

ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

**ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ΕΔΑΦΙΚΟΙ ΥΔΑΤΙΚΟΙ
ΠΟΡΟΙ ΚΑΙ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

**« ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΗΣ ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΣΗΣ ΤΟΥ ΓΡΑΜΜΙΚΟΥ
ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΤΩΝ MALICKI AND WALCZAK (1999) ΓΙΑ ΤΗ
ΠΡΟΒΛΕΨΗ ΤΗΣ ΑΛΑΤΟΤΗΤΑΣ ΣΕ ΕΔΑΦΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ
ΔΥΣΤΟΥ ΕΥΒΟΙΑΣ ΜΕ ΤΗΝ ΒΟΗΘΕΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ
ΔΙΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΑΙΣΘΗΤΗΡΩΝ »**

ΠΑΝΑΓΙΩΤΑ-ΑΝΤΩΝΙΑ Π. ΠΕΤΣΕΤΙΔΗ

Επιβλέπων

ΚΑΡΓΑΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ , Αναπληρωτής Καθηγητής ΓΠΑ

Αθήνα, 2017

ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

**ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ΕΛΑΦΙΚΟΙ ΥΔΑΤΙΚΟΙ
ΠΟΡΟΙ ΚΑΙ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

**« ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΗΣ ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΣΗΣ ΤΟΥ ΓΡΑΜΜΙΚΟΥ
ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΤΩΝ MALICKI AND WALCZAK (1999) ΓΙΑ ΤΗ
ΠΡΟΒΛΕΨΗ ΤΗΣ ΑΛΑΤΟΤΗΤΑΣ ΣΕ ΕΛΑΦΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ
ΔΥΣΤΟΥ ΕΥΒΟΙΑΣ ΜΕ ΤΗΝ ΒΟΗΘΕΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ
ΔΙΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΑΙΣΘΗΤΗΡΩΝ »**

ΠΑΝΑΓΙΩΤΑ-ΑΝΤΩΝΙΑ Π. ΠΕΤΣΕΤΙΔΗ

Επιβλέπων

ΚΑΡΓΑΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ , Αναπληρωτής Καθηγητής ΓΠΑ

Αθήνα, 2017

ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

**ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ΕΛΑΦΙΚΟΙ ΥΔΑΤΙΚΟΙ
ΠΟΡΟΙ ΚΑΙ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

**« ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΗΣ ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΣΗΣ ΤΟΥ ΓΡΑΜΜΙΚΟΥ
ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΤΩΝ MALICKI AND WALCZAK (1999) ΓΙΑ ΤΗ
ΠΡΟΒΛΕΨΗ ΤΗΣ ΑΛΑΤΟΤΗΤΑΣ ΣΕ ΕΛΑΦΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ
ΔΥΣΤΟΥ ΕΥΒΟΙΑΣ ΜΕ ΤΗΝ ΒΟΗΘΕΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ
ΔΙΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΑΙΣΘΗΤΗΡΩΝ »**

ΠΑΝΑΓΙΩΤΑ-ΑΝΤΩΝΙΑ Π. ΠΕΤΣΕΤΙΔΗ

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Κάργας Γεώργιος, Αναπληρωτής Καθηγητής Εργ. Γεωργικής Υδραυλικής, ΓΠΑ

Βαλιάντζας Ιωάννης, Καθηγητής Εργ. Γεωργικής Υδραυλικής, ΓΠΑ

Μουστάκας Νικόλαος, Καθηγητής Εργ. Εδαφολογίας & Γεωργικής Χημείας, ΓΠΑ

Αθήνα, 2017

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Ο προσδιορισμός της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εδαφικού διαλύματος (σ_p), με σκοπό την εκτίμηση της εδαφικής αλατότητας, μπορεί να γίνει έμμεσα με τη χρήση των διηλεκτρικών συσκευών. Τα τελευταία χρόνια, οι διηλεκτρικοί αισθητήρες που επιτρέπουν τη ταυτόχρονη μέτρηση της φαινόμενης ηλεκτρικής αγωγιμότητας (σ_b) και της φαινόμενης διηλεκτρικής διαπερατότητας (ϵ_s), στον ίδιο εδαφικό όγκο και η ανάπτυξη των μαθηματικών μοντέλων έχουν συμβάλει σημαντικά στην πρόληψη της αλάτωσης του εδάφους.

Το μοντέλο των Malicki and Walczak (1999) που προϋποθέτει τη γνώση της τιμής του «δείκτη αλατότητας» (X_s), ως τη μερική παράγωγο της φαινόμενης ηλεκτρικής αγωγιμότητας προς τη φαινόμενη διηλεκτρική διαπερατότητα, αποτελεί μια ελκυστική και εύκολη μέθοδο πρόβλεψης της σ_p . Ωστόσο, η άμεση εφαρμογή του δείκτη αλατότητας έχει αποδειχτεί πως οδηγεί σε αποκλίσεις, όταν τα πειραματικά δεδομένα προέρχονται από αισθητήρες διαφορετικής συχνότητας λειτουργίας από τη TDR.

Στην παρούσα διατριβή εξετάζεται μια τροποποιημένη εκδοχή του μοντέλου, που στηρίζεται σε δεδομένα τα οποία αποκτώνται από ένα διηλεκτρικό αισθητήρα χαμηλής συχνότητας λειτουργίας (WET) και στην χρησιμοποίηση μιας εμπειρικής σχέσης για τον υπολογισμό του πραγματικού μέρους της φαινόμενης διηλεκτρικής διαπερατότητας, ϵ_s . Έτσι, αντί της φαινόμενης διηλεκτρικής διαπερατότητας ϵ_s στο μοντέλο των Malicki and Walczak (1999) χρησιμοποιείται το πραγματικό μέρος της ϵ_s . Η αξιολόγηση της βελτιωμένης μεθόδου πραγματοποιήθηκε σε 4 πορώδη μέσα και σε 4 διαφορετικά επίπεδα αλατότητας ($EC_i = 0.28, 1.2, 3$ και 6 dSm^{-1}) σε εύρος εδαφικής υγρασίας θ από $0 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ έως κοντά στον κορεσμό.

Τα πειραματικά δεδομένα έδειξαν πως ο αισθητήρας WET οδηγεί σε υπερεκτίμηση των τιμών της ϵ_s σε όλες τις περιπτώσεις των εδαφών και των επιπέδων αλατότητας έως 6 dSm^{-1} . Παρόλα αυτά, η εφαρμογή της εξίσωσης τροποποίησης των Robinson et. al, 1999 με την οποία μπορούμε να υπολογίσουμε το πραγματικό μέρος της διηλεκτρικής σταθεράς, ϵ_r οδήγησε στην αποτελεσματική εφαρμογή του δείκτη αλατότητας, X_s , ακόμα και με δεδομένα από τον αισθητήρα WET. Ειδικότερα, διαπιστώθηκε πως η σχέση $\sigma_b - \epsilon_r$ είναι ισχυρά γραμμική για τις τιμές σ_p και σ_b μέχρι 7.4 και 1.74 dSm^{-1} αντίστοιχα και αποδείχτηκε πως ο προσαρμοσμένος δείκτης αλατότητας, X_s παραμένει ανεξάρτητος της εδαφικής υγρασίας, θ . Παράλληλα, από την αύξηση του μεγέθους των κλίσεων της γραμμικής σχέσης με την αύξηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του διαλύματος EC_i , καταλήξαμε στο συμπέρασμα πως ο δείκτης αλατότητας επηρεάζεται από την αλατότητα. Τέλος, παρατηρήθηκε πως οι νέες υπολογισμένες τιμές της σ_p ήταν αρκετά κοντά στις πραγματικές τιμές

αλατότητας εμφανίζοντας μια τάση υπερεκτίμησης με την αύξηση των τιμών της σ_p ($0.37 < \text{RMSE} < 2.25$).

Από την ανάλυση των πειραματικών μετρήσεων και την ερμηνεία των αποτελεσμάτων προέκυψε πως η ενσωμάτωση του πραγματικού μέρους της διηλεκτρικής σταθεράς ϵ_r' , στο εμπειρικό μοντέλο των Malicki and Walczak (1999) μπορεί να δώσει ικανοποιητικές προβλέψεις της σ_p σε όλα τα επίπεδα αλατότητας και για όλα τα υπο μελέτη πορώδη μέσα. Κατά συνέπεια, η βελτιωμένη μέθοδος του δείκτη αλατότητας X_s με μετρήσεις από τον χαμηλής σε συχνότητα λειτουργίας αισθητήρα WET, μπορεί να χρησιμοποιηθεί με αξιοπιστία στην εκτίμηση της εδαφικής αλατότητας σε χοντρόκοκα εδάφη, αλλά χρήζει περαιτέρω διερεύνησης σε διαφορετικούς τύπους εδαφών.

ABSTRACT

The electrical conductivity of the soil solution (σ_p) determination, in order to estimate the soil salinity status, may be achieved indirectly with the means of dielectric devices. Nowadays, dielectric sensors allowing simultaneous measurements of the bulk soil electrical conductivity (σ_b) and the apparent soil dielectric permittivity (ϵ_s), in the same soil volume and also the development of mathematical models have contributed substantially in the prevention of the soil salinity. The Malicki and Walczak (1999) model which requires the value of "salinity index", (X_s) defined as the partial derivative of the bulk soil electrical conductivity with respect to the apparent soil dielectric permittivity is an attractive and easy method to determinate the σ_p . However, the direct application of the salinity index has been proved to lead to divergences, when the data are obtained by sensors with lower frequency operation than the TDR.

In the present study, a modified version of this model, based on data obtained from a low operating frequency dielectric sensor (WET) and the adaptation of an empirical expression for the estimation of the real part of the apparent dielectric permittivity, ϵ_s , was examined. The evaluation of the modified method was conducted in 4 porous media, at 4 different levels of soil salinity ($EC_i = 0.28, 1.2, 3$ και 6 dS m^{-1}), in a range of volumetric water content θ from $0 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ to close saturation.

The experimental data exhibited the WET sensor leads to an overestimation of ϵ_s values in all cases of soils and salinity levels up to 6 dS/m . Nevertheless, the Robinson et. al, 1999 modification equation from which we can calculate the real part of the apparent dielectric permittivity, ϵ_r' resulted in the efficient application of salinity index, even with the WET data. More specifically, it was observed that the relationship of σ_b - ϵ_r' is strongly linear for σ_p and σ_b values up to 7.4 and 1.74 dSm^{-1} , respectively and thus the modified salinity index remains independent of soil moisture θ . Furthermore, from this linear relationship and the increase of the magnitudes of its slopes with the increase of the salinity level EC_i , it was approved that the salinity index depends mainly on the soil salinity. Finally, it has been shown that the new measured values of σ_p are close enough to the actual values of σ_p and are followed by an overestimation trend with the increase of σ_p values ($0.37 < \text{RMSE} < 2.25$).

From the analysis of the experimental measurements and the interpretation of the results, it was concluded that the fitting of the dielectric constant ϵ_r' to the empirical model of Malicki and Walczak (1999) can give reasonably good predictions for all levels of soil salinity and for all porous media. As a consequence, the improved method of the salinity index X_s , applied for the low frequency operating WET measurements, may be reliably used in the soil salinity estimation of the coarse porous media, but it needs a further examination for different soil types.

Λέξεις κλειδιά/ Keywords: εδαφική αλατότητα, διηλεκτρικοί αισθητήρες, δείκτης αλατότητας, φαινόμενη διηλεκτρική διαπερατότητα, soil salinity, dielectric sensors, salinity index, apparent dielectric permittivity

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Με την ολοκλήρωση της μεταπτυχιακής εργασίας, στα πλαίσια του προγράμματος σπουδών « Εδαφικοί, Υδατικοί Πόροι και Διαχείριση Περιβάλλοντος» του τμήματος Αξιοποίησης Φυσικών Πόρων και Γεωργικής Μηχανικής, θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου σε όσους συνέβαλαν στην επιτυχή διεξαγωγή της.

Καταρχάς, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Κάργα Γεώργιο, επιβλέποντα καθηγητή της εργασίας μου, για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε, για τη συνεχή υποστήριξη και την έμπρακτη προσφορά του κατά την διαδικασία των πειραμάτων. Η εκπόνηση και συγγραφή της έρευνας δεν θα ήταν εφικτή χωρίς την ουσιαστική καθοδήγησή του και την άριστη συνεργασία μας καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μου.

Επίσης, ευχαριστώ τα μέλη της τριμελούς επιτροπής, τον Καθηγητή κ. Βαλιάντζα Ιωάννη και τον Καθηγητή κ. Μουστάκα Νικόλαο για τη συμμετοχή τους, τη συνεισφορά τους στη μετάδοση γνώσεων μέσα από τα μαθήματα του προγράμματος και το πολύτιμο χρόνο που διέθεσαν για την εξέταση της εργασίας.

Τέλος, ευχαριστώ ξεχωριστά όλους τους συναδέλφους καθώς και τους υπεύθυνους και τα μέλη του Εργαστηρίου Εδαφολογίας και του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής του ΓΠΑ, για τη βοήθεια και τη συμβολή τους στη διεργασία των πειραμάτων, τη διεξαγωγή των μετρήσεων και την πραγματοποίηση της εργασίας.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	4
ABSTRACT.....	6
ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ	7
ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ.....	8
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	10
1.1. Μέθοδοι εκτίμησης της εδαφικής αλατότητας.....	10
1.2. Μέτρηση της σ_b και μοντέλα πρόβλεψης της σ_p	11
1.3. Σκοπός εργασίας.....	14
2. ΘΕΩΡΗΤΙΚΕΣ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΕΙΣ.....	15
2.1 Το μοντέλο Malicki and Walczak (1999)	15
2.2 Εξίσωση Robinson et al. (1999).....	17
2.3 Εφαρμογή του δείκτη αλατότητας από τους Wilczek et al., (2012)	19
3. ΜΕΘΟΔΟΙ ΚΑΙ ΥΛΙΚΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ	21
3.1 Αισθητήρας WET	21
3.2 Εργαστηριακές αναλύσεις στα εδαφικά δείγματα.....	22
3.2.1 Κοκκομετρική Ανάλυση.....	23
3.2.2 Προσδιορισμός pH	23
3.2.3 Προσδιορισμός της οργανικής ουσίας.....	24
3.2.3. Προσδιορισμός του CaCO_3	25
3.2.4. Προσδιορισμός της I.A.K.	25
3.2.5. Προσδιορισμός της EC_e	26
3.3 Πειραματική διαδικασία.....	27
3.4 Μετρήσεις στις εδαφικές στήλες.....	28
3.5 Στατιστική ανάλυση	29
4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ.....	30

4.1 Αποτελέσματα Εδαφοανάλυσης.....	30
4.2 Εκτίμηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εδαφικού διαλύματος, EC_{sw}	31
4.3 Οι διηλεκτρικές ιδιότητες των εδαφών	32
4.3.1 Σχέση $\epsilon_s - \theta_m$	32
4.3.2 Σχέση $\sqrt{\epsilon_s} - \theta_m$	34
4.4 Εκτίμηση του Δείκτη Αλατότητας X_s	37
4.4.1 Σχέση $\sigma_b - \epsilon_s$	37
4.4.2 Σχέση $\sigma_b - \epsilon_r'$	38
4.4.3 Σχέση $X_s - EC_i$	41
4.5 Συμπεριφορά του τροποποιημένου μοντέλου Malicki and Walczak (1999).	42
5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	45
6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	47
7. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	52
Κατάλογος Συμβόλων	52
Κατάλογος Εικόνων	53
Κατάλογος Σχημάτων	53
Κατάλογος Πινάκων.....	54

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. Μέθοδοι εκτίμησης της εδαφικής αλατότητας

Η εδαφική αλατότητα, κυρίως ως αποτέλεσμα των ακατάλληλων αρδευτικών πρακτικών που ακολουθούνται, ευθύνεται για την εγκατάλειψη εκατοντάδων χιλιάδων στρεμμάτων παραγωγικής γης. Τα προβλήματα από τα αλατούχα εδάφη εμφανίζονται σε εκτεταμένες περιοχές σε όλο τον πλανήτη και εντείνονται ιδιαίτερα στις ξηρές και ημί-ξηρες περιοχές, όπου οι ρυθμοί της εξατμισοδιαπνοής είναι υψηλοί και οι βροχοπτώσεις δεν επαρκούν για τις ανάγκες έκπλυσης των αλάτων από το έδαφος. Η συνεχής συσσώρευση των υδατοδιαλυτών αλάτων στην περιοχή του ριζοστρώματος οδηγεί σε αύξηση της οσμωτικής πίεσης του εδαφικού διαλύματος με αποτέλεσμα τη μείωση της ανάπτυξης των φυτών καταλήγοντας τελικά σε ακραίες περιπτώσεις στη μάρανσή τους. Επίσης, τα υψηλά επίπεδα αλάτωσης επηρεάζουν δραστικά το μεταβολισμό των μικροοργανισμών του εδάφους και συντελούν στη μερική ή πλήρη απώλεια της γονιμότητας των εδαφών, καθιστώντας έτσι αδύνατη τη χρήση της γης για καλλιέργεια. Σήμερα, λοιπόν οι δυσμενείς επιπτώσεις της αλάτωσης του εδάφους όχι μόνο απειλούν τη βιωσιμότητα της αρδευόμενης γεωργίας αλλά υποδεικνύουν την εδαφική αλατότητα ως έναν από τους σημαντικότερους παράγοντες υποβάθμισης και ερημοποίησης των εδαφών.

Η πρόληψη της επίδρασης των καλλιεργητικών επεμβάσεων και η κατάστροψη διαχειριστικών πρακτικών για τη διασφάλιση της γονιμότητας του εδάφους, προϋποθέτει την έγκαιρη αξιολόγηση της αλατότητας στο εδαφικό προφίλ. Η συνήθης και πιο διαδεδομένη μέθοδος για τον προσδιορισμό της συγκέντρωσης των αλάτων συνίσταται στη μέτρηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας EC (dS m^{-1}) και συγκεκριμένα του εκχυλίσματος της πάστας κορεσμού (EC_e). Παρά το γεγονός πως η EC_e έχει καθιερωθεί ως η πρότυπη μέθοδος εκτίμησης της εδαφικής αλατότητας, δε παύει να αποτελεί μια αρκετά χρονοβόρο και κοπιαστική διαδικασία, που απαιτεί τη λήψη εδαφικών δειγμάτων, την αεροζήρανση τους, το αντίστοιχο κοσκίνισμα με κόσκινο 2 mm, τη δημιουργία πάστας κορεσμού και τη λήψη του εδαφικού εκχυλίσματος στο εργαστήριο και τελικά την μέτρηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητάς του (U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954).

Άλλες αποδεκτές μεθοδολογίες για την άμεση εκτίμησή της εδαφικής αλατότητας στηρίζονται στη μέτρηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εδαφικού διαλύματος (σ_p). Η τιμή της αντιστοιχεί στη συγκέντρωση των διαλυτών αλάτων που υπάρχουν στο νερό του εδαφικού πορώδους και με το οποίο έρχονται σε επαφή οι ρίζες των φυτών. Για το λόγο αυτό, ο προσδιορισμός της σ_p αποτελεί μια πιο

λεπτομερή προσέγγιση της φυσικής κατάστασης και της συμπεριφοράς των φυτών, συγκριτικά με την EC_e και μπορεί να θεωρηθεί ως μια αξιόπιστη ένδειξη των πραγματικών επιπέδων αλατότητας (Corwin and Lesch, 2005). Ωστόσο, ο ιδιαίτερος εξοπλισμός για την απευθείας παραλαβή εκχυλίσματος από το εδαφικό διάλυμα στις φυσικές συνθήκες του αγρού καθώς και οι υψηλές τιμές της εδαφικής υγρασίας (θ) ($cm^3 cm^{-3}$) για την εξασφάλιση μια ικανής ποσότητας διαλύματος, κατατάσσουν αυτές τις μεθόδους στις πρακτικά μη εφαρμόσιμες (Rhoades et al., 1999a).

Η προσπάθεια αντιμετώπισης τέτοιων δυσκολιών οδήγησε στην αναζήτηση εναλλακτικών μεθόδων για την παρακολούθηση της αλατότητας ενός εδάφους. Σύμφωνα με τις σύγχρονες μεθοδολογίες, η σ_p υπολογίζεται έμμεσα από τη φαινόμενη ηλεκτρική αγωγιμότητα (σ_b) και την υγρασία θ του εδάφους. Η σ_b αποτελεί ένα μέτρο της ηλεκτρικής αγωγιμότητας από τη συνεισφορά των τριών φάσεων του εδαφικού συστήματος και μπορεί να μετράται απευθείας στο πεδίο με τη χρήση προσιτών συσκευών, εξαλείφοντας την ανάγκη δειγματοληψίας και εργαστηριακής ανάλυσης. Ειδικότερα, στην τιμή της σ_b συμβάλουν: Η αγωγιμότητα του νερού των πόρων του εδάφους (υγρή φάση), η αγωγιμότητα της στερεάς φάσης του εδάφους και τέλος, η αγωγιμότητα του λεγόμενου στάσιμου νερού των πόρων του εδάφους (Corwin, 2003; Rhoades et al., 1989). Συνεπώς, το μέγεθος της σ_b επηρεάζεται από την κατ' όγκο υγρασία θ του εδάφους και εξαρτάται τόσο από τη τιμή της σ_p όσο κι από τα χαρακτηριστικά του εδάφους.

1.2. Μέτρηση της σ_b και μοντέλα πρόβλεψης της σ_p

Οι πρώτες μετρήσεις της σ_b λαμβάνονταν με τη μέθοδο της ηλεκτρικής αντίστασης μέσω της συσκευής Wenner και της μεθόδου των τεσσάρων ηλεκτροδίων (Corwin and Hendrickx 2002, Corwin 2002). Τις τελευταίες δύο δεκαετίες, οι μέθοδοι που επικεντρώνονται στις διηλεκτρικές ιδιότητες του εδάφους για τον προσδιορισμό της υγρασίας και της αλατότητας, έτυχαν ευρείας αποδοχής και οδήγησαν στην δημιουργία συσκευών που επιτρέπουν την απόκτηση διαδοχικών μετρήσεων σ_b και της ϵ_s στην ίδια θέση και χωρίς διατάραξη του εδάφους. Οι δημοφιλείς πλέον διηλεκτρικές συσκευές (FDR, TDR, capacitance) μετρούν τη φαινόμενη διηλεκτρική διαπερατότητα του εδάφους (ϵ_s) σε ένα εύρος συχνοτήτων f (Hz), παρουσιάζουν καλό χρόνο απόκρισης και δεν απαιτούν συντήρηση. Μάλιστα, η ανάπτυξη της τεχνολογίας ανακλωμέτρησης χρόνου (time-domain reflectometry ή TDR), που παρέχει τη δυνατότητα για αυτόματες και επί τόπου μετρήσεις των σ_b και ϵ_s ταυτόχρονα και στον ίδιο εδαφικό όγκο, διευκόλυνε τη διαδικασία πρόβλεψης της σ_p και συνέβαλε σημαντικά στην ακριβέστερη χρονική ανάλυση της συγκέντρωσης και της κίνησης των αλάτων στην εδαφική κατατομή (Robinson et al., 2003; Dalton et al.,

1984;Topp et al., 1980).

Παρά το μεγάλο όγκο διηλεκτρικών αισθητήρων που διατίθενται σήμερα στο εμπόριο, η αποδοτικότητά τους στη πρόβλεψη της σ_p , δεν είναι εφικτή χωρίς την ανάπτυξη θεωρητικών προσεγγίσεων και εμπειρικών σχέσεων. Η σωστή ανάγνωση των επιπέδων της εδαφικής αλατότητας επιβάλλει είτε τον καθορισμό μιας απευθείας σχέσης της σ_b του αισθητήρα με τη συγκέντρωση των αλάτων, ή ένα ενδιάμεσο βήμα ώστε να προσδιορίζεται από τη σ_p (Amente et al., 2000). Για την επίλυση αυτού του ζητήματος, η επιστημονική κοινότητα έχει προτείνει διάφορα μοντέλα, που αξιοποιώντας τα δεδομένα διηλεκτρικών συσκευών, περιγράφουν τη σχέση μεταξύ της σ_b με την ϵ_s και τη σ_p ή μεταξύ της σ_b με την υγρασία, θ και τη σ_p .

Το μοντέλο των Rhoades et al. (1976), με την υπόθεση πως η σ_b και σ_p σχετίζονται γραμμικά χρησιμοποιώντας εμπειρικές σταθερές, έχει δώσει πολύ καλά αποτελέσματα στην πρόβλεψη της σ_p , όταν η σ_b και θ μετρούνται με συσκευή TDR (Hamed et.al., 2003; Munoz-Carpena et.al., 2005). Το μειονέκτημα του μοντέλου των Rhoades et.al (1976) αποτελεί η αδυναμία πρόβλεψης της σ_p σε χαμηλές υγρασίες $\theta < 0.1- 0.2 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, ένα όριο που μεταβάλλεται ανάλογα με το είδος του πορώδους μέσου (Kargas and Kerkides 2012). Επίσης, όπως διαπιστώνουν οι Kargas and Kerkides 2012 και Leao et al., 2010 το μοντέλο υπερεκτιμά την σ_p σε χαμηλές αλατότητες, συνήθως σε τιμές μικρότερες από 1.2 dS m^{-1} .

Το ημι-εμπειρικό μοντέλο που πρότειναν οι Mualem and Friedman (1991) και βασίζεται στην ιδέα ότι η σ_p συσχετίζεται με τις υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους, προέβλεψε ικανοποιητικά τη σ_p στις περιπτώσεις των χονδρόκοκκων και αδρανών πορωδών μέσων.

Κοινό χαρακτηριστικό των μοντέλων Rhoades et al. (1976) και Mualem and Friedman (1991) είναι πως και τα δύο στηρίζονται σε μία ή περισσότερες παραμέτρους οι οποίες μεταβάλλονται ανάλογα με το είδος του πορώδους μέσου. Η εκτίμηση της εκάστοτε παραμέτρου δεν μπορεί να γίνει εύκολα, με αποτέλεσμα η σχέση σ_b - θ - σ_p να απαιτεί ειδικές και λεπτομερείς εξισώσεις βαθμονόμησης για τον κάθε εδαφικό τύπο (Mort et al., 2011; Persson, 2002).

Οι Malicki et al. (1994) και Malicki and Walczak (1999) με δεδομένα από την συσκευή TDR εξέτασαν τη σχέση σ_b - ϵ_s - σ_p και εισήγαγαν για πρώτη φορά τον όρο του «δείκτη αλατότητας» (salinity index), X_s . Βρήκαν πως η ϵ_s σχετίζεται γραμμικά με την σ_b για ένα ευρύ φάσμα εδαφών όταν η $\epsilon_s > 6.2$ και απέδειξαν πως ο δείκτης αλατότητας X_s είναι ανεξάρτητος της κατ' όγκου υγρασίας θ του εδάφους για τιμές $\theta > 0.2 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ αλλά επηρεάζεται από την σ_p και το είδος του εδάφους.

Στηριζόμενος στη μελέτη των Malicki and Walczak (1999), ο Hilhorst (2000) παρουσίασε ένα εμπειρικό μοντέλο για τη γραμμική σχέση της συνάρτησης $\epsilon_s = f(\sigma_b)$ χρησιμοποιώντας έναν διηλεκτρικό αισθητήρα συχνότητας 30MHz. Το μοντέλο

σύμφωνα με τον ερευνητή, μπορεί να εφαρμοστεί για τη πρόβλεψη της σ_p , σε εύρος εδαφών, όταν η υγρασία τους $\theta > 0.1 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ και με τη παραδοχή πως η σ_p δεν επηρεάζεται από την αγωγιμότητα της επιφάνειας των στερεών συστατικών του εδάφους, την οποία θεωρεί 0. Επίσης, για την εκτίμηση του σταθερού όρου ε_0 , που εμπεριέχει το μοντέλο, προτείνει την αντιπροσωπευτική τιμή 4.1 για όλους τους τύπους εδαφών.

Ο Persson (2002), με μετρήσεις από συσκευή TDR σε αμμώδη εδάφη, έδειξε πως η σχέση της διηλεκτρικής σταθεράς ε_s με τη σ_b είναι πράγματι γραμμική αλλά με μικρότερη μέση κλίση απ' ό,τι αναμενόταν. Ακόμα, εφαρμόζοντας το μοντέλο των Malicki and Walczak (1999) κατέληξε στο συμπέρασμα πως το εμπειρικό μοντέλο δεν δίνει ικανοποιητικές προβλέψεις της σ_p παρά μόνο στα χονδρόκοκκα αμμώδη εδάφη.

Οι Kargas and Kerkides (2010; 2012) χρησιμοποιώντας μετρήσεις από τον αισθητήρα WET, που λειτουργεί σε συχνότητα 20MHz, απέδειξαν πως η σχέση $\varepsilon_s - \sigma_b$ είναι ισχυρά γραμμική για όλους τους τύπους εδαφών και για τιμές αλατότητας μέχρι 6 dS m^{-1} και $\varepsilon_s > 6.2$. Παράλληλα, στη μελέτη τους οι Kargas and Kerkides 2010, συγκρίνοντας το μοντέλο Hilhorst (2000) με αυτό των Malicki and Walczak (1999), έδειξαν πως η συμπεριφορά του τελευταίου είναι το ίδιο καλή με αυτή του Hilhorst (2000) σε αμμώδη εδάφη, και ελαφρώς καλύτερη στη περίπτωση των αμμοπηλωδών εδαφών. Τέλος, όπως και ο Persson (2002), οι συγγραφείς επιβεβαιώνουν πως το γραμμικό μοντέλο μπορεί να προβλέψει με κάποια ακρίβεια τις τιμές της σ_p μόνο στα χονδρόκοκκα πορώδη μέσα.

Προκειμένου να περιοριστεί η επίδραση της φαινόμενης ηλεκτρικής αγωγιμότητας στην ε_s , οι Wilczek et al., (2012) μέτρησαν το πραγματικό μέρος της διηλεκτρικής διαπερατότητας, (ε_r') σε ένα εύρος συχνότητας 380- 440 MHz, με τη χρήση της τεχνολογίας FDR και ύστερα εφάρμοσαν το μοντέλο Malicki and Walczak (1999). Από τα αποτελέσματα που προέκυψαν, φαίνεται πως η μέθοδος του δείκτη αλατότητας μπορεί να επιλεγθεί για την εκτίμηση της εδαφικής αλατότητας, ακόμα και με δεδομένα από συσκευή FDR, αλλά τονίζεται η ανάγκη για περαιτέρω διερεύνηση σε πηλώδη και αργιλώδη εδάφη.

1.3. Σκοπός εργασίας

Όπως γίνεται αντιληπτό, οι έρευνες που έχουν δημοσιευτεί στη διεθνή βιβλιογραφία σχετικά με την εφαρμογή του δείκτη αλατότητας X_s και τη χρήση αισθητήρων με χαμηλότερη συχνότητα λειτουργίας από τη TDR είναι περιορισμένες, ενώ οι συγκριτικές μελέτες που έχουν πραγματοποιηθεί (Wilczek et. al, 2012; Kargas and Kerkides 2010; Persson 2002; Hilhorst 2000) δεν είναι παρά ελάχιστες.

Αντικείμενο λοιπόν της παρούσας εργασίας είναι να εξεταστεί η επίδοση μιας τροποποιημένης εκδοχής του μοντέλου των Malicki and Walczak (1999) ως προς τη πρόβλεψη της σ_p , με πειραματικά δεδομένα των σ_b και ϵ_s που αποκτώνται από τον αισθητήρα χαμηλής συχνότητας WET. Η τροποποίηση που πραγματοποιείται στις μετρήσεις της φαινόμενης διηλεκτρικής διαπερατότητας ϵ_s , επιτυγχάνεται με την εφαρμογή της εμπειρικής σχέσης Robinson et al. (1999).

Συγκεκριμένα, επιδιώκεται ο προσδιορισμός των διηλεκτρικών ιδιοτήτων των εδαφών σύμφωνα με τον αισθητήρα WET. Έπειτα, με σκοπό να διερευνηθεί η νέα προσέγγιση του δείκτη αλατότητας X_s , μελετάται η σχέση μεταξύ της φαινόμενης ηλεκτρικής αγωγιμότητας σ_b και του πραγματικού μέρους της φαινόμενης διηλεκτρικής διαπερατότητας, ϵ_r' , όπως αυτή υπολογίστηκε από την εξίσωση τροποποίησης. Τέλος, η εξαγωγή των συμπερασμάτων όσον αφορά τη συμπεριφορά του μοντέλου, προκύπτει από τη σύγκριση των υπολογισμένων τιμών της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εδαφικού διαλύματος, σ_p με τις πραγματικές (μετρούμενες) τιμές της αλατότητας, EC_{sw} . Η αξιολόγηση της βελτιωμένης μεθόδου έγινε σε τέσσερα διαφορετικά πορώδη μέσα από τη περιοχή του Δύστου Ευβοίας και σε τέσσερα διαφορετικά επίπεδα αλατότητας (0, 0.28, 1.2, 3 και 6 dS m⁻¹), σε εύρος εδαφικής υγρασίας θ από 0 cm³/cm³ έως κοντά στον κορεσμό.

2. ΘΕΩΡΗΤΙΚΕΣ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΕΙΣ

2.1 Το μοντέλο Malicki and Walczak (1999)

Οι Malicki and Walczak (1999) εισήγαγαν την έννοια του «δείκτη αλατότητας» (X_s) ως μια επιμέρους εφαρμογή της τεχνολογίας TDR.

Με στόχο να ελαχιστοποιηθεί η επίδραση της υγρασίας θ στην καταγραφή των επιπέδων αλάτωσης του εδάφους, όρισαν το δείκτη αλατότητας (salinity index), ως το λόγο της μερικής παραγώγου της φαινόμενης ηλεκτρικής αγωγιμότητας σ_b προς τη φαινόμενη διηλεκτρική διαπερατότητα ϵ_s , (Εξ. 1) με τις δυο μεταβλητές σ_b , ϵ_s να έχουν μετρηθεί ταυτόχρονα με συσκευή TDR.

$$X_s = \frac{\partial \sigma_b}{\partial \epsilon_s} \quad (1)$$

Διαπίστωσαν πως η σχέση σ_b - ϵ_s στα υπό εξέταση εδάφη είναι γραμμική σε κάθε τιμή της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του υδατικού διαλύματος EC_i , όταν η τιμή της ϵ_s είναι μεγαλύτερη από 6.2. Επίσης, η κλίση $\partial \sigma_b / \partial \epsilon_s$ και ως εκ τούτου ο δείκτης X_s είναι ανάλογος της αλατότητας και ανεξάρτητος από τις μεταβολές της εδαφικής υγρασίας, θ .

Η γραμμικότητα μεταξύ της σ_b και ϵ_s , όπως παρατηρήθηκε στη συνέχεια, έχει ισχύ όταν $\sigma_b > 0.08 \text{ dSm}^{-1}$ και $\epsilon_s > 6.2$, όπου οι συντεταγμένες $\sigma_b = 0.08 \text{ dSm}^{-1}$ και $\epsilon_s = 6.2$ αποτελούν το σημείο σύγκλισης των ευθειών $\sigma_b = f(\epsilon_s)$ για κάθε επίπεδο αλατότητας. Υπό αυτές τις συνθήκες και με την προϋπόθεση πως η περιεκτικότητα σε υγρασία είναι μεγαλύτερη από $0.2 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, ο δείκτης X_s μπορεί πλέον να υπολογιστεί πρακτικά με την εξίσωση (2), αφού έχουν μετρηθεί με τον διηλεκτρικό αισθητήρα οι τιμές σ_b και ϵ_s και να χρησιμοποιηθεί στον προσδιορισμό της εδαφικής αλατότητας, ως μια ανεξάρτητη από την εδαφική υγρασία μεταβλητή.

$$X_s = \frac{\sigma_b - 0.08}{\epsilon_s - 6.2} \quad (2)$$

Μετά τον υπολογισμό του δείκτη X_s , προσδιορίζεται η κλίση l ($l = \partial X_s / \partial EC_i$) της γραμμικής σχέσης X_s - EC_i από μια εμπειρική εξίσωση, στηριζόμενη στη περιεκτικότητα σε άμμο του εδάφους και ακολούθως εκτιμάται η σ_p , από τη σχέση:

$$\sigma_p = \frac{X_s}{l} \quad (3).$$

Όπως παραθέτουν οι συγγραφείς, με την προσθήκη απιονισμένου νερού ($EC_i \approx 0 \text{ dSm}^{-1}$), ο δείκτης αλατότητας X_s εμφανίζει πάντα μια αρχική τιμή $X_{si} \neq 0$, που οφείλεται στα διαλυτά άλατα του μητρικού υλικού και τα οποία συμβάλουν σε

μια αρχική τιμή αλατότητας, C_r του εδάφους. Συνεπώς, η ηλεκτρική αγωγιμότητα του εδαφικού διαλύματος, σ_p μπορεί να ταυτιστεί με την πραγματική αλατότητα, C_{wref} (αλατότητα αναφοράς) που αποκτάται ύστερα από την προσθήκη των διαλυμάτων διαβροχής ως εξής:

$$C_{wref} = C_r + EC_i \equiv \sigma_p \quad (4).$$

Ωστόσο, επειδή στις συνθήκες αγρού οι τιμές των C_r και EC_i δεν καθίστανται γνωστές, η πρόβλεψη της σ_p για τα ανόργανα εδάφη επιτυγχάνεται σύμφωνα με το εμπειρικό μοντέλο των Malicki and Walczak (1999):

$$\sigma_p = \frac{X_s}{l} = \frac{\sigma_b - 0.08}{(\varepsilon_s - 6.2)(0.0057 + 0.00007 S)} \quad (5),$$

όπου S η περιεκτικότητα σε άμμο του εδάφους κατά βάρος (%).

Ένα τέτοιο μοντέλο εξαιτίας της απουσίας παραμέτρων (fitting parameters) συνιστά μια υποσχόμενη λύση στην εκτίμηση της συγκέντρωσης των αλάτων του εδάφους αφού δεν απαιτεί βαθμονόμηση και μπορεί να εφαρμοστεί εύκολα αν οι τιμές της σ_b , της ε_s καθώς και το κλάσμα της άμμου είναι γνωστά.

Παρόλα αυτά, το υψηλό κόστος και η μεγάλη συχνότητα λειτουργίας (0.2 MHz - 1.5 GHz) των συσκευών TDR για τη μέτρηση των σ_b και ε_s , δυσχεραίνουν την εκτίμηση του δείκτη X_s . Το γραμμικό μοντέλο εξ' ορισμού παρέχει τη σ_p ανεξάρτητα από το πραγματικό μέρος της διηλεκτρικής διαπερατότητας και συνεπώς ανεξάρτητα από τη περιεχόμενη υγρασία. Η παραδοχή αυτή αγνοεί την ηλεκτρική αγωγιμότητα της επιφάνειας των στερεών συστατικών του εδάφους (Wilczek et al., 2012).

Παράλληλα, οι περιορισμοί του μοντέλου ($\theta > 0.2 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $\sigma_b > 0.08 \text{ dSm}^{-1}$, $\varepsilon_s > 6.2$) οδηγούν σε αποκλίσεις κατά την εφαρμογή του από μικρότερης συχνότητας διηλεκτρικές συσκευές σε διαφορετικά από τη προκείμενη μελέτη, εδάφη και συνθήκες (Leao et al., 2010b).

Με την κατάλληλη όμως εξίσωση που θα τροποποιεί τα δεδομένα από τους διάφορους αισθητήρες, το μοντέλο των Malicki and Walczak (1999) θα μπορούσε να μετατραπεί σε ένα εύρηστο και ευέλικτο μοντέλο πρόβλεψης της εδαφικής αλατότητας, προσαρμοσμένο στις ιδιότητες του κάθε εδάφους.

2.2 Εξίσωση Robinson et al. (1999)

Η αρχή λειτουργίας των διηλεκτρικών συσκευών στηρίζεται στον προσδιορισμό της διηλεκτρικής διαπερατότητας (dielectric permittivity) ϵ^* του εδάφους και είναι μια μιγαδική συνάρτηση (Von Hippel, 1953):

$$\epsilon^* = \epsilon' - j\epsilon'' \quad (6)$$

που αποτελείται από ένα πραγματικό (ϵ') και ένα φανταστικό μέρος (ϵ''), με $j = -1$. Διαιρώντας τη σχέση (6) με την διηλεκτρική σταθερά του κενού χώρου, ϵ_0 ($\epsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12} \text{ F m}^{-1}$) η (6) μετατρέπεται στην παρακάτω εξίσωση:

$$\epsilon_r^* = \epsilon_r' - j\epsilon_r'' \quad (7),$$

όπου η ϵ_r^* είναι ένα αδιάστατο μέγεθος και έχει επικρατήσει να λέγεται σχετική διηλεκτρική διαπερατότητα.

Το πραγματικό μέρος της εξίσωσης (7) που συνήθως αναφέρεται σαν διηλεκτρική σταθερά (ϵ_r'), περιγράφει την ενέργεια που αποθηκεύεται στο μέσο και αλληλεπιδρά κυρίως με την περιεχόμενη υγρασία θ του εδάφους. Όπως είναι γνωστό, το νερό χαρακτηρίζεται από μια εξαιρετικά μεγάλη τιμή σχετικής διηλεκτρικής διαπερατότητας (~ 80) σε αντίθεση με την αντίστοιχη τιμή των στερεών συστατικών του εδάφους που κυμαίνεται μόλις από 2-5 (Seyfried and Murdock, 2004). Καθώς λοιπόν η παρουσία του νερού στο έδαφος και οι μεταβολές της περιεκτικότητάς του επηρεάζουν δραστικά τη διηλεκτρική σταθερά ϵ_r' , η μεταξύ τους σχέση οφείλει να προσδιορίζεται πριν τη λειτουργία του εκάστοτε αισθητήρα. Ο καθορισμός της σχέσης $\theta - \epsilon_r'$ προσεγγίζεται με την εξίσωση βαθμονόμησης του αισθητήρα και πρόκειται είτε για εμπειρική σχέση, όπως η χαρακτηριστική εξίσωση των Torp et al. (1980) για την TDR, $\theta_{TDR} = f(\epsilon_s)$, είτε για κάποιο φυσικό μοντέλο με τη χρήση εδαφικών παραμέτρων (mixing models).

Αντίθετα, το φανταστικό μέρος (ϵ_r'') της εξίσωσης (7) εκφράζει τις διηλεκτρικές απώλειες που προκαλούνται από τη συμβολή δύο παραγόντων σύμφωνα με τη σχέση:

$$\epsilon_r'' = \epsilon_{r,mr}'' + \frac{\sigma_b}{2\pi f \epsilon_0} \quad (8).$$

Ο πρώτος όρος ($\epsilon_{r,mr}''$) αφορά την απώλεια ενέργειας λόγω μη ανταπόκρισης των διπόλων μορίων του νερού στο επιβαλλόμενο ηλεκτρομαγνητικό πεδίο, ενώ το δεύτερο σκέλος αναφέρεται στην απώλεια ενέργειας λόγω της ηλεκτρικής αγωγιμότητας (σ_b) σε χαμηλής συχνότητας ηλεκτροστατικό πεδίο. Από τις συνιστώσες της εξίσωσης (8) γίνεται κατανοητό πως το φανταστικό μέρος ϵ_r'' μεταβάλλεται ανάλογα με τη συχνότητα λειτουργίας, f του διηλεκτρικού αισθητήρα

και επηρεάζεται από την EC του εδαφικού διαλύματος.

Στις περιπτώσεις υψηλής συχνότητας αισθητήρων, όπως οι TDR, το φανταστικό μέρος ϵ_r'' είναι πολύ μικρό ή αμελητέο, με αποτέλεσμα το πραγματικό μέρος, ϵ_r' να ισούται με τη φαινόμενη διηλεκτρική διαπερατότητα του εδάφους, ϵ_s . Επιπρόσθετα, η σχέση $\theta = f(\epsilon_r')$ ή η γραμμική σχέση $\theta = \sqrt{\epsilon_r'}$ στην περίπτωση αισθητήρων υψηλής συχνότητας λειτουργίας είναι ανεξάρτητη από τον τύπο του εδάφους και την αλατότητα, με εξαίρεση την περίπτωση των οργανικών εδαφών ή εδαφών με μεγάλη περιεκτικότητα σε σίδηρο (Topp et al., 1980). Σε αντίθετη περίπτωση, οι διηλεκτρικές συσκευές που λειτουργούν σε αρκετά χαμηλότερες συχνότητες από τις TDR, εμφανίζονται αρκετά πιο ευαίσθητες σε εδάφη με υψηλή αλατότητα ενώ η γραμμική σχέση $\theta = \sqrt{\epsilon_r'}$ εξαρτάται συνήθως από τον τύπο του εδάφους (Kargas et al., 2014; Kargas and Kerkides 2011; Kargas and Kerkides 2008).

Ο καθορισμός και η ερμηνεία αυτών των σχέσεων έχουν ιδιαίτερη σημασία, διότι η φαινόμενη διηλεκτρική διαπερατότητα, ϵ_s είναι η παράμετρος που χρησιμοποιούν σχεδόν όλοι οι διηλεκτρικοί αισθητήρες για τη μελέτη της κίνησης του νερού και των αλάτων και εξαρτάται κι από τις δύο συνιστώσες της ϵ_r^* , που είναι η ϵ_r' και ϵ_r'' . Απόρροια των διεργασιών αυτών είναι η τάση της ϵ_s να αυξάνεται με την μείωση της συχνότητας f , αφού η ϵ_r'' αποκτά σημαντικές τιμές (Kelleners et al., 2009; Robinson et al., 2005).

Από τα παραπάνω καταδεικνύεται η επίδραση της σ_b στον αξιόπιστο προσδιορισμό της ϵ_s , σε κάποιο ποσοστό θ . Επισημαίνεται, πως στους διηλεκτρικούς αισθητήρες που αναπτύχθηκαν μεταγενέστερα της TDR και λειτουργούν σε χαμηλές συχνότητες δόθηκε μικρή ή ελάχιστη προσοχή όσον αφορά την επίδραση της αλατότητας στον προσδιορισμό της διηλεκτρικής σταθεράς, με αποτέλεσμα η επίδραση της σ_b συνήθως να αγνοείται.

Στο πλαίσιο αυτό, οι Robinson et al. (1999), μετά από πειράματα σε αμμώδη εδάφη για τις διηλεκτρικές συσκευές χωρητικότητας, πρότειναν την παρακάτω εξίσωση για να συμπεριλάβουν την επίδραση της σ_b :

$$\sqrt{\epsilon_s} = \sqrt{\epsilon_r'} + 0.628 \sigma_b \quad (9).$$

Από την εξίσωση (9) παρατηρείται πως η σ_b επιφέρει αύξηση της ϵ_s η οποία αποκτά τιμές μεγαλύτερες από την ϵ_r' . Με αυτόν τον τρόπο, από την εξίσωση (9) και τη χρήση των τιμών ϵ_s και σ_b , που μετρά ο αισθητήρας χαμηλής συχνότητας WET, μπορεί να υπολογιστεί η ϵ_r' . Με τη σειρά της, η τιμή της ϵ_r' δύναται να ενσωματωθεί στο μοντέλο των Malicki and Walczak (1999) (Εξ. 5) αντικαθιστώντας την ϵ_s ώστε τελικά να προκύψει μια νέα τιμή της σ_p .

Η θεωρία της αντικατάστασης της ϵ_s από την ϵ_r' στο γραμμικό μοντέλο έχει αναπτυχθεί σε παρόμοια έρευνα των Wilczek et al., (2012) για τον προσδιορισμό της

σ_p από συσκευή FDR.

Στην παρούσα εργασία, με τη μέθοδο αυτή διαμορφώνεται μια τροποποιημένη εκδοχή του μοντέλου των Malicki and Walczak (1999) η οποία στηρίζεται στην εμπειρική σχέση Robinson et al. (1999) και περιλαμβάνει δεδομένα από τον χαμηλής σε συχνότητα λειτουργίας αισθητήρα, WET.

2.3 Εφαρμογή του δείκτη αλατότητας από τους Wilczek et al., (2012)

Ο τρόπος λειτουργίας και οι δυσκολίες της TDR που συνδέονται με την απαιτούμενη ανάλυση της κυματομορφής, οδήγησε τους Wilczek et al., (2012) στην εφαρμογή της τεχνολογίας FDR (f :10-500 MHz).

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, σε έναν αισθητήρα TDR, η τιμή της ε_s τείνει στο πραγματικό μέρος ε_r' της διηλεκτρικής διαπερατότητας, ενώ η φαινόμενη ηλεκτρική αγωγιμότητα σ_b δεν επηρεάζει της διηλεκτρικές απώλειες ε_r'' , οι οποίες θεωρούνται αμελητέες. Για να καλύψουν αυτή την αδυναμία στη μέθοδο του δείκτη αλατότητας X_s , πρότειναν τη χρήση της τεχνολογίας FDR που προσδιορίζει απευθείας και ξεχωριστά της δύο συνιστώσες ε_r' και ε_r'' και διαθέτει μια πολύ ευρύτερη ανάλυση των διηλεκτρικών ιδιοτήτων.

Αρχικά, στηριζόμενοι στο γεγονός πως η σχέση μεταξύ της περιεκτικότητας σε υγρασία και της τετραγωνικής ρίζας της διηλεκτρικής σταθεράς ($\theta = f(\sqrt{\varepsilon_r'})$) είναι ισχυρά γραμμική στους χαμηλής σε συχνότητα αισθητήρες (Skierucha, 2004; Whalley, 1993), μέτρησαν το ε_r' στο εύρος συχνότητας 380-440 MHz για να περιορίσουν την επίδραση της EC. Έπειτα, σε εύρος συχνότητας 165- 325 MHz έγινε ο προσδιορισμός της σ_b .

Από τα αποτελέσματα που διεξήχθησαν, παρατηρήθηκε πως η σ_b συσχετίζεται γραμμικά με το πραγματικό μέρος ε_r' για όλα τα αμμώδη εδάφη που μελετήθηκαν, με σχετικά μεγάλη αξιοπιστία $R^2 > 0.99$. Η γραμμική συσχέτιση της σ_b - ε_r' επιτρέπει την αντικατάσταση της μεταβλητής ε_s με την ε_r' που υπολογίζει ο αισθητήρας, στο δείκτη αλατότητας των Malicki and Walczak (1999).

Ένα ακόμη πλεονέκτημα της γραμμικής σχέσης μεταξύ σ_b και ε_r' είναι πως για τον υπολογισμό του X_s δεν είναι απαραίτητη η λήψη πληθώρας μετρήσεων από δείγματα σε διαφορετικά επίπεδα υγρασίας, αλλά αρκεί η μέτρηση της διηλεκτρικής διαπερατότητας ενός μόνο εδαφικού δείγματος.

Κατά την αξιολόγηση του μοντέλου $\sigma_p = \frac{X_s}{l}$ στη πρόβλεψη της εδαφικής αλατότητας, αποδείχτηκε πως η μέθοδος του νέου δείκτη αλατότητας ήταν ιδιαίτερα αξιόπιστη στη περίπτωση των εδαφών με τη μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε άμμο.

Επιπλέον, για την πρόβλεψη της σ_p σε συνθήκες αγρού, οι Wilczek et al., (2012)

πρότειναν ένα μοντέλο, που σε αντίθεση με εκείνο των Malicki and Walczak (1999), περιλαμβάνει παραμέτρους που επηρεάζονται από τις εδαφικές ιδιότητες και κυρίως από το ποσοστό της αργίλου και την ειδική επιφάνεια του εδάφους, αντί της περιεκτικότητας σε άμμο που χρησιμοποιούσε το αρχικό μοντέλο. Η ακρίβεια μάλιστα των παραμέτρων είναι ιδιαίτερα σημαντική για τα εδάφη που είναι πολύ ξηρά ή εμφανίζουν χαμηλές τιμές ηλεκτρικής αγωγιμότητας.

Τελικώς, συμπεραίνεται πως η πρόβλεψη της σ_p μπορεί να πραγματοποιηθεί με τη μέθοδο του δείκτη αλατότητας X_s από μετρήσεις FDR στα αμμώδη εδάφη, ενώ ταυτόχρονα διευκρινίζεται πως η εφαρμογή του σε διαφορετικής σύστασης εδάφη, όπως τα πηλώδη και αργιλώδη, χρήζει περαιτέρω διερεύνησης.

3. ΜΕΘΟΔΟΙ ΚΑΙ ΥΛΙΚΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ

3.1 Αισθητήρας WET

Η συλλογή των απαραίτητων πειραματικών δεδομένων έγινε με τη χρήση του διηλεκτρικού αισθητήρα WET (Delta- T Devices). Πρόκειται για μια σύγχρονη διηλεκτρική συσκευή χωρητικότητας (capacitance), όχι ιδιαίτερα δαπανηρή, που εκτιμά ταυτόχρονα και ανεξάρτητα το πραγματικό και το φανταστικό μέρος της σύνθετης διηλεκτρικής σταθεράς μιας ουσίας, σε ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα συχνότητας 20 MHz.

Αποτελείται από 3 μεταλλικά ραβδία μήκους 6.8 cm και διαμέτρου 3mm, τα οποία βρίσκονται σε απόσταση μεταξύ της 1.5 cm. Το κεντρικό ραβδί είναι καλυμμένο με ειδικό υλικό επικάλυψης εκτός από την άκρη του και χρησιμοποιείται για την καταγραφή της θερμοκρασίας του πορώδους μέσου. Ο όγκος δειγματοληψίας είναι κυλινδρικός με διαστάσεις μήκους 6.8 cm, διάμετρο 10 cm και συνολικό όγκο κατά προσέγγιση στα 500 mL (Delta- T Device Ltd, 2007).

Ο αισθητήρας ανιχνεύει της μεταβολές στο ηλεκτρομαγνητικό κύμα και στέλνει τη πληροφορία στο μετρητή υγρασίας με τον οποίο είναι συνδεδεμένος. Ο μετρητής υγρασίας HH2 μετρά τη χωρητικότητα (C) και την αγωγιμότητα (G) του εδάφους μεταξύ των ραβδίων. Τότε, εμφανίζονται οι τιμές της διηλεκτρικής σταθεράς ϵ_s και της ηλεκτρικής αγωγιμότητας σ_b που προσδιορίζονται από τη χωρητικότητα και την αγωγιμότητα αντίστοιχα, χρησιμοποιώντας εσωτερικά αρχεία βαθμονόμησης του αισθητήρα (Delta- T Device Ltd, 2005). Μαζί με τις διηλεκτρικές ιδιότητες του εδάφους, δίνει μετρήσεις για τη θερμοκρασία T, την υγρασία θ και τη σ_p του εδάφους. Ο υπολογισμός της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εδαφικού διαλύματος σ_p γίνεται σύμφωνα με το γραμμικό μοντέλο του Hilhorst (2000) που είναι ενσωματωμένο στον αισθητήρα και εφαρμόζεται για $\theta > 0.1 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό υπολογίζεται με τη χρήση μιας απλής εξίσωσης που συσχετίζει την ϵ_s με την υγρασία θ του εδάφους. Η εξίσωση βαθμονόμησης (Εξ. 10) έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως για τη WET και για διάφορες άλλες διηλεκτρικές συσκευές

$$\theta = a \sqrt{\epsilon_s} + b \quad (10)$$

και έχει αποδειχτεί πως οι εμπειρικές της σταθερές a, b εξαρτώνται από τα χαρακτηριστικά του μέσου, ειδικά για τις συσκευές που λειτουργούν σε χαμηλές συχνότητες (Kargas et al., 2014; Kargas and Soulis, 2012; Kargas et al., 2011; Kargas and Kerkides, 2008).

Για την επίτευξη της μέγιστης δυνατής ακρίβειας στον υπολογισμό της υγρασίας θ , ο κατασκευαστής πέρα των τιμών που παρέχει, συνιστά τη διεξαγωγή

ειδικής βαθμονόμησης για τον προσδιορισμό των συντελεστών a, b για το κάθε έδαφος.

Οι τιμές που προτείνονται από τον κατασκευαστή ανάλογα με το είδος του εδάφους δίνονται στον πίνακα 1 (Delta- T Device Ltd, 2007).

Πίνακας 1. Προτεινόμενες τιμές των παραμέτρων a, b.

Τύπος εδάφους	a	b
Ανόργανα	0.099	-0.178
Οργανικά και Αμμώδη	0.119	-0.167
Αργιλώδη	0.091	0.182

3.2 Εργαστηριακές αναλύσεις στα εδαφικά δείγματα

Η δειγματοληψία πραγματοποιήθηκε σε διαφορετικά σημεία στη περιοχή της Δύστου Ευβοίας, από όπου ελήφθησαν 4 διαταραγμένα δείγματα με δειγματολήπτη, σε βάθος εδάφους 0-30 cm. Μετά τη συλλογή, τα εδαφικά δείγματα μεταφέρθηκαν στον εργαστηριακό χώρο όπου απλώνονται σε στεγνή επιφάνεια και αφήνονται να ξεραθούν για περίπου μια εβδομάδα. Μετά την αεροξήρανση περνούν από κόσκινο με διάμετρο οπών 2mm και στη συνέχεια τα «καθαρά» πλέον εδαφικά δείγματα χρησιμοποιούνται για τις εργαστηριακές αναλύσεις.

Οι αναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν στα δείγματα είναι:

- Προσδιορισμός της κατανομής του μεγέθους των εδαφικών σωματιδίων (κοκκομετρική σύσταση) με την πυκνομετρική μέθοδο Βουγιούκου (Gee and Bauder 1986)
- Προσδιορισμός του pH με τη χρήση πεχαμέτρου
- Προσδιορισμός του ποσοστού της οργανικής ουσίας με τη μέθοδο της υγρής οξείδωσης κατά Walkley and Black, 1934
- Προσδιορισμός του ποσοστού ανθρακικού ασβεστίου με ασβεστόμετρο Bernard
- Προσδιορισμός της ικανότητας ανταλλαγής κατιόντων (ΙΑΚ) με τη μέθοδο οξικού αμμωνίου
- Προσδιορισμός της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εκχυλίσματος κορεσμού (EC_e).

3.2.1 Κοκκομετρική Ανάλυση

Κατά τη μέθοδο Βουγιούκου, προσδιορίζεται η κοκκομετρική σύσταση ενός αιωρήματος εδάφους, με μετρήσεις της πυκνότητάς του. Η πυκνότητα εξαρτάται από τη συγκέντρωση των αιωρούμενων εδαφικών στερεών και μετράται σε συγκεκριμένο βάθος και σε καθορισμένα χρονικά διαστήματα. Ως γνωστόν, επειδή τα χονδρόκοκκα υλικά καθιζάνουν ταχύτερα σε σχέση με τα λεπτόκοκκα εδαφικά υλικά, στη πρώτη μέτρηση της πυκνότητας του αιωρήματος, θα έχει καθιζάνει μόνο το κλάσμα της άμμου, ενώ στη δεύτερη μέτρηση η άμμος και το κλάσμα της ιλύος. Από τις ενδείξεις του πυκνομέτρου τη κατάλληλη χρονική στιγμή και με τους απαραίτητους υπολογισμούς, προσδιορίζεται τελικά η εκατοστιαία αναλογία άμμου, ιλύος και αργίλου στο έδαφος.

Για το πείραμα, τοποθετούνται 50 gr εδαφικού δείγματος στο ποτήρι του ηλεκτρικού αναμείκτη το οποίο γεμίζεται μέχρι τα 5cm με απιονισμένο νερό. Στη συνέχεια προστίθενται 50 mL από διάλυμα διασποράς (calgon) και γίνεται ανάδευση για 5 λεπτά. Το περιεχόμενο του ποτηριού ξεπλένεται στον κύλινδρο Βουγιούκου με απιονισμένο νερό, ενώ έπειτα προστίθεται επιπλέον απιονισμένο νερό μέχρι η στάθμη να φτάσει στην χαραγή των 1000 mL. Τότε τοποθετείται το πυκνόμετρο μέσα στον κύλινδρο και συμπληρώνεται ο όγκος μέχρι τα 1130 mL. Μετά το κλείσιμο του κυλίνδρου με πλαστικό πώμα, γίνεται χειροκίνητη ανάδευσή του για 30 δευτερόλεπτα. Ακολούθως, όταν ο κύλινδρος τοποθετηθεί σε σταθερό μέρος, εισάγεται το πυκνόμετρο και μετά από 40 sec λαμβάνεται η πρώτη ένδειξη που εκφράζει την πυκνότητα του διαλύματος σε ιλύ και άργιλο, αφού η άμμος έχει καθιζάνει. Αφού αφαιρεθεί το πυκνόμετρο και μετρηθεί η θερμοκρασία του διαλύματος, αφήνεται σε ηρεμία για 2 ώρες. Ύστερα, καταγράφεται η δεύτερη μέτρηση του πυκνομέτρου, που δίνει το ποσοστό του κλάσματος της αργίλου, αφού η ιλύς και η άμμος έχουν καθιζάνει. Με αυτή τη διαδικασία, τα ποσοστά της άμμου και της ιλύος υπολογίζονται μαθηματικά από τις διαφορές.

Τέλος, ανάλογα με το ποσοστό των τριών κλασμάτων, άμμου ιλύος και αργίλου, γίνεται η κατάταξη του κάθε εδάφους σύμφωνα με το τρίγωνο μηχανικής σύστασης κατά το αμερικανικό σύστημα (USDA).

3.2.2 Προσδιορισμός pH

Για την απλούστερη απόδοση της συγκέντρωσης των ιόντων υδρογόνου H^+ , χρησιμοποιείται ο αρνητικός δεκαδικός λογάριθμος, το pH, που προσδιορίζεται σε αιώρημα εδάφους-νερού 1:1 με τη βοήθεια ενός πεχαμέτρου.

Σε πλαστικό ποτήρι των 50 mL τοποθετούνται 20 gr εδάφους από κάθε δείγμα

και προστίθενται 20 mL απιονισμένου νερού. Ακολουθεί ανάδευση του αιωρήματος με γυάλινη ράβδο κάθε 10 λεπτά για χρονικό διάστημα μιας ώρας. Με το τέλος της ισορροπίας του αιωρήματος πραγματοποιείται η μέτρηση με το πεχάμετρο, αφού πρώτα γίνει βαθμολόγηση του οργάνου με τη χρήση ρυθμιστικών διαλυμάτων. Το ηλεκτρόδιο ξεπλένεται καλά και βυθίζεται στο μέσο του αιωρήματος μαζί με τον αισθητήρα θερμοκρασίας. Μετά από 30 περίπου sec λαμβάνεται η ένδειξη του pH και τα ηλεκτρόδια υάλου ξεπλένονται με απιονισμένο νερό ώστε να είναι έτοιμα να επαναχρησιμοποιηθούν στο επόμενο δείγμα.

3.2.3 Προσδιορισμός της οργανικής ουσίας

Εξαιτίας της αδυναμίας που παρουσιάζει η άμεση εκτίμηση της οργανικής ουσίας του εδάφους, έχει καθιερωθεί ο έμμεσος τρόπος, που στηρίζεται στον υπολογισμό του ποσού του οργανικού άνθρακα, ως βασικό συστατικό της οργανικής ουσίας. Συγκεκριμένα, ο οργανικός άνθρακας προσδιορίζεται με τη μέθοδο της υγρής καύσεως Walkley and Black, κατά την οποία η οργανική ουσία οξειδώνεται από ένα ισχυρό οξειδωτικό μέσο ($K_2Cr_2O_7$), σε ισχυρά όξινο περιβάλλον (H_2SO_4) και τιτλοδοτείται η περίσσεια του οξειδωτικού μέσου με δισθενή θειικό σίδηρο ($FeSO_4 \cdot 7H_2O$).

Αρχικά, μεταφέρεται 1 gr εδάφους σε κωνική φιάλη των 500 mL, όπου προστίθενται 10 mL διαλύματος διχρωμικού καλίου ($K_2Cr_2O_7$) με προχοΐδα ενώ συγχρόνως γίνεται ήπια ανάδευση της φιάλης, προκειμένου να αναμειχτεί το αντιδραστήριο με το δείγμα. Στη συνέχεια, προστίθενται με συνεχή ροή 20 mL πυκνού H_2SO_4 κάτω από τον απαγωγό για 1 λεπτό. Κατόπιν, αφού αφεθεί σε ηρεμία για περίπου 30 λεπτά προστίθενται επιπλέον 200 mL νερού και 10 mL H_3PO_4 . Ύστερα, μετά την προσθήκη 10-12 σταγόνων δείκτη διφαινυλαμινοσουλφονικού βαρίου, γίνεται η τιτλοδότηση της περισσειας του $K_2Cr_2O_7$ με το δισθενή θειικό σίδηρο ($FeSO_4 \cdot 7H_2O$). Κατά τη τιτλοδότηση το διάλυμα αναδεύεται συνεχώς μέχρι να φτάσει το σημείο εξουδετέρωσης, όπου το χρώμα του διαλύματος μεταβάλλεται απότομα σε πράσινο. Σε αυτό το σημείο, η τιτλοδότηση σταματά και σημειώνεται με προσοχή ο όγκος του δισθενή θειικού σιδήρου που καταναλώθηκε. Ακολουθώντας την ίδια τεχνική για τη τιτλοδότηση του μάρτυρα, προσδιορίζεται η τιμή του διαλύματος του δισθενή θειικού σιδήρου. Με τις τιμές που προέκυψαν από τη τιτλοδότηση του δείγματος και του μάρτυρα, υπολογίζεται τελικά η ποσοστιαία ολική οργανική ουσία, χρησιμοποιώντας τον αντίστοιχο μαθηματικό τύπο.

3.2.3. Προσδιορισμός του CaCO_3

Τα ανθρακικά άλατα βρίσκονται στο έδαφος με τη μορφή του ασβεστίτη, του δολομίτη και του μαγνησιακού ασβεστίτη. Στις περισσότερες μεθόδους προσδιορισμού, η συγκέντρωση των ανθρακικών αλάτων αντιστοιχεί με τη συγκέντρωση του ανθρακικού ασβεστίου. Σήμερα, μια σχετικά γρήγορη και ακριβής μέθοδος προσδιορισμού του CaCO_3 αποτελεί η μέθοδος Bernard.

Η μέθοδος του ογκομετρικού ασβεστομέτρου για τον προσδιορισμό του ισοδύναμου ανθρακικού ασβεστίου στο έδαφος, στηρίζεται στη μέτρηση του CO_2 που εκλύεται, μετά την αντίδραση διαλύματος HCl με τα ανθρακικά άλατα του εδάφους.

Ζυγίζονται 2 gr εδάφους και τοποθετούνται σε κωνική φιάλη. Στο πυθμένα της φιάλης εισάγεται με ιδιαίτερη προσοχή, μικρός δοκιμαστικός σωλήνας, με διάλυμα HCl μέχρι τα 2/3 του όγκου του. Η συσκευή περιλαμβάνει επίσης ένα ογκομετρικό σωλήνα που είναι γεμάτος με νερό και επικοινωνεί με τη χοάνη. Πριν την αντίδραση του εδάφους, με το διάλυμα HCl , η κωνική φιάλη πωματίζεται. Η στάθμη του νερού της χοάνης φέρεται σε τέτοιο ύψος, ώστε να βρίσκεται στο ίδιο επίπεδο με το μηδέν της κλίμακας του ογκομετρικού σωλήνα, ενώ η κωνική φιάλη πρέπει να βρίσκεται πάντα κάτω από το επίπεδο της χοάνης-σωλήνα. Μετά, η κωνική φιάλη ανακινείται μέχρις ότου το HCl διαποτίσει πλήρως το εδαφικό δείγμα. Τότε, το παραγόμενο CO_2 συμπιέζει τη στήλη του υγρού στο βαθμολογημένο σωλήνα και ανεβαίνει η στάθμη του νερού στη χοάνη. Για να διατηρηθεί η ισορροπία, μετακινείται χειροκίνητα η χοάνη, ώστε οι στάθμες του νερού μέσα σε αυτή και τον ογκομετρικό σωλήνα να βρίσκονται πάντα στο ίδιο ύψος. Όταν η στήλη του νερού παύσει να κατέρχεται και συνεπώς σταματήσει η έκλυση CO_2 , λαμβάνεται η ένδειξη του ογκομετρικού σωλήνα που αντιστοιχεί στον όγκο του CO_2 που εκλύθηκε κατά την αντίδραση. Με αυτό τον τρόπο, από τον όγκο του παραγόμενου CO_2 και το ξηρό βάρος του δείγματος, μπορεί να προσδιοριστεί εύκολα το ποσοστό του CaCO_3 στο κάθε έδαφος.

3.2.4. Προσδιορισμός της I.A.K.

Η μέτρηση της I.A.K. ενός εδαφικού δείγματος βασίζεται στην αντικατάσταση των ανταλλάξιμων κατιόντων του εδαφικού κολλοειδούς από κατιόντα νατρίου Na^+ , αντικατάσταση των προσροφημένων κατιόντων Na^+ με κατιόντα NH_4^+ και προσδιορισμό της συγκέντρωσης των κατιόντων Na^+ με τη χρήση φλογοφωτόμετρου.

Σε πλαστικό φιαλίδιο φυγοκέντρωσης των 50 mL τοποθετούνται 5 gr εδάφους και προστίθενται 33 mL οξικού νατρίου. Τα φιαλίδια πωματίζονται και ανακινούνται μηχανικά για 5 λεπτά. Κατόπιν πραγματοποιείται φυγοκέντρωση των δειγμάτων για 3 λεπτά στις 2500 στροφές/λεπτό. Το υπερκείμενο διαυγές υγρό απομακρύνεται και η

διαδικασία επαναλαμβάνεται άλλες δύο φορές. Ακολούθως, σε κάθε δείγμα προστίθενται 33 mL ισοπροπυλικής αλκοόλης και φυγοκεντρείται για την απομάκρυνση της περίσσειας οξικών ή χλωριούχων αλάτων του νατρίου. Στη συνέχεια, στο δείγμα προστίθενται 33 mL οξικού αμμωνίου ανακινείται, φυγοκεντρείται και το επιπλέον διαυγές υγρό συλλέγεται σε ογκομετρική φιάλη των 100mL. Η διαδικασία επαναλαμβάνεται άλλες δύο φορές και μετά το τέλος της συλλογής του υγρού, ο όγκος της φιάλης συμπληρώνεται με οξικό αμμώνιο μέχρι τη χαραγή. Με τη χρήση του φλογοφωτομέτρου, λαμβάνονται οι ενδείξεις για το κάθε δείγμα και για μια σειρά πρότυπων αραιωμένων διαλυμάτων (standards) και χαράσσεται η καμπύλη αναφοράς. Τελικά, με τη τοποθέτηση των ενδείξεων στην καμπύλη, προσδιορίζεται η συγκέντρωση των κατιόντων Na^+ .

3.2.5. Προσδιορισμός της EC_e

Η εκτίμηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εκχυλίσματος κορεσμού, EC_e πραγματοποιείται με τη παρασκευή κεκορεσμένης εδαφικής πάστας και τη χρήση ενός αγωγιμομέτρου.

Για τη δημιουργία της εδαφικής πάστας, ζυγίζονται 200 gr εδάφους και μεταφέρονται σε πλαστικό ποτήρι των 500 mL. Με τη χρήση ενός ογκομετρικού σωλήνα προστίθενται σταδιακά μικρές ποσότητες απιονισμένου νερού και αναμιγνύονται με το έδαφος με τη βοήθεια σπάτουλας μέχρι τον κορεσμό. Η προσθήκη σταματάει όταν η επιφάνεια του εδάφους αποκτήσει μια στίλβουσα όψη κι όταν ένα αυλάκι, που ανοίγεται με τη σπαθίδα στην επιφάνεια της πάστας κλείνει αργά με τη μετακίνηση της υγρής εδαφικής μάζας. Η συνολική ποσότητα του νερού που προστέθηκε στο δείγμα μαζί με την υγρασία του ξηρού εδάφους εκφράζεται ως ποσοστό του βάρους του εδάφους και αντιπροσωπεύει το ποσοστό κορεσμού, SP (saturation percentage). Στη συνέχεια, η πάστα αφήνεται σε ισορροπία για όλη τη νύχτα. Την επόμενη ημέρα, ακολουθεί η διήθηση της εδαφικής πάστας με τη βοήθεια χωνιού Büchner και της αντλίας κενού. Όταν αρχίσει να περνά αέρας από το χωνί, η διήθηση σταματά και παραλαμβάνεται το εκχύλισμα κορεσμού. Μεταφέρεται στο ειδικό δοχείο και εκεί εισάγεται το αγωγιμόμετρο που λαμβάνει την ένδειξη της EC_e , αφού σταθεροποιηθεί για 5 sec.

3.3 Πειραματική διαδικασία

Για την αξιολόγηση του τροποποιημένου μοντέλου, εφαρμόζεται προσθήκη υδατικών διαλυμάτων KCl στα υπό εξέταση εδάφη, σε διάφορα επίπεδα αλατότητας. Η εφαρμογή αυτή που εξασφαλίζει τη μεταβολή του πραγματικού μέρους, ϵ_r' και του φανταστικού μέρους, ϵ_r'' της διηλεκτρικής διαπερατότητας, μας επιτρέπει να εξετάσουμε την επίδοση του μοντέλου σε ένα εύρος ηλεκτρικής αγωγιμότητας και εδαφικής υγρασίας.

Αρχικά τα ξηρά εδαφικά δείγματα τοποθετούνται σε δοχεία προκαθορισμένου όγκου 25x15x10 cm για να υπολογιστεί η φαινόμενη πυκνότητα των στερεών, ρ_ϕ (gcm^{-3}). Στη συνέχεια τοποθετούνται σε λεκάνη όπου διαβρέχονται με διάλυμα KCl γνωστής ηλεκτρικής αγωγιμότητας (EC_i), με σταθερά βήματα $\Delta\theta = 0.05 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$, ώστε να αποκτήσουν προκαθορισμένη υγρασία από μηδέν έως σχεδόν τον κορεσμό. Ο όγκος του διαλύματος που χρησιμοποιείται για την σταδιακή ενυδάτωση των εδαφών μπορεί να υπολογιστεί εύκολα από το συνολικό όγκο του εδαφικού δείγματος, εφόσον είναι γνωστά η ξηρή μάζα του δείγματος και η φαινόμενη πυκνότητά του. Σκοπός της προαναφερθείσας μεθοδολογίας, που στηρίζεται στη χρήση δειγμάτων με προκαθορισμένη υγρασία θ_m , είναι η απόκτηση ενός ικανού αριθμού μετρήσεων ϵ_s - θ_m που θα εφαρμοστεί για την ειδική βαθμονόμηση του αισθητήρα WET.

Ξεκινώντας από ξηρό έδαφος ($\theta_m = 0 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$) προστίθεται κάθε φορά συγκεκριμένη ποσότητα διαλύματος μέχρι να επιτευχθεί η απαιτούμενη περιεκτικότητα σε υγρασία σε όλα τα δείγματα. Σε κάθε επίπεδο υγρασίας θ_m , πραγματοποιείται προσεκτική ανάμειξη δια χειρός της ποσότητας του εδάφους με την απαιτούμενη ποσότητα του διαλύματος, ώστε να αποκτηθεί ομοιογενής κατανομή της υγρασίας εντός του κάθε δείγματος. Αφού ανακατευτούν καλά, τα δείγματα τοποθετούνται σε πλαστικά κυλινδρικά δοχεία όπου συμπίεζονται ελαφρώς για την ομοιόμορφη πυκνότητα του δείγματος ενώ η προσθήκη του διαλύματος συνεχίζεται μέχρι το δείγμα να φτάσει κοντά στον κορεσμό και αποκτήσει μια μέγιστη τιμή υγρασίας, θ_{mmax} . Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται για κάθε ένα από τα διαλύματα KCl με ηλεκτρική αγωγιμότητα $EC_i = 0.28, 1.2$ (νερό της βρύσης), 3 και 6 dSm^{-1} . Ομοίως, εκτός από τη προσθήκη διαλύματος KCl, γίνονται μεταχειρίσεις με απιονισμένο νερό ($EC_i = 0$) για την έκπλυση των αλάτων σε όλα τα δείγματα. Με αυτό τον τρόπο, για κάθε τύπο εδάφους παρασκευάστηκαν περίπου 30 εδαφικές στήλες.

Μετά από κάθε διαβροχή και επεξεργασία για την πλήρη υγρασιακή ομογενοποίηση του δείγματος, οι εδαφικές στήλες παραμένουν για 24 ώρες σε αεροστεγείς συνθήκες για πλήρη ισορροπία.

3.4 Μετρήσεις στις εδαφικές στήλες

Κατόπιν της πειραματικής διαδικασίας διενεργούνται οι απαραίτητες μετρήσεις σε όλες τις εδαφικές στήλες, με τη χρήση της συσκευής WET. Ο αισθητήρας τοποθετείται κάθετα στο μέσο της επιφάνειας κάθε στήλης ώσπου λαμβάνονται οι μετρήσεις με τη χρήση της συσκευής ανάγνωσης δεδομένων HH2. Συγκεκριμένα, για κάθε επίπεδο αλατότητας EC_i και επίπεδο προκαθορισμένης υγρασίας θ_m μετρούνται οι τιμές της διηλεκτρικής σταθεράς ϵ_s , της φαινόμενης ηλεκτρικής αγωγιμότητας σ_b , της προβλεπόμενης περιεχόμενης υγρασίας θ (WET) και της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εδαφικού διαλύματος (EC_p).

Επισημαίνεται πως η περιεχόμενη υγρασία θ του κάθε δείγματος προσδιορίστηκε σύμφωνα με την γραμμική εξίσωση βαθμονόμησης (Εξ. 10), ενώ η EC_p σύμφωνα με το ενσωματωμένο μοντέλο του Hilhorst (2000). Για την επίτευξη της μέγιστης δυνατής ακρίβειας στον προσδιορισμό της θ , πραγματοποιήθηκε ειδική βαθμονόμηση της WET που στηρίζεται στην εξίσωση (Εξ. 10). Όσον αφορά την απόκτηση των βέλτιστων τιμών a , b της εξίσωσης έγινε γραμμική παλινδρόμηση μεταξύ της προκαθορισμένης κατ' όγκου υγρασίας, θ_m και της ρίζας της διηλεκτρικής σταθεράς, $\sqrt{\epsilon_s}$ χρησιμοποιώντας όλες τις τιμές θ_m για όλα τα επίπεδα αλατότητας και για τα 4 εδάφη.

Ακολούθως, με την αξιοποίηση των δεδομένων σ_b και ϵ_s από τη WET γίνεται η εκτίμηση του πραγματικού μέρους της διηλεκτρικής διαπερατότητας, ϵ_r' , από την εξίσωση Robinson et al.1999 και υπολογίζεται για κάθε έδαφος και επίπεδο αλατότητας και υγρασίας, η ηλεκτρική αγωγιμότητα του εδαφικού διαλύματος σ_p σύμφωνα με το τροποποιημένο μοντέλο των Malicki and Walczak (1999) (Εξ. 5).

Μετά το πέρας των μετρήσεων και εφόσον η υγρασιακή κατάσταση των εδαφικών στηλών έχει φτάσει κοντά στο επίπεδο του κορεσμού (θ_{max}), τα εδαφικά δείγματα φέρονται σε χωνί Büchner, ύστερα από την παραμονή τους σε ισορροπία για 24 ώρες. Τότε, με την εφαρμογή αρνητικής πίεσης επιτυγχάνεται η συλλογή του εκχυλίσματος κοντά στον κορεσμό. Το εκχύλισμα φέρεται στο δοχείο υποδοχέα του αγωγιμομέτρου, όπου βυθίζεται το ηλεκτρόδιο και τελικά λαμβάνεται η μέτρηση της ηλεκτρικής του αγωγιμότητας (EC_{sw}).

3.5 Στατιστική ανάλυση

Ο έλεγχος της αξιοπιστίας του τροποποιημένου μοντέλου στη πρόβλεψη της σ_p , και συνεπώς στη καταγραφή της εδαφικής αλατότητας, έγινε με τη χρήση της στατιστικής παραμέτρου RMSE. Στην πράξη, επιδιώκεται η σύγκριση των υπολογισμένων τιμών της τροποποιημένης εκδοχής του μοντέλου των Malicki and Walczak (1999) με τις πραγματικές τιμές σ_p των διαλυμάτων. Ειδικότερα, ο υπολογισμός του σφάλματος του τετραγώνου των αποκλίσεων (RMSE) προσδιορίστηκε από τις τιμές της ηλεκτρικής αγωγιμότητας, EC_{sw} των υδατικών διαλυμάτων στον κορεσμό, με τις αντίστοιχες προβλεπόμενες τιμές της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εδαφικού διαλύματος σ_p του μοντέλου, ως εξής:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (EC_{sw} - \sigma_p)^2}{n}} \quad (11).$$

Στην εξίσωση 11, η μεταβλητή n περιγράφει τον αριθμό των παρατηρήσεων, όπου EC_{sw} είναι η ηλεκτρική αγωγιμότητα του κάθε επιπέδου αλατότητας, όπως μετράται στον κορεσμό και σ_p είναι η ηλεκτρική αγωγιμότητα του εδαφικού διαλύματος, όπως έχει υπολογιστεί από το μοντέλο. Ο δείκτης RMSE μετρά τη μέση ακρίβεια πρόβλεψης και πρέπει να έχει όσο το δυνατό μικρότερες τιμές.

4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

4.1 Αποτελέσματα Εδαφοανάλυσης

Στον πίνακα 2. παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των αναλύσεων που διενεργήθηκαν στα εδαφικά δείγματα και αφορούν τις φυσικές και χημικές ιδιότητες των υπό μελέτη εδαφών.

Πίνακας 2. Φυσικοχημικά χαρακτηριστικά των εδαφικών δειγμάτων.

Έδαφος	Άμμος	ΐλύς	Αργίλος	pH	Οργανική			
					Ουσία	CaCO ₃	ΙΑΚ	EC _e
	%				%	%	meq/100gr	dS m ⁻¹
1 (SL)	57.0	26.5	16.5	7.31	0.58	0.00	9.39	2.40
2 (CL)	35.8	36.0	28.2	7.48	1.87	0.41	15.47	1.21
3 (SL)	51.8	30.0	18.2	7.02	1.56	0.00	9.73	1.10
4 (SL)	67.8	16.0	16.2	7.22	0.23	0.00	8.69	1.28

Όπως προκύπτει από τις αναλύσεις, πρόκειται για 4 πορώδη μέσα με παρόμοιας κλάσης μηχανική σύσταση και υψηλό ποσοστό περιεκτικότητας σε άμμο. Τα εδάφη 1,3 και 4 είναι αμμοπηλώδη και χαρακτηρίζονται ως μετρίως χονδρόκοκκα (αμμώδη), ενώ το 2^ο έδαφος είναι αργιλοπηλώδες και χαρακτηρίζεται ως μετρίως λεπτόκοκκο (αργιλώδες). Η φαινόμενη πυκνότητα ρ_f που προσδιορίστηκε για τα 4 εδάφη ήταν: 1.44, 1.25, 1.38 και 1.52 g cm⁻³ αντίστοιχα. Όλα τα εδάφη εμφανίζουν ουδέτερο έως ελαφρώς αλκαλικό pH, είναι φτωχά σε οργανική ουσία, με σχεδόν μηδενική περιεκτικότητα σε CaCO₃. Οι τιμές της ΙΑΚ κυμαίνονται σε χαμηλά επίπεδα (5-15 meq/100gr), ενώ οι χαμηλές τιμές της EC_e (EC_e <4dS m⁻¹) δείχνουν πως τα εδάφη μπορούν να θεωρηθούν ως μη αλατούχα.

4.2 Εκτίμηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εδαφικού διαλύματος, EC_{sw}

Οι πραγματικές τιμές της σ_p που μετρήθηκαν για όλα τα εδαφικά δείγματα στην κατάσταση κορεσμού, στα 4 επίπεδα αλατότητας EC_i του διαλύματος διαβροχής, εμφανίζονται στον πίνακα 3. Οι μέγιστες τιμές υγρασίας που αναφέρονται ως θ_{max} ήταν 0.35, 0.45, 0.40 και 0.35 $cm^3 cm^{-3}$ για τα 1,2,3 και 4 εδάφη αντίστοιχα. Η ηλεκτρική αγωγιμότητα των δειγμάτων στις τιμές θ_{max} , παρείχε τιμές που κυμαίνονταν από 1.29 dSm^{-1} όταν η αλατότητα EC_i ήταν 0.28 dSm^{-1} έως 7.40 dSm^{-1} για $EC_i = 6 dSm^{-1}$. Η διαφορά στην ηλεκτρική αγωγιμότητα EC_i του υδατικού διαλύματος και της πραγματικής σ_p (EC_{sw}) αναμένεται να είναι μεγαλύτερη για χαμηλές τιμές EC_i , όταν η σ_p των δειγμάτων πριν την προσθήκη του υδατικού διαλύματος έχει κάποια αρχική σημαντική τιμή. Είναι χαρακτηριστικό πως η μεγαλύτερη διαφορά στις συγκρινόμενες $EC_i - EC_{sw}$ παρατηρήθηκε στο έδαφος 1, όπου στο χαμηλότερο επίπεδο αλατότητας $EC_i = 0.28 dSm^{-1}$, η αντίστοιχη τιμή της σ_p στη μέγιστη θ_{max} βρέθηκε 3.65 dSm^{-1} . Η υπόθεση αυτή φαίνεται να επιβεβαιώνεται και από το γεγονός πως η ηλεκτρική αγωγιμότητα του εκχυλίσματος κορεσμού (EC_e) του εδάφους 1. εμφανίζει μια σχετικά μεγάλη τιμή (2.4 dsm^{-1}), σε αντίθεση με τα υπόλοιπα εδάφη, υποδεικνύοντας μια αρχική τιμή αλατότητας.

Πίνακας 3. Οι πραγματικές τιμές σ_p (EC_{sw}) στον κορεσμό (θ_{max}) για κάθε επίπεδο αλατότητας ($EC_i = 0.28, 1.2, 3$ και $6 dS m^{-1}$) για τα 4 εδάφη.

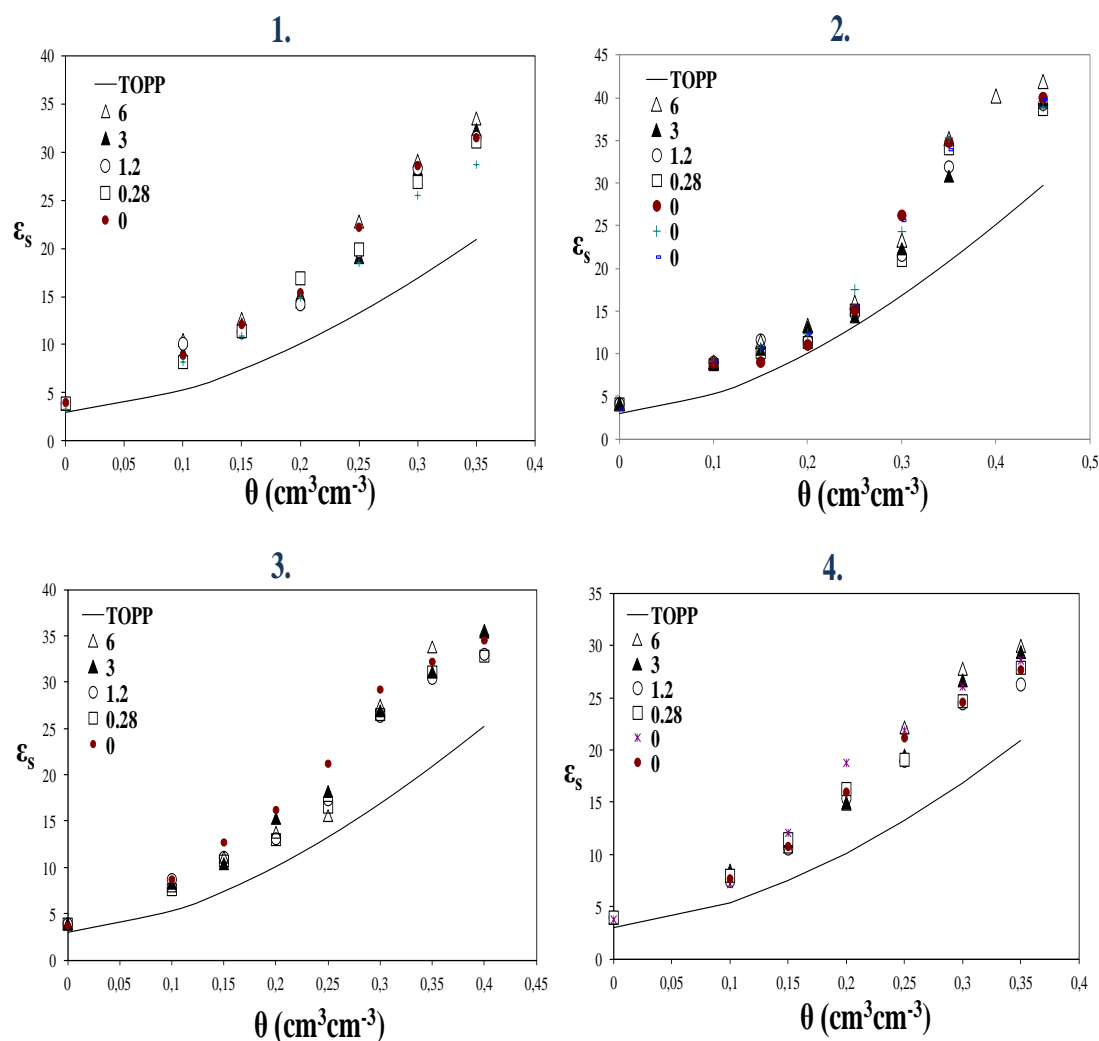
EC_i $dS m^{-1}$	EC_{sw} $dS m^{-1}$			
	1	2	3	4
0.28	3.65	1.67	1.29	1.76
1.2	3.94	2.54	2.14	2.39
3	6.01	4.18	3.76	3.76
6	7.40	6.40	6.60	6.60

4.3 Οι διηλεκτρικές ιδιότητες των εδαφών

4.3.1 Σχέση $\epsilon_s - \theta_m$

Για την αξιολόγηση της συμπεριφοράς του αισθητήρα WET στη μέτρηση των πειραματικών δεδομένων, διερευνήθηκε η σχέση μεταξύ της φαινόμενης διηλεκτρικής σταθεράς ϵ_s και της πραγματικής υγρασίας θ_m .

Στην εικόνα 1. παρουσιάζεται η μεταβολή της ϵ_s από τις μετρήσεις της WET, με την μετρούμενη υγρασία θ_m , για τα 4 εδάφη και για όλα τα επίπεδα αλατότητας EC_i από 0 έως 6 ds m⁻¹. Αξίζει εδώ να σημειωθεί, πως οι μεταχειρίσεις με απιονισμένο νερό ($EC=0$ ds m⁻¹), έγιναν σε όλα τα πορώδη μέσα, μέχρις ότου η EC του νερού εκροής καταστεί αμελητέα. Έτσι, οι περισσότερες από μία τιμές $EC_i = 0$ που αναγράφονται στη περίπτωση του 2^{ου} (CL) και 4^{ου} (SL) εδάφους, αναφέρονται στις διαδοχικές εκπλύσεις, που πραγματοποιήθηκαν για το σκοπό αυτό. Επίσης, σε κάθε διάγραμμα παρατίθενται οι καμπύλες της χαρακτηριστικής εξίσωσης των Torpp et al. (1980), που χρησιμοποιείται ως σημείο αναφοράς.



Εικόνα 1. Η σχέση μεταξύ της μετρούμενης θ_m και της ε_s για τον αισθητήρα WET στα 4 εδάφη (SL, CL, SL, SL), για όλα τα επίπεδα αλατότητας (σύμβολα). Οι επιπλέον μηδενικές τιμές αναφέρονται στις διαδοχικές εκπλύσεις με απιονισμένο νερό, ενώ η σχέση όπως προβλέπεται από τους Torpp et al. (1980) συμβολίζεται με συμπαγή γραμμή.

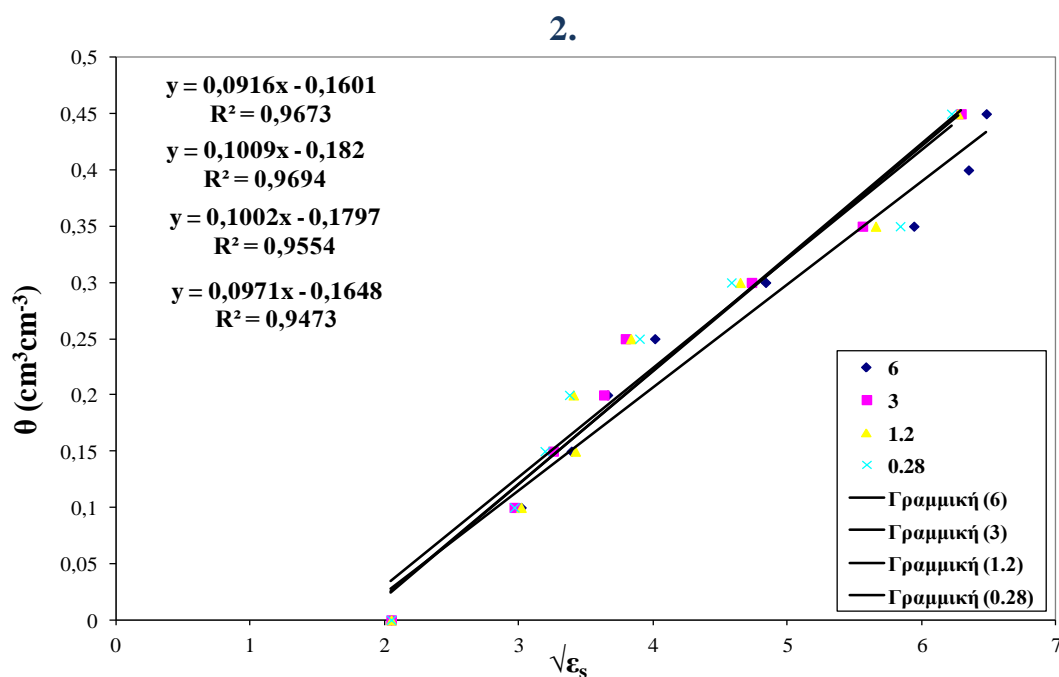
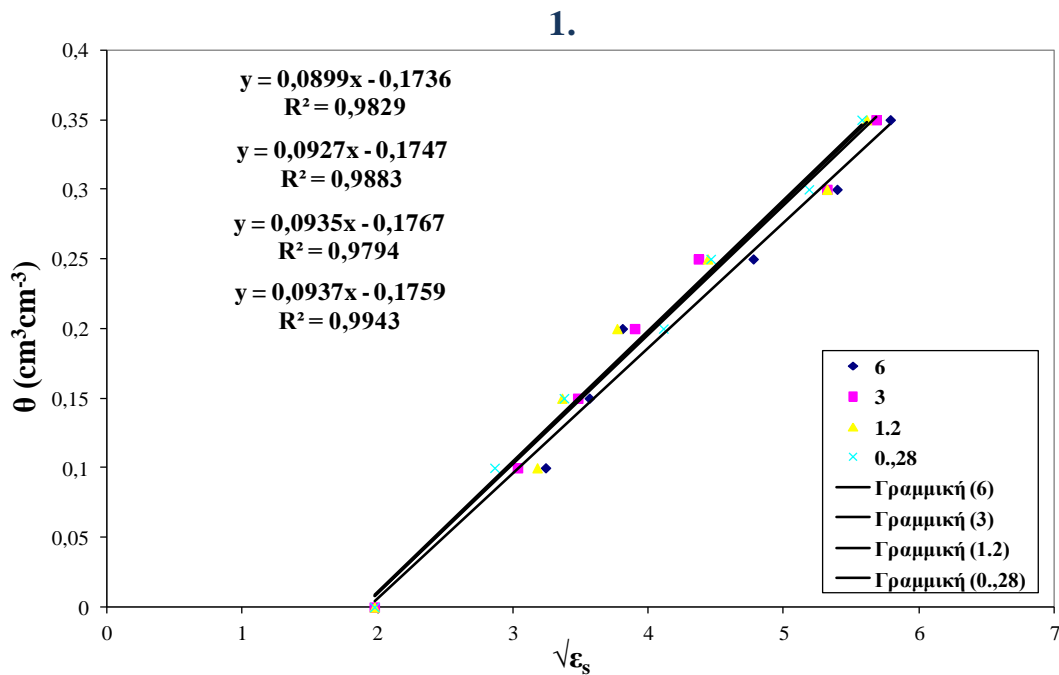
Όπως διακρίνεται στα σχήματα, οι τιμές της φαινόμενης διηλεκτρικής σταθεράς ε_s που καταγράφηκαν με τον αισθητήρα είναι μεγαλύτερες από αυτές της εξίσωσης Torpp, για όλα τα υπό μελέτη πορώδη μέσα. Η αύξηση των τιμών και η απόκλιση από την εξίσωση εμφανίζονται εντονότερα στα υψηλότερα επίπεδα υγρασίας θ_m , ιδίως για τιμές μεγαλύτερες από $0.3 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Η μόνη περίπτωση κατά την οποία οι τιμές της ε_s συμπίπτουν, παρατηρείται όταν η υγρασία των εδαφών είναι κοντά στο 0 και η διηλεκτρική τους διαπερατότητα κοντά στη τιμή 4. Ακόμα, παρατηρείται πως οι τιμές της ε_s δεν αυξάνονται σημαντικά με την αύξηση του επιπέδου αλατότητας EC_i . Στο ίδιο συμπέρασμα στηρίχτηκαν και οι Malicki and Walczak (1999), στη μελέτη τους για την ανάπτυξη του δείκτη αλατότητας, όπου διαπίστωσαν πως σε εδάφη με επίπεδα ηλεκτρικής αγωγιμότητας μέχρι περίπου 10 dsm^{-1} , όταν οι διηλεκτρικές ιδιότητες έχουν προσδιοριστεί με τεχνολογία TDR, η σχέση της θ - ε_s είναι ανεξάρτητη της αλατότητας.

Το φαινόμενο των υψηλότερων τιμών της διηλεκτρικής σταθεράς ε_s από την εξίσωση Torpp, μπορεί να αποδοθεί στη χαμηλότερη συχνότητα λειτουργίας του αισθητήρα ($f = 20 \text{ MHz}$). Λόγω της χαμηλής συχνότητας στην οποία λειτουργεί η WET, στην αύξηση της ε_s συμβάλει σημαντικά το φανταστικό μέρος της διηλεκτρικής διαπερατότητας, ε_r'' . Οι δύο όροι της εξίσωσης (8) επηρεαζόμενοι ισχυρά από το εύρος συχνότητας f , αυξάνονται αμφοτέρωθεν με την μικρή συχνότητα λειτουργίας του αισθητήρα, με αποτέλεσμα να αυξάνονται οι διηλεκτρικές απώλειες, ε_r'' . Επιπλέον, το πραγματικό μέρος ε_r' εξαιτίας των επιδράσεων Maxwell- Wagner τείνει να αυξάνει σε μικρές συχνότητες συνεισφέροντας καθ' αυτό τον τρόπο στις υψηλές μετρήσεις της ε_s . Αντίθετα, η συμφωνία των τιμών ε_s με αυτές της εξίσωσης Torpp, στην ξηρή κατάσταση ($\theta_m=0$) των εδαφών, οφείλεται στη πολύ μικρή τιμή του όρου $\varepsilon_{r,mf}''$ της εξίσωσης (8). Στη περίπτωση αυτή, η τιμή του φανταστικού μέρους ε_r'' γίνεται σχεδόν αμελητέα με συνέπεια, η σχέση της θ - ε_s να τείνει στη καθιερωμένη σχέση των Torpp et al. 1980, όπου η ε_s του αισθητήρα ισούται με το πραγματικό μέρος ε_r' .

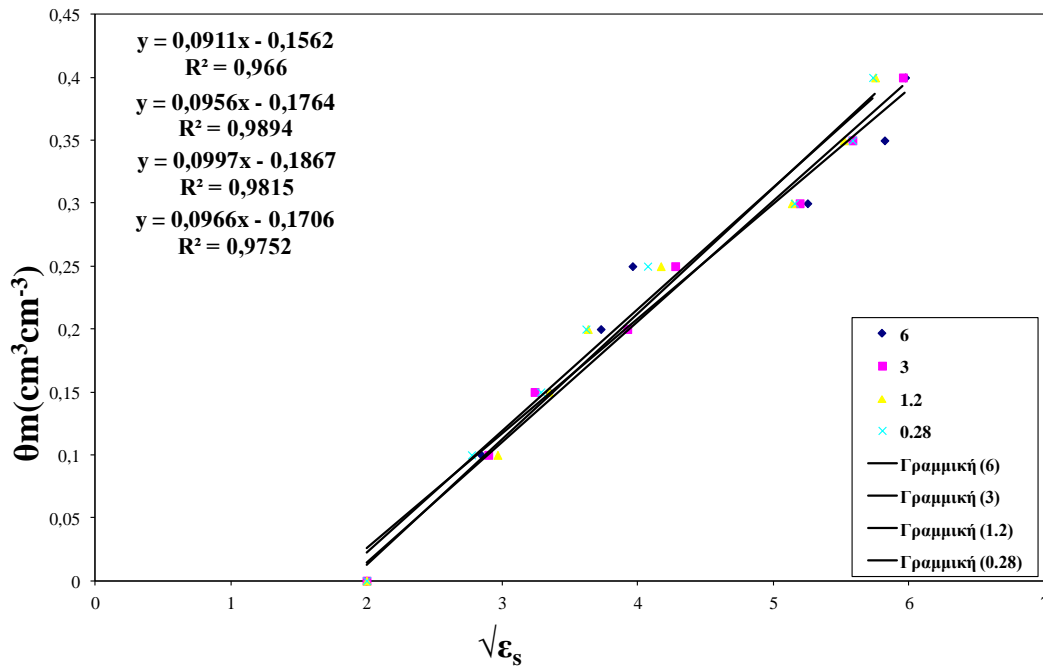
Σύμφωνα λοιπόν με τις παραπάνω παρατηρήσεις, γίνεται αντιληπτό πως ο αισθητήρας οδηγεί σε μια υπερεκτίμηση της ε_s , σε όλες τις περιπτώσεις. Επιπροσθέτως, η διαφορετική απόκριση της συσκευής WET στις τιμές της ε_s , συγκριτικά με την εξίσωση Torpp, καταδεικνύει την ανάγκη για την ανάπτυξη ιδιαίτερης εξίσωσης βαθμονόμησης για το κάθε πορώδες μέσο (Seyfried and Murdock, 2001).

4.3.2 Σχέση $\sqrt{\epsilon_s} - \theta_m$

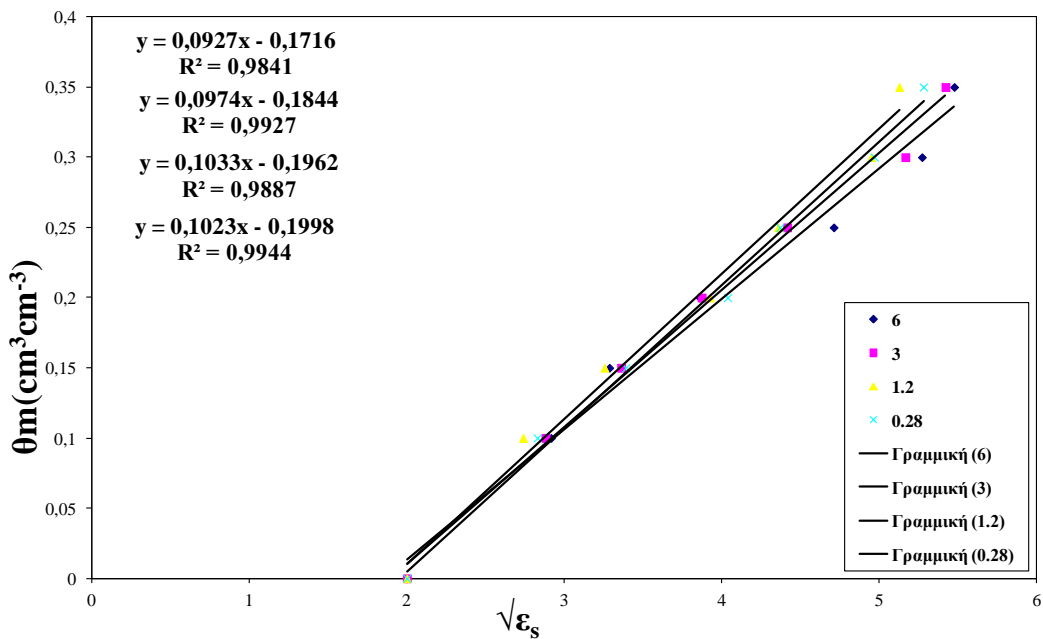
Τα αποτελέσματα των μετρήσεων από την εφαρμογή της πειραματικής διαδικασίας στις εδαφικές στήλες, έδειξαν ότι η σχέση μεταξύ της τετραγωνικής ρίζας της διηλεκτρικής σταθεράς $\sqrt{\epsilon_s}$ και της πραγματικής υγρασίας θ_m είναι γραμμική για όλα τα εδάφη και τα επίπεδα αλατότητας EC_i της μελέτης ($0.94 < R^2 < 0.99$). Η ύπαρξη της γραμμικής σχέσης $\sqrt{\epsilon_s} - \theta_m$ στον αισθητήρα WET, επιβεβαιώνεται από τους Kargas et al.,2014 για τα εδάφη SL, CL και L για όλα τα επίπεδα αλατότητας EC_i μέχρι 6 ds/m.



3.



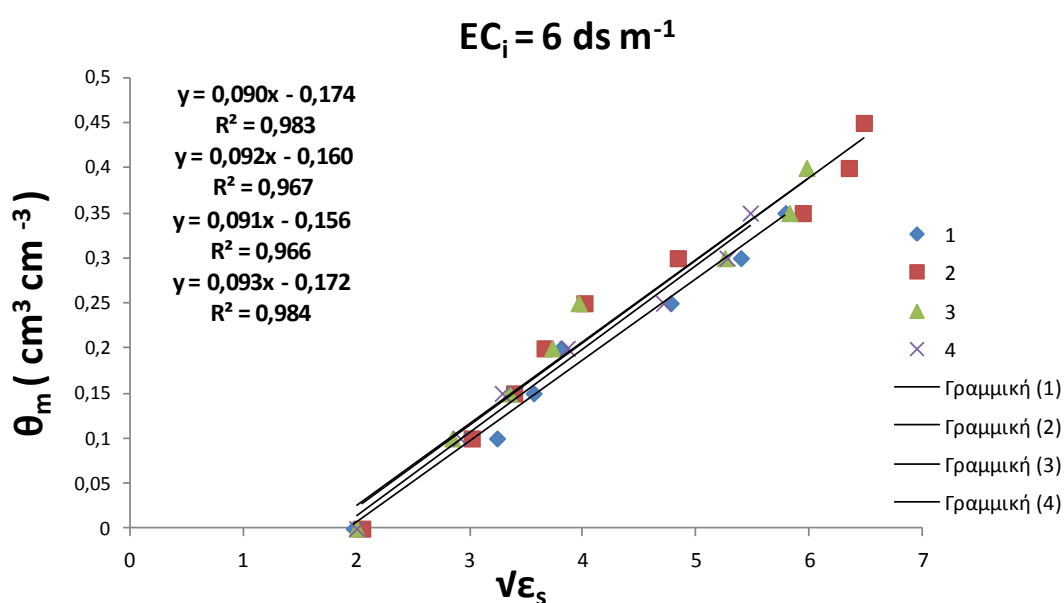
4.



Σχήμα 1. Συσχέτιση μεταξύ της τετραγωνικής ρίζας της διηλεκτρικής σταθεράς $\sqrt{\epsilon_s}$ και της υγρασίας θ_m για κάθε ένα έδαφος, στα 4 επίπεδα αλατότητας EC_i (0.28, 1.2, 3, 6 dSm^{-1}). Οι γραμμικές εξισώσεις και οι τιμές R^2 εμφανίζονται σε κάθε γράφημα.

Οι τιμές των παραμέτρων a, b όπως προσδιορίστηκαν από τη γραμμική εξίσωση παλινδρόμησης, με το σύνολο των πειραματικών τιμών θ_m και ϵ_s , για κάθε επίπεδο

αλατότητας EC_i , διαφέρουν από εκείνες που προτείνει ο κατασκευαστής για τα ανόργανα εδάφη. Πιο συγκεκριμένα, στο μέγιστο επίπεδο αλατότητας $EC_i = 6 \text{ dSm}^{-1}$, η κλίση της γραμμικής σχέσης (a) για όλα τα εδάφη κυμαινόταν σε ένα εύρος τιμών από 0.090 μέχρι 0.093, ενώ ο σταθερός όρος (b) της εξίσωσης κυμάνθηκε από -0.174 έως -0.156. (Σχήμα 2.) Οι τιμές που προέκυψαν ήταν χαμηλότερες από αυτές που παρέχονται για τη βιομηχανική βαθμονόμηση του αισθητήρα και για τα 4 εδάφη (Πίνακας 1.). Επίσης, το μικρό εύρος μεταβολής των παραμέτρων a, b και οι πολύ κοντινές τιμές τους μεταξύ των τεσσάρων εδαφών οφείλεται στην παρόμοια κατανομή του μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων, όπως εμφανίζεται και στο πίνακα 2.



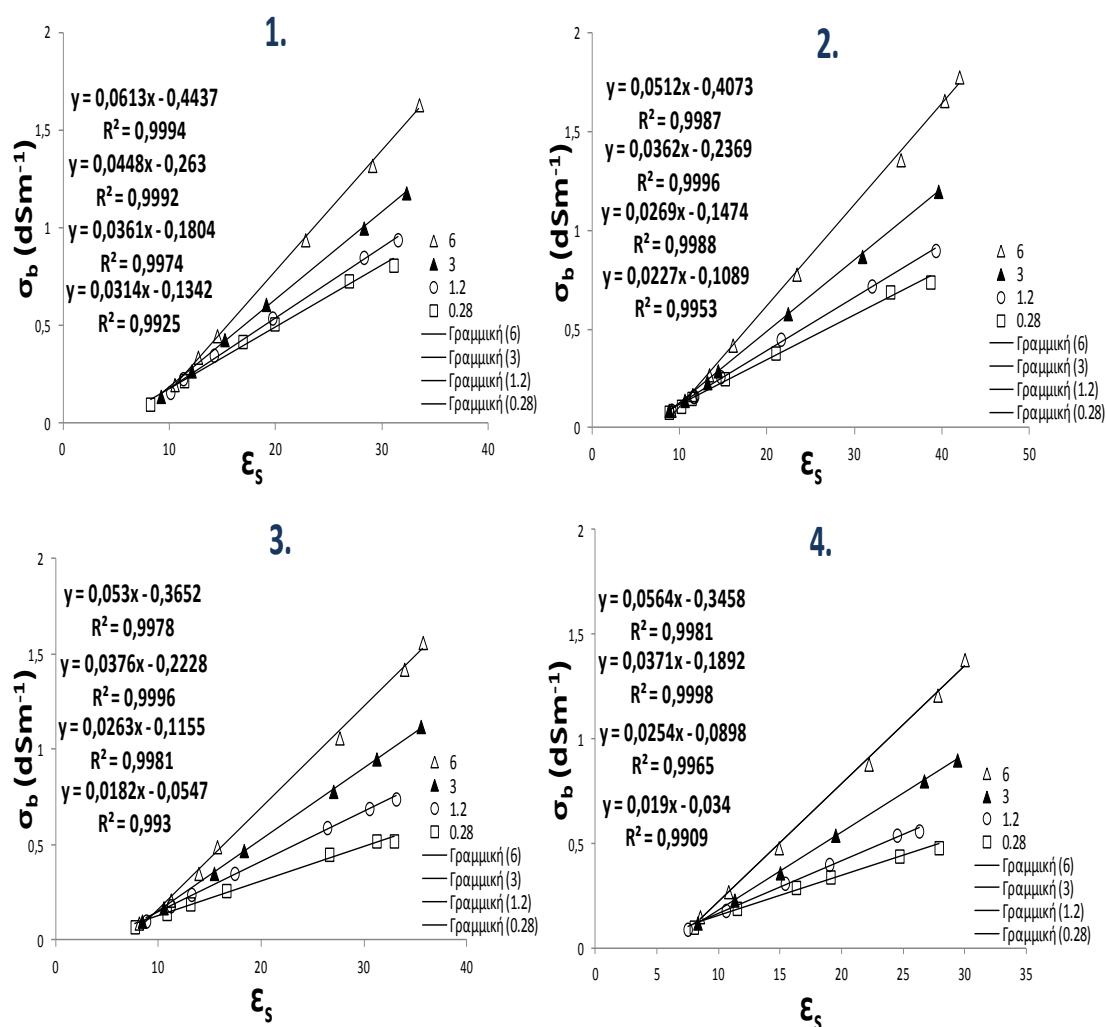
Σχήμα 2. Σχέση $\sqrt{\epsilon_s} - \theta_m$ για τα εδάφη SL (1), CL (2), SL (3), SL (4) στο μέγιστο επίπεδο αλατότητας $EC_i = 6 \text{ dSm}^{-1}$. Οι γραμμικές εξισώσεις και οι τιμές R^2 εμφανίζονται πάνω στο γράφημα.

Ως εκ τούτου, από την ισχυρή γραμμική συσχέτιση της $\sqrt{\epsilon_s} - \theta_m$ καθίσταται σαφές πως οι μετρήσεις του αισθητήρα WET εξαρτώνται από τον τύπο του εδάφους και συνεπώς για τον προσδιορισμό της θ κρίνεται απαραίτητη η εκτίμηση των συντελεστών a και b για κάθε διακριτό εδαφικό δείγμα. Ακόμα, η υψηλή τιμή του συντελεστή συσχέτισης R^2 δείχνει πως η απλή γραμμική εξίσωση βαθμονόμησης που χρησιμοποιήθηκε (Εξ. 10), μπορεί να περιγράψει ικανοποιητικά τη σχέση αυτή, μέχρι μια τιμή αλατότητας έως 6 dSm^{-1} .

4.4 Εκτίμηση του Δείκτη Αλατότητας X_s

4.4.1 Σχέση σ_b - ϵ_s

Η εκτίμηση του δείκτη αλατότητας X_s όπως προτείνεται από τους Malicki and Walczak (1999), στηρίχτηκε στη σχέση της φαινόμενης ηλεκτρικής αγωγιμότητας, σ_b με την φαινόμενη διηλεκτρική διαπερατότητα, ϵ_s , από δεδομένα TDR. Στην Εικόνα 2 παρουσιάζεται η αντίστοιχη σχέση με δεδομένα από τον αισθητήρα WET. Υπενθυμίζεται πως η σχέση σ_b - ϵ_s ισχύει για τιμές υγρασίας θ μεγαλύτερες από $0.1 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ (Malicki and Walczak, 1999).



Εικόνα 2. Η σχέση μεταξύ της σ_b και ϵ_s για όλα τα επίπεδα αλατότητας EC_i (σύμβολα), στα 4 πορώδη μέσα. Οι γραμμικές εξισώσεις και οι τιμές R^2 εμφανίζονται πάνω σε κάθε γράφημα.

Από τα γραφήματα είναι φανερό πως η σχέση $\sigma_b=f(\epsilon_s; EC_i)$ είναι γραμμική, σε όλα τα υπό μελέτη εδάφη και για τιμές αλατότητας μέχρι 6 dSm^{-1} .

Επιπροσθέτως, συμπεραίνεται πως η γραμμική σχέση $\sigma_b - \varepsilon_s$, η οποία προκύπτει με δεδομένα από τον αισθητήρα WET, είναι ανεξάρτητη της υγρασίας θ για τιμές της σ_b μέχρι 2 dSm^{-1} . Προηγούμενη έρευνα των Regalado et al., (2007), έχει δείξει πως οι τιμές WET- σ_b και TDR- σ_b είναι ικανοποιητικά συγκρίσιμες μέχρι αυτό το όριο. Τα ευρήματα αυτά συμφωνούν με τους Kargas and Kerkides 2010 που απέδειξαν πως η χρήση της WET σε χονδρόκοκα πορώδη εδάφη, παρέχει με μεγάλη ακρίβεια μετρήσεις της διηλεκτρικής σταθεράς μέχρι τη τιμή $\sigma_b=3 \text{ dSm}^{-1}$. Πάνω από αυτό το όριο, οι τιμές της ε_s μειώνονταν δραστικά καταλήγοντας σε απαράδεκτες (αρνητικές) τιμές (Kargas et al., 2014).

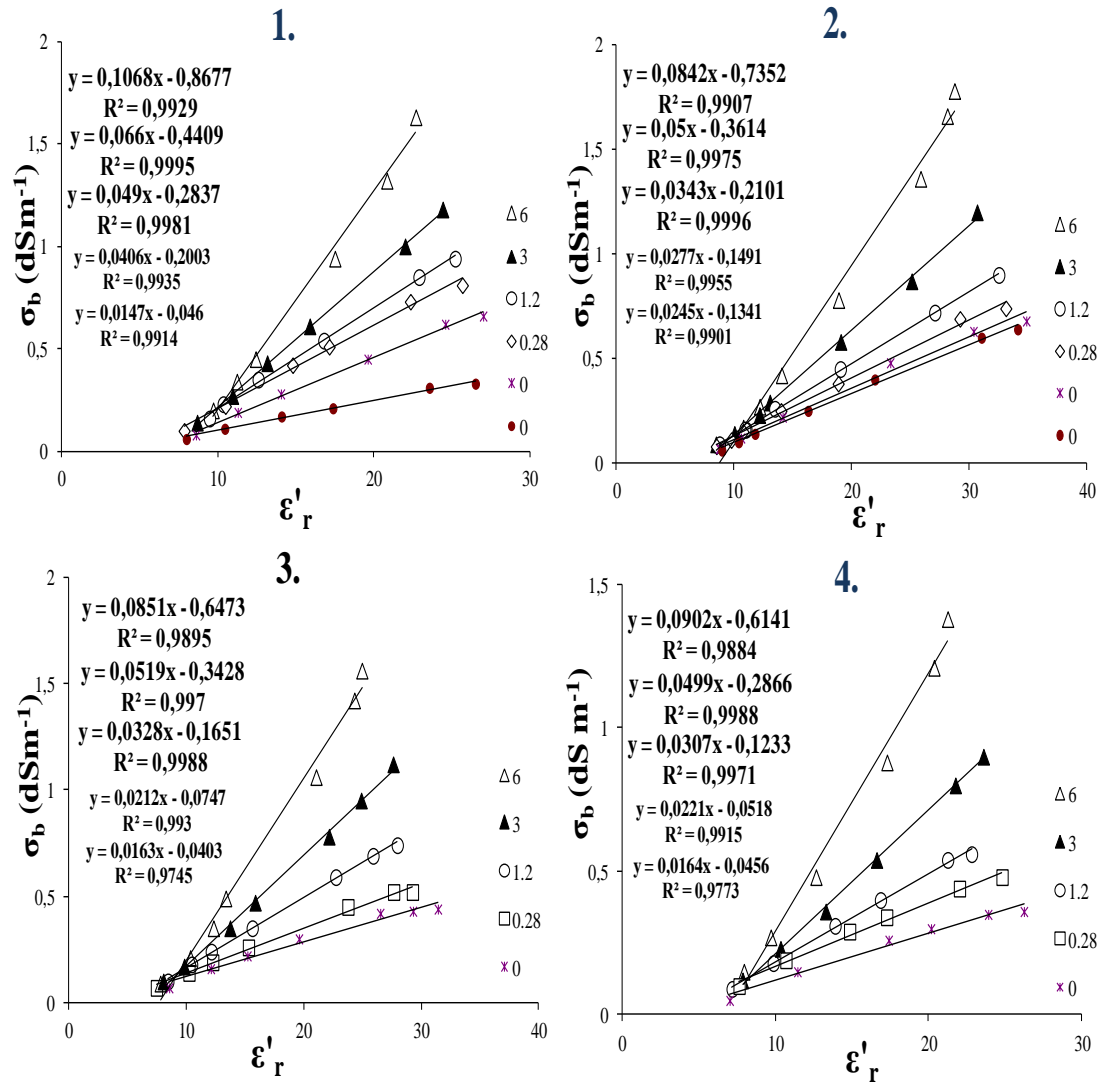
Τα αποτελέσματα αυτά φανερώνουν τη διαφορετική συμπεριφορά του διηλεκτρικού αισθητήρα WET σε σχέση με τη τεχνολογία της TDR και αναδεικνύουν την επίδραση της φαινόμενης ηλεκτρικής αγωγιμότητας σ_b στις μετρήσεις ε_s του αισθητήρα, που συνήθως αγνοείται.

4.4.2 Σχέση $\sigma_b - \varepsilon_r'$

Για να εξεταστεί η προσέγγιση του δείκτη αλατότητας X_s , ύστερα από τροποποίηση των δεδομένων που καταγράφονται με τον διηλεκτρικό αισθητήρα WET, κατασκευάστηκε διάγραμμα με τις τιμές της σ_b και της διηλεκτρικής σταθεράς, ε_r' , σε όλα τα υδατικά διαλύματα και σε κάθε έδαφος (Εικόνα 3).

Οι τιμές ε_r' που υπολογίστηκαν από την εξίσωση Robinson et. al, (1999) (Εξί 7), για κάθε επίπεδο αλατότητας και υγρασίας, ήταν μικρότερες από τις WET- ε_s τιμές στο σύνολό τους, με τη μεγαλύτερη διαφορά να εμφανίζεται στη μέγιστη τιμή υγρασίας, θ_{max} . Επίσης, οι μετρούμενες τιμές σ_b που χρησιμοποιήθηκαν, ξεπερνούσαν την τιμή 0.08 dSm^{-1} , ενώ οι μέγιστες τιμές (1.63, 1.74, 1.56, 1.38) που παρατηρήθηκαν στον κορεσμό των δειγμάτων για $EC_i = 6 \text{ dSm}^{-1}$ ήταν όλες μικρότερες από 2 dSm^{-1} .

Σημειώνεται, πως σύμφωνα με τους Malicki and Walczak (1999) για την χρήση της τεχνολογίας TDR, οι τιμές $\sigma_b = 0.08 \text{ dSm}^{-1}$ και $\varepsilon_s = 6.2$ αποτελούν το σημείο τομής των ευθειών της γραμμικής $\sigma_b - \varepsilon_s$ και επομένως το κατώφλι ώστε να ισχύει η θεωρία του δείκτη αλατότητας.



Εικόνα 3. Η σχέση μεταξύ της σ_b και του αληθινού μέρους της διηλεκτρικής διαπερατότητας, ϵ'_r όπως υπολογίστηκε από την εξίσωση Robinson et al. (1999), για όλα τα υδατικά διαλύματα, σε κάθε έδαφος. Οι γραμμικές εξισώσεις και οι τιμές R^2 εμφανίζονται πάνω σε κάθε γράφημα.

Λαμβάνοντας υπόψη τον υψηλό συντελεστή συσχέτισης ($0,97 < R^2 < 0,99$), προκύπτει πως η σχέση $\sigma_b - \epsilon'_r$ είναι εξαιρετικά γραμμική για όλα τα εδάφη και επίπεδα αλατότητας. Κατ' επέκταση, ο δείκτης αλατότητας X_s , που μπορεί να οριστεί ως:

$$X_s = \frac{\partial \sigma_b}{\partial \epsilon'_r} \quad (12)$$

αποτελεί ουσιαστικά την κλίση της εξίσωσης στο γράφημα $\sigma_b - \epsilon'_r$ και είναι ένα μέγεθος ανεξάρτητο της υγρασίας θ . Παρόμοια αποτελέσματα για τη γραμμική σχέση διατύπωσαν οι Wilczek et al., (2012), με τη χρήση τεχνολογίας FDR σε αμμώδη εδάφη ($0,96 < R^2 < 0,99$).

Ειδικότερα, και στις τέσσερις περιπτώσεις εδαφών, η αύξηση του επιπέδου

αλατότητας EC_i ($0,28- 6 \text{ dSm}^{-1}$) έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση του δείκτη αλατότητας μέχρι την τιμή της $\sigma_b = 1.74 \text{ dSm}^{-1}$, επιβεβαιώνοντας την αρχική παραδοχή του κλασικού μοντέλου πως η εκτίμηση του δείκτη X_s επηρεάζεται σημαντικά από το επίπεδο της αλατότητας του εδάφους. Μάλιστα, παρατηρείται πως για την ίδια τιμή ηλεκτρικής αγωγιμότητας EC_i , τα εδάφη παρουσιάζουν πολύ μικρές διαφορές στις τιμές της κλίσης, γεγονός που αποδίδεται στην όμοια κατανομή των εδαφικών τους σωματιδίων. Εξάιρεση αποτελεί η περίπτωση του εδάφους 1, που εμφανίζει ελαφρώς υψηλότερες τιμές κλίσης.

Παράλληλα, όπως και στη περίπτωση της σχέσης $\sigma_b - \epsilon_s$ του εμπειρικού μοντέλου, οι ευθείες της γραμμικής σχέσης $\sigma_b - \epsilon_r'$, τέμνονται σε κοινό σημείο με συγκεκριμένες τιμές που αναφέρονται ως σ_b' και ϵ_l' . Αν αυτές οι τιμές προσδιοριστούν για κάθε έδαφος και αντικαταστήσουν τις τιμές 0.08 και 6.2 στην εξίσωση του δείκτη αλατότητας (Εξί. 2), θα προκύψει μια νέα εξίσωση:

$$X_s = \frac{\sigma_b - \sigma_b'}{\epsilon_r' - \epsilon_l'} \quad (13)$$

που μπορεί να συμβάλει στην ακριβέστερη εκτίμηση της σ_p , με τη χρήση της WET και να βελτιώσει σημαντικά την επίδοση του τροποποιημένου μοντέλου. Ωστόσο, για την εφαρμογή αυτής της μεθόδου απαιτείται η γνώση των τιμών σ_b' και ϵ_l' οι οποίες εξαρτώνται από τον τύπο του εδάφους. Για την απόκτηση λοιπόν των τιμών, είναι απαραίτητο να πραγματοποιηθούν εργαστηριακές μετρήσεις σε ένα μεγάλο αριθμό εδαφών διαφορετικής σύστασης ώστε να επιβεβαιωθεί το κοινό σημείο συντεταγμένων σε όλα τα εδάφη, όπως αντίστοιχα εφαρμόστηκε για την TDR. Στην προκείμενη μελέτη, εξαιτίας του περιορισμένου αριθμού των εδαφικών δειγμάτων και εδαφικών τύπων (SL,CL), δεν έγινε περαιτέρω ανάλυση στην προαναφερόμενη τροποποίηση και τον προσδιορισμό του σημείου τομής.

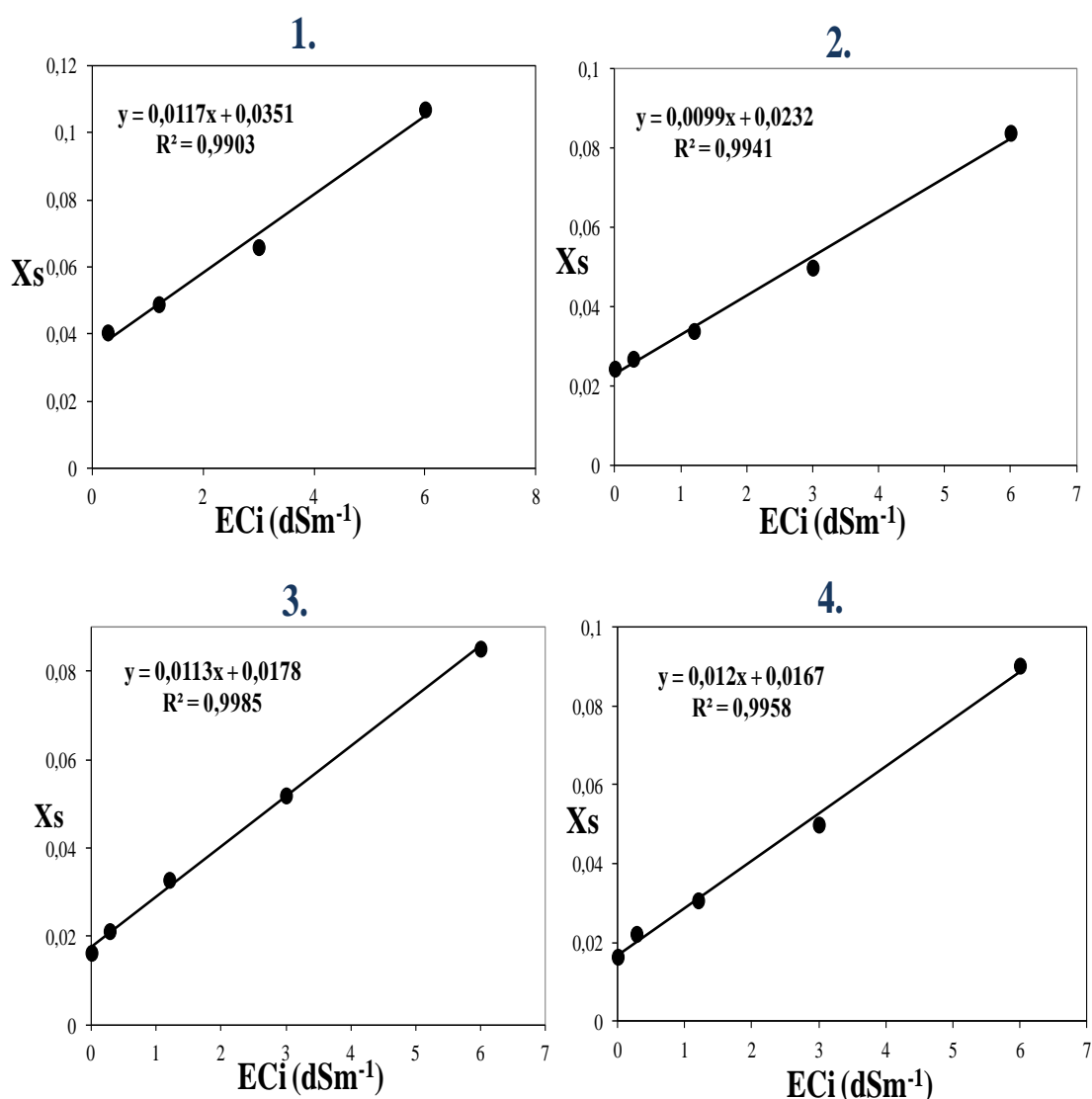
Η διαφορά της εξίσωσης (12) με αυτή του εμπειρικού μοντέλου των Malicki and Walczak (1999) (Εξί. 1) είναι η χρήση της διηλεκτρικής σταθεράς ϵ_r' αντί της φαινόμενης διηλεκτρικής διαπερατότητας ϵ_s . Επιπλέον, σε αντίθεση με την τροποποιημένη εκδοχή, όπου συμπεριλαμβάνεται η επίδραση της ϵ_r'' , οι τιμές της σ_b στο δείκτη αλατότητας X_s των Malicki and Walczak (1999), προέρχονται από συσκευή TDR, που σημαίνει πως οι διηλεκτρικές απώλειες ϵ_r'' θεωρούνται αμελητέες.

Από τα αποτελέσματα της γραμμικής σχέσης $\sigma_b - \epsilon_r'$ διαπιστώνεται πως ο νέος δείκτης αλατότητας X_s παραμένει ανεξάρτητος από τις μεταβολές της εδαφικής υγρασίας θ και επηρεάζεται από το επίπεδο της αλατότητας, EC_i . Τέλος, η εφαρμογή της εμπειρικής σχέσης στην τροποποίηση των δεδομένων του διηλεκτρικού αισθητήρα WET ενισχύει τη δυνατότητα προσαρμογής του πραγματικού μέρους ϵ_r' στην εκτίμηση του δείκτη αλατότητας.

4.4.3 Σχέση X_s - EC_i

Με βάση τη βιβλιογραφική αναφορά (Malicki and Walczak, (1999)), ο δείκτης αλατότητας οφείλει να εμφανίζει μια γραμμική σχέση με την ηλεκτρική αγωγιμότητα του υδατικού διαλύματος. Για το λόγο αυτό, στην παρούσα εργασία, παρίστανται γραφικά οι τιμές του δείκτη αλατότητας X_s , όπως προσδιορίστηκαν από την κλίση της σχέσης $\sigma_b - \epsilon_r'$ για κάθε έδαφος, με τις τιμές όλων των επιπέδων αλατότητας, EC_i . Σε κάθε γράφημα προσαρμόζεται γραμμική εξίσωση και αναγράφεται ο συντελεστής συσχέτισης (Εικόνα 4.)

Από τα σχήματα, διακρίνει κανείς εύκολα, ότι η σχέση $X_s - EC_i$ είναι ισχυρά γραμμική με συντελεστή συσχέτισης $R^2 > 0.99$ για το σύνολο των εδαφών.



Εικόνα 4. Ο δείκτης αλατότητας X_s , ως η κλίση της σχέσης $\sigma_b - \epsilon_r'$ για κάθε επίπεδο αλατότητας EC_i και στα 4 εδάφη. Οι γραμμικές εξισώσεις και οι τιμές R^2 εμφανίζονται σε κάθε γράφημα.

Όσον αφορά τις κλίσεις της γραμμής τάσης, φαίνεται πως παρουσιάζουν σχεδόν ίδιες τιμές με εκείνες που περιγράφονται στην αρχική εργασία του 1999, για παρόμοιους τύπους εδαφών. Για παράδειγμα, στην περίπτωση του 1^{ου} εδάφους το οποίο χαρακτηρίζεται ως αμμοπηλώδες, SL (Πίνακας 2), η κλίση είναι 0.0117, ενώ για τον ίδιο εδαφικό τύπο στη μελέτη των Malicki and Walczak, (1999), η αντίστοιχη τιμή της κλίσης είναι 0.0110.

Η γραμμικότητα μεταξύ του τροποποιημένου δείκτη αλατότητας X_s και της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του διαλύματος διαβροχής EC_i επιβεβαιώνουν την επίδραση της αλατότητας στο νέο μοντέλο. Επίσης, η σύγκλιση των τιμών της κλίσης του δείκτη αλατότητας, I , με του εμπειρικού μοντέλου, υποστηρίζει την επιλογή της εξίσωσης Robinson et al., (1999) στην τροποποίηση της ε_s και υποδεικνύει την αξιοπιστία της χρήσης του αισθητήρα WET στον προσδιορισμό του δείκτη αλατότητας X_s .

4.5 Συμπεριφορά του τροποποιημένου μοντέλου Malicki and Walczak (1999).

Στον πίνακα 4. καταγράφονται οι τιμές του σφάλματος RMSE για τις εκτιμήσεις της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εδαφικού διαλύματος, σ_p σύμφωνα με το μοντέλο των Malicki and Walczak (1999), όπως διαμορφώθηκε ύστερα από την ενσωμάτωση της εξίσωσης Robinson et. al, (1999) για κάθε υδατικό διάλυμα. Οι προβλεπόμενες τιμές, που αξιολογούνται με βάση τις πραγματικές τιμές της σ_p (EC_{sw}) των υδατικών διαλυμάτων (Πίνακας 3), συγκρίνονται στην εικόνα 5.

Αρχικά, από τις μετρήσεις που διεξήχθησαν, διαπιστώνεται πως το τροποποιημένο μοντέλο δίνει αρκετά καλές προσεγγίσεις των πραγματικών τιμών EC_{sw} , για όλες τις τιμές υγρασίας $\theta_m > 0.25 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Γενικά, αυτή η τιμή υγρασίας δεν είναι ιδιαίτερα περιοριστική, αφού στην αρδευόμενη γεωργία οι τιμές της θ είναι συνήθως μεγαλύτερες.

Πιο συγκεκριμένα, από τον πίνακα 4., φαίνεται πως το μοντέλο μπορεί να προβλέψει ικανοποιητικά τις τιμές της σ_p στα τέσσερα πορώδη μέσα, με τιμές σφάλματος που δεν ξεπερνούν το 2.25 dS m^{-1} .

Σε όλες τις περιπτώσεις των εδαφών, με την αύξηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του υδατικού διαλύματος, EC_i παρουσιάζεται μια σχετικά μικρή τάση υπερεκτίμησης της σ_p , η οποία δείχνει να εντείνεται στα μεγαλύτερα επίπεδα αλατότητας και ειδικότερα σε τιμές $\sigma_p > 6.4 \text{ dSm}^{-1}$. Μάλιστα, για τιμές $EC_{sw} > 6 \text{ dSm}^{-1}$, οι τιμές του σφάλματος στα εδάφη είναι οι μέγιστες ($1.34 < \text{RMSE} < 2.25$), υποδηλώνοντας τις μεγάλες διακυμάνσεις των υπολογισμένων

τιμών και τη μεγαλύτερη απόκλισή τους με τις πραγματικές τιμές της σ_p , σε αυτό το εύρος αλατότητας.

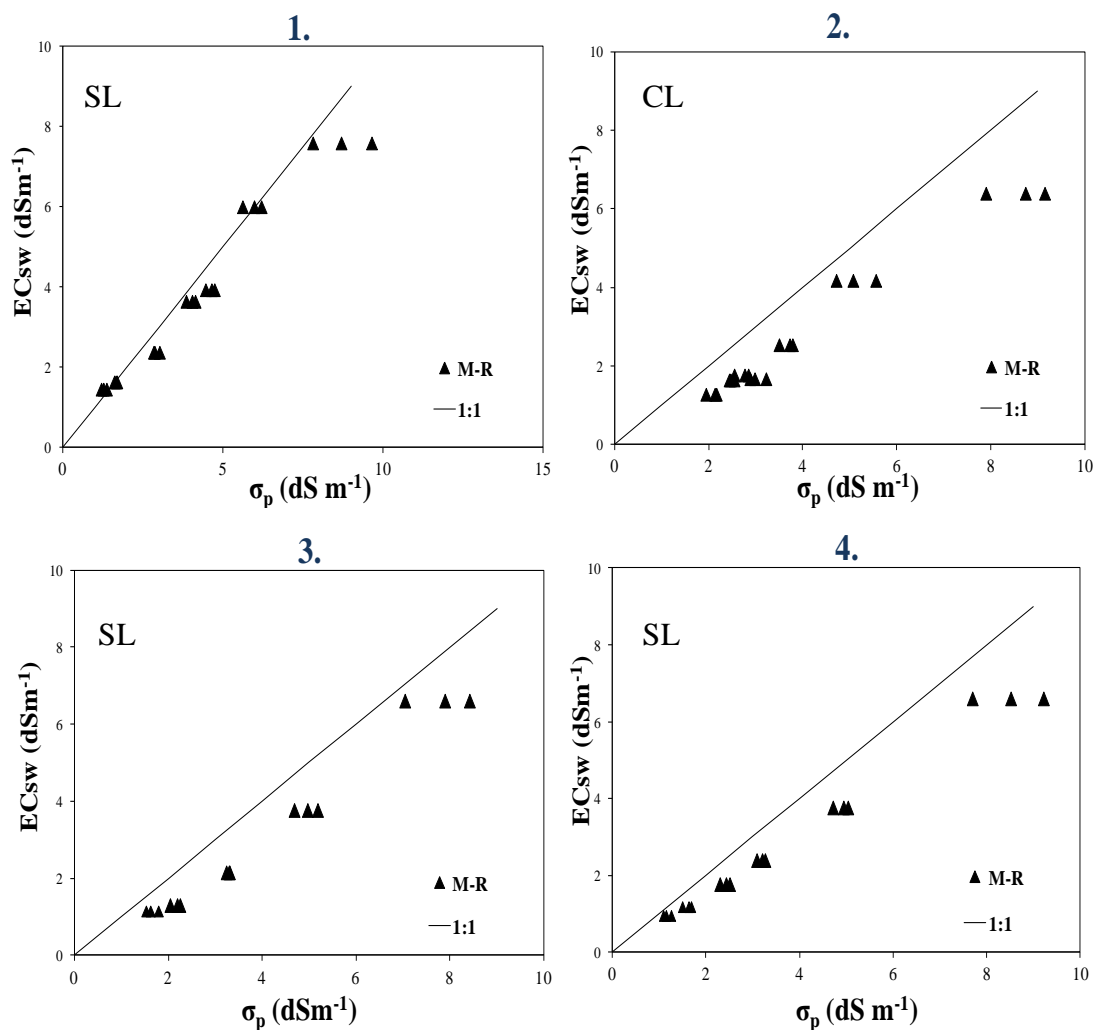
Η υπερεκτίμηση που παρουσιάζει το μοντέλο οφείλεται πιθανότατα στο γεγονός πως οι τιμές της ε_r είναι σταθερά μικρότερες από τις τιμές ε_s , κατά την αύξηση της αλατότητας, με αποτέλεσμα να αυξάνεται και ο παρανομαστής της τροποποιημένης εξίσωσης 5. Ακόμα, η μικρή περιεκτικότητα σε άμμο επηρεάζει το αποτέλεσμα, οδηγώντας σε υψηλότερες τιμές σ_p . Έτσι, η μεγάλη υπερεκτίμηση που εμφανίζει η περίπτωση του αργιλοπηλώδους εδάφους (έδαφος 2) συγκριτικά με τα υπόλοιπα αμμοπηλώδη εδάφη, μπορεί να αποδοθεί στο μικρότερο ποσοστό κλάσματος της άμμου.

Πίνακας 4. Οι τιμές του σφάλματος RMSE για τις σ_p όπως υπολογίζονται με το τροποποιημένο μοντέλο Malicki-Robinson, σύμφωνα με τις πραγματικές τιμές EC_{sw} , σε κάθε επίπεδο αλατότητας ($EC_i = 0.28, 1.2, 3$ και 6 dS m^{-1}) για τα 4 εδάφη.

Έδαφος	EC_{sw}	Malicki-Robinson
	dS m^{-1}	RMSE
1	3.65	0.37
	3.94	0.68
	6.01	0.26
	7.6	1.34
2	1.67	1.35
	2.54	1.13
	4.18	0.99
	6.4	2.25
3	1.29	0.87
	2.14	1.14
	3.76	1.20
	6.6	1.31
4	1.76	0.65
	2.39	0.79
	3.76	1.14
	6.6	1.97

Απεναντίας, όπως παρατηρείται και στην εικόνα 5, στις χαμηλότερες τιμές αλατότητας (μέχρι περίπου τα 4 dSm^{-1}), το μοντέλο προβλέπει με ελαφρώς μεγαλύτερη ακρίβεια τις τιμές σ_p οι οποίες έχουν μικρότερο εύρος διακύμανσης μεταξύ τους και βρίσκονται πιο κοντά στην ευθεία 1:1. Για $EC_i = 0.28 \text{ dSm}^{-1}$, οι τιμές

του σφάλματος (RMSE) είναι οι μικρότερες και κυμαίνονται από 0.37 έως 1.35 dS m^{-1} , με το μέγιστο σφάλμα να εμφανίζεται στη περίπτωση του αργιλοπηλώδους εδάφους (έδαφος 2). Η μικρότερη απόκλιση τιμών σε αυτή την περιοχή αλατότητας οφείλεται ενδεχομένως στην ακριβέστερη απόκριση της WET στις μετρήσεις της ϵ_s και κατά συνέπεια στις τιμές ϵ_r' , μέχρι $\sigma_p = 4 \text{ dS m}^{-1}$.



Εικόνα 5. Σύγκριση μεταξύ των πραγματικών τιμών της σ_p (EC_{sw}) με τις τιμές σ_p όπως προέβλεψε το τροποποιημένο μοντέλο Malicki-Robinson (M-R). Τα αποτελέσματα του τροποποιημένου μοντέλου παρουσιάζονται με τρίγωνο ενώ η ευθεία αναπαριστά τη σχέση 1:1.

Όπως προκύπτει από τη στατιστική ανάλυση μεταξύ μετρημένων και υπολογισμένων τιμών της σ_p , η τροποποιημένη εκδοχή του εμπειρικού μοντέλου των Malicki and Walczak (1999), αξιοποιώντας μόνο τα δεδομένα των σ_b και ϵ_s του αισθητήρα WET, παρέχει αξιόπιστες προβλέψεις της εδαφικής αλατότητας, με τις τιμές σ_p να πλησιάζουν πολύ κοντά στις πραγματικές. Παρά τη μικρή υπερεκτίμηση των τιμών, ιδίως στα υψηλότερα επίπεδα αλατότητας, η ακρίβεια του μοντέλου θεωρείται σε όλες τις περιπτώσεις των εδαφών, αρκετά μεγάλη.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Αντικείμενο της μεταπτυχιακής μελέτης ήταν η επίδοση του μοντέλου Malicki and Walczak, (1999) στην εκτίμηση της εδαφικής αλατότητας, με τη χρήση δεδομένων του διηλεκτρικού αισθητήρα χαμηλής συχνότητας, WET, ύστερα από τροποποίηση τους.

Τα αποτελέσματα αφορούσαν την αξιολόγηση της WET στις μετρήσεις των διηλεκτρικών ιδιοτήτων του εδάφους και τη συμπεριφορά τους στην εφαρμογή του βελτιωμένου μοντέλου. Επιπλέον, η τροποποίηση που πραγματοποιήθηκε με την εμπειρική σχέση Robinson et al. (1999), αποσκοπούσε στον προσδιορισμό του δείκτη αλατότητας X_s και εν συνεχεία στον υπολογισμό της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εδαφικού διαλύματος σ_p , σύμφωνα με τον μαθηματικό τύπο που πρότειναν οι Malicki and Walczak, (1999).

Από την ανάλυση των πειραματικών δεδομένων προέκυψε πως οι τιμές WET - ϵ_s εξαρτώνται από τον τύπο του εδάφους, καθιστώντας απαραίτητη την ειδική βαθμονόμηση του αισθητήρα, σε διαφορετικές εδαφικές συνθήκες. Επίσης, η απόκλιση των τιμών από την εξίσωση Topp et al. (1980) υπέδειξε την υπερεκτίμηση της συσκευής στις μετρήσεις της ϵ_s , συγκριτικά με την υψηλής συχνότητας σε λειτουργία TDR, που χρησιμοποίησαν οι Malicki and Walczak, (1999). Παράλληλα, υπήρξε μια γραμμική συσχέτιση μεταξύ της $\sqrt{\epsilon_s}$ και της θ_m , ενώ η ισχυρά γραμμική σχέση της σ_b - ϵ_s επικράτησε για όλα τα πορώδη μέσα και επίπεδα αλατότητας έως μια μέγιστη τιμή σ_b περίπου στα 2 dSm⁻¹. Γενικά, παρατηρήθηκε πως ο αισθητήρας WET αποκρίνεται αποτελεσματικότερα στην αλατότητα, όταν πρόκειται για εδάφη με περιεκτικότητα σε υγρασία, θ υψηλότερη από 0.25 cm³cm⁻³.

Η ενσωμάτωση της επίδρασης της φαινόμενης ηλεκτρικής αγωγιμότητας, σ_b στην ϵ_s , μέσα από την εξίσωση Robinson et al., (1999), οδήγησε στον υπολογισμό της διηλεκτρικής σταθεράς, ϵ_r' η οποία χρησιμοποιήθηκε για την προσέγγιση του δείκτη αλατότητας X_s . Εξετάζοντας τα αποτελέσματα των διαγραμμάτων σ_b - ϵ_r' , διαπιστώθηκε πως οι τιμές της σ_b συσχετίζονται ισχυρώς γραμμικά με τις τιμές ϵ_r' ($0.97 < R^2 < 0.99$), για τιμές σ_p και σ_b μέχρι 7.4 και 1.74 dSm⁻¹ αντίστοιχα. Από την παράθεση των κλίσεων της γραμμικής σχέσης με την ηλεκτρική αγωγιμότητα των υγρών διαλυμάτων KCl, αποδείχτηκε πως ο νέος δείκτης αλατότητας εξαρτάται από το επίπεδο της εδαφικής αλατότητας EC και είναι ανεξάρτητος της κατ' όγκου υγρασίας θ , για τιμές $\theta > 0.1$ cm³cm⁻³. Με βάση λοιπόν τα παραπάνω συμπεράσματα, ο δείκτης αλατότητας X_s , με την προσαρμογή της ϵ_r' στην εξίσωση, μπορεί να εφαρμοστεί ικανοποιητικά και με αξιοπιστία, ως μέθοδος εκτίμησης της αλάτωσης του εδάφους.

Η τροποποιημένη πλέον, μορφή του δείκτη αλατότητας εισήχθη στο μοντέλο Malicki and Walczak, (1999), το οποίο διερευνήθηκε ως προς την ικανότητα του να

προβλέψει την σ_p και κατ' επέκταση, την εδαφική αλατότητα. Οι νέες υπολογισμένες τιμές της σ_p βρέθηκαν αρκετά κοντά στις πραγματικές τιμές αλατότητας και με μέση τιμή σφάλματος που δε ξεπερνούσε το 2.25 dS m^{-1} . Σε όλα τα πορώδη μέσα επικρατούσε πάντα μια τάση υπερεκτίμησης με την αύξηση της αλατότητας, η οποία όμως δεν κατέληγε σε βαρυσήμαντες αποκλίσεις από τις πραγματικές τιμές. Η υπερεκτίμηση αυτή οφείλεται πιθανότατα στις μικρότερες τιμές της ϵ_r' από την ϵ_s καθώς και στην επίδραση του ποσοστού του κλάσματος της άμμου στο μοντέλο.

Σύμφωνα με τα συμπεράσματα που εξήχθησαν, προκύπτει πως το τροποποιημένο μοντέλο των Malicki and Walczak, (1999) μπορεί να αποτελέσει ένα πολύτιμο εργαλείο στη μελέτη και κίνηση των αλάτων του εδάφους, ακόμα και με δεδομένα ενός αισθητήρα με χαμηλότερης συχνότητας λειτουργία από την TDR, όπως είναι η WET. Ο δείκτης αλατότητας X_s , αξιοποιώντας μόνο τα δεδομένα της σ_b , της διηλεκτρικής σταθεράς ϵ_r' και το εκατοστιαίο ποσοστό της άμμου, μπορεί να αξιοποιηθεί ως μια ανεξάρτητη από την εδαφική υγρασία μεταβλητή και να εκφράσει εύκολα τις μεταβολές της εδαφικής αλατότητας, εξοικονομώντας πολύτιμο χρόνο για τον προσδιορισμό της.

Επίσης, η εμπειρική εξίσωση Robinson et al. (1999), που καταδεικνύει και συμπεριλαμβάνει την επίδραση της σ_b στη μέτρηση της ϵ_s στον χαμηλής σε συχνότητα αισθητήρα WET, μπορεί να ενσωματωθεί στο μοντέλο και να συμβάλει σε σημαντικό βαθμό, στην ακριβέστερη εκτίμηση της σ_p .

Τέλος, προτείνεται η επέκταση του τροποποιημένου μοντέλου σε μεγαλύτερη ποικιλία εδαφών, ώστε να μελετηθεί εκτενέστερα η επίδοσή του στον προσδιορισμό της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εδαφικού διαλύματος, σ_p σε διαφορετικές συνθήκες υγρασίας και αλατότητας.

6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Amente, G., Baker, M., Reece, C., 2000. Estimation of soil electrical conductivity from bulk soil electrical conductivity in sandy soil. *Soil Science Society of America Journal* 64, 1931–1939.
- Bouksila, F., Persson, M., Berndtsson, R., Bahri, A., 2008. Soil water content and salinity using different dielectric methods in saline gypsiferous soil. *Hydrological Sciences Journal* 53 (1), 253–265.
- Corwin D., 2002. In *Methods of soil analysis, Part 4-Physical Methods*. Published by Soil Science Society of America, pp 1282-1287.
- Corwin D. and Hendrickx J. 2002. In *Methods of soil analysis, Part 4-Physical Methods*. Published by Soil Science Society of America, pp 1282-1287.
- Corwin, D. 2003. Soil salinity measurement. *Encyclopedia of Water Science*. Marcel Dekker, New York, NY, USA
- Dalton F.N., Herkelrath W.N., Rawlins D.S., Rhoades J.D., 1984. Time-domain reflectometry: Simultaneous measurement of soil water content and electrical conductivity with a single probe. *Science* 1984, 224: 989-990.
- Delta –T Devices Ltd. 128. Low road Burwell CAMBRIDGE CB5 0EJ. UK. [www:http://www.delta-t.co.uk](http://www.delta-t.co.uk). User manual for the WET sensor (type WET-2), 2007.
- Delta-T Devices Ltd. 128. Low road Burwell Cambridge CB5 0EJ. UK [www: http://www.delta-t.co.uk](http://www.delta-t.co.uk). User manual for the WET sensor (type WET-2), 2005.
- Hamed, Y., Persson, M., Berndtsson, R., 2003. Soil solution electrical conductivity measurements using different dielectric techniques. *Soil Science Society of America Journal* 67, 1071–1077.
- Hamed, Y., Samy, G., Persson, M., 2006. Evaluation of the WET sensor compared to time domain reflectometry. *Hydrological Sciences Journal* 51, 671–681.
- Heimovaara, T., Focke, A., Bouten, W., Verstraten, J., 1995. Assessing temporal variations in soil water composition with time domain reflectometry. *Soil Science Society of America Journal* 59, 689–698.
- Hilhorst M.A. 2000. A pore water conductivity sensor. *Soil Science Society of America Journal* 64: 1922-1925.
- Kargas G, Bourazanis G and P. Kerkides, 2013. Could Dielectric Devices Replace Laborious Methodologies in Determining Soil Salinity. *Irrigation and Drainage Sys. Eng. (OMICS)* 2:doi: 10.4172/2168-9768.1000110 (open access)

- Kargas G. and Kerkides P. 2010. Evaluation of a dielectric sensor for measurements of soil water electrical conductivity. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 136(8):553-558.
- Kargas G., Maratheftis A., Petsetidi A., V. Demetriou, E. Karidas, G. Bourazanis and P. Kerkides, 2015. An Empirical Relationship between Bulk Electrical Conductivity of Soil Saturated Paste and the Electrical Conductivity of Saturated Paste Extract. 9th World Congress EWRA, Instabul Turkey, 10-13 June, 2015.
- Kargas G., Petsetidi P., Mougou P. and Kerkides P., 2017. Soil water electrical conductivity determination based on the salinity index concept. 10th World Congress EWRA, Athens Greece, 5-9 July, 2017.
- Kargas, G. and K. Soulis. 2012. Performance analysis and calibration of a new low-cost capacitance soil moisture sensor. *J. Irr. Drainage Eng.* 138:632–641.
- Kargas, G. P. Kerkides, M.S. Seyfried, and A. Sgoumbopoulou. 2011. WET sensor performance in organic and inorganic media with heterogeneous moisture. *Soil Science Society of America Journal* 75:1244-1252.
- Kargas, G., Kerkides P. 2012. Comparison of two models in predicting pore water electrical conductivity in different porous media. *Geoderma* 189:563-573.
- Kargas, G., Kerkides P. and M.S. Seyfried. 2014. Response of Three Soil Water Sensors to Variable Solution Electrical Conductivity in Different Soils. *Vadose zone Journal* doi:10.2136/vzj2013.09.0169 September 2014, v. 13.
- Kelleners T.J., Paige G.B., Gray S.T. 2009. Measurement of the dielectric properties of Wyoming soil using electromagnetic sensors. *Soil Science Society of America Journal*, 73:1626-1637.
- Leao, T., Perfect, E., Tyner, J., 2010. New semi-empirical formulae for predicting soil solution conductivity from dielectric properties at 50 MHz. *Journal of Hydrology* 393,321–330.
- Malicki M. and R. Walczak, 1999. Evaluating soil salinity status from electrical conductivity and permittivity. *European Journal of Soil Science* 50:505-514.
- Malicki, M., Walczak, R., Koch, S., Fluhler, H., 1994. Determining soil salinity from simultaneous readings of its electrical conductivity and permittivity using TDR. *Proceedings of the Symposium on Time Domain Reflectometry in Environmental, Infrastructure and Mining Applications* (Evanston, Illinois, 7–9 September, 1994):US Bureau of Mines, Special Publication SP 19–94, pp. 328–336. NTIS PB-105789.
- Marshall, T.J., 1959. The diffusion of gases through porous media. *Journal of Soil Science* 10, 79–84.

Mortl, A., Munoz-Carpena, R., Kaplan, D., Li, Y., 2011. Calibration of a combined dielectric probe for soil moisture and pore water salinity measurement in organic and mineral coastal wetland soils. *Geoderma* 161, 50–62.

Mualem, Y., Friedman, S., 1991. Theoretical prediction of electrical conductivity in saturated and unsaturated soil. *Water Resources Research* 27: 2771–2777.

Munoz-Carpena, R., Regalado, C.M., Ritter, A., Alvarez-Benedi, J., Socorro, A., 2005. TDR estimation of saline solutes concentration in a volcanic soil. *Geoderma* 124,399–413.

Nadler, A. 2005. Methodologies and the practical aspects of the bulk soil EC(σ_a)-soil solution EC (σ_w) relations. *Advances in Agronomy* 88:273-312.

Persson, M., 2002. Evaluating the linear dielectric constant-electrical conductivity model using time domain reflectometry. *Hydrological Sciences Journal* 47,269–277.

Regalado, C., Ritter, A., Rodriguez-Gonzalez, R., 2007. Performance of the commercial WET capacitance sensor as compared with time domain reflectometry in volcanic soils. *Vadose Zone Journal* 6, 244–254.

Rhoades, J.D., Manteghi, N.A., Shouse, P.J., Alves, W.J., 1989. Soil electrical conductivity and soil salinity: new formulations and calibrations. *Soil Science Society of America Journal* 53, 433–439.

Rhoades, J.D., Ratts, P., Prather, R., 1976. Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity. *Soil Science Society of America Journal* 40, 651–655.

Robinson D.A., Gardner C.M.K., Cooper J.D. 1999. Measurement of relative permittivity in sandy soils using TDR, capacitance and theta probes: comparison, including the effects of bulk soil electrical conductivity. *Journal of Hydrology* 223: 198-211.

Robinson D.A., Jones S.B., Blonquist J.M. and S.P. Friedman. 2005b. A physical derived water content/permittivity calibration model for coarse – textured layered soils. *Soil Sci. Soc. Am J.* 69 (5): 1372-1377

Robinson D.A., Jones S.B., Wraith J.M., Or D. and S.P. Friedman., 2003. A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry. *Vadose Zone Journal* 2: 444-75.

Robinson, D.A., Kelleners T.J., Cooper J.D., Gardner C.M.K., Wilson P., Lebron I., and S. Logsdon. 2005a. Evaluation of a capacitance probe frequency response model accounting for bulk electrical conductivity: comparison with TDR and network analyzer measurements. *Vadose Zone Journal* 4:992-1003

Scudiero E., Berti A., Teatini P. and Morari F. Simultaneous monitoring of soil water content and salinity with a low-cost capacitance-resistance probe. *Sensors* 2012, 12:17588-17607

Scudiero Elia. 2013. Multiscale Soil Salinity Assessment at the Southern Margin of the Venice Lagoon, Italy

Seyfried, M. S., and M. D. Murdock. 2001. Response of a new soil water sensor to variable soil, water content, and temperature. *Soil Science Society of America Journal* 65: 28-34.

Seyfried, M.S., and M.D. Murdock. 2004. Measurement of soil content with a 50 MHz soil dielectric sensor. *Soil Science Soc. Amer. Journal* 68:394-403.

Skierucha W, Wilczek A. 2010. A FDR sensor for measuring complex soil dielectric permittivity in the 10–500 MHz frequency range. *Sensors (Basel, Switzerland)* 2010,10: 3314–3329.

Skierucha W., Walczak R., Wilczek A., 2004. Comparison of Open-Ended Coax and TDR sensors for the measurement of soil dielectric permittivity in microwave frequencies. *Int. Agrophysics*. 2004,18:355-362.

Topp, G.C., J.I. Davis and A.P. Annan. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*. 16:574-582.

Topp, G.C., Zegelin, S., White, I., 2000. Impacts of the real and imaginary components of relative permittivity on time domain reflectometry measurements in soils. *Soil Science Society of America Journal* 64, 1244–1252.

U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. *USDA Agric. Handb. 60*. U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.

Vogeler, I., Clothier, B.E., Green, S.R., Scotter, D.R., Tilman, R.W., 1996. Characterizing water and solute movement by TDR and disc permeametry. *Soil Science Society of America Journal* 60, 5–12.

Whalley W.R., 1993. Considerations on the use of time-domain reflectometry (TDR) for measuring soil water content. *Soil Science Society of America Journal* 44: 1-9.

Wilczek A., Skierucha W., Szyplowska A., 2011. Influence of moisture and Salinity of soil on its dielectric permittivity. *Institute of Agrophysics PAS: Poland*; 1-86.

Wilczek A., Szyplowska A., Skierucha W., Pichler V. and Janik G., 2012. Determination of Soil Pore Water Salinity Using an FDR Sensor Working at Various Frequencies up to 500 MHz. *Sensors* 2012, 12(8):10890-10905.

Κάργας Γ., Ντούλας Ν., Νεκτάριος Π., Κλάδου Α., 2013. Η επίδραση της αλατότητας του εδάφους στον υπολογισμό της υγρασίας πορωδών μέσων με την χρήση διηλεκτρικής συσκευής. 8ο συνέδριο ΕΓΜΕ σελ. 151-155. Βόλος 25- 26/9/2013

Κάργας Γ., Π. Κερκίδης., 2013. Προσδιορισμός της αλατότητας του εδάφους με την βοήθεια διηλεκτρικών αισθητήρων. 8ο συνέδριο ΕΓΜΕ σελ. 47-51. Βόλος 25- 26/9/2013.

7. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Κατάλογος Συμβόλων

Σύμβολο	Ορισμός	Μονάδα μέτρησης
a	Εμπειρική σταθερά	
b	Εμπειρική σταθερά	
C	Χωρητικότητα του εδάφους	
CL	Αργιλοπηλώδες έδαφος	
EC _e	Ηλεκτρική αγωγιμότητα του εκχυλίσματος κορεσμού	dS m ⁻¹
EC _i	Ηλεκτρική αγωγιμότητα του υδατικού διαλύματος	dS m ⁻¹
EC _p	Ηλεκτρική αγωγιμότητα του εδαφικού διαλύματος από WET (Hilhorst)	dS m ⁻¹
EC _{sw}	Ηλεκτρική αγωγιμότητα του υδατικού διαλύματος στον κορεσμό (πραγματική τιμή αλατότητας)	dS m ⁻¹
f	Συχνότητα συσκευής	MHz
FDR	Μέθοδος Ανακλωμέτρησης Συχνότητας	
G	Αγωγιμότητα του εδάφους	
l	Κλίση του δείκτη αλατότητας	
n	Αριθμός παρατηρήσεων	
S	Περιεκτικότητα σε άμμο του εδάφους κατά βάρος	%
SL	Αμμοπηλώδες έδαφος	
TDR	Μέθοδος Ανακλωμέτρησης Χρόνου	
X _s	Δείκτης αλατότητας	dS m ⁻¹
ε*	Σχετική διηλεκτρική διαπερατότητα	
ε'1	Τιμή του σημείου τομής στη σ _b - ε _r '	
ε _r '	Διηλεκτρική σταθερά	
ε _r ''	Φανταστικό μέρος της ε*	
ε _{r,mr} ''	Διηλεκτρικές απώλειες	
ε _s	Φαινόμενη διηλεκτρική διαπερατότητα	
ε _o	Διηλεκτρική σταθερά του κενού χώρου	
θ	Εδαφική υγρασία	cm ³ /cm ³
θ _m	Υγρασία του εδάφους κατ' όγκο (προκαθορισμένες τιμές)	cm ³ /cm ³
θ _{max}	Μέγιστη μετρούμενη εδαφική υγρασία	cm ³ /cm ³
ρ _φ	Φαινόμενη πυκνότητα των στερεών	
σ	Ηλεκτρική αγωγιμότητα λόγω χαμηλής συχνότητας	
σ _b '	Τιμή του σημείου τομής στη σ _b - ε _r '	dS m ⁻¹
σ _b	Φαινόμενη ηλεκτρική αγωγιμότητα του εδάφους	dS m ⁻¹
σ _p	Ηλεκτρική αγωγιμότητα του εδαφικού διαλύματος	dS m ⁻¹

Κατάλογος Εικόνων

Εικόνα 1. Η σχέση μεταξύ της μετρούμενης θ_m και της ε_s για τον αισθητήρα WET στα 4 εδάφη (SL, CL, SL, SL), για όλα τα επίπεδα αλατότητας (σύμβολα). Οι επιπλέον μηδενικές τιμές αναφέρονται στις διαδοχικές εκπλύσεις με απιονισμένο νερό, ενώ η σχέση όπως προβλέπεται από τους Torpp et al. (1980) συμβολίζεται με συμπαγή γραμμή.

Εικόνα 2. Η σχέση μεταξύ της σ_b και ε_s για όλα τα επίπεδα αλατότητας EC_i (σύμβολα), στα 4 πορώδη μέσα. Οι γραμμικές εξισώσεις και οι τιμές R^2 εμφανίζονται πάνω σε κάθε γράφημα.

Εικόνα 3. Η σχέση μεταξύ της σ_b και του αληθινού μέρους της διηλεκτρικής διαπερατότητας, ε_r όπως υπολογίστηκε από την εξίσωση Robinson et al. 1999, για όλα τα υδατικά διαλύματα, σε κάθε έδαφος. Οι γραμμικές εξισώσεις και οι τιμές R^2 εμφανίζονται πάνω σε κάθε γράφημα.

Εικόνα 4. Ο δείκτης αλατότητας X_s , ως η κλίση της σχέσης σ_b - ε_r για κάθε επίπεδο αλατότητας EC_i και στα 4 εδάφη. Οι γραμμικές εξισώσεις και οι τιμές R^2 εμφανίζονται σε κάθε γράφημα.

Εικόνα 5. Σύγκριση μεταξύ των πραγματικών τιμών της σ_p (EC_{sw}) με τις τιμές σ_p όπως προέβλεψε το τροποποιημένο μοντέλο Malicki-Robinson (M-R). Τα αποτελέσματα του τροποποιημένου μοντέλου παρουσιάζονται με τρίγωνο ενώ η ευθεία αναπαριστά τη σχέση 1:1.

Κατάλογος Σχημάτων

Σχήμα 1. Συσχέτιση μεταξύ της τετραγωνικής ρίζας της διηλεκτρικής σταθεράς $\sqrt{\varepsilon_s}$ και της υγρασίας θ_m για κάθε ένα έδαφος, στα 4 επίπεδα αλατότητας EC_i (0.28, 1.2, 3, 6 dSm^{-1}). Οι γραμμικές εξισώσεις και οι τιμές R^2 εμφανίζονται σε κάθε γράφημα.

Σχήμα 2. Σχέση $\sqrt{\varepsilon_s} - \theta_m$ για τα εδάφη SL (1), CL (2), SL (3), SL (4) στο μέγιστο επίπεδο αλατότητας $EC_i = 6 dSm^{-1}$. Οι γραμμικές εξισώσεις και οι τιμές R^2 εμφανίζονται πάνω στο γράφημα.

Κατάλογος Πινάκων

Πίνακας 1. Προτεινόμενες τιμές των παραμέτρων a, b.

Πίνακας 2. Φυσικοχημικά χαρακτηριστικά των εδαφικών δειγμάτων

Πίνακας 3. Οι πραγματικές τιμές σ_p (EC_{sw}) στον κορεσμό (θ_{max}) για κάθε επίπεδο αλατότητας ($EC_i = 0.28, 1.2, 3$ και 6 dS m^{-1}) για τα 4 εδάφη.

Πίνακας 4. Οι τιμές του σφάλματος RMSE για τις σ_p όπως υπολογίζονται με το τροποποιημένο μοντέλο Malicki-Robinson, σύμφωνα με τις πραγματικές τιμές EC_{sw} , σε κάθε επίπεδο αλατότητας ($EC_i = 0.28, 1.2, 3$ και 6 dS m^{-1}) για τα 4 εδάφη.