκότερα σε σχέση με το νάτριο και στις δύο περιπτώσεις εδαφών.

Συμπερασματικά, η επίδραση του νατρίου και του καλίου στα μεγάλα SAR/PAR προκαλεί παρόμοιες μειώσεις υδραυλικής αγωγιμότητας εξετάζοντας μεμονωμένα το κάθε έδαφος με την παρουσία του μοντμοριλονίτη να δημιουργεί

πολύ σοβαρότερα προβλήματα στην υδραυλική αγωγιμότητα από ότι η παρουσία του ιλλίτη.

Στα μικρότερα SAR/PAR παρουσιάζονται στον μοντμοριλονίτη λιγότερο δυσμενείς επιδράσεις του νατρίου με παραπλήσιες μειώσεις υδραυλικής αγωγιμότητας με τον ιλλίτη, ενώ το κάλιο φαίνεται να έχει καλύτερη εικόνα στον ιλλίτη από ότι στο μοντμοριλονίτη.

Και στα 2 εδαφικά δείγματα παρουσιάζεται μείωση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας κατά 80% σε όλα τα επίπεδα SAR/PAR στα 2-3 PV δείχνοντας ότι τα υδατοδιαλυτά άλατα ξεπλένονται με τον ίδιο ρυθμό ανεξαρτήτου επιπέδου αλατότητας (Διάγραμμα 18).



Διάγραμμα 18: Σύγκριση σχετικών ηλεκτρικών αγωγιμοτήτων σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για τα Εδάφη 1 και 2 για όλα τα επίπεδα SAR/PAR.

Ειδικότερα, στους παρακάτω πίνακες 5 και 6 παρουσιάζονται οι τιμές του EC, SAR/PAR, PV για μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά 30% για τα 2 εδάφη.

Πίνακας 5: Τιμές EC, SAR/PAR, PV για μείωση της Ks 30% κατά την διαδικασία της έκπλυσης για το Έδαφος 1.

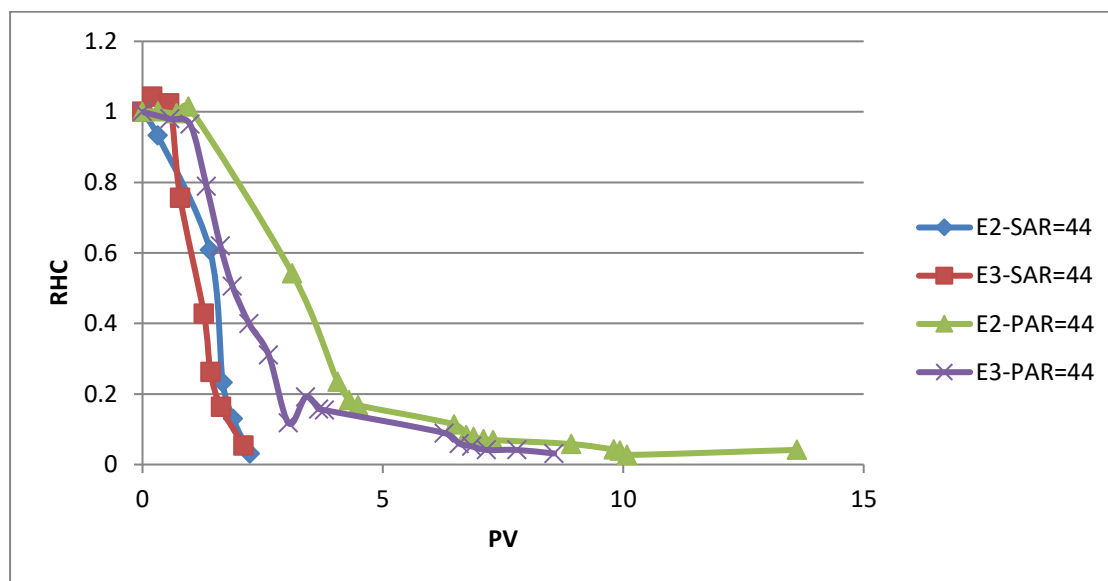
	SAR=44	PAR=44	SAR=22	PAR=16	SAR=8	PAR=8
EC	6,5	2,8	1,8	1,8	0,7	0,8
SAR/PAR	39	23	17	14	4	4,4
PV	1,6	2	2,5	3	3,5	3,6

Πίνακας 6: Τιμές EC, SAR/PAR, PV για μείωση της Ks 30% κατά την διαδικασία της έκπλυσης για το Έδαφος 2.

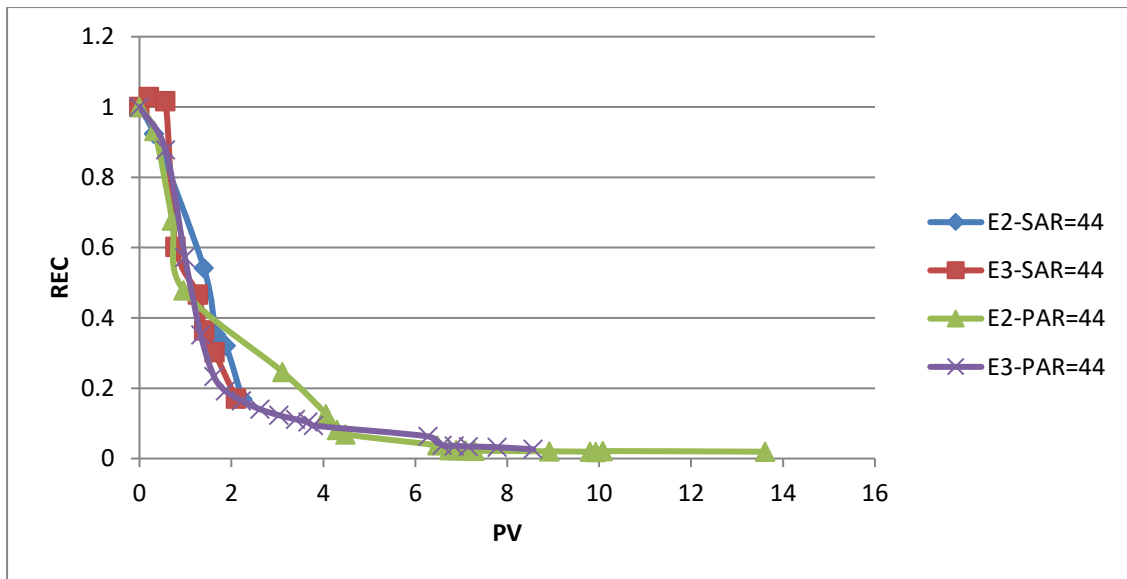
	SAR=44	PAR=44	SAR=22	PAR=16	SAR=8	PAR=8
EC	10	6,5	3,5	2	1,1	1
SAR/PAR	32	13	6	7	3	2,4
PV	1,1	2,5	2,7	3,3	2,6	2,6

Στα πυκνά και στα ενδιάμεσα διαλύματα παρατηρείται ότι το Έδαφος 1 έχει μικρότερες EC από το Έδαφος 2 με μεγαλύτερα όμως SAR/PAR σε παρόμοια PV. Κατά συνέπεια, ο ιλλίτης στην ίδια μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας δείχνει να έχει απομακρύνει σε μεγαλύτερο βαθμό τα υδατοδιαλυτά άλατα με το σύμπλοκο να «κρατάει» ακόμα το αντίστοιχο ιόν σε μεγαλύτερη αναλογία από ότι ο μοντμοριλονίτης. Αυτή η κατάσταση θα μπορούσε να δημιουργήσει μεγαλύτερη μείωση της HC στον ιλλίτη από ότι στον μοντμοριλονίτη όμως συμβαίνει το αντίθετο δικαιολογώντας για άλλη μια φορά την ευαισθησία του μοντμοριλονίτη στην παρουσία καλίου ή νατρίου. Στα αραιά διαλύματα οι συνθήκες στα 2 εδάφη είναι παρόμοιες χωρίς ιδιαίτερες διαφορές βγάζοντας το συμπέρασμα ότι σε μικρότερα επίπεδα SAR/PAR η επίδραση των 2 ιόντων, είτε στο μοντμοριλονίτη είτε στον ιλλίτη, είναι κοντινή.

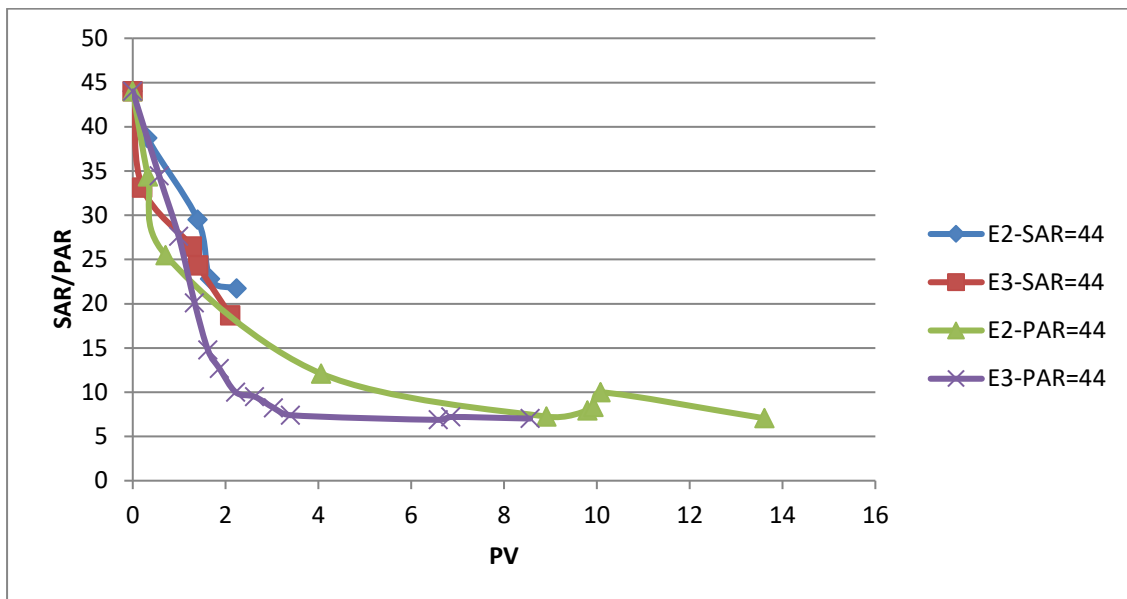
Περαιτέρω σύγκριση της συμπεριφοράς του καλίου και νατρίου έγινε με την εφαρμογή πυκνών διαλυμάτων σε ένα έδαφος με παραπλήσια μηχανική και ορυκτολογική σύσταση με το Έδαφος 2 (μοντμοριλονιτική άργιλος) με υψηλότερη περιεκτικότητα σε οργανική ουσία (9,07%). Στο σχήματα 19, 20, 21 παρουσιάζονται οι σχέσεις K_s -PV, EC-PV, SAR/PAR - PV για τα 2 εδάφη.



Διάγραμμα 19: Σύγκριση σχετικών υδραυλικών αγωγιμοτήτων σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για τα Εδάφη 2 και 3 για SAR/PAR=44.



Διάγραμμα 20: Σύγκριση σχετικών ηλεκτρικών αγωγιμοτήτων σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για τα Εδάφη 2 και 3 για SAR/PAR=44.



Διάγραμμα 21: Σύγκριση SAR/PAR σε σχέση με τους όγκους των πόρων (PV) κατά την έκπλυση για τα Εδάφη 2 και 3.

Όπως προκύπτει από τα διαγράμματα, τα δύο εδάφη παρουσιάζουν παραπλήσια συμπεριφορά κατά την έκπλυσή τους τόσο στο νάτριο όσο και στο κάλιο. Στα πυκνά διαλύματα νατρίου ($SAR=44$) η τελική υδραυλική αγωγιμότητα μηδενίζεται και στα δύο εδάφη και σε παραπλήσια PV (περίπου 2) για τιμές $EC=2,85$ $dS\ m^{-1}$, $SAR=22$ και $EC=2,86$ $dS\ m^{-1}$, $SAR=18$ για το Έδαφος 2 και 3 αντίστοιχα. Ενώ, στην περίπτωση του καλίου η διασπορά της αργίλου φαίνεται να παρουσιάζεται σε περισσότερα PV (14 περίπου για το Έδαφος 2 και 7 περίπου για το Έδαφος 3 (E3) και σε χαμηλότερους συνδυασμούς PAR-EC ($PAR=9$, $EC=0,4$ $dS\ m^{-1}$ για το Έδαφος 2 και $PAR=7$, $EC=0,7$ $dS\ m^{-1}$ για το Έδαφος 3). Η παρουσία της οργανικής ουσίας ίσως επιταχύνει τη διασπορά της αργίλου στο Έδαφος 3 και παρατηρήθηκε μόνο στη περίπτωση του καλίου κατά την έκπλυση.

Σε όλα τα εδάφη το νάτριο φαίνεται να είναι πιο καταστροφικό από ότι το κάλιο σε όλα τα επίπεδα SAR/PAR. Όσο αυξάνονται τα επίπεδα SAR/PAR η μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι μεγαλύτερη. Οι Chen et al. (1983) έδειξαν ότι σε επίπεδα $EPP < 20\%$ το κάλιο παρουσιάζει ευεργετική επίδραση σε μοντμοριλλονικά εδάφη, ενώ σε $EPP > 20\%$ παρουσιάζεται ραγδαία μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας. Κι άλλες ερευνητικές εργασίες κατέληξαν στο ίδιο συμπέρασμα όπως οι Arienzo et al. (2012) εξετάζοντας επίπεδα SAR/PAR 5-40 σε μοντμοριλλονίτη και οι Levy et al. (1990) που εξέτασαν 2 εδάφη με καολινίτη και ένα έδαφος με ιλλίτη και σμεκτίτη σε επίπεδα ESP/EPP περίπου 6 με 18%. Οι Shainberg et al. (1987) εξετάζοντας 4 μείγματα σμεκτίτη με άμμο για PAR 2, 4, 6 και για SAR 10 και 20 παρατήρησαν διαφορές στην επίδραση του καλίου (για $EPP < 20\%$) και νατρίου στην υδραυλική αγωγιμότητα ανάλογα με την πυκνότητα φορτίου του ορυκτού. Μόνο οι σμεκτίτες χαμηλής πυκνότητας φορτίου φαίνεται να επηρεάστηκαν από το κάλιο και η υδραυλική αγωγιμότητα μειωνόταν σημαντικά με την αύξηση του EPP με τη διασπορική επίδραση του καλίου να είναι αντίστοιχη με του νατρίου. Αυτό αποδόθηκε στο ότι δεν μπορούσαν να αναπτύξουν ισχυρές ηλεκτροστατικές ελκτικές δυνάμεις ανάμεσα στις μικέλες για να αποφύγουν τη διασπορά. Στα πειράματα του Buelow et al. (2015) το νάτριο είχε παρόμοια επίδραση με το κάλιο στο έδαφος με μοντμοριλλονίτη, ενώ στον βερμικουλίτη και τον καολινίτη το κάλιο είχε μεγαλύτερη αρνητική επίδραση από ότι το νάτριο.

Όπως προκύπτει από τα πειραματικά μας δεδομένα, η επίδραση των 2 ιόντων εξαρτάται ισχυρά από την ορυκτολογική σύσταση. Για το νάτριο η εξάρτηση αυτή

έχει τεκμηριωθεί από σειρά ερευνητικών εργασιών (Shainberg and Letey, 1984; Shainberg and Levy, 1992; Goldberg et al, 1991). Οι Chen et al. (1983) πειραματιζόμενοι σε 3 εδάφη με μοντμοριλλονιτική κυρίως άργιλο, αλλά με διαφορετικά ποσοστά ιλλίτη, προσδιόρισαν σημαντική μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας στο έδαφος με τον περισσότερο ιλλίτη για το κάλιο και το απέδωσαν στην μεγαλύτερη δεσμευτική ικανότητα του ιλλίτη για επιπλέον K^+ . Αντίστοιχα, οι Levy et al. (1990) κατέληξαν ότι τα 2 καολινιτικά εδάφη παρουσίαζαν μεγαλύτερη σταθερότητα για το κάλιο σε σχέση με ένα ιλλιτικό έδαφος, όπου η μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας ανέρχεται στο 79% για $EPP=18,9\%$. Η συμπεριφορά αυτή αποδόθηκε στην μεγαλύτερη ευαισθησία του ιλλίτη σε διασπορά και διόγκωση σε σχέση με τον καολινίτη που είναι πιο σταθερό ορυκτό. Το ένα από τα 2 καολινιτικά εδάφη περιείχε μικρή ποσότητα σμεκτίτη που σε αυτόν απέδωσαν την μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά 22% σε $EPP=14,6\%$. Από τα πειραματικά μας δεδομένα προκύπτει ότι το Έδαφος 2 που περιείχε μοντμοριλλονίτη φαίνεται να είναι πιο ευαίσθητο από το Έδαφος 1 που περιείχε ιλλίτη ειδικά στα μεγάλα επίπεδα SAR/PAR. Στα χαμηλότερα επίπεδα η επίδραση των 2 ιόντων είναι πολύ κοντινή στο Έδαφος 2, με τη μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας να ανέρχεται στο 70%. Αντίθετα στο Έδαφος 1, η υδραυλική αγωγιμότητα στο κάλιο εμφανίζει μικρότερη μείωση της τάξης του 45%, ενώ η μείωση της RHC στο νάτριο παραμένει παρόμοια με τα άλλα 2 επίπεδα SAR. Σε αντίθεση με πολλούς ερευνητές που αποδίδουν στον ιλλίτη ιδιαίτερη ευαισθησία σε διόγκωση και διασπορά αυτό δεν παρατηρήθηκε στο Έδαφος 1, το οποίο κράτησε υψηλότερες υδραυλικές αγωγιμότητες από τον μοντμοριλλονίτη.

3.3 Συμπεράσματα

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της παρούσας μελέτης παρουσιάζονται διαφορές στην επίδραση του μονοσθενούς ιόντος καλίου σε σχέση με το ιόν του νατρίου στην υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους. Συνολικά προκύπτουν τα παρακάτω συμπεράσματα:

- ✓ Σε όλα τα επίπεδα SAR/PAR και στα δύο εδάφη που εξετάστηκαν η επίδραση του καλίου φαίνεται να είναι λιγότερο δυσμενής σε σχέση με το νάτριο.
- ✓ Η παρουσία του καλίου σε σχέση με το νάτριο στο Έδαφος 1 (ιλλίτης) προκαλεί μικρότερη μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας του εδάφους, ειδικά στα χαμηλά επίπεδα SAR/PAR.
- ✓ Η τελική μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας στο νάτριο και στις τρεις μεταχειρίσεις στο E1 διατηρείται περίπου στο 25-35%, δείχνοντας παρόμοια επίδραση ανεξάρτητα από το επίπεδο SAR.
- ✓ Στο Έδαφος 2 (μοντμοριλλονίτης) στα υψηλά επίπεδα SAR/PAR η υδραυλική αγωγιμότητα μηδενίστηκε και στα δύο ιόντα. Στο νάτριο η μείωση ήταν ραγδαία ($PV=2-2,5$), ενώ στο κάλιο έγινε πιο ομαλά και σε περισσότερους όγκους των πόρων ($PV=13,5$).
- ✓ Στα ενδιάμεσα επίπεδα SAR/PAR η παρουσία του καλίου είναι λιγότερο δυσμενής σε σχέση με το νάτριο με την τελική μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας να ανέρχεται στο 75%, και στο 90% αντίστοιχα.
- ✓ Στα χαμηλά επίπεδα SAR/PAR η παρουσία του νατρίου είναι λιγότερο επιβαρυντική και η επίδρασή του στην υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους παρουσιάζεται παρόμοια με το κάλιο, με την τελική μείωση της HC να ανέρχεται στο 70-75% και για τα δύο ιόντα.
- ✓ Μεταξύ των δύο αργιλικών ορυκτών, ο ιλλίτης φαίνεται να μην επηρεάζεται το ίδιο σημαντικά και για τα δύο ιόντα σε σχέση με τον μοντμοριλλονίτη, ειδικά στα υψηλά επίπεδα SAR/PAR. Στα χαμηλά επίπεδα SAR/PAR η επίδραση των 2 ιόντων φαίνεται να πλησιάζει.
- ✓ Το Έδαφος 3, που έχει παρόμοια ορυκτολογική σύσταση με το E2 αλλά μεγάλο ποσοστό οργανικής ουσίας, παρουσιάζει παρόμοια συμπεριφορά με αυτό δείχνοντας όμως μεγαλύτερη ευαισθησία στο κάλιο.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Agassi, M., I. Shainberg, and J. Morin, 1981. Effect of electrolyte concentration and soil sodicity on infiltration rate and crust formation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 848-51.
- Ahmed, S., Swindale, L.D. and EI-Swaify, S.A, 1969. Effects of adsorbed cations on physical properties of tropical black earths, 1. Plastic limit, percentage stable aggregate and hydraulic conductivity. *J. Soil Sci.* 21, 255-268.
- Allison, L.E., and Moodie, C.D., 1965. Carbonates. In *Methods of Soil Analysis* (C.A. Black et al., eds.), Part 2, Agronomy 9, ASA, Madison, Wisconsin, 1389-1396.
- Alperovitch, N., Shainberg, I., and Keren, R., 1985. Effect of clay mineralogy and aluminum and iron oxides on the hydraulic conductivity of clay-sand mixtures: *Clays & Clay Minerals* 33, 443-450.
- Arienzo, M., Christen, E.W., Quayle, W., Kumar A., 2009. A review of the fate of potassium in the soil-plant system after land application of wastewaters. *J. of Hazardous Materials*, vol. 164 (2-3), 415-422
- Arienzo, M., Christen, E.W., Jayawardane, N.S., Quayle, W.C., 2012. The relative effects of sodium and potassium on soil hydraulic conductivity and implications for winery wastewater management. *Geoderma* 173, 303–310.
- Ayers, R.S., and K.K. Tanji, 1981. Agronomic aspects of crop irrigation with waste water. *Proc. Conf. Water Forum '81. Am. Soc. Civil Eng. (Pub.)*.
- Ayers, R.S., Westcot, D.W., 1985. *Water Quality for Agriculture*, second ed. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Bouyoukos, G., 1962. Hydrometer method improved for making particle size.
- Brady, N.C. and Weil, R.R., 2002. *The Nature and Properties of Soil*. 13th Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Bresler, E., McNeal, B.L., Carter, D.L., 1982. *Saline and Sodic Soils*. New York: Springer-Verlag.
- Bronick, C.J., Lal, R., 2005. Soil structure and management: a review. *Geoderma* 124, 3–22.
- Brooks, R.H., Bower, C.A., and Reeve, R.C., 1956. The effect of various exchangeable cations upon the physical conditions of soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 20, 325–327.
- Buelow M.C., Steenwerth K., Parikh S.J., 2015. The effect of mineral-ion interactions on soil hydraulic conductivity. *Agr Water Manage* 152, 277–85.
- Cecconi, S., Salazar, A. and M. Martelli, M., 1963. The effect of different cations on the structural stability of some soils. *Agrochimica* 7, 185-204.
- Chen, Y., Banin, A., Borochoy, A., 1983. Effect of potassium on soil structure in relation to hydraulic conductivity. *Geoderma* 30, 135–147.
- Childs, E.C. and Collis-George, N., 1950. The permeability of porous materials. *Proc. Roy. Soc.:* 201, A. 392-405.
- Churchman, G.J., Skjemstad, J.O., Oades, J.M., 1993. Influence of clay–minerals and organic-matter on effects of sodicity on soils. *Aust. J. Soil Res.* 31, 779–800.
- Darcy, H., 1856. *Les Fontaines publiques de la ville de Dijon*. Paris: Dalmont.
- Elgabaly, M.M. and Elghamry W.M., 1970. Water Permeability and stability of kaolinite systems as influenced by adsorbed cation ratio. *Soil Science* 110 (2), 107-110.

- Endo, T., Yamamoto, S., Honna, T., Eneji, A.E., 2002. Sodium-calcium exchange selectivity as influenced by clay minerals and composition. *Soil Science* 167, 117–125.
- Felhendler, R., I. Shainberg, and H. Frenkel, 1974. Dispersion and hydraulic conductivity of soils in mixed solution. *Trans. of the 10th Intern. Cong. of Soil Sei. (Moscow)* 1, 103-12. Moscow: Nauka Pub. House.
- Fireman, M., 1944. Permeability measurements on Disturbed soil samples. *Soil Sci.* 58, 337-353.
- Francois, L.E., Mass, E.V., 1994. Crop response and management on salt affected soils. pp. In Pessarakli, M. (ed), *Handbook of Plant and Crop Stress*. Dekker, New York., 149-180.
- Frenkel, H., Goertzen, J.O., Rhoades, J.D., 1978. Effects of Clay Type and Content, Exchangeable Sodium Percentage, and Electrolyte Concentration on Clay Dispersion and Soil Hydraulic Conductivity. *Soil Sei. Soc. Am. J.* 42, 32-39.
- Frenkel, H., Alperovitch, N., 1983. Factors affecting the estimation of exchangeable sodium percentage in soils from Israel. *Hassadeh* 63, 1291–1296.
- Gapon E.N., 1933. On the theory at exchange adsorption in soil. (Abstract in *Chemical abstracts* 28, 41-49). *Journal of General Chemistry (USSR)* 3, 144–163.
- Geeson, N.A., Brandt, C.J., Thornes, J.B., 2003. *Mediterranean Desertification: A Mosaic of Processes and Responses*. John Wiley & Sons, Chichester, UK.
- Goldberg, S., Suarez, D.L., Glaubig, R.A., 1988. Factors Affecting Clay Dispersion and Aggregate Stability of Arid-Zone Soils, *Soil Science* 146, 317-325.
- Goldberg, S., Forster, H.S., Heick, E.L., 1991. Flocculation of illite/kaolinite and illite/montmorillonite mixtures as affected by sodium adsorption ratio and pH. *Clays and Clay Minerals* 39, 375-380.
- Grattan, S.R. and Grieve, C.M., 1994. Mineral nutrient acquisition and response by plants grown in saline environments. In: Pessarakli, M., Ed., *Handbook of Plant and Crop Stress*, Marcel Dekker, New York, 203-226.
- Greene, R.S.B., A.M. Posner, and J.P. Quirk, 1978. A study of the coagulation of montmorillonite and illite suspensions by CaCl₂ using the electron microscope, p. 35–40. In W.W. Emerson, R.D. Bond, and A.R. Dexter (eds.) *Modification of soil structure*. John Wiley & Sons, New York.
- Hillel, 2004. D. *Introduction to Environmental Soil Physics*. Elsevier Academic Press, Amsterdam.
- Keren, R., 1984. Potassium, magnesium and boron in soils under saline and sodic conditions. In: Shainberg, L., Shalhevet, J. (Eds.), *Soil Salinity under Irrigation: Processes and Management*. Springer-Verlag, Berlin, Germany, 77–99.
- Klute, A. & Dirksen C., 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In: Klute, A. (eds.) *Methods of soil analysis: Part 1. Physical and mineralogical methods*. (American Society of Agronomy/Soil Science Society of America: Madison, WI).
- Laurenson, S., Smith, E., Bolan, N.S., McCarthy, M., 2011. Effect of K⁺ on Na–Ca exchange and the SAR–ESP Relationship. *Soil Res.* 49, 538–546.
- Levy, G.J., Hillel, D., 1968. Thermodynamic equilibrium constants of Na/Ca exchange in some Israeli soils. *Soil Science* 106, 393–398.
- Levy, G.J., H.V.H. Van der Watt, I. Shainberg and H.M. du Plessis, 1988. Potassium-calcium and sodium-calcium exchange on kaolinite and kaolinitic soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52, 1259-1264.

- Levy, G.J., Van der Watt, H.V.H., 1990. Effect of exchangeable potassium on the hydraulic conductivity and infiltration rate of some South African soils. *Soil Sci.*149, 69–77.
- Levy, G.J., Torrento, J.R., 1995. Clay dispersion and macro aggregate stability as affected by exchangeable potassium and sodium. *Soil Sci.* 160, 352–358.
- Levy, G.J., Shainberg, I., 2005. *Encyclopedia of Soils in the Environment*, vol. 3, 504-513.
- Levy, G.J., 2012. Sodicty. In: Huang, P.M., Li, Y., Sumner, M.E. (Eds.), *Handbook of Soil Sciences. Resource Management and Environmental Impact*, 2nd ed. CRC Press, Boca Ratón, FL (Chapter 18).
- Marchuk, A.G., Rengasamy, P., 2010. Cation ratio of soil structural stability (CROSS). In: 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, 1–6 August, Brisbane, Australia, 9–11.
- Marchuk, A., Rengasamy, P., McNeill, A., Kumar, A., 2012. Nature of the clay-cation bond affects soil structure as verified by X-ray computed tomography. *Soil Res.*50, 638–644.
- Martin, J.P., and Richards, S.J., 1959. Influence of exchangeable H^+ , Ca^{2+} , Na^+ , K^+ and NH_4^+ , at different H levels on certain physical properties of soils. *Soil Sm Soc Am Proc.*, 23, 335-338.
- McIntyre, D.S., 1979. Exchangeable sodium, subplasticity and hydraulic conductivity of some Australian soils. *Aust. J. Soil Res.* 17, 115-20.
- McLean, E., 1982. Soil pH and lime requirement. In *Methods of Soil Analysis* (A. L. Page, R. H. Miller and D. R. Keeney, eds.), Part 2, ASA, SSSA, Madison, Wisconsin, 199-224.
- McNeal, B.L., W.A. Norvell, and N.T. Coleman, 1966. Effect of solution composition on soil hydraulic conductivity and on the swelling of extracted soil clays. *Soil Sei. Soc. Am. Proc.* 30, 308-15.
- McNeal, B.L., D.A. Layfield, W.A. Norvell, and J.D. Rhoades, 1968. Factors influencing hydraulic conductivity of soils in the presence of mixed-salt solutions. *Soil Sei. Soc. Am. Proc.* 32, 187-90.
- Nelson P.N., Oades J.M., 1998. Organic matter, sodicty and soil structure. In: M.E. Sumner and R. Naidu (Eds.), *Sodic soils: distribution, properties, management and environmental consequences.*, Oxford University Press, New York, USA., 51-75.
- Oster, J.D., and F.W., Schroer, 1979. Infiltration as influenced by irrigation water quality. *Soil Sei. Soc. Am. J.* 43, 444-47.
- Oster, J.D., Sposito, G., 1980. The Gapon coefficient and the exchangeable sodium percentage-sodium adsorption ratio relation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 258–260.
- Oster, J.D., Jayawardane, N.S., 1998. Agricultural management of sodic soils. In: Sumner, M.E., Naidu, R. (Eds.), *Sodic Soil: Distribution, Properties, Management and Environmental Consequences.* Oxford University Press, New York, 125–147.
- Poulovassilis, A., 1969. The effect of hysteresis of pore water on the hydraulic conductivity. *J. Soil Sci.* 20, 52-56.
- Poulovassilis, A., 1970. The effect of the entrapped air on the hysteresis curves of a porous body and on its hydraulic conductivity. *Soil Sci.* 109, 154-162.
- Πουλοβασιλης, Α., 2010. Εισαγωγή στις αρδεύσεις. Εκδόσεις Έμβρυο, Αθήνα.

- Pupisky, H., and I. Shainberg, 1979. Salt effects on the hydraulic conductivity of a sandy soil. *Soil Sei. Soc. Am. J.* 43, 429-33.
- Quirk, J.P., Schofield, R.K., 1955. The effect of electrolyte concentration on soil permeability. *J. Soil Sei.* 6, 163-78.
- Quirk, J.P., and L.A.G. Aylmore, 1971. Domains and quasi-crystalline regions in clay systems. *Soil Sei. Soc. Am. Proc.* 35, 652-54.
- Quirk, J.P., 1986. Soil permeability in relation to sodicity and salinity. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A.* 316, 297-317.
- Ravina, I., Low, P.F., 1972. Relation between swelling, water properties and Bdimension in montmorillonite-water systems. *Clays Clay Miner.* 20, 109-&.
- Ravina, I., 1973. The mechanical and physical behavior of Ca-clay soil and K-clay soil. *Ecol. Stud.*, 4, 131-140.
- Ravina, I., Markus, Z., 1975. Effect of high exchangeable potassium percentage on soil properties and plant-growth. *Plant Soil* 42, 661-672.
- Reeve, R.C., Bower, C.A., Brooks, R.H and Gschwend, F.B., 1954. A comparison of the effects of exchangeable Na⁺ and K⁺ upon the physical conditions of soils. *Soil Sci. Soc. Proc.* 18, 130-132.
- Rengasamy P., Greene R.S.B., Ford G.W., Mehanni A.H., 1984. Identification of dispersive behaviour and the management of red-brown earths. *Australian Journal of Soil Research* 22, 413-431.
- Rengasamy P., Olsson K.A., 1991. Sodicity and soil structure. *Australian Journal of Soil Research* 29, 935-952.
- Rengasamy, P., Sumner, M.E., 1998. Processes Involved in Sodic Behaviour. In: Sumner, M.E., Naidu, R. (Eds.), *Sodic Soils*. Oxford University Press, Oxford, U.K., 35-50.
- Rengasamy, P., Marchuk, A., 2011. Cation ratio of soils structural stability (CROSS). *Soil Res.* 49, 280-285.
- Rhoades, J.D., 1968. Mineral-weathering correction for estimating the sodium hazard of irrigation waters. *Soil Sei. Soc. Am. Proc.* 32, 648-52.
- Rhoades, J.D., and R.D. Ingvalson, 1969. Macroscopic swelling and hydraulic conductivity properties of four vermiculite soils. *Soil Sei. Soc. Am. Proc.* 33, 364-69.
- Rhoades, J.D., 1972. Quality of water for irrigation. *Soil Sei.* 113, 277-84.
- Rhoades, J. D., 1977. Potential for using saline agricultural drainage waters for irrigation. *Proc. of Water Management for Irrigation and Drainage*. ASCE, Nevada.
- Rowell, D.L., D., Payne, and N., Ahmad, 1969. The effect of the concentration and movement of solutions on the swelling, dispersion and movement of clay in saline and alkali soils. *J. Soil Sei.* 20, 176-88.
- Shainberg, I., J.D., Rhoades, and R.J., Prather, 1981a. Effect of low electrolyte concentration on clay dispersion and hydraulic conductivity of a sodic soil. *Soil Sei. Soc. Am.J.* 45, 273-77.
- Shainberg, I., J.D. Rhoades, D.L. Suarez, and R.J. Prather, 1981b. Effect of mineral weathering on clay dispersion and hydraulic conductivity of sodic soils. *Soil Sei. Soc. Am.J.* 45, 287-91.
- Shainberg, I., Letey, J., 1984. Response of soils to sodic and saline conditions. *Hilgardia* 152, 1-57.
- Shainberg, L., Shalhevet, J. (Eds.), 1984. *Soil Salinity Under Irrigation: Processes and Management*. Springer-Verlag, Berlin, Germany.

- Shainberg I., Keren R., Alperovitch N., Goldstein D., 1987. Effect of exchangeable potassium on the hydraulic conductivity of smectite- sand mixture. *Clays and Clay Minerals*. Vol 35 (4), 305-310.
- Shainberg, I., Levy, G.J., 1992. Physico-Chemical Effect of Salts upon Infiltration and Water Movement in Soils., in: R.J. Wagenet, et al. (Eds.), *Interacting Processes in Soil Science.*, Lewis Publishers, Boca Raton, 37-146.
- Shalhevet, J., Hsiao, T.C., 1986. Salinity and drought – a comparison of their effects on osmotic adjustment, assimilation, transpiration and growth. *Irri. Sci.* 7, 249–264.
- Smiles, D.E., Smith, C.J., 2004. A survey of the cation content of piggery effluents and some consequences of their use to irrigate soils. *Aust. J. Soil Res.* 42, 231–246.
- Smith C.J., Oster, J.D., Sposito G., 2015. Potassium and magnesium in irrigation water quality assessment. *Agr Water Manage* 157, 59–64.
- Sumner, M.E., 1993. Sodic soils—new perspectives. *Aust. J. Soil Res.* 31, 683–750.
- U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954. *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*. Handbook No. 60. US Department of Agriculture, Washington, DC.
- United Nations World Water Assessment Programme, 2017. *The United Nations World Water Development Report 2017: Wastewater, The Untapped Resource*; UNESCO: Paris, France.
- Van Olphen, H., 1977. *An Introduction to Clay Colloid Chemistry*. 2nd Ed. New York: John Wiley & Sons.
- Verwey E.J.W., Overbeek J.T.G., 1948. *Theory of Stability of Lyophobic Colloids*, Amsterdam.
- Walkley, A., and I. A. Black., 1934. An examination of the Degtjareff method
- Xiao Z., Prendergast B., Rengasamy P., 1992. Effect of irrigation water on soil hydraulic conductivity. *Pedosphere* 2, 237–244. Zhu J-K. 2001. Plant salt tolerance. *Trends in Plant Science* 6, 66–71.
- Yaron, B., and G.W. Thomas, 1968. Soil hydraulic conductivity as affected by sodic water. *Water Resources Res.* 4, 545-52.