



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΜΕΤΑΛΛΕΙΩΝ – ΜΕΤΑΛΛΟΥΡΓΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

**ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΩΝ ΕΛΑΦΙΚΩΝ ΥΠΟΧΩΡΗΣΕΩΝ ΑΠΟ
ΥΠΕΡΑΝΤΛΗΣΗ ΥΔΡΟΦΟΡΕΩΝ ΣΤΟΝ ΔΥΤΙΚΟ ΘΕΣΣΑΛΙΚΟ
ΚΑΜΠΟ, ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΗ ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΩΝ
ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΚΑΙ ΤΗ ΣΥΜΒΟΛΗ ΓΕΩΣΤΑΤΙΣΤΙΚΟΥ
ΜΟΝΤΕΛΟΥ**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΔΑΦΝΗ Ν. ΣΙΔΕΡΗ

Διπλ. Μηχανικός Μεταλλείων Μεταλλουργός Ε.Μ.Π.
Μ.Δ.Ε. Επιστήμη και Τεχνολογία Υδατικών Πόρων

ΑΘΗΝΑ, 2016

ΔΑΦΝΗ Ν. ΣΙΔΕΡΗ

Διπλ. Μηχανικός Μεταλλείων Μεταλλουργός Ε.Μ.Π.
Μ.Δ.Ε. Επιστήμη και Τεχνολογία Υδατικών Πόρων

ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΩΝ ΕΛΑΦΙΚΩΝ ΥΠΟΧΩΡΗΣΕΩΝ ΑΠΟ ΥΠΕΡΑΝΤΛΗΣΗ ΥΔΡΟΦΟΡΕΩΝ ΣΤΟΝ ΔΥΤΙΚΟ ΘΕΣΣΑΛΙΚΟ ΚΑΜΠΟ, ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΗ ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΚΑΙ ΤΗ ΣΥΜΒΟΛΗ ΓΕΩΣΤΑΤΙΣΤΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

Υποβλήθηκε στη Σχολή Μηχανικών – Μεταλλείων Μεταλλουργών,
Τομέας Γεωλογικών Επιστημών
Εργαστήριο Τεχνικής Γεωλογίας - Υδρογεωλογίας

Επταμελής Εξεταστική Επιτροπή:

Δημήτριος Ρόζος, Αναπληρωτής Καθηγητής Ε.Μ.Π. (επιβλέπων)

Κωνσταντίνος Μόδης, Αναπληρωτής Καθηγητής Ε.Μ.Π. (μέλος συμβουλευτικής επιτροπής)

Γεώργιος Κούκης, Ομότιμος Καθηγητής Παν. Πατρών (μέλος συμβουλευτικής επιτροπής)

Γεώργιος Τσιαμπάος, Καθηγητής Ε.Μ.Π.

Γεώργιος Αποστολόπουλος, Αναπληρωτής Καθηγητής Ε.Μ.Π.

Κωνσταντίνος Λουπασάκης, Επίκουρος Καθηγητής Ε.Μ.Π.

Νικόλαος Μαμάσης, Επίκουρος Καθηγητής Ε.Μ.Π.

Αθήνα, 2016

© Δάφνη Ν. Σίδερη

© Ε.Μ.Π.

Διερεύνηση των εδαφικών υποχωρήσεων από υπεράντληση υδροφορέων στον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο, με βάση τη γεωτεχνική συμπεριφορά των σχηματισμών και τη συμβολή γεωστατιστικού μοντέλου.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ' ολοκλήρου ή τμήματος αυτής για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα τα οποία αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό, πρέπει να απευθύνονται προς τον συγγραφέα.

Η έγκριση της διδακτορικής διατριβής από τη Σχολή Μηχανικών Μεταλλείων Μεταλλουργών του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου δεν υποδηλώνει αποδοχή των γνώμων του συγγραφέα.

(Ν.5343/1932, Άρθρο 202)

*Στον Αντόνη Λιόλιο,
που έφυγε νωρίς από κοντά μας*

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή εκπονήθηκε στον Τομέα Γεωλογικών Επιστημών της Σχολής Μηχανικών Μεταλλείων – Μεταλλουργών του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου, με Συμβουλευτική Επιτροπή αποτελούμενη από τον Αναπληρωτή Καθηγητή Δ. Ρόζο (επιβλέποντα), τον Αναπληρωτή Καθηγητή Κ. Μόδη και τον Ομότιμο Καθηγητή Γ. Κούκη.

Πρωτίστως εκφράζω τις θερμές μου ευχαριστίες στον επιβλέποντα της διατριβής Αναπληρωτή Καθηγητή Δ. Ρόζο, για το αμείωτο ενδιαφέρον του, την επιστημονική υποστήριξη σε όλα τα στάδια εκπόνησης της διατριβής, καθώς και στην τελική διαμόρφωση του κειμένου αυτής.

Επίσης, εκφράζω θερμές ευχαριστίες στον Αναπληρωτή Καθηγητή Κ. Μόδη, για την αμέριστη συμπαράσταση, την ουσιαστική επιστημονική συμβολή και συνεργασία έως και την ολοκλήρωση της παρούσας διατριβής.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες εκφράζω στο μέλος της Συμβουλευτικής Επιτροπής Ομότιμο Καθηγητή Γ. Κούκη για την υποστήριξή του, τις πολύτιμες συμβουλές και υποδείξεις του, αλλά και για τη συμβολή του στην τελική διαμόρφωση του κειμένου της διατριβής.

Επιπροσθέτως, εκφράζω τις ευχαριστίες μου, στα μέλη της Επταμελούς Εξεταστικής Επιτροπής, Γ. Τσιαμπάο Καθηγητή Ε.Μ.Π., Γ. Αποστολόπουλο Αναπληρωτή Καθηγητή Ε.Μ.Π., Ν. Μαμάση Επίκουρο Καθηγητή Ε.Μ.Π. και ιδιαίτερος στον Κ. Λουπασάκη Επίκουρο Καθηγητή Ε.Μ.Π., για τη συμβολή του στην παροχή δορυφορικών δεδομένων εδαφικών μετακινήσεων, μέσω του ερευνητικού προγράμματος TERRAFIRMA του Ευρωπαϊκού Οργανισμού Διαστήματος.

Ακόμα, οφείλω να ευχαριστήσω θερμά τον Διευθυντή του Κλάδου Μεταλλευτικών Μελετών της Δ.Ε.Η. Α.Ε., Δρα Χ. Ρούμπο, για την ουσιαστική υποστήριξη, αλλά και την επιστημονική συμβολή του καθ' όλη τη διάρκεια συγγραφής της διατριβής.

Ευχαριστώ επίσης:

- τον Δ. Κοτσάνη, υποψήφιο διδάκτορα του Τομέα Γεωλογικών Επιστημών της Σχολής Μηχανικών Μεταλλείων - Μεταλλουργών του Ε.Μ.Π., για την ουσιαστική του βοήθεια και ηθική υποστήριξη, αλλά και για τις χρήσιμες επιστημονικές υποδείξεις και ανταλλαγή απόψεων, σε όλη τη διάρκεια της διατριβής,

- τον Δρα Ε. Αποστολίδη, για την παροχή της βάσης γεωτρητικών δεδομένων από την περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου,

- το προσωπικό των Διευθύνσεων Υδάτων Λάρισας, Τρικάλων και Καρδίτσας για την παροχή των σταθμημετρήσεων και των θέσεων υδρογεωτρήσεων στην περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου,

- το επιστημονικό προσωπικό του Ευρωπαϊκού Οργανισμού Διαστήματος, για την παροχή δορυφορικών δεδομένων μετακινήσεων του εδάφους, μέσω του ερευνητικού προγράμματος TERRAFIRMA,

- το προσωπικό του Κεντρικού Εργαστηρίου Δημοσίων Έργων (Κ.Ε.Δ.Ε.), καθώς και τις εταιρίες Έδαφος Α.Ε., Εδαφομηχανική Α.Ε. και Dragados S.A για την παροχή δεδομένων γεωτεχνικών γεωτρήσεων.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερος την οικογένειά μου, για την ουσιαστική υποστήριξη, αλλά και για την αμέριστη συμπαράσταση καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μου.

Δάφνη Ν. Σίδερη

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	i
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	1
1.ΕΙΣΑΓΩΓΗ	4
1.1. Αντικείμενο της έρευνας.....	4
1.2. Ανασκόπηση προηγούμενης έρευνας και στοιχεία καινοτομίας	7
2.ΕΔΑΦΙΚΕΣ ΥΠΟΧΩΡΗΣΕΙΣ ΛΟΓΩ ΥΠΕΡΑΝΤΛΗΣΗΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΩΝ ... 9	
2.1. Μηχανισμός εκδήλωσης	10
2.2. Η διεθνής εμπειρία	13
2.3. Παραδείγματα από τον Ελληνικό χώρο	16
2.2.1. Καλοχώρι Θεσσαλονίκης	16
2.2.2. Δήμος Θερμαϊκού στο νομό Θεσσαλονίκης.....	17
2.2.3. Περιοχή Μοσχάτου - Φαλήρου Αττικής	18
2.2.4. Εδαφικές υποχωρήσεις στη Θεσσαλία	19
3.ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΟ ΑΝΑΓΛΥΦΟ – ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΘΕΣΣΑΛΙΚΟΥ ΚΑΜΠΟΥ	25
3.1. Γεωμορφολογικά δεδομένα.....	25
3.2. Υδρογραφικά στοιχεία	28
4.ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΚΑΙ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ	30
4.1. Αναφορές στη γεωλογική δομή του Ελληνικού χώρου	30
4.2. Γεωλογικές συνθήκες – Λιθοστρωματογραφική διαρθρωση της περιοχής έρευνας.....	33
4.2.1. Αλπικοί σχηματισμοί.....	33
4.2.2. Μεταλπικοί σχηματισμοί.....	35
4.3. Τεκτονική	40
5.ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΚΑΙ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ	42
5.1. Υδρολογικά στοιχεία.....	42
5.2. Υδρογεωλογικοί χαρακτήρες και συμπεριφορά των σχηματισμών.....	47
5.2.1. Υδρολογικές λεκάνες.....	47
5.2.2. Πηγές	51
5.2.3. Συμπεριφορά των σχηματισμών από πλευράς υδροπερατότητας	53

6.ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗ ΚΑΙ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ – ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ – ΣΥΝΤΑΞΗ ΧΑΡΤΩΝ.....	56
6.1. Μεθοδολογία σύνταξης τεχνικογεωλογικών-γεωτεχνικών χαρτών.....	56
6.1.1. Βασικές αρχές σύνταξης τεχνικογεωλογικών – γεωτεχνικών χαρτών ...	56
6.2. Η χρήση των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών στη σύνταξη χαρτών	60
6.3. Σύνταξη του Τεχνικογεωλογικού χάρτη των τεταρτογενών αποθέσεων του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου	63
6.4. Γεωτεχνικές παράμετροι των ενοτήτων του τεχνικογεωλογικού χάρτη – βάση δεδομένων	75
7.ΧΩΡΙΚΗ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ ΤΩΝ ΦΥΣΙΚΟΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΩΝ ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ ΣΕ ΤΡΕΙΣ ΔΙΑΣΤΑΣΕΙΣ	87
7.1. Εισαγωγικά στοιχεία	87
7.1.1. Στοχαστική χαρτογράφηση χωροχρονικών μεταβλητών	88
7.1.2. Τυχαίες μεταβλητές και τυχαίες συναρτήσεις.....	88
7.1.3. Η συνάρτηση βαριογράμματος.....	90
7.1.4. Παρεμβολή τιμών χωροχρονικών μεταβλητών	91
7.2. Εφαρμογή μεθόδων γεωστατιστικής για την εκτίμηση του δείκτη συμπίεστότητας.....	93
7.2.1. Εκτίμηση του δείκτη συμπίεστότητας με τη μέθοδο cokriging	93
7.2.2. Μέθοδος ανάλυσης κύριων συνιστωσών	100
8.ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΛΙΘΟΛΟΓΙΚΗΣ ΣΥΣΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΔΟΜΗΣ ΤΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΘΕΣΣΑΛΙΚΟΥ ΚΑΜΠΟΥ	104
8.1. Γενικά.....	104
8.1.1. Κατηγορικές μεταβλητές και μεταβλητές δείκτες.....	104
8.1.2. Η μέθοδος της πολλαπλά Γκαουσιανής προσομοίωσης.....	105
8.2. Επεξεργασία δεδομένων από γεωτρήσεις	109
8.3. Εφαρμογή της πολλαπλά Γκαουσιανής προσομοίωσης.....	112
8.3.1. Καθορισμός της περιοχής ενδιαφέροντος	112
8.3.2. Μοντελοποίηση της αναλογίας των λιθολογικών φάσεων.....	114
8.3.3. Γεωλογικός κανόνας και υπολογισμός βαριογραμμάτων.....	115
8.3.4. Τρισδιάστατο μοντέλο λιθολογικών φάσεων	121

8.3.5. Διερεύνηση της λιθολογικής σύστασης - σύγκριση των αποτελεσμάτων.....	125
9.ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΠΤΩΣΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΚΑΙ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΥΠΟΧΩΡΗΣΕΩΝ.....	129
9.1. Μέθοδοι χώροχρονικής παρεμβολής	129
9.2. Σύγχρονες μέθοδοι Ανίχνευσης και μέτρησης εδαφικών υποχωρήσεων - Εφαρμογή της Συμβολομετρίας Σταθερών Ανακλαστήρων στον Θεσσαλικό κάμπο	130
9.2.1. Γενικά	130
9.2.2. Συστήματα Ραντάρ Συνθετικού Ανοίγματος.....	131
9.2.3. Τεχνική Συμβολομετρίας Σταθερών Ανακλαστήρων.....	132
9.3. Υπολογισμός υποχωρήσεων του εδάφους στον δυτικό Θεσσαλικό κάμπο ...	135
9.4. Συσχέτιση πιεζομετρικής στάθμης και εδαφικών υποχωρήσεων	140
9.5. Χώρο - χρονική εκτίμηση πιεζομετρίας και εδαφικών υποχωρήσεων	149
10. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΠΕΡΑΙΤΕΡΩ ΕΡΕΥΝΑ	158
SUMMARY	163
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	171
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι.....	183
A. Δημοσιευμένο έργο	184
B. Λεξιλόγιο γεωστατιστικών όρων	185
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ	190
A. Φυσικά χαρακτηριστικά και μηχανικές ιδιότητες τεχνικογεωλογικών ενοτήτων των Τεταρτογενών αποθέσεων.....	191
B. Τεχνικογεωλογικός χάρτης	203

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

- Εικόνα 2.1:** Θέση εδαφικής υποχώρησης στην κοιλάδα San Joaquin της California των Ηνωμένων Πολιτειών Αμερικής. Η φωτογραφία του Dr. Joseph F. Poland υποδεικνύει κατά προσέγγιση το υψόμετρο της επιφάνειας της γης τα έτη 1925, 1955 και 1977 (Ireland, USGS, 1977). 13
- Εικόνα 2.2:** Προειδοποιητικό σήμα κινδύνου εδαφικής υποχώρησης, το οποίο τοποθετήθηκε μετά την εμφάνιση της διάρρηξης που κατέστρεψε τον δρόμο (δεξιά) (Water Science Photo Gallery, U.S.G.S). 14
- Εικόνα 2.3:** Ανάδυση της σωλήνωσης γεώτρησης, ΒΔ του Καλοχωρίου, εξαιτίας των εδαφικών υποχωρήσεων (Loupasakis et al., 2013). 16
- Εικόνα 2.4:** Η πλημμυρισμένη παράκτια ζώνη κοντά στις εκβολές του Γαλλικού ποταμού (Ρόζος, 2007). 17
- Εικόνα 2.5:** Αποκολλήσεις πρόσθετης κατασκευής (σκάλας) σε οικία, όπου η εδαφική διάρρηξη διέρχεται αμέσως έξω από το χώρο θεμελίωσης αυτής (Koumantakis et. al., 2008). 18
- Εικόνα 2.6:** Δορυφορική εικόνα (Google Earth) στην οποία παρουσιάζονται οι εδαφικές θραύσεις στην περιοχή των Φαρσάλων. Στις φωτογραφίες FA3, FA2 και FA9 φαίνονται οι ρωγμές σε τμήματα δρόμων και οικίες της περιοχής (Rozos, et al., 2010). 21
- Εικόνα 2.7:** Ρωγμές στην τοιχοποιία κτίσματος στην περιοχή Σταυρού του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου (Modis & Sideri, 2015). 22
- Εικόνα 2.8:** Δορυφορική εικόνα (Google Earth) στην οποία παρουσιάζονται οι εδαφικές διαρρήξεις στην περιοχή του Σταυρού. Στις φωτογραφίες ST31a, ST37 και ST38 φαίνονται οι διαρρήξεις σε τμήματα δρόμων της περιοχής (Rozos, et al., 2010). 23
- Εικόνα 2.9:** Ρωγμές στην τοιχοποιία κτηρίου και στο δάπεδο οικίας, στην περιοχή Αγίου Γεωργίου, το έτος 2010. 24
- Εικόνα 2.10:** Ρωγμές στην τοιχοποιία κτηρίου και στην περίφραξη οικίας στις περιοχές Ελληνικού (αριστερά) και Φαρκαδώνας (δεξιά), το έτος 2011. 24
- Εικόνα 3.1:** Ανατολική και Δυτική λεκάνη της πεδινής Θεσσαλίας 26
- Εικόνα 3.2:** Ψηφιακό μοντέλο εδάφους και οριοθέτηση του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου (σκούρο κόκκινο χρώμα) (Modis & Sideri, 2013). 27
- Εικόνα 3.3:** Υδρογραφικό δίκτυο στη λεκάνη της δυτικής Θεσσαλίας (τροποποιημένο από Αποστολίδη, 2014). 29
- Εικόνα 4.1:** Διάρθρωση του Ελληνικού χώρου σε γεωτεκτονικές ζώνες (από Χριστοδούλου, 1982). **Px:** ζώνη Παξών ή Προαπούλια, **I:** Ιόνιος ή Αδριατικοϊόνιος ζώνη, **G:** ζώνη Γαβρόβου ή Γαβρόβου - Τριπόλεως, **P:**

ζώνη Πίνδου ή Ωλονού-Πίνδου (Υπερπινδική «υποζώνη»), Pk : ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας, Sp : Υποπελαγονική ζώνη, Pg : Πελαγονική ζώνη ή μάζα (με την Αττικοκυκλαδική ζώνη ή μάζα), ζώνη Αξιού ή Βαρδάρη (Al : ζώνη Αλμωπίας, Pa : ζώνη Πάϊκου, Pe : ζώνη Παιονίας), Sm : Σερβομακεδονική μάζα ή ζώνη, Rh : ζώνη ή μάζα της Ροδόπης. 1 : Εφίππευση (a : γνωστή, b : υποτιθέμενη), 2 : Όρια ζωνών (a : γνωστά, b : υποτιθέμενα)	32
Εικόνα 4.2 : Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου (Τροποποιημένος από Ι.Γ.Μ.Ε., Γεωλογικοί Χάρτες Ελλάδας).....	39
Εικόνα 5.1 : Διαγράμματα μεταβολής στάθμης - χρόνου στις υδρογεωτρήσεις D1, D2, D5, D10, D21, D22, D4, 174, P2, 25 και TB20 στους κώνους Πηνειού – Πορταϊκού – Πάμισου (Πληούρη).....	45
Εικόνα 5.2 : Διάγραμμα μεταβολής στάθμης - χρόνου σε υδρογεωτρήσεις (Pz6, Pz46, LB117, 445YEB, Pz13, Pz11, SR4, D36 και D37) της περιοχής Φαρσάλων δυτικής Θεσσαλίας.....	46
Εικόνα 5.3 : Θέσεις υδρογεωτρήσεων και πηγών στην περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου (θέσεις πηγών από Αποστολίδης, 2014).....	52
Εικόνα 6.1 : Δίκτυο γεωτεχνικών γεωτρήσεων και ερευνητικών φρεάτων στην περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου.....	66
Εικόνα 6.2 : Τεχνικογεωλογικός χάρτης των τεταρτογενών αποθέσεων του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου.....	69
Εικόνα 6.3 : Αριθμός δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν για τη δημιουργία του υπομνήματος του τεχνικογεωλογικού χάρτη και για τη γεωστατιστική ανάλυση, σε σχέση με τα φυσικά χαρακτηριστικά και τις μηχανικές ιδιότητες που μελετήθηκαν.....	78
Εικόνα 6.4 : Διάγραμμα διασποράς δείκτη συμπιεστότητας (C_c) - βάθους, για καθεμία από τις έξι (6) τεχνικογεωλογικές ενότητες (Sideri et. al., 2014).....	83
Εικόνα 6.5 : Διάγραμμα διασποράς αρχικού λόγου κενών (e_0) - βάθους, για καθεμία από τις έξι (6) τεχνικογεωλογικές ενότητες (Sideri et. al., 2014).....	83
Εικόνα 6.6 : Διάγραμμα διασποράς του δείκτη συμπιεστότητας (C_c) συναρτήσει του λόγου κενών (e_0) (Sideri et. al., 2014).....	84
Εικόνα 6.7 : Διάγραμμα διασποράς του δείκτη συμπιεστότητας (C_c) συναρτήσει της φυσικής υγρασίας (w_n) (Sideri et. al., 2014).	85
Εικόνα 6.8 : Διάγραμμα διασποράς του δείκτη συμπιεστότητας (C_c) συναρτήσει του πορώδους (n) (Sideri et. al., 2014).	85
Εικόνα 6.9 : Διαγράμματα διασποράς του δείκτη συμπιεστότητας (C_c) συναρτήσει του ορίου υδαρότητας w_l (Sideri et. al., 2014).	86

- Εικόνα 7.1:** Πειραματικό και θεωρητικό βαριόγραμμα του αρχικού λόγου κενών (e_o) στην οριζόντια διεύθυνση $x - y$ (Sideri et. al., 2014).....94
- Εικόνα 7.2:** Πειραματικό και θεωρητικό: (α) ετερο-βαριόγραμμα λόγου κενών (e_o) – πορώδους (n) στην οριζόντια διεύθυνση $x - y$, (β) βαριόγραμμα του αρχικού λόγου κενών (e_o) στην οριζόντια διεύθυνση $x - y$ (Sideri et. al., 2014).94
- Εικόνα 7.3:** Πειραματικό και θεωρητικό: (α) ετερο-βαριόγραμμα αρχικού λόγου κενών (e_o) – φυσικής υγρασίας (w), (β) ετερο- βαριόγραμμα πορώδους (n) – φυσικής υγρασίας (w) και (γ) βαριόγραμμα της φυσικής υγρασίας (w), στην οριζόντια διεύθυνση $x - y$ (Sideri et. al., 2014).....95
- Εικόνα 7.4:** Πειραματικό και θεωρητικό: (α) ετερο-βαριόγραμμα αρχικού λόγου κενών (e_o) – δείκτη συμπιεστότητας (C_c), (β) ετερο-βαριόγραμμα πορώδους (n) – δείκτη συμπιεστότητας (C_c), (γ) ετερο-βαριόγραμμα φυσικής υγρασίας (w_c) – δείκτη συμπιεστότητας (C_c) και (γ) βαριόγραμμα δείκτη συμπιεστότητας (C_c), στην οριζόντια διεύθυνση $x - y$ (Sideri et. al., 2014).95
- Εικόνα 7.5:** Πειραματικό και θεωρητικό βαριόγραμμα του αρχικού λόγου κενών (e_o) στην κατακόρυφο διεύθυνση z (Sideri et. al., 2014).....96
- Εικόνα 7.6:** Πειραματικό και θεωρητικό: (α) ετερο-βαριόγραμμα λόγου κενών (e_o) – πορώδους (n) στην οριζόντια διεύθυνση $x - y$, (β) βαριόγραμμα του αρχικού λόγου κενών (e_o) στην κατακόρυφο διεύθυνση z (Sideri et. al., 2014).96
- Εικόνα 7.7:** Πειραματικό και θεωρητικό: (α) ετερο-βαριόγραμμα αρχικού λόγου κενών (e_o) – φυσικής υγρασίας (w_c), (β) ετερο-βαριόγραμμα πορώδους (n) – φυσικής υγρασίας (w) και (γ) βαριόγραμμα της φυσικής υγρασίας (w), στην κατακόρυφο διεύθυνση z (Sideri et. al., 2014).97
- Εικόνα 7.8:** Πειραματικό και θεωρητικό: (α) ετερο-βαριόγραμμα αρχικού λόγου κενών (e_o) – δείκτη συμπιεστότητας (C_c), (β) ετερο-βαριόγραμμα πορώδους (n) – δείκτη συμπιεστότητας (C_c), (γ) ετερο-βαριόγραμμα φυσικής υγρασίας (w_c) – δείκτη συμπιεστότητας (C_c) και (γ) βαριόγραμμα δείκτη συμπιεστότητας (C_c), στην κατακόρυφο διεύθυνση z (Sideri et. al., 2014).97
- Εικόνα 7.9:** Διάγραμμα διασποράς των μετρούμενων τιμών του δείκτη συμπιεστότητας (C_c) σε σχέση με τις εκτιμώμενες τιμές της μεθόδου cokriging (Sideri et al., 2014).98
- Εικόνα 7.10:** Τρισδιάστατο μοντέλο της χωρικής κατανομής των τιμών του δείκτη συμπιεστότητας (C_c), με τη μέθοδο cokriging.99
- Εικόνα 7.11:** Διάγραμμα διασποράς των μετρούμενων τιμών του δείκτη συμπιεστότητας C_c σε σχέση με τις εκτιμώμενες τιμές της μεθόδου PCA (Sideri et. al., 2014)..... 101

Εικόνα 7.12: Τρισδιάστατο μοντέλο της χωρικής κατανομής των τιμών του δείκτη συμπίεστος (Cc), με τη μέθοδο PCA.....	103
Εικόνα 8.1: Τρισδιάστατη απεικόνιση των γεωτρητικών δεδομένων και των τεχνικογεωλογικών ενοτήτων, οι οποίες αναγνωρίστηκαν στην περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου (Modis & Sideri, 2013).....	110
Εικόνα 8.2: Οριακές επιφάνειες των κύριων υδροφόρων συστημάτων του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου και δίκτυο γεωτρήσεων. Η κλίμακα του άξονα Z έχει μεγεθυνθεί 50 φορές (Modis & Sideri, 2013).....	113
Εικόνα 8.3: Κατακόρυφες ποσοστιαίες καμπύλες για τον ανώτερο (αριστερά) και κατώτερο (δεξιά) υδροφόρο ορίζοντα (Modis & Sideri, 2013).....	114
Εικόνα 8.4: Οριζόντια βαριογράμματα και ετερο-βαριογράμματα του ανώτερου υδροφόρου ορίζοντα. Με διακεκομμένες γραμμές εμφανίζονται τα πειραματικά ενώ με συνεχείς γραμμές τα υπολογισθέντα βαριογράμματα. Οι αριθμοί στο δεξιό τμήμα της εικόνας αντιστοιχούν σε καθεμία από τις λιθολογικές φάσεις ανάλογα με τη σειρά που εμφανίζονται στη στήλη του υπομνήματος.	117
Εικόνα 8.5: Κατακόρυφα βαριογράμματα και ετερο-βαριογράμματα του ανώτερου υδροφόρου ορίζοντα. Με διακεκομμένες γραμμές εμφανίζονται τα πειραματικά ενώ με συνεχείς γραμμές τα υπολογισθέντα βαριογράμματα. Οι αριθμοί στο δεξιό τμήμα της εικόνας αντιστοιχούν σε καθεμία από τις λιθολογικές φάσεις ανάλογα με τη σειρά που εμφανίζονται στη στήλη του υπομνήματος.	118
Εικόνα 8.6: Οριζόντια βαριογράμματα και ετερο-βαριογράμματα του κατώτερου υδροφόρου ορίζοντα. Με διακεκομμένες γραμμές εμφανίζονται τα πειραματικά ενώ με συνεχείς γραμμές τα υπολογισθέντα βαριογράμματα. Οι αριθμοί στο δεξιό τμήμα της εικόνας αντιστοιχούν σε καθεμία από τις λιθολογικές φάσεις ανάλογα με τη σειρά που εμφανίζονται στη στήλη του υπομνήματος.	119
Εικόνα 8.7: Κατακόρυφα βαριογράμματα και ετερο-βαριογράμματα του κατώτερου υδροφόρου ορίζοντα. Με διακεκομμένες γραμμές εμφανίζονται τα πειραματικά ενώ με συνεχείς γραμμές τα υπολογισθέντα βαριογράμματα. Οι αριθμοί στο δεξιό τμήμα της εικόνας αντιστοιχούν σε καθεμία από τις λιθολογικές φάσεις ανάλογα με τη σειρά που εμφανίζονται στη στήλη του υπομνήματος.	120
Εικόνα 8.8: Τρισδιάστατη απεικόνιση των λιθολογικών φάσεων στη λεκάνη του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου. Τα χρώματα αντιστοιχούν στις λιθολογικές φάσεις του Σχήματος 8.1 (Modis & Sideri, 2013).....	122
Εικόνα 8.9: Τρισδιάστατη απεικόνιση των λιθολογικών φάσεων με τομές. Τα χρώματα αντιστοιχούν στις λιθολογικές φάσεις του Σχήματος 8.1 (Modis & Sideri, 2013).....	123

- Εικόνα 8.10:** Τομή κατά ΒΔ/κή-ΝΑ/κή διεύθυνση στον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο. 124
- Εικόνα 8.11:** Ποσοστά των λιθολογικών φάσεων ανά γεώτρηση (α), σε σύγκριση με το μοντέλο (b), στο επίπεδο των -50 m..... 126
- Εικόνα 8.12:** Τομές στη θέση Υ=4.385.250 (α) για τα γεωτρητικά δεδομένα και (b) για τα δεδομένα του μοντέλου. 127
- Εικόνα 8.13:** Ιστογράμματα των ποσοστών της κάθε λιθολογικής φάσης, υπολογισμένα στις θέσεις των δειγμάτων, σε σύγκριση με το μοντέλο. 128
- Εικόνα 9.1:** Δίκτυο υδρογεωτρήσεων και μετρήσεις μετακινήσεων του εδάφους (mm/έτος) ταξινομημένες σε κλάσεις..... 136
- Εικόνα 9.2:** Χρονοσειρές μετακινήσεων του εδάφους, οι οποίες βρίσκονται στην περιοχή της μέγιστης υποχώρησης α) και β) Φάρσαλα (στο νοτιοανατολικό τμήμα της λεκάνης), γ) Καρδίτσα, (στο νοτιοδυτικό τμήμα της λεκάνης).... 138
- Εικόνα 9.3:** Θέσεις των υδρογεωτρήσεων και των σημείων μέτρησης μετακινήσεων στην περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου (Modis & Sideri, 2015)..... 141
- Εικόνα 9.4:** Υποχωρήσεις του εδάφους και μεταβολή της στάθμης του υπόγειου νερού (α) στη Φαρκαδώνα (βορειοανατολικό τμήμα της λεκάνης) – γεώτρηση D27 και (β) στα Φάρσαλα (νοτιοανατολικό τμήμα της λεκάνης) – γεώτρηση LB119. 143
- Εικόνα 9.5:** Πειραματικό χωρικό βαριόγραμμα (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή) και μοντέλο βαριογράμματος (συνεχής μπλε γραμμή) στάθμης νερού (Modis & Sideri, 2015). 144
- Εικόνα 9.6:** Πειραματικό χρονικό βαριόγραμμα (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή) και μοντέλο βαριογράμματος (συνεχής μπλε γραμμή) στάθμης νερού (Modis & Sideri, 2015). 145
- Εικόνα 9.7:** Πειραματικό χωρικό βαριόγραμμα (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή) και μοντέλο βαριογράμματος (συνεχής μπλε γραμμή) εδαφικών μετακινήσεων (Modis & Sideri, 2015). 145
- Εικόνα 9.8:** Πειραματικό χρονικό βαριόγραμμα (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή) και μοντέλο βαριογράμματος (συνεχής μπλε γραμμή) εδαφικών μετακινήσεων (Modis & Sideri, 2015). 146
- Εικόνα 9.9:** Πειραματικό χρονικό ετερο-βαριόγραμμα (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή) και μοντέλο ετερο-βαριογράμματος (συνεχής μπλε γραμμή) στάθμης νερού – εδαφικών μετακινήσεων (Modis & Sideri, 2015)..... 146
- Εικόνα 9.10:** Πειραματικό χρονικό ετερο-βαριόγραμμα (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή) και μοντέλο ετερο-βαριογράμματος (συνεχής μπλε γραμμή) στάθμης νερού – εδαφικών μετακινήσεων (Modis & Sideri, 2015)..... 147

- Εικόνα 9.11:** Χωροχρονική εκτίμηση της εξέλιξης της πιεζομετρικής στάθμης με τον αλγόριθμό kriging. Ο άξονας z δίνεται σε μήνες. Ο μήνας μηδέν αντιστοιχεί στον Δεκέμβριο του έτους 1971 (Modis & Sideri, 2015)..... 150
- Εικόνα 9.12:** Χωροχρονική εκτίμηση της εξέλιξης των εδαφικών μετακινήσεων με τον αλγόριθμό kriging. Ο άξονας z δίνεται σε μήνες. Ο μήνας μηδέν αντιστοιχεί στον Δεκέμβριο του έτους 1971 (Modis & Sideri, 2015)..... 151
- Εικόνα 9.13:** Χωροχρονική εκτίμηση της εξέλιξης των εδαφικών μετακινήσεων με τον αλγόριθμό cokriging. Ο άξονας z δίνεται σε μήνες. Ο μήνας μηδέν αντιστοιχεί στον Δεκέμβριο του έτους 1971 (Modis & Sideri, 2015)..... 152
- Εικόνα 9.14:** Αθροιστική εκτίμηση των μεταβολών της πιεζομετρίας. Χρονικό διάστημα: Οκτώβριος έτους 1974 έως Οκτώβριος έτους 1995. Οι αρνητικές τιμές καταδεικνύουν πτώση της στάθμης του ύδατος (Modis & Sideri, 2015). 153
- Εικόνα 9.15:** Αθροιστική εκτίμηση των μεταβολών των εδαφικών μετακινήσεων, κατά το χρονικό διάστημα Μαρτίου έτους 1995 – Νοεμβρίου έτους 2003 (Modis & Sideri, 2015). 154
- Εικόνα 9.16:** Σφάλμα εκτίμησης των μεταβολών της πιεζομετρίας, τον Οκτώβριο του έτους 1995 με τον αλγόριθμο kriging (Modis & Sideri, 2015). 155
- Εικόνα 9.17:** Σφάλμα εκτίμησης των εδαφικών μετακινήσεων, τον Οκτώβριο του έτους 1995, (α) με τον αλγόριθμο cokriging (βοηθητική μεταβλητή η πιεζομετρική στάθμη) και (β) με τον αλγόριθμο kriging (Modis & Sideri, 2015). 156

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ

Σχήμα 2.1: Αναπαράσταση του μηχανισμού εκδήλωσης των εδαφικών υποχωρήσεων, λόγω ταπείνωσης της πιεζομετρικής επιφάνειας (τροποποιημένο από Kenny, 1992).....	10
Σχήμα 7.1: Διαδικασία προβολής του συνήθους kriging στον χώρο Hilbert.	91
Σχήμα 7.2: Ποσοστό συνολικής διακύμανσης για κάθε παράγοντα της μεθόδου PCA.....	101
Σχήμα 8.1: Αντιστοιχία μεταξύ τεχνικογεωλογικής ενότητας και απλοποιημένης λιθολογικής φάσης (Modis & Sideri, 2013).	111
Σχήμα 8.2: Γεωλογικός κανόνας. Η αριστερή στήλη υποδεικνύει πιθανή επαφή μεταξύ λιθολογικών ενοτήτων. Στη δεξιά στήλη παρουσιάζονται τα ποσοστά λιθολογικών φάσεων. Η αντιστοιχία μεταξύ των χρωμάτων και λιθολογικών ενοτήτων παρουσιάζεται στο Σχήμα 8.1 (Modis & Sideri, 2013).	115
Σχήμα 9.1: Διεύθυνση εκπομπής και λήψης σήματος και γωνία θ (23°) από το ναδίρ έως τον εκάστοτε στόχο στην επιφάνεια του εδάφους.	133

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

Πίνακας 6.1: Συμβολισμός των φυσικών χαρακτηριστικών των τεταρτογενών αποθέσεων για χρήση στη βάση δεδομένων.....	76
Πίνακας 6.2: Συμβολισμός των Μηχανικών ιδιοτήτων των τεταρτογενών αποθέσεων για χρήση στη βάση δεδομένων.....	77
Πίνακας 6.3: Κατάταξη των τεχνικογεωλογικών ενοτήτων των τεταρτογενών σχηματισμών σύμφωνα με την κοκκομετρία (Sideri et. al., 2014).....	79
Πίνακας 6.4: Εύρη διακύμανσης των κυριότερων φυσικών χαρακτηριστικών για κάθε τεχνικογεωλογική ενότητα.	80
Πίνακας 6.5: Εύρη διακύμανσης των κυριότερων μηχανικών ιδιοτήτων για κάθε τεχνικογεωλογική ενότητα.....	81
Πίνακας 9.1: Απόσταση μεταξύ των υδρογεωτρήσεων και των θέσεων μέτρησης των μετακινήσεων.....	142
Πίνακας 9.2: Παράμετροι θεωρητικών μοντέλων βαριογράμματος για τις μετακινήσεις του εδάφους (def) και τη στάθμη του ύδατος (wl).	147

ΠΙΝΑΚΕΣ ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΟΣ II

Πίνακας II-1: Φυσικά χαρακτηριστικά Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 1	191
Πίνακας II-2: Μηχανικές ιδιότητες τεχνικογεωλογικής Ενότητας 1	192
Πίνακας II-3: Φυσικά χαρακτηριστικά Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 2.....	193
Πίνακας II-4: Μηχανικές ιδιότητες Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 2.....	194
Πίνακας II-5: Φυσικά χαρακτηριστικά Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 3.....	195
Πίνακας II-6: Μηχανικές ιδιότητες Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 3	196
Πίνακας II-7: Φυσικά χαρακτηριστικά Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 4.....	197
Πίνακας II-8: Μηχανικές ιδιότητες Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 4	198
Πίνακας II-9: Φυσικά χαρακτηριστικά Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 5.....	199
Πίνακας II-10: Μηχανικές ιδιότητες Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 5	200
Πίνακας II-11: Φυσικά χαρακτηριστικά Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 6.....	201
Πίνακας II-12: Μηχανικές ιδιότητες (λεπτόκοκκου κλάσματος) Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 6	202

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΑΡΚΤΙΚΟΛΕΞΩΝ- ΣΥΝΤΜΗΣΕΩΝ

ASTM	American Society for Testing and Materials
DEM	Digital Elevation Model
ERS	European Remote Sensing
ESA	European Space Agency
GIS	Geographic Information Systems
GPS	Global Positioning System
IAEG	International Association for Engineering Geology and the Environment
NASA	National Aeronautics and Space Administration
PCA	Principal Component Analysis
PSI	Persistent Scatterer Interferometry
RAR	Real Aperture Radar
SAR	Synthetic Aperture Radar
TGM	Truncated Gaussian Method
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
USCS	Unified Soil Classification System
USGS	United States Geological Survey
ΚΓΜ	Κατατεμημένη Γκαουσιανή Μεταβλητή
ΟΤΕ	Οργανισμός Τηλεπικοινωνιών Ελλάδος
ΜΓΣ	Μοντέλο Γραμμικής Συμμεταβλητότητας
ΠΓΠ	Πολλαπλά Γκαουσιανή Προσομοίωση
ΣΓΠ	Σύστημα Γεωγραφικών Πληροφοριών
ΣΔΒΔ	Συστήματα Διαχείρισης Βάσεων Δεδομένων
ΤΜ	Τυχαία Μεταβλητή
ΤΣ	Τυχαία Συνάρτηση

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το φαινόμενο των εδαφικών υποχωρήσεων εξαιτίας της υπεράντλησης των υπόγειων υδροφορέων, έχει παρατηρηθεί σε πολλές περιοχές ανά τον κόσμο, αλλά και στον Ελληνικό χώρο. Στις περιπτώσεις αυτές, η εκδήλωση ή μη των εδαφικών υποχωρήσεων, εξαρτάται άμεσα από τη φύση των σχηματισμών του υπεδάφους και ειδικότερα από τις γεωτεχνικές τους ιδιότητες.

Μία από τις περιοχές στην Ελλάδα στην οποία κατά τις τελευταίες δεκαετίες, το εν λόγω φαινόμενο εμφανίζεται με σοβαρές συνέπειες για τις καλλιέργειες και τις οικιστικές ζώνες είναι και ο Δυτικός Θεσσαλικός κάμπος. Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής και προκειμένου να διερευνηθεί η χωροχρονική εκδήλωση του ανωτέρω φαινομένου στην υπόψη περιοχή, εξετάστηκαν και αναλύθηκαν οι λίθοστρωματογραφικές συνθήκες και τα γεωμηχανικά χαρακτηριστικά των εδαφικών οριζώντων, εκτός από τις γνωστές μεθόδους και με τη χρήση της γεωστατιστικής.

Αναλυτικότερα, το πρώτο στάδιο της έρευνας περιελάμβανε την αποτύπωση και καταγραφή της παρούσας κατάστασης στον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο. Για τον σκοπό αυτόν, έγινε εκτεταμένη έρευνα πεδίου κατά την οποία αποτυπώθηκαν οι εδαφικές διαρρήξεις και διενεργήθηκαν σταθμημετρήσεις, στο δίκτυο υδρογεωτρήσεων της Περιφέρειας Θεσσαλίας. Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε χαρτογράφηση και σύνταξη του τεχνικογεωλογικού χάρτη της περιοχής έρευνας. Στον εν λόγω χάρτη, οι τεταρτογενείς αποθέσεις του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου διακρίθηκαν σε οκτώ (8) τεχνικογεωλογικές ενότητες.

Μετά την εξαγωγή των πρώτων συμπερασμάτων, τα δεδομένα των γεωτεχνικών γεωτρήσεων και υδρογεωτρήσεων (περισσότερες από 1.000) που έχουν ανορυχθεί στην περιοχή έρευνας, χρησιμοποιήθηκαν για την αποτύπωση της λιθολογικής σύστασης και δομής, καθώς και την προσέγγιση του φαινομένου των εδαφικών υποχωρήσεων, με μεθόδους γεωστατιστικής. Η χρήση της γεωστατιστικής προκύπτει από την ανάγκη αποδοτικότερης χρήσης των δεδομένων, με στόχο την ελαχιστοποίηση του σφάλματος, σε συνθήκες υψηλής αβεβαιότητας. Εξάλλου, η δομή των τεταρτογενών αποθέσεων της λεκάνης του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου χαρακτηρίζεται από έντονη πολυπλοκότητα η οποία, σε συνάρτηση και με την έκτασή της, καθιστά δύσκολη την πλήρη ανάλυση αυτής μόνο με τα υπάρχοντα στοιχεία. Συνεπώς, στο δεύτερο στάδιο της έρευνας, κρίθηκε απαραίτητη η χρήση γεωστατιστικών μεθόδων για την απεικόνιση της τρισδιάστατης λιθολογικής σύστασης και δομής, με σκοπό τον εντοπισμό νέων περιοχών στις οποίες αναμένεται υπό ορισμένες συνθήκες να εκδηλωθούν φαινόμενα εδαφικών υποχωρήσεων.

Για τη χωρική χαρτογράφηση των γεωτεχνικών παραμέτρων του εδάφους χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από τις γεωτεχνικές γεωτρήσεις, οι οποίες έχουν ανορυχθεί στην περιοχή. Ειδικότερα, από τα γεωμηχανικά χαρακτηριστικά των σχηματισμών διερευνήθηκε η χωρική μεταβολή του δείκτη συμπιεστότητας (C_c), αυξημένες τιμές του οποίου σε συγκεκριμένους εδαφικούς ορίζοντες, μπορεί να προκαλέσουν τη συμπίεση αυτών και κατά συνέπεια την υποχώρηση του συνόλου των εδαφικών σχηματισμών. Η χωρική μεταβολή του C_c εξετάστηκε σε σχέση με

άλλες γεωτεχνικές παραμέτρους των τεταρτογενών αποθέσεων, με την εφαρμογή των μεθόδων cokriging και ανάλυσης κύριων συνιστωσών. Η συσχέτιση φυσικών χαρακτηριστικών και μηχανικών ιδιοτήτων στη λεκάνη του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου με την εφαρμογή των ανωτέρω μεθόδων, οδήγησε πράγματι στον εντοπισμό περιοχών στις οποίες επικρατούν οι συμπίεστοί σχηματισμοί.

Ωστόσο, με την απουσία γεωτεχνικών δεδομένων πέραν του βάθους των 30 - 45 m (βάθος των γεωτεχνικών γεωτρήσεων που χρησιμοποιήθηκαν), δεν ήταν δυνατός ο υπολογισμός της τιμής του δείκτη συμπίεστότητας στους βαθύτερους εδαφικούς ορίζοντες της περιοχής έρευνας. Για την αντιμετώπιση του προβλήματος αυτού, αποδόθηκε τιμή συμπίεστότητας σε κάθε λιθολογική ενότητα των βαθύτερων εδαφικών σχηματισμών, η οποία παρουσιάζει παρόμοια γεωτεχνική συμπεριφορά με τους ορίζοντες που διακρίθηκαν έως το βάθος διερεύνησης. Ως εκ τούτου, για την ορθότερη απεικόνιση της τρισδιάστατης λιθολογικής σύστασης και δομής των τεταρτογενών αποθέσεων, αλλά και την αποφυγή εξομαλύνσεων, εφαρμόστηκε η μέθοδος της πολλαπλά Γκαουσιανής προσομοίωσης.

Από τα αποτελέσματα της προσομοίωσης επιβεβαιώνεται ότι η λιθολογική σύσταση και η δομή, η οποία εκφράζεται και από την κοκκομετρική διαβάθμιση των εδαφικών σχηματισμών στην εν λόγω περιοχή, παρουσιάζουν διαφοροποίηση στο ΒΔ/κό συγκριτικά με το ΝΑ/κό τμήμα της λεκάνης του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου. Πιο συγκεκριμένα, το μοντέλο επιβεβαιώνει την ύπαρξη μεγαλύτερου ποσοστού αδρομερών σχηματισμών στο ΒΔ/κό συγκριτικά με το ΝΑ/κό τμήμα αυτής. Η συγκεκριμένη διαφοροποίηση επαληθεύεται από έρευνες οι οποίες έχουν πραγματοποιηθεί κατά το παρελθόν στην εν λόγω περιοχή.

Μετά τον εντοπισμό των περιοχών οι οποίες δύνανται υπό συνθήκες να υποστούν εδαφική υποχώρηση, διερευνήθηκε η ποσοτική εξάπλωση του φαινομένου στον χώρο και τον χρόνο, σε σχέση με τη γενεσιουργό αιτία, δηλαδή την πτώση στάθμης του υπόγειου υδροφορέα. Για τον σκοπό αυτόν, χρησιμοποιήθηκε χρονοσειρά δορυφορικών μετρήσεων από το ερευνητικό πρόγραμμα TerraFirma του Ευρωπαϊκού Οργανισμού Διαστήματος, βάσει της τεχνικής της Συμβολομετρίας Σταθερών Ανακλαστήρων. Από τα αποτελέσματα των δορυφορικών μετρήσεων εντοπίστηκαν οι περιοχές οι οποίες παρουσιάζουν έντονες παραμορφώσεις.

Με βάση τα δεδομένα των δορυφορικών μετρήσεων και τη χρήση των μεθόδων kriging και cokriging εκτιμήθηκαν οι αλληλοσχετιζόμενες χωροχρονικές μεταβολές των μετακινήσεων του εδάφους και της στάθμης του υπόγειου νερού και πραγματοποιήθηκε πρόβλεψη των τιμών τους. Συμπερασματικά, η διερεύνηση των μεταβολών της πιεζομετρίας και των μετακινήσεων του εδάφους στον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο κατέδειξε ότι, με την εφαρμογή της γεωστατιστικής είναι δυνατή η χωροχρονική εκτίμηση αυτών εντός συγκεκριμένων ορίων. Η χρήση της πιεζομετρίας ως βοηθητικής μεταβλητής για την εκτίμηση και πρόβλεψη των μετακινήσεων του εδάφους, αποδείχθηκε ότι οδηγεί σε περισσότερο ρεαλιστικά αποτελέσματα, μειώνοντας σημαντικά το σφάλμα εκτίμησης.

Τα αποτελέσματα της διατριβής, όσον αφορά τόσο στην απόδοση της επικινδυνότητας, όσο και στη χωροχρονική εκτίμηση του μεγέθους των συνεπειών, αναμένεται να συμβάλλουν στον σχεδιασμό των δράσεων ανάσχεσης της εκδήλωσης

των υποχωρήσεων του εδάφους, όπου αυτές έχουν σημειωθεί, αλλά κυρίως στη λήψη προληπτικών μέτρων στις περιοχές της λεκάνης οι οποίες είναι μεν επιρρεπείς σε εδαφική υποχώρηση, πλην όμως οι υπεραντλήσεις δεν έχουν φθάσει στον βαθμό εκείνον που είναι ικανός να οδηγήσει σε ορατές ενδείξεις στην επιφάνεια, όπως εδαφικές διαρρήξεις κ.λπ.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ ΤΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Το νερό, ανάλογα με την οπτική από την οποία το εξετάζουμε, μπορεί να θεωρηθεί φυσικός πόρος, οικονομικό αγαθό και περιβαλλοντικό στοιχείο. Ωστόσο, σε σχέση με άλλους φυσικούς πόρους και οικονομικά αγαθά παρουσιάζει μία ιδιαιτερότητα: είναι μοναδικό και αναντικατάστατο, διότι αποτελεί προϋπόθεση της ανθρώπινης ύπαρξης και της ζωής γενικότερα στον πλανήτη. Η διαχείριση των υδάτινων πόρων αποτελεί διεθνές ζήτημα, κυρίως γιατί ένα μεγάλο μέρος του παγκόσμιου πληθυσμού δεν έχει πρόσβαση σε καλής ποιότητας πόσιμο νερό. Εξάλλου, σε παγκόσμιο επίπεδο η κατανάλωση νερού για διάφορες χρήσεις (αστική, βιοτεχνική, βιομηχανική, αρδευτική) αυξάνεται με ραγδαίους ρυθμούς. Η προσφορά όμως είναι δεδομένη, γενικά περιορισμένη και έχει κάποια ανώτερα όρια.

Τα υπόγεια νερά βρίσκονται σε ηρεμία ή κίνηση κάτω από την επιφάνεια του εδάφους και αναπληρώνονται φυσικά από τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα. Όταν σε ένα υδροφόρο στρώμα δεν πραγματοποιείται άντληση νερού, τότε η στάθμη του ακολουθεί τη φυσική ετήσια και υπερετήσια πορεία, δηλαδή κυμαίνεται γύρω από μία περίπου σταθερή τιμή, εφόσον βέβαια το κλίμα δε μεταβάλλεται.

Η αυξανόμενη ζήτηση του νερού παγκοσμίως, οδηγεί στην εντατικοποίηση της εκμετάλλευσης των υπόγειων νερών και στη μεταβολή της στάθμης αυτών. Η μεταβολή της στάθμης σε ένα υδροφόρο στρώμα, σημαίνει και μεταβολή των υδάτινων αποθεμάτων. Όταν όμως πραγματοποιείται άντληση νερού, τότε προσωρινά τουλάχιστον, μειώνονται τα αποθέματα και η στάθμη υποχωρεί. Η υπεράντληση των υπόγειων νερών και η ταπείνωση της στάθμης των υδροφόρων οριζόντων, δεν επιτρέπουν την αναπλήρωση των υπόγειων υδάτινων αποθεμάτων και έχουν ιδιαίτερες επιπτώσεις στο φυσικό και ανθρωπογενές περιβάλλον.

Ως συνέπεια των υπεραντλήσεων και της ταπείνωσης της πιεζομετρικής επιφάνειας των υπόγειων υδροφόρων οριζόντων, ανάμεσα στα άλλα, εντάσσεται και η εκδήλωση εδαφικών υποχωρήσεων. Οι εδαφικές υποχωρήσεις προκαλούνται κατά τον υποβιβασμό της στάθμης των υδροφόρων οριζόντων και οφείλονται στη μεταβολή των γεωστατικών φορτίων, η οποία με τη σειρά της οδηγεί στη στερεοποίηση των συμπιεστών οριζόντων που εντοπίζονται στον συγκεκριμένο χώρο. Για τις περισσότερες από τις πλέον εκτεταμένες πεδινές ζώνες του Ελληνικού χώρου, οι οποίες καλύπτονται από αλλουβιακές αποθέσεις, υπάρχουν αναφορές για την εκδήλωση φαινομένων εδαφικών υποχωρήσεων λόγω υπεράντλησης των υπόγειων νερών.

Τα φαινόμενα των υποχωρήσεων του εδάφους εντάσσονται στα φυσικά καταστροφικά φαινόμενα, τα οποία πλήττουν με συνεχώς αυξανόμενη συχνότητα πολλές περιοχές του κόσμου. Γενικά, η αξιολόγηση των εδαφικών υποχωρήσεων συνίσταται στη μελέτη των χωρικών μεταβολών της θέσης της επιφάνειας της γης. Η παρακολούθηση λοιπόν των μετακινήσεων είναι κρίσιμης σημασίας, προκειμένου να

οδηγήσει στην ανάλυση και πρόβλεψη των μελλοντικών υποχωρήσεων. Διάφορες μέθοδοι χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση και απεικόνιση της κίνησης του εδάφους σε τοπική, αλλά και ευρεία κλίμακα. Με τις μεθόδους αυτές, γενικά μετρώνται οι σχετικές μεταβολές στη θέση της επιφάνειας του εδάφους, σε σχέση πάντα με κάποιο σταθερό σημείο αναφοράς. Στις θέσεις παρατήρησης συνήθως εγκαθίστανται γαιωδελτικά συστήματα μέτρησης, τα οποία καταγράφουν τις κινήσεις του εδάφους. Εκτός από τα συστήματα αυτά, για τη μέτρηση των μετακινήσεων του εδάφους, χρησιμοποιούνται τα επιμηκυνσιόμετρα, το Παγκόσμιο Σύστημα Στιγματοθέτησης (GPS), το σύστημα εικονοληπτικών Ραντάρ συνθετικού ανοίγματος (Synthetic Aperture Radar) και η πρόσφατη εξέλιξή του, καθώς και η τεχνική της Συμβολομετρίας Σταθερών Ανακλαστήρων (Permanent ή Persistent Scatterers Interferometry) (Galloway et al., 1999; Maliva & Missimer, 2012).

Η εκμετάλλευση των υπόγειων νερών του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου έχει ξεκινήσει εδώ και αρκετές δεκαετίες. Τα υπόγεια νερά χρησιμοποιούνται για την ύδρευση των οικισμών της περιοχής, αλλά κυρίως για την άρδευση των καλλιεργούμενων εκτάσεων. Από τις αρχές της δεκαετίας του 2000, στην εν λόγω περιοχή εντοπίζονται εδαφικές αστοχίες, οι οποίες εκδηλώνονται ιδιαίτερος στις παρυφές της λεκάνης και ανιχνεύονται κυρίως από την παρουσία εδαφικών θραύσεων. Οι υποχωρήσεις αυτές οφείλονται στην υπεράντληση των υπόγειων υδροφόρων οριζόντων. Η ανόρυξη πολύ μεγάλου αριθμού γεωτρήσεων στον θεσσαλικό κάμπο και η αλόγιστη χρήση των υπόγειων νερών, σε συνδυασμό με τα φαινόμενα των εδαφικών υποχωρήσεων, οδηγούν σε έντονο προβληματισμό αναφορικά με τον μελλοντικό περιβαλλοντικό, κοινωνικό και οικονομικό αντίκτυπο στη συγκεκριμένη περιοχή.

Η πολύ-παραμετρικότητα του φαινομένου των εδαφικών υποχωρήσεων δυσκολεύει τη χωροχρονική του διερεύνηση. Παράλληλα, η ομοιότητα ορισμένων στοιχείων εκδήλωσης (π.χ. εδαφικές ρωγμές) των εδαφικών υποχωρήσεων με αυτές άλλων φαινομένων (π.χ. νεοτεκτονική δραστηριότητα), καθώς και η πολυπλοκότητα της γεωλογικής σύστασης και δομής του υπεδάφους, πολύ συχνά προκαλούν σύγχυση ως προς τη σωστή κατηγοριοποίηση, αλλά και τον τρόπο διερεύνησης του φαινομένου (Ρόζος & Λουπασάκης, 2012). Για τους ανωτέρω λόγους, η διερεύνηση της χωρικής και χρονικής εξέλιξης των εδαφικών υποχωρήσεων και η συσχέτισή της με το υδρογεωλογικό καθεστώς της λεκάνης του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον και κρίνεται επιτακτική. Άλλο ένα σημαντικό στοιχείο το οποίο αποτέλεσε έναυσμα για την παρούσα έρευνα είναι ότι στην περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου τα αποτελέσματα της υπερεκμετάλλευσης των υπόγειων υδάτων είναι σχετικά πρόσφατα, ενώ παράλληλα, υπάρχει σημαντικός αριθμός πληροφοριών για τις συνθήκες του υπεδάφους και το καθεστώς του υπόγειου νερού. Οι εν λόγω πληροφορίες, διευκολύνουν τη μελέτη του φαινομένου των εδαφικών υποχωρήσεων.

Με στόχο την αποτύπωση και καταγραφή της παρούσας κατάστασης στον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο πραγματοποιήθηκε αρχικά εκτεταμένη έρευνα πεδίου και συντάχθηκε ο τεχνικογεωλογικός χάρτης της περιοχής έρευνας. Στον εν λόγω χάρτη, οι τεταρτογενείς αποθέσεις του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου διακρίνονται σε

τεχνικογεωλογικές ενότητες. Τα δεδομένα των γεωτεχνικών γεωτρήσεων και υδρογεωτρήσεων χρησιμοποιούνται στη συνέχεια για την προσέγγιση του φαινομένου των εδαφικών υποχωρήσεων, με μεθόδους γεωστατιστικής. Η χρήση της γεωστατιστικής μπορεί να συμβάλλει στην απεικόνιση των υπεδαφικών δομών με την ανάπτυξη αριθμητικών μοντέλων χωρικής κατανομής συνεχών γεωλογικών μεταβλητών ή κατηγορικών μεταβλητών. Επίσης, αποτελεί ένα χρήσιμο εργαλείο και για τη χωροχρονική ανάλυση μεταβλητών (Sideri et al., 2014). Βέβαια, η απεικόνιση ενός γεωλογικού φαινομένου μέσω μίας τυχαίας συνάρτησης (Κεφάλαιο 7.1.2) στην περίπτωση της γεωστατιστικής, έρχεται σε αντίθεση με το φυσικό πρόβλημα, για τη μελέτη του οποίου απαιτείται μεγάλος αριθμός υλοποιήσεων του ίδιου φαινομένου, ενώ στη φύση δεν διατίθεται παρά μόνον μία υλοποίηση, δηλαδή στην παρούσα περίπτωση η λιθολογική δομή. Το πρόβλημα αυτό, αντιμετωπίζεται με τη χρήση απλοποιητικών παραδοχών, οι οποίες, από τη διεθνή βιβλιογραφία, είναι γνωστό ότι λειτουργούν σωστά (Clark, 1979).

Η διάρθρωση της διατριβής έχει ως ακολούθως:

Στο **πρώτο κεφάλαιο** παρατίθεται η εισαγωγή στο αντικείμενο της έρευνας

Στο **δεύτερο κεφάλαιο** αναλύονται τα αίτια και ο μηχανισμός των εδαφικών υποχωρήσεων και δίνονται παραδείγματα από το εξωτερικό αλλά και τον Ελληνικό χώρο, τα οποία αναφέρονται σε αντίστοιχα φαινόμενα.

Στο **τρίτο κεφάλαιο** παρουσιάζεται η γεωμορφολογία της περιοχής έρευνας και περιγράφονται στοιχεία του υδρογραφικού δικτύου του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου.

Στο **τέταρτο κεφάλαιο** αναλύεται η γεωλογική σύσταση και η δομή της περιοχής.

Στο **πέμπτο κεφάλαιο** περιγράφονται οι υδρολιθολογικές συνθήκες, οι οποίες έχουν διαμορφωθεί στην περιοχή, η γενική υδρογεωλογική συμπεριφορά των σχηματισμών του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, καθώς και οι υδρογεωλογικοί χαρακτήρες αυτών.

Στο **έκτο κεφάλαιο** περιλαμβάνονται η συγκέντρωση και αξιολόγηση των γεωτεχνικών και υδρογεωλογικών δεδομένων, καθώς και η καταχώρηση τους σε βάση δεδομένων, η οποία χρησιμοποιήθηκε προκειμένου να εξαχθούν τα πρώτα συμπεράσματα σχετικά με τη χωρική και χρονική εξέλιξη της υπερεκμετάλλευσης των υπόγειων υδροφόρων οριζόντων και του φαινομένου των εδαφικών υποχωρήσεων. Τα δεδομένα που συγκεντρώθηκαν αφορούν σε γεωτρήσεις και σταθμημετρήσεις των υπόγειων νερών. Με τη χρήση των δεδομένων αυτών, αλλά κυρίως με βάση την υπαίθρια έρευνα συντάχθηκε ο Τεχνικογεωλογικός χάρτης της πεδινής περιοχής του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου. Ο χάρτης αυτός περιλαμβάνει οκτώ (8) τεχνικογεωλογικές ενότητες για κάθε μια από τις οποίες δίδονται οι φυσικοί χαρακτήρες, η υδρογεωλογική συμπεριφορά, αλλά και τα εύρη κύμανσης των κύριων φυσικών χαρακτηριστικών και μηχανικών ιδιοτήτων. Συνεπώς, μπορεί να χρησιμοποιηθεί στον αστικό σχεδιασμό και την ευρύτερη ανάπτυξη της περιοχής έρευνας. Μετά την εξαγωγή των πρώτων συμπερασμάτων, τα δεδομένα αυτά χρησιμοποιήθηκαν προκειμένου να είναι δυνατή η προσέγγιση του φαινομένου των εδαφικών υποχωρήσεων, με μεθόδους γεωστατιστικής.

Στο **έβδομο κεφάλαιο** πραγματοποιείται η χωρική χαρτογράφηση των γεωτεχνικών παραμέτρων του εδάφους σε τρεις διαστάσεις. Προκειμένου να συσχετισθούν τα φυσικά χαρακτηριστικά και οι μηχανικές ιδιότητες του εδάφους, εξετάζονται δεδομένα σχετικά με τις γεωμηχανικές ιδιότητες των τεχνικογεωλογικών ενότητων. Ειδικότερα, στο κεφάλαιο αυτό διερευνάται η χωρική μεταβολή του δείκτη συμπίεστικότητας (C_c). Ο δείκτης αυτός εξετάζεται επίσης, σε σχέση με άλλες παραμέτρους των τεταρτογενών σχηματισμών, μέσω της εφαρμογής των μεθόδων cokriging και ανάλυσης κύριων συνιστωσών. Η συσχέτιση φυσικών χαρακτηριστικών και μηχανικών ιδιοτήτων στη λεκάνη του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου με την εφαρμογή των ανωτέρω μεθόδων, οδηγεί στον εντοπισμό των θέσεων της περιοχής έρευνας στις οποίες επικρατούν οι συμπίεστοί σχηματισμοί.

Στο **όγδοο κεφάλαιο** εφαρμόζεται η μέθοδος της πολλαπλά Γκαουσιανής προσομοίωσης με σκοπό την ορθότερη απεικόνιση της τρισδιάστατης λιθολογικής σύστασης και δομής των τεταρτογενών σχηματισμών του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, αλλά και την αποφυγή των εξομαλύνσεων που προκύπτουν από την εφαρμογή της μεθόδου cokriging. Η μέθοδος αυτή, είναι επέκταση της μεθόδου κατατετημένης Γκαουσιανής μεταβλητής και βασίζεται στην ταυτόχρονη κατάταξη πολλών Γκαουσιανών μεταβλητών με στόχο την προσομοίωση λιθολογικών φάσεων, οι οποίες εμφανίζουν πολύπλοκες επαφές μεταξύ τους.

Στο **ένατο κεφάλαιο** εξετάζεται η ποσοτική εξάπλωση του φαινομένου των εδαφικών υποχωρήσεων στον χώρο και τον χρόνο. Για τον σκοπό αυτόν, χρησιμοποιείται χρονοσειρά δορυφορικών μετρήσεων από το ερευνητικό πρόγραμμα TerraFirma του Ευρωπαϊκού Οργανισμού Διαστήματος, βάσει της τεχνικής της Συμβολομετρίας Σταθερών Ανακλαστήρων. Με βάση τα δεδομένα των δορυφορικών μετρήσεων PSI και τη χρήση των μεθόδων kriging και cokriging, εκτιμώνται οι αλληλοσχετιζόμενες χωροχρονικές μεταβολές των μετακινήσεων του εδάφους και της στάθμης του υπόγειου νερού και πραγματοποιείται πρόβλεψη των τιμών τους. Επιπροσθέτως, η πιεζομετρία χρησιμοποιείται ως βοηθητική μεταβλητή για την εκτίμηση και πρόβλεψη των μετακινήσεων του εδάφους.

Στο **δέκατο και τελευταίο κεφάλαιο** της παρούσας διατριβής, παρατίθενται τα συμπεράσματα καθώς και οι προτάσεις για περαιτέρω έρευνα.

1.2. ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ ΚΑΙ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΚΑΙΝΟΤΟΜΙΑΣ

Η πρόβλεψη της χωροχρονικής εξάπλωσης φαινομένων που αποτελούν συνέπεια δυναμικών διεργασιών είναι κρίσιμη σε πολλά πεδία των γεωεπιστημών. Ειδικότερα, η μεταβολή της στάθμης των υπόγειων νερών και η εμφάνιση εδαφικών υποχωρήσεων έχουν σημαντικό αντίκτυπο στο κοινωνικό και οικονομικό περιβάλλον στο οποίο εκδηλώνονται.

Στην κατεύθυνση αυτή, διάφορες γεωστατιστικές μέθοδοι έχουν χρησιμοποιηθεί στο παρελθόν για τη χωροχρονική χαρτογράφηση γεωφυσικών παραμέτρων (Haslett & Raftery, 1989; Seguret & Huchon, 1990; Handcock & Wallis,

1994; Bogaert & Christakos, 1997a), την πρόβλεψη της χρονικής εξέλιξης της υγρασίας του εδάφους (Goovaerts & Sonnet, 1993; Papritz & Fluhler, 1994; Heuvelink et al., 1997), καθώς και την εκτίμηση των χρονικών μεταβολών της βροχόπτωσης ή της πιεζομετρίας (Bras & Rodrigues-Iturbe, 1984; Rouhani & Wackernagel, 1990; Armstrong et al., 1993). Η ύπαρξη πλήθους διαφορετικών χωροχρονικών θεωρητικών μοντέλων υποδηλώνει σημαντική ευελιξία σε διάφορες πρακτικές εφαρμογές. Η επιλογή και η ενσωμάτωση του κατάλληλου μοντέλου στην ανάλυση εξαρτάται από τις υπό εξέταση μεταβλητές, ενώ τα χωροχρονικά μοντέλα μπορεί να προέλθουν ως επέκταση των αντίστοιχων χωρικών με προσθήκη του χρόνου ως επιπλέον διάστασης (Kyriakidis & Journel, 1999).

Αντιθέτως, ο υπολογισμός και η πρόβλεψη των μετακινήσεων του εδάφους λόγω υπεράντλησης γίνεται με τη χρήση αιτιοκρατικών μεθόδων και την εφαρμογή των νόμων που διέπουν τη ροή νερού σε πορώδες μέσο και την εδαφομηχανική. Η εφαρμογή της γεωστατιστικής στην επίλυση του ανωτέρω προβλήματος χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά στα πλαίσια της παρούσας διατριβής (Modis & Sideri, 2015). Η διαφοροποίηση της εν λόγω προσέγγισης έγκειται στη συσχέτιση της πρόβλεψης αποκλειστικά με προηγούμενες μετρήσεις, τόσο μετακινήσεων όσο και βοηθητικά της πιεζομετρίας, χωρίς τη συμμετοχή κάποιου φυσικού νόμου.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, αντικείμενο της παρούσας διδακτορικής διατριβής αποτέλεσε η αποτύπωση και η διερεύνηση της χωροχρονικής εκδήλωσης του φαινομένου των εδαφικών υποχωρήσεων λόγω υπεράντλησης, μέσω της τεχνικογεωλογικής χαρτογράφησης πεδίου, της αξιολόγησης και κατάλληλης χρήσης των γεωμηχανικών παραμέτρων των διαφόρων τεχνικογεωλογικών ενοτήτων, καθώς και της ανάπτυξης μοντέλων γεωστατιστικής, τα οποία βασίζονται αποκλειστικά στις παρατηρήσεις. Η συσχέτιση και ορθή ερμηνεία όλων των παραπάνω, αποτελούν την πρωτοτυπία της συγκεκριμένης έρευνας.

2. ΕΔΑΦΙΚΕΣ ΥΠΟΧΩΡΗΣΕΙΣ ΛΟΓΩ ΥΠΕΡΑΝΤΛΗΣΗΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΩΝ

Ο όρος εδαφική υποχώρηση αναφέρεται στην ήπια ή ξαφνική βύθιση διακριτών τμημάτων του εδάφους. Οι εδαφικές υποχωρήσεις διαφοροποιούνται από τις καθιζήσεις, καθώς η περίπτωση των καθιζήσεων αφορά σε μετακινήσεις, οι οποίες εκδηλώνονται λόγω επιβολής εξωτερικής πρόσθετης φόρτισης. Συνεπώς, εδαφική υποχώρηση καλείται ο υποβιβασμός της επιφάνειας του εδάφους, λόγω αλλαγών στη στάθμη κάποιου υπόγειου ρευστού, ή λόγω μεταβολής της αντοχής του εδάφους, εξαιτίας της αφαίρεσης της υποστήριξης αυτού σε συγκεκριμένη θέση (Ρόζος, 2007).

Τα αίτια των εδαφικών υποχωρήσεων, οι οποίες συνοδεύουν την εξαγωγή ρευστών (όπως το νερό, το πετρέλαιο και το φυσικό αέριο) από το υπέδαφος, έχουν ίσως γίνει κατανοητά καλύτερα από όλα τα αίτια αστοχίας του εδάφους, ανθρωπογενή και φυσικά (Galloway & Burbey, 2011). Σε παγκόσμια κλίμακα έχουν εντοπιστεί και μελετηθεί πολλές περιοχές, στις οποίες η άντληση ρευστών από το υπέδαφος οδήγησε στην υποχώρησή του.

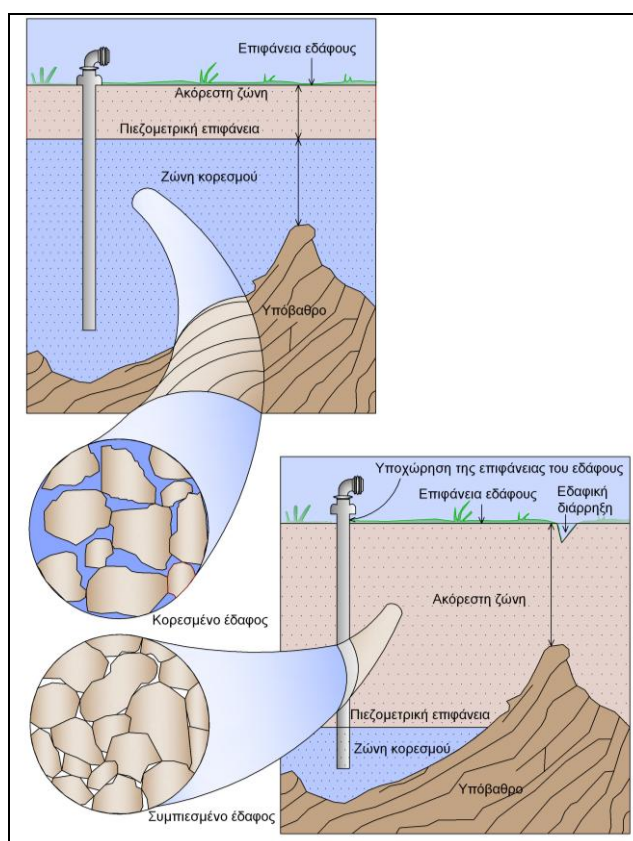
Τα φαινόμενα των εδαφικών υποχωρήσεων, καθώς και η σχέση μεταξύ της πτώσης της στάθμης και της υποχώρησης της επιφάνειας του εδάφους, έχουν παρατηρηθεί εδώ και αρκετές δεκαετίες (Poland & Davis, 1956). Η πρώτη όμως ολοκληρωμένη ανασκόπηση του φαινομένου των εδαφικών υποχωρήσεων λόγω της άντλησης ρευστών από το υπέδαφος, έγινε από τους Poland και Davis το έτος 1969. Ο όρος εδαφική υποχώρηση (land subsidence) συμπεριελήφθη στο πρόγραμμα της UNESCO για τη Διεθνή Υδρολογική Δεκαετία 1965 – 1974. Κατά τη δεκαετία αυτή, διοργανώθηκε και το πρώτο διεθνές συνέδριο για τις εδαφικές υποχωρήσεις. Το έτος 1975, με πρωτοβουλία της UNESCO συστήθηκε ομάδα εργασίας, η οποία εξέδωσε τον «Οδηγό μελέτης των εδαφικών υποχωρήσεων εξαιτίας της υπεράντλησης των υπόγειων νερών» (Poland, 1984). Μέχρι σήμερα, έχουν διεξαχθεί οκτώ διεθνή συνέδρια με θέμα τις εδαφικές υποχωρήσεις. Τα πρακτικά των συνεδρίων αυτών περιλαμβάνουν πολυάριθμες επιστημονικές εργασίες, οι οποίες καλύπτουν όλα τα είδη των αστοχιών που έχουν εντοπιστεί παγκοσμίως (Tison, 1969; Johnson et al., 1986; Johnson, 1991; Barends et al., 1995; Carbognin et al., 2000; Zhang et al., 2005; Carreón-Freyre et al., 2010, κ.λπ.).

Σε αρκετές πληγείσες περιοχές του κόσμου, έχουν ληφθεί μέτρα μερικής ανάσχεσης του φαινομένου των εδαφικών υποχωρήσεων. Οι δύο κύριες μέθοδοι που χρησιμοποιούνται διεθνώς για τον περιορισμό του, είναι η μείωση των αντλήσεων μέσω κατάλληλων προγραμμάτων διαχείρισης των νερών και ο τεχνητός εμπλουτισμός των υπόγειων υδροφόρων οριζόντων (Poland, 1984). Πριν όμως από την εφαρμογή των ανωτέρω μεθόδων είναι αναγκαία η εκπόνηση λεπτομερών υδρογεωλογικών μελετών, η συνεχής παρακολούθηση των εδαφικών μετακινήσεων, η χαρτογράφηση, καθώς και η ανάλυση και προσομοίωση του φαινομένου (Galloway & Burbey, 2011).

2.1. ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΣ ΕΚΔΗΛΩΣΗΣ

Το έδαφος και το υπέδαφος, πριν από οποιαδήποτε παρέμβαση, βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας. Στην κατάσταση αυτή, μπορεί να επέλθουν αλλαγές, λόγω υποβιβασμού της στάθμης του υπόγειου υδροφόρου ορίζοντα. Η υπεράντληση των υπόγειων νερών παίζει άμεσο ρόλο στην υποχώρηση του εδάφους, προκαλώντας τη συμπίεση ευαίσθητων οριζόντων που συμμετέχουν στα υδροφόρα συστήματα. Στην περίπτωση αυτή, οι βαρυτικές ή τεκτονικές δυνάμεις, οι οποίες ασκούνται στους σχηματισμούς που εντάσσονται στη ζώνη αποστράγγισης, τείνουν να μεταβάλλουν το καθεστώς ισορροπίας, προκαλώντας παραμορφώσεις των εδαφικών σχηματισμών (Ρόζος, 2007).

Η αύξηση των τάσεων που επέρχεται με την απομάκρυνση ενός ρευστού από το έδαφος, προκαλεί επαναπροσανατολισμό των εδαφικών σωματιδίων, δηλαδή αύξηση στην πυκνότητα του εδάφους και κατά συνέπεια μείωση του όγκου του (Σχήμα 2.1). Όταν η εδαφική υποχώρηση είναι ομαλή, στην περιοχή επικρατούν ομοιόμορφες συνθήκες και το πρόβλημα αντιμετωπίζεται συνολικά. Εάν οι εδαφικές υποχωρήσεις διαφοροποιούνται από θέση σε θέση, τότε τα προβλήματα είναι πολύ πιο σημαντικά και επηρεάζουν ιδιαίτερα την ασφάλεια των κατασκευών.



Σχήμα 2.1: Αναπαράσταση του μηχανισμού εκδήλωσης των εδαφικών υποχωρήσεων, λόγω ταπείνωσης της πιεζομετρικής επιφάνειας (τροποποιημένο από Kenpy, 1992).

Αναλυτικότερα, ένα εδαφικό στοιχείο, το οποίο βρίσκεται σε ορισμένο βάθος κάτω από την επιφάνεια του εδάφους, υπόκειται σε ένταση από τα γειτονικά του

στοιχεία. Σε μία τυχαία επιφάνεια που διέρχεται από το σημείο αυτό, αναπτύσσονται γενικά ορθές και διατμητικές τάσεις, τα μεγέθη των οποίων στις περισσότερες περιπτώσεις είναι δύσκολο να προσδιορισθούν χωρίς παραδοχές και αναλυτικούς υπολογισμούς (Καββαδάς, 2006). Σε μερικές όμως περιπτώσεις, ορισμένες συνιστώσες των τάσεων που αναπτύσσονται στο έδαφος μπορούν να υπολογισθούν μόνο με τη θεώρηση της στερεοστατικής ισορροπίας. Μια τέτοια περίπτωση είναι η γεωστατική κατάσταση, η οποία αναφέρεται σε έδαφος με οριζόντια επιφάνεια μεγάλης έκτασης και μία ή περισσότερες οριζόντιες στρώσεις. Η περίπτωση αυτή είναι αρκετά συνήθης, λόγω της ιζηματογενούς φύσης των εδαφικών σχηματισμών, η οποία τείνει να δημιουργεί οριζόντια και σχεδόν ισοπαχή στρώματα. Αν επιπλέον σημειωθεί ότι οι πιο πρόσφατες γεωλογικά οριζόντιες εδαφικές στρώσεις, είναι ιδιαίτερα συμπίεστες, αυτές συνήθως έχουν τις μικρότερες αντοχές και συνεπώς είναι πλέον επιρρεπείς σε εδαφικές υποχωρήσεις.

Στη γεωστατική κατάσταση, λόγω συμμετρίας, δεν αναπτύσσονται διατμητικές τάσεις σε οριζόντια και κατακόρυφα επίπεδα. Επιπλέον, η ολική ορθή (κατακόρυφη) τάση που ασκείται στο οριζόντιο επίπεδο ισούται με το ανηγμένο βάρος των υπερκείμενων γαιών. Η ενεργός κατακόρυφη τάση (σ'_{ij}) μπορεί να υπολογισθεί σε μορφή τανυστή από τη σχέση (Terzaghi 1923, 1925):

$$\sigma'_{ij} = \sigma_{ij} - \delta_{ij} p \quad (2.1)$$

ή σε εκτεταμένη μορφή:

$$\begin{bmatrix} \sigma'_{xx} & \sigma'_{xy} & \sigma'_{xz} \\ \sigma'_{yx} & \sigma'_{yy} & \sigma'_{yz} \\ \sigma'_{zx} & \sigma'_{zy} & \sigma'_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} p & 0 & 0 \\ 0 & p & 0 \\ 0 & 0 & p \end{bmatrix}$$

όπου, p είναι η πίεση των πόρων, σ_{ij} και σ'_{ij} είναι οι συνιστώσες της ολικής και της ενεργού τάσης αντίστοιχα, i, j για $i = 1-3$ και $j = 1-3$ αντιπροσωπεύουν τις καρτεσιανές συντεταγμένες x, y και z και δ_{ij} είναι το δέλτα του Kronecker:

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1, & i=j \\ 0, & i \neq j \end{cases}$$

Σύμφωνα με την Εξίσωση 2.1, μεταβολή στην ενεργό τάση μπορεί να προκύψει από αλλαγές στην ολική τάση ή από μεταβολές στην πίεση του νερού των πόρων του σχηματισμού. Οι ολικές τάσεις εξαρτώνται από τα φορτία των υπερκείμενων κορεσμένων ή ακόρεστων σχηματισμών, την τοπογραφία κ.λπ. Εάν τα υδροφόρα στρώματα παρουσιάζουν οριζόντια εξάπλωση, τότε οι αλλαγές στην πίεση των πόρων μεταξύ των εδαφικών στρωμάτων, καθώς και οι παραμορφώσεις που θα προκύψουν, έχουν κατακόρυφη ανάπτυξη (Galloway & Burbey, 2011). Συνεπώς, η Εξίσωση 2.1 θα διαμορφωθεί ως εξής:

$$\sigma'_{zz} = \sigma_{zz} - p \quad (2.2)$$

όπου, p είναι η πίεση των πόρων, σ_{ij} και σ'_{ij} είναι οι συνιστώσες της ολικής και της ενεργού τάσης αντίστοιχα.

Όταν οι ολικές τάσεις παραμένουν σταθερές, τότε η ενεργές τάσεις εξαρτώνται αποκλειστικά από τις μεταβολές της πίεσης των πόρων και συνεπώς:

$$\Delta\sigma'_{zz} = -\Delta p, \text{ για } \Delta\sigma_{zz} = 0 \quad (2.3)$$

Η πτώση της στάθμης σε ένα υδροφόρο στρώμα οδηγεί σε μείωση της υδροστατικής πίεσης που προκαλείται από το νερό των πόρων και ισοδυναμεί με προφόρτιση αυτού. Επομένως, διαπιστώνεται αύξηση της τάσης και πιθανή εκδήλωση εδαφικών υποχωρήσεων, εφόσον οι σχηματισμοί είναι επιρρεπείς προς αυτό (Ρόζος, 2007).

Οι εδαφικοί ορίζοντες των υδροφόρων συστημάτων, οι οποίοι συμπιέζονται και παραμορφώνονται λόγω υπεραντλήσεων, αποτελούνται κυρίως από μη στερεοποιημένους προσχλωσιγενείς σχηματισμούς. Οι σχηματισμοί αυτοί συνήθως δομούν υδρογεωλογικές λεκάνες μεγάλης κλίμακας. Οι υποχωρήσεις του εδάφους καθίστανται λιγότερο έντονες στους αδρομερείς σχηματισμούς (όπως οι άμμοι, τα αμμοχάλικα, κ.λπ.), καθώς η κίνηση του νερού σε αυτούς είναι εύκολη λόγω της υψηλής διαπερατότητας, ενώ το σημαντικό μέγεθος των κόκκων, εμποδίζει την αναδιάταξη των κόκκων και την εκδήλωση των υποχωρήσεων. Αντίθετα, στους λεπτομερείς σχηματισμούς (όπως οι αργιλικοί, οι αργιλοϊλυώδεις, οι ιλυώδεις, κ.λπ.), το φαινόμενο γίνεται εντονότερο. Αυτό συμβαίνει λόγω του μικρού μεγέθους των κόκκων, αλλά και της υψηλής τιμής του δείκτη συμπίεστότητας (C_c) σε ορισμένους από αυτούς. Σε σχηματισμούς οι οποίοι από άποψη κοκκομετρικής διαβάθμισης τοποθετούνται σε ενδιάμεση κατηγορία σε σχέση με τις προηγούμενες περιπτώσεις, η εξέλιξη του φαινομένου ακολουθεί ενδιάμεση πορεία.

Ένα γεωλογικό φαινόμενο το οποίο σχετίζεται άμεσα με την αναδιοργάνωση των τάσεων ενός υδροφόρου ορίζοντα, λόγω της υπεράντλησης αυτού, είναι η εμφάνιση εφελκυστικών ρωγμών στην επιφάνεια του εδάφους. Ο μηχανισμός γένεσης των ρωγμών αυτών προϋποθέτει την υπεράντληση ανομοιογενών (λιθολογικά και υδρογεωλογικά) υδροφόρων στρωμάτων, αλλά και ανωμαλιών στη διαμόρφωση της παλαιογεωγραφίας του υποβάθρου (π.χ. παρουσία τεκτονικών ασυνεχειών με σημαντικό άλμα, αναθολώσεις, κ.λπ.), που οδηγούν σε απομείωση του πάχους των προσχώσεων (π.χ. κοντά στα περιθώρια των λεκανών, κ.λπ.).

Οι εδαφικές υποχωρήσεις δεν προκαλούνται στιγμιαία, αλλά αντίθετα απαιτείται η παρέλευση κάποιου χρονικού διαστήματος για την αφαίρεση του νερού και τη συμπίεση των εδαφικών οριζόντων. Αυτό σημαίνει ότι αν τα επίπεδα της πιεζομετρικής επιφάνειας επανέλθουν γρήγορα στην αρχική τους θέση (εξαιτίας π.χ. μιας άντλησης μικρής χρονικής διάρκειας), τότε ένα μόνο μέρος της προβλεπόμενης εδαφικής υποχώρησης θα λάβει χώρα. Γενικά, το μέγεθος της μετακίνησης στην επιφάνεια εξαρτάται από το πάχος των στρωμάτων τα οποία συμπυκνώνονται, τον δείκτη συμπίεστότητας, αλλά και την ποσότητα νερού που απομακρύνεται με τον υποβιβασμό της στάθμης.

2.2. Η ΔΙΕΘΝΗΣ ΕΜΠΕΙΡΙΑ

Από τις αρχές του 20^{ου} αιώνα έχουν εντοπιστεί εδαφικές υποχωρήσεις μεγάλης έκτασης εξαιτίας της αφαίρεσης ποσοτήτων νερού από το υπέδαφος, σε διάφορες περιοχές ανά τον κόσμο (Poland & Davis, 1956; Wilson & Gorelick, 1996). Ορισμένα από τα πιο χαρακτηριστικά παραδείγματα εδαφικών υποχωρήσεων σε χώρες του εξωτερικού είναι τα ακόλουθα:

Η κοιλάδα **Santa Clara της California** αποτέλεσε την πρώτη στις Η.Π.Α., όπου το φαινόμενο των εδαφικών υποχωρήσεων αποδόθηκε στην εντατική εκμετάλλευση του υπογείου νερού, αλλά και την πρώτη στην οποία οργανώθηκαν επανορθωτικές δράσεις, με αποτέλεσμα την παύση της εξέλιξης του φαινομένου, περίπου το έτος 1969 (Tolman & Poland, 1940; Holzer, 1988).

Η εκμετάλλευση των υπόγειων νερών στην κοιλάδα **San Joaquin της California** για γεωργικούς σκοπούς, μετέτρεψε την εν λόγω περιοχή σε μία από τις πλέον παραγωγικές, ενώ συγχρόνως συνέβαλε σε μία από τις μεγαλύτερες ανθρωπογενείς παρεμβάσεις στην επιφάνεια της γης. Η εντατική εκμετάλλευση του υπόγειου υδάτινου δυναμικού, οδήγησε από το έτος 1922 στην υποχώρηση έκτασης 11.000 km² (Galloway & Riley, 2001). Πρόκειται για τη μεγαλύτερη σε έκταση, περιοχή εδαφικής υποχώρησης παγκοσμίως (Εικόνα 2.1).



Εικόνα 2.1: Θέση εδαφικής υποχώρησης στην κοιλάδα San Joaquin της California των Ηνωμένων Πολιτειών Αμερικής. Η φωτογραφία του Dr. Joseph F. Poland υποδεικνύει κατά προσέγγιση το υψόμετρο της επιφάνειας της γης τα έτη 1925, 1955 και 1977 (Ireland, USGS, 1977).

Η κοιλάδα του **Las Vegas των Η.Π.Α.** αποτελεί την ταχύτερα αναπτυσσόμενη περιοχή των Η.Π.Α. Η αυξανόμενη όμως ζήτηση νερού, εξαιτίας της ταχείας ανάπτυξης του τομέα της βιομηχανίας οδήγησε στην αλόγιστη εκμετάλλευση των

υπόγειων υδροφορέων. Από το έτος 1935, η συμπίεση των υδροφόρων συστημάτων προκάλεσε εδαφική υποχώρηση σχεδόν 2 m και οδήγησε στη εμφάνιση διαρρήξεων στην επιφάνεια του εδάφους (Pavelko et. al., 2001).

Στην **Arizona των Η.Π.Α.**, η εκμετάλλευση του υπόγειου υδάτινου δυναμικού στην προσχωσιγενή λεκάνη, ξεκίνησε τη δεκαετία του 1900 (Εικόνα 2.2). Οι αντλήσεις ήταν απαραίτητες για να καλύψουν τις αρδευτικές ανάγκες της περιοχής, η οποία παρουσιάζει πολύ χαμηλές τιμές βροχοπτώσεων (Carpenter, 2001). Οι εδαφικές υποχωρήσεις έγιναν αισθητές για πρώτη φορά κατά τη δεκαετία του 1940. Έως το έτος 1980 η στάθμη των υπόγειων νερών παρουσίασε πτώση 30 m περίπου, με μέγιστη τιμή σε ορισμένες περιοχές τα 150 m (Carpenter, 2001). Οι διαρρήξεις του εδάφους έχουν επηρεάσει κτήρια, δρόμους, σιδηροδρομικά δίκτυα, αντιπλημμυρικά έργα και αγωγούς αποχέτευσης (Εικόνα 2.2).



Εικόνα 2.2: Προειδοποιητικό σήμα κινδύνου εδαφικής υποχώρησης, το οποίο τοποθετήθηκε μετά την εμφάνιση της διάρρηξης που κατέστρεψε τον δρόμο (δεξιά) (Water Science Photo Gallery, U.S.G.S).

Στην **πόλη του Μεξικού**, η αύξηση του πληθυσμού από το έτος 1922, οδήγησε στην αύξηση των υδατικών αναγκών, με αποτέλεσμα την άντληση ποσοτήτων νερού, πολύ μεγαλύτερων, από τη φυσική αναπλήρωση των υδροφόρων στρωμάτων (Rivera & Ledoux, 1991). Οι συνεχείς αντλήσεις από τον υπόγειο υδροφόρο ορίζοντα των αλλουβίων, κάλυπταν επί πολλά έτη τις υδατικές ανάγκες της πόλης. Εξαιτίας των έντονων μεταβολών των πιεζομετρικών φορτίων, υπήρξε μεγάλη συμπίεση των ιλυωδών αργίλων και εκδήλωση εδαφικών υποχωρήσεων που ξεπέρασαν τα 8 m (Rivera & Ledoux, 1991).

Στην **περιοχή της Bangkok**, εδαφικές υποχωρήσεις λόγω της υπεράντλησης των βαθιών υδροφόρων οριζόντων, παρατηρούνται τα τελευταία 35 έτη. Η πτώση της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα φθάνει σε αρκετές περιοχές τα 65 m και ο ρυθμός των μετακινήσεων τα 65 mm/έτος (Phien-wej et. al., 2006). Ο ρυθμός των υποχωρήσεων είναι πολύ έντονος, εξαιτίας της παρουσίας στρώματος μαλακής αργίλου, υψηλής συμπιεστότητας.

Σε πολλές ιταλικές πόλεις (Milano, Bologna, Venezia, Como, Pisa) έχουν λάβει χώρα μετακινήσεις του εδάφους που οφείλονται (α) στη φόρτιση αυτού εξαιτίας της δόμησης (καθιζήσεις), (β) στις υπεραντλήσεις (εδαφικές υποχωρήσεις) και (γ) σε άλλες ανθρωπογενείς δραστηριότητες (Astori & Bezoari, 1991; Dazzi et. al., 1994). Σε αρκετές από τις πόλεις αυτές, έχουν εγκατασταθεί δίκτυα μετρήσεων των μετακινήσεων του εδάφους.

2.3. ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΑΠΟ ΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Τα τελευταία χρόνια, λόγω της εντατικοποίησης των αντλήσεων στις πεδινές περιοχές του Ελληνικού χώρου, τα φαινόμενα των εδαφικών υποχωρήσεων εμφανίζονται όλο και συχνότερα. Οι συνέπειες αυτών είναι σημαντικές διότι πλήττονται κατοικημένες περιοχές και απαιτούνται άμεσα και δαπανηρά μέτρα αντιμετώπισης. Για τις περισσότερες από τις πλέον εκτεταμένες πεδινές ζώνες του Ελληνικού χώρου, που καλύπτονται από αλλουβιακές αποθέσεις, υπάρχουν αναφορές για την εκδήλωση φαινομένων εδαφικών υποχωρήσεων από υπεράντληση των υπόγειων νερών (Ρόζος & Λουπασάκης, 2012).

2.2.1. Καλοχώρι Θεσσαλονίκης

Χαρακτηριστικό παράδειγμα εδαφικών υποχωρήσεων από υπεράντληση υδροφόρου ορίζοντα αποτελεί η ευρύτερη περιοχή **Καλοχωρίου - Σίνδου Θεσσαλονίκης** (Andronopulos et al., 1991) (Εικόνα 2.3). Στην περίπτωση αυτή, η υπεράντληση στο πεδίο των δελταϊκών αποθέσεων των ποταμών Γαλλικού και Αξιού από τη δεκαετία του 1950, οδήγησε στην εκδήλωση εκτεταμένων εδαφικών υποχωρήσεων στον χώρο του τριγώνου Παλαιά κοίτη Αξιού - Σίνδου, στη βιομηχανική ζώνη δυτικά της Θεσσαλονίκης. Οι υποχωρήσεις αυτές αποδόθηκαν στην εντατική άντληση των υδροφόρων και την ταπείνωση της στάθμης του υπόγειου νερού και προκάλεσαν τη μετατόπιση της ακτογραμμής προς το εσωτερικό σε βάρος της χέρσου.



Εικόνα 2.3: Ανάδυση της σωλήνωσης γεώτρησης, ΒΔ του Καλοχωρίου, εξαιτίας των εδαφικών υποχωρήσεων (Loupasakis et al., 2013).

Ο πλέον ευαίσθητος ορίζοντας που υπέστη την αύξηση της φόρτισης και συνεπώς συνέβαλε στην εκδήλωση των εδαφικών υποχωρήσεων αποτελείται από ιλυώδεις αργίλους με φακοειδείς παρεμβολές άμμων και αφθονία φυλλαρίων μαρμαρυγία. Πρόκειται για απροφόρτιστο ορίζοντα με άτακτη διάταξη των

ορυκτολογικών συστατικών του, που εντοπίζεται σε βάθος από 5 m έως 50 m περίπου.

Οι υποχωρήσεις στην περιοχή Καλοχωρίου - Σίνδου προκάλεσαν τη βύθιση αυτής σε πολλά σημεία περισσότερο από 2 m κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, με σοβαρότερο αποτέλεσμα τη σταδιακή προώθηση της θάλασσας στον οικιστικό χώρο του Καλοχωρίου. Για την άμεση αντιμετώπιση του προβλήματος πραγματοποιήθηκε περιορισμός των αντλήσεων και κατασκευή αναχώματος, το οποίο από το έτος 1976 προστατεύει το Καλοχώρι από την εισροή του θαλασσινού νερού. Οι εδαφικές υποχωρήσεις είναι εμφανείς και εντός του Καλοχωρίου, όπου κεφαλές υδρογεωτρήσεων έχουν υπερυψωθεί του εδάφους, σπίτια έχουν πλημμυρίσει, αλλά και δίκτυα όπως π.χ. του Ο.Τ.Ε έχουν πλέον αχρηστευθεί (Εικόνα 2.4).



Εικόνα 2.4: Η πλημμυρισμένη παράκτια ζώνη κοντά στις εκβολές του Γαλλικού ποταμού (Ρόζος, 2007).

2.2.2. Δήμος Θερμαϊκού στο νομό Θεσσαλονίκης

Ο ανατολικός τομέας του νομού Θεσσαλονίκης και ειδικότερα η περιφέρεια του **Δήμου Θερμαϊκού**, δέχθηκαν τα τελευταία χρόνια έντονη οικιστική ανάπτυξη. Αυτή πραγματοποιήθηκε δίχως να λαμβάνεται υπόψη η διαθεσιμότητα υδάτινων πόρων, ικανών να καλύψουν διαχρονικά τις αυξημένες ανάγκες για ύδρευση των μόνιμων κατοίκων, των τουριστικών καταλυμάτων και των εγκαταστάσεων αναψυχής. Μέχρι σήμερα όλες οι ανάγκες της περιοχής σε υδάτινους πόρους καλύπτονται από υπόγεια νερά, προερχόμενα από την υπεράντληση μέσω γεωτρήσεων των υπό πίεση υδροφόρων των σχηματισμών του νεογενούς, αλλά και των αλλουβίων, που δομούν την περιοχή του Δήμου (Koumantakis et. al., 2008).

Η υπερεκμετάλλευση οδήγησε στην εγκατάσταση αρνητικού ισοζυγίου υπόγειων νερών, η οποία εκφράστηκε με την πτώση της υδροστατικής στάθμης, που κατά θέσεις ξεπέρασε τα 40-50 m τα τελευταία 30 έτη και διαμορφώθηκε σε αρνητικά υψόμετρα. Λόγω των μεγάλων αθροιστικών πτώσεων της υδροστατικής στάθμης στα περιθώρια της πεδινής ζώνης, όπου οι προσχώσεις οι υπερκείμενες των νεογενών είναι επιδεκτικές συμπύκνωσης, εκδηλώθηκαν σημαντικές εδαφικές υποχωρήσεις, με συνέπεια την εμφάνιση εκτεταμένων αστοχιών σε έργα υποδομής και οικίες, εντός του οικισμού της Περαιάς (Εικόνα 2.5).



Εικόνα 2.5: Αποκολλήσεις πρόσθετης κατασκευής (σκάλας) σε οικία, όπου η εδαφική διάρρηξη διέρχεται αμέσως έξω από το χώρο θεμελίωσης αυτής (Koumantakis et. al., 2008).

2.2.3. Περιοχή Μοσχάτου - Φαλήρου Αττικής

Στο υδατικό διαμέρισμα της Αττικής, το οποίο είναι από τα πτωχότερα της χώρας σε υδατικούς πόρους, και πιο συγκεκριμένα στην **περιοχή του Μοσχάτου - Φαλήρου** παρατηρήθηκαν σημαντικές πτώσεις στάθμης, ιδιαίτερα κατά τους θερινούς μήνες, καθώς και σημαντική επιβάρυνση της ποιότητας του νερού στο μεγαλύτερο μέρος του Λεκανοπεδίου (Χιονίδη, 1998).

Αναλυτικότερα στην περιοχή του σταδίου Ειρήνης και Φιλίας, πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις των εδαφικών υποχωρήσεων από τις οποίες διαπιστώθηκε ότι τα μεγέθη τους είναι σημαντικά σε ολόκληρη την περιοχή, ειδικότερα δε στην παραλιακή ζώνη (Γεωργόπουλος, 1993). Επίσης, παρατηρήθηκε αύξηση των εδαφικών υποχωρήσεων από τον Ιλισό προς τον Κηφισό, ενώ η μέγιστη υποχώρηση εντοπίστηκε στο κέντρο της περιοχής. Στην εκβολή του Κηφισού ανιχνεύθηκαν μεγάλα μεγέθη καθιζήσεων, αλλά και εδαφικών υποχωρήσεων. Τα φαινόμενα αυτά, στη συγκεκριμένη περιοχή, τελικά αποδόθηκαν στη φυσική συμπύκνωση των σχετικά νέων αποθέσεων της περιοχής, από τη σημαντική φόρτιση αυτής λόγω της οικιστικής δραστηριότητας, αλλά και στην υπερεκμετάλλευση των υπόγειων νερών.

2.2.4. Εδαφικές υποχωρήσεις στη Θεσσαλία

Η εκμετάλλευση των υπόγειων νερών της ευρύτερης περιοχής της **Θεσσαλικής πεδιάδας** έχει ξεκινήσει εδώ και αρκετές δεκαετίες. Τα υπόγεια νερά χρησιμοποιούνται για την ύδρευση των οικισμών της περιοχής, αλλά κυρίως για την άρδευση των καλλιεργούμενων εκτάσεων. Οι αρδευόμενες καλλιέργειες και ειδικά η καλλιέργεια του βαμβακιού, έχουν αυξηθεί υπέρμετρα τα τελευταία χρόνια σε σχέση με το διαθέσιμο προς άρδευση νερό. Η άρδευση της περιοχής πραγματοποιείται με γεωτρήσεις άντλησης υπόγειων νερών, σε συνδυασμό με παροχέτευση επιφανειακών νερών από τον ποταμό Πηνειό και τη χρήση νερού από ταμιευτήρες, στους οποίους αποθηκεύεται το πλεονάζον νερό που κινείται μέσα στο δίκτυο, έως την έναρξη των αρδεύσεων.

Όπως προκύπτει από την παρακολούθηση της στάθμης τα τελευταία 20-25 έτη, το σύνολο των υπόγειων υδροφόρων της Θεσσαλίας, εκτός από ελάχιστες περιοχές, βρίσκεται σε καθεστώς υπερεκμετάλλευσης. Από την υπεράντληση των υπόγειων νερών, εξαντλήθηκαν σε ορισμένες περιοχές, στα κεντρικά τμήματα και των δύο λεκανών στις οποίες διακρίνεται η Θεσσαλική πεδιάδα (δηλαδή της Ανατολικής και της Δυτικής), τα μη ανανεώσιμα υπόγεια υδατικά αποθέματα. Επίσης, παρατηρήθηκαν μεγάλες πτώσεις στάθμης, μειώθηκαν ή μηδενίστηκαν οι παροχές των ποταμών και των πηγών, αλλά και υποβαθμίστηκε η ποιότητα του νερού σε κάποιες άλλες περιοχές. Σχεδόν σε όλες τις ζώνες, πλην των ζωνών Τρικάλων-Καλαμπάκας, αντλήθηκαν και εξακολουθούν να αντλούνται ετησίως από τους υπόγειους υδροφόρους ορίζοντες, ποσότητες νερού, πολύ περισσότερες από εκείνες που μπορεί να ανανεωθούν από την επανατροφοδοσία αυτών κάθε υδρολογικό έτος. Οι καρστικές υδροφορίες που περιβάλλουν την πεδινή ζώνη βρίσκονται σε καθεστώς εντατικής εκμετάλλευσης, εξαιτίας των πολλών γεωτρήσεων που έχουν ανορυχθεί στο ανάπτυγμά τους.

Αναλυτικότερα, στην περιοχή της **Ανατολικής Θεσσαλίας** τα φαινόμενα των εδαφικών υποχωρήσεων έχουν εντοπιστεί από αρκετούς ερευνητές:

- Ο Καλλέργης (1971) αναφέρει εδαφικές υποχωρήσεις λόγω της υπεράντλησης των νερών από τους αρτεσιανούς υδροφόρους ορίζοντες, στις περιοχές Μεγάλων Καλυβίων, Μικρού Κεφαλόβρυσου και Ράξας.
- Ο Soulios (1997) αναφέρει ότι παρατηρήθηκαν φαινόμενα εδαφικών υποχωρήσεων, κατά το τέλος του έτους 1990, στις περιοχές των οικισμών Ριζόμυλου, Στεφανοβικείου, Καστρίου, Μελιάς, Μέλισσας, Νίκης, Γλαύκης, Σωτήριου και Χάλκης, καθώς και στο στρατιωτικό αεροδρόμιο Λάρισας. Ως αίτια του φαινομένου αυτού εξετάστηκαν η ενεργός τεκτονική και η πτώση της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα, η οποία σε ορισμένες περιοχές έφθασε τα 35 m. Η άποψη ότι το φαινόμενο οφείλεται σε υδρογεωλογικά αίτια ενισχύεται από το γεγονός ότι το χρονικό σημείο εμφάνισης των εδαφικών ρωγμών (Ιούλιος 1993) συμπίπτει με το κατώτερο σημειωθέν επίπεδο της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα σε σημαντικό αριθμό πιεζομέτρων, τα οποία

παρακολουθούνται στην εν λόγω περιοχή. Αντιθέτως, σε περιοχές όπου ο υδροφόρος τροφοδοτείται από τεχνητό ταμιευτήρα ή ισχυρούς καρστικούς υδροφόρους ορίζοντες, τα φαινόμενα των ρωγματώσεων απουσιάζουν. Όσον αφορά στην ομοιομορφία μεταξύ της κατεύθυνσης των ρηγμάτων του υποβάθρου και των εδαφικών ρωγμών, ο Soulios (1997) υποστηρίζει ότι οι ρωγματώσεις δεν αποτελούν συνέχεια των παλαιών ρηγμάτων προς τα άνω, αλλά η παράλληλη διάταξη αυτών οφείλεται στο γεγονός ότι τα ρήγματα του υποβάθρου δημιουργούν συνεχείς τεκτονικές αναβαθμίδες και κατά συνέπεια διαδοχικές αυξήσεις στο πάχος του τεταρτογενούς καλύμματος. Η γεωλογική διάταξη της περιοχής συνέβαλλε στη δημιουργία ζωνών τεταρτογενών σχηματισμών διαφορετικού πάχους, παράλληλα προς τα ρήγματα του υποβάθρου. Συνεπώς, η υποχώρηση του εδάφους είναι μεγαλύτερη σε ιζήματα μεγαλύτερου πάχους και τα ρήγματα τα οποία δημιουργούνται από αυτήν είναι υπό - παράλληλα του υποβάθρου.

- Οι Kaplanides & Fountoulis (1997) αναφέρουν εδαφικές ρωγμές στους οικισμούς Ριζόμυλου, Στεφανοβικείου, Μελίας, Νίκης, Καστρίου, Κάμπου, καθώς και στο αεροδρόμιο της Λάρισας. Επίσης, επισημαίνουν φαινόμενα καταστροφής σωλήνων γεωτρήσεων στις περιοχές της Χάλκης και της Μαγούλας, όπου έχουν σημειωθεί εδαφικές υποχωρήσεις, χωρίς την εμφάνιση ρωγμών. Οι ρωγμές στην περιοχή του Καστρίου οφείλονται σε υπεράντληση, ενώ στο αεροδρόμιο Λάρισας, καθώς και στους οικισμούς Μελίας, Νίκης, Στεφανοβικείου και Ριζόμυλου συνδέονται άμεσα με την τεκτονική ζώνη διεύθυνσεως ΒΔ/κής-ΝΑ/κής. Τα φαινόμενα στην περιοχή της Χάλκης και της Μαγούλας, σύμφωνα με τους ανωτέρω ερευνητές, οφείλονται στην υποχώρηση των τεταρτογενών ιζημάτων λόγω υπεράντλησης.
- Ο Ρόζος (2007) αναφέρει ότι στην περιοχή της Κάρλας, η υπεράντληση του υδροφόρου οδήγησε στην εκδήλωση εδαφικών υποχωρήσεων, οι οποίες έγιναν ορατές με την εμφάνιση περιθωριακών διαρρήξεων, δηλαδή κοντά στις επιφανειακές εμφανίσεις του υποβάθρου, καθώς το πάχος των αποθέσεων μειωνόταν σε αυτές. Τέτοιες εκδηλώσεις εδαφικών ρωγματώσεων ήταν εμφανείς πριν από ορισμένα έτη στην περιοχή των οικισμών Σταφανοβικείου, Μέλισσας και Ριζόμυλου, προκαλώντας ανησυχίες σε μερίδα σεισμολόγων ως προς την επιφανειακή εμφάνιση ενεργού ρήγματος που θα μπορούσε να δώσει σεισμούς, χωρίς βέβαια αυτό να αποτελεί πραγματικό γεγονός.

Τα τελευταία χρόνια, στην περιοχή της **Δυτικής Θεσσαλίας**, έχει παρατηρηθεί σημαντική πτώση της στάθμης των υδροφόρων, εξαιτίας της ανόρυξης μεγάλου αριθμού υδρογεωτρήσεων. Το γεγονός αυτό οφείλεται στη μικρή υδαταγωγιμότητα των υπό πίεση υδροφόρων οριζόντων και στην ακατάστατη διανομή τους, στοιχεία τα οποία δεν επιτρέπουν την πλήρη αναπλήρωση των αντλούμενων ποσοτήτων με αύξηση των διηθήσεων στις ζώνες τροφοδοσίας.

Στην περιοχή Σοφάδων, Παλαμά, Ν. Μοναστηρίου και Δομοκού, λόγω των υπεραντλήσεων της τελευταίας 30ετίας, που οδήγησαν σε πολύ μεγάλες πτώσεις στάθμης, αφού η υπερεκμετάλλευση υπερέβη τις φυσικές ανανεώσεις των υδροφόρων στρωμάτων, σημειώθηκαν σημαντικές εδαφικές υποχωρήσεις (Soulis, 1997). Πιο αναλυτικά, για τη δυτική Θεσσαλική λεκάνη η οποία αποτελεί και το χώρο μελέτης της παρούσας διατριβής, σημειώνονται τα εξής:

Εδαφικές υποχωρήσεις εντοπίστηκαν στην πόλη των Φαρσάλων (Ρόζος & Τζιτζιρας, 2002). Δυστυχώς στην περίπτωση αυτή η οριακή εδαφική θραύση εκδηλώθηκε μέσα στην πόλη προκαλώντας ζημιές με τη μορφή εφελκυστικών ρωγμών σε δρόμους, αλλά και σε οικίες. Αυτές οι θραύσεις είναι αποτέλεσμα εντατικών υπεραντλήσεων στον κάμπο μπροστά από την πόλη, που είχαν ως συνέπεια αρχικά τη διακοπή της λειτουργίας πολύ μεγάλων πηγών εντός της πόλης των Φαρσάλων και στη συνέχεια την εκδήλωση εδαφικών υποχωρήσεων (Ρόζος, 2007).

Αναλυτικότερα, από το έτος 2002, ξεκίνησε η εμφάνιση εδαφικών διαρρηξεων που έχουν επηρεάσει το οδόστρωμα τμήματος του οδικού δικτύου (Εικόνα 2.6), αλλά και πολλά κτίσματα της περιοχής. Το φαινόμενο αυτό αποδόθηκε στην εκμετάλλευση των υπόγειων νερών της περιοχής, η οποία έχει ενταθεί τα τελευταία χρόνια.



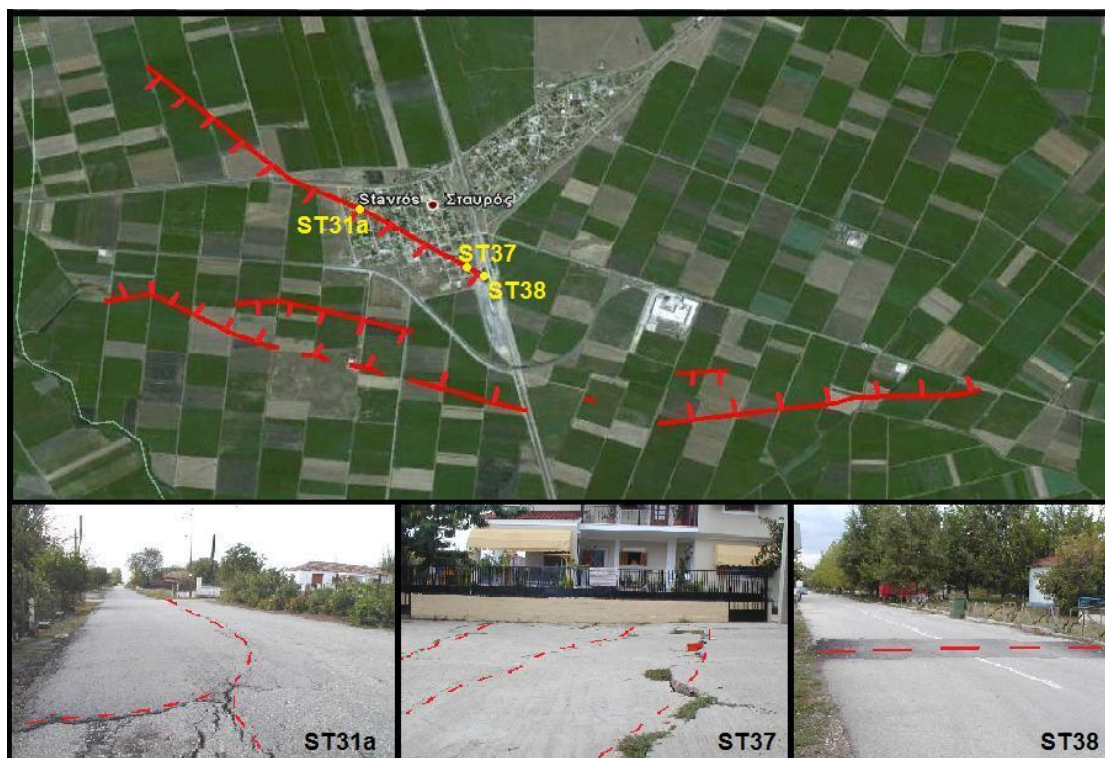
Εικόνα 2.6: Δορυφορική εικόνα (Google Earth) στην οποία παρουσιάζονται οι εδαφικές θραύσεις στην περιοχή των Φαρσάλων. Στις φωτογραφίες FA3, FA2 και FA9 φαίνονται οι ρωγμές σε τμήματα δρόμων και οικίες της περιοχής (Rozos, et al., 2010).

Εδαφικές θραύσεις εντοπίστηκαν και στην περιοχή Σταυρού (Εικόνες 2.7, 2.8). Η κυριότερη αυτών, βρίσκεται δυτικά της σιδηροδρομικής γραμμής. Το συνολικό μήκος της θραύσης αυτής είναι περίπου 2.100 m. Το ίχνος της και σε αυτή την περίπτωση είναι εμφανές τόσο στο οδόστρωμα, όσο και σε πολλά κτίσματα της περιοχής. Σε όσες οικίες και κατασκευές βρίσκονται πάνω στην εδαφική θραύση έχουν προκληθεί ζημιές, όπως ρωγματώσεις στην τοιχοποιία, στρεβλώσεις σε πόρτες, παράθυρα, μάντρες και πεζοδρόμια. Οι εδαφικές θραύσεις και στην περίπτωση αυτή αποδόθηκαν στις εντατικές αντλήσεις των υπόγειων νερών της περιοχής.

Οι κατασκευές, οι οποίες βρίσκονται επάνω στις συγκεκριμένες εδαφικές θραύσεις (κυρίως οικίες), παρουσιάζουν ρωγματώσεις στην τοιχοποιία και τα δάπεδα, αλλά και στρεβλώσεις σε πόρτες και παράθυρα. Το φαινόμενο αυτό δεν παρατηρήθηκε σε κατασκευές που απέχουν έστω και λίγα μέτρα από τη ζώνη των εδαφικών διαρρήξεων. Οι εδαφικές θραύσεις που εμφανίζονται στο οδόστρωμα παρουσιάζουν βραδεία εξέλιξη, με αποτέλεσμα να επανεμφανίζονται και μετά τις όποιες παρεμβάσεις, δυσχεραίνοντας την κυκλοφορία των οχημάτων.



Εικόνα 2.7: Ρωγμές στην τοιχοποιία κτίσματος στην περιοχή Σταυρού του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου (Modis & Sideri, 2015).



Εικόνα 2.8: Δορυφορική εικόνα (Google Earth) στην οποία παρουσιάζονται οι εδαφικές διαρρήξεις στην περιοχή του Σταυρού. Στις φωτογραφίες ST31a, ST37 και ST38 φαίνονται οι διαρρήξεις σε τμήματα δρόμων της περιοχής (Rozos, et al., 2010).

Κατά το έτος 2007 πραγματοποιήθηκε λεπτομερής καταγραφή και αποτύπωση των χαρακτηριστικών εδαφικών θραύσεων οι οποίες εμφανίζονται στους οικισμούς των περιοχών:

- Φάρσαλα, Σταυρός, περιοχή μεταξύ Φαρσάλων-Σταυρού-Σοφάδων (Δυτική Θεσσαλία) και
- Κάμπος, Καστρί, Καλαμάκι, Πλατύκαμπος, Άνω Πλατύκαμπος, Χάλκη, Μελιά, Μέλισσα, Αχίλλειο, Νίκη, Κυψέλη, Αρμένιο, Στεφανοβίκειο, Μέγα Μοναστήριο και Ριζόμυλος (Ανατολική Θεσσαλία).

Διαπιστώθηκε ότι η κύρια αιτία της εμφάνισης των εδαφικών υποχωρήσεων είναι η εντατική και εκτεταμένη άντληση νερού από τους υδροφόρους ορίζοντες, η οποία προκάλεσε την ανακατανομή του τασικού πεδίου και την ενεργοποίηση φαινομένων συμπύκνωσης στους ορίζοντες που φιλοξενούν την υδροφορία (Αποστολίδης & Γεωργίου, 2007; Σίδηρη, 2008; Rozos et al., 2010). Με αντίστοιχο μηχανισμό γένεσης εκτιμάται ότι έχουν προκληθεί και οι πρώτες εδαφικές θραύσεις που εντοπίστηκαν το έτος 2010, στις περιοχές Αγίου Γεωργίου (Εικόνα 2.9), Ανωχωρίου και Κατωχωρίου (Sideri et al., 2012). Το έτος 2011, εδαφικές θραύσεις εντοπίστηκαν και στις περιοχές Ελληνικού και Φαρκαδώνας (Εικόνα 2.9 και 2.10 αντίστοιχα).



Εικόνα 2.9: Ρωγμές στην τοιχοποιία κτηρίου και στο δάπεδο οικίας, στην περιοχή Αγίου Γεωργίου, το έτος 2010.



(α)



(β)

Εικόνα 2.10: Ρωγμές στην τοιχοποιία κτηρίου και στην περίφραξη οικίας στις περιοχές Ελληνικού (αριστερά) και Φαρκαδώνας (δεξιά), το έτος 2011.

3. ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΟ ΑΝΑΓΛΥΦΟ – ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΘΕΣΣΑΛΙΚΟΥ ΚΑΜΠΟΥ

3.1. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Το ανάγλυφο μίας περιοχής είναι αποτέλεσμα της γεωτεκτονικής εξέλιξης και των γεωλογικών διεργασιών που έλαβαν χώρα, της αποσάθρωσης, της διάβρωσης, του ύψους των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων, καθώς και της υδροπερατότητας των σχηματισμών που τη δομούν (Κούκης, 1993).

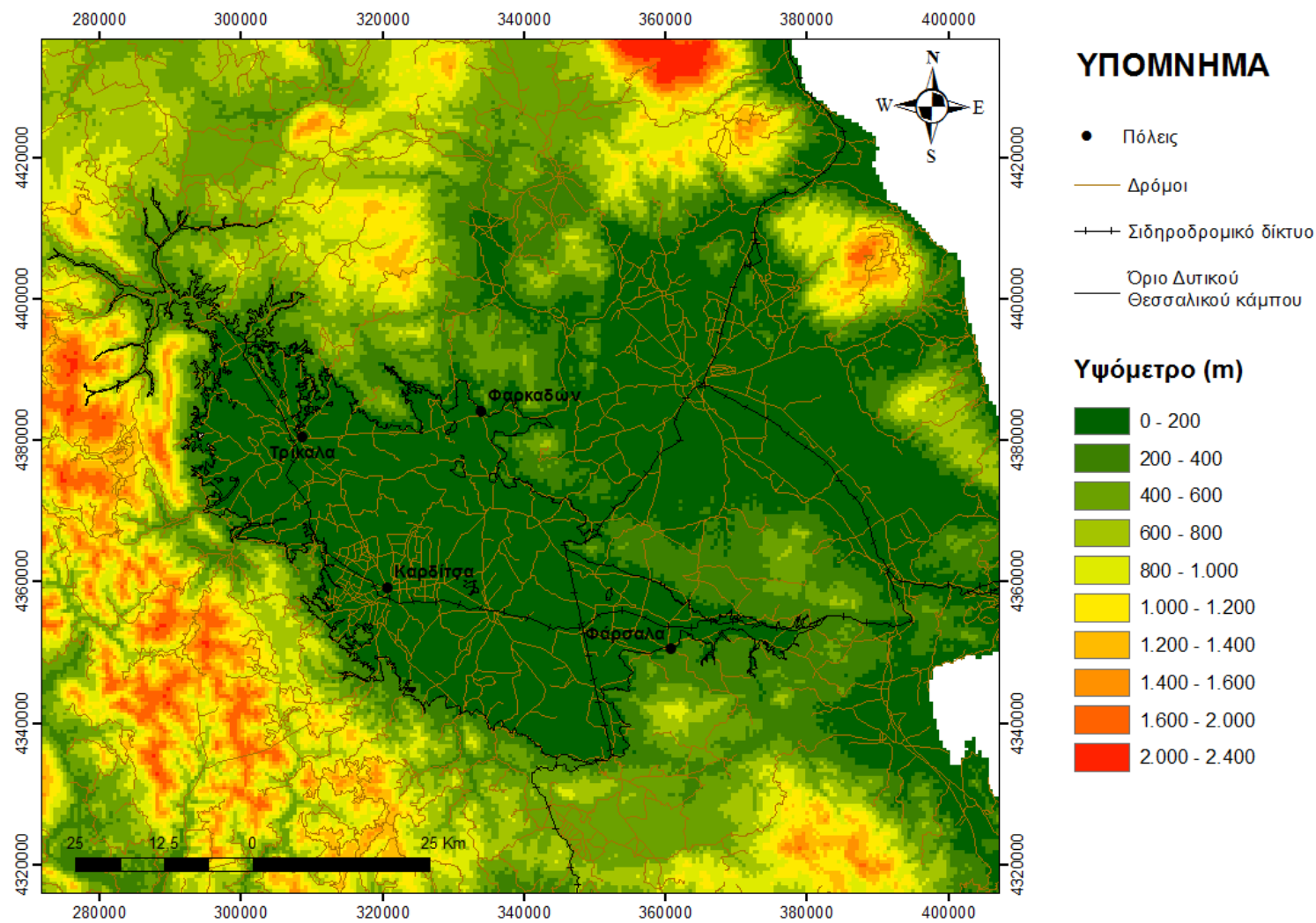
Σύμφωνα με τον Αποστολίδη (2014), πρωτεύοντα ρόλο στη διαμόρφωση του αναγλύφου της Θεσσαλίας έπαιξε η αλπική ορογένεση, με τη δημιουργία του ορεινού συγκροτήματος, το οποίο αποτελεί τμήμα των Ελληνίδων οροσειρών. Οι μεγάλοι μορφολογικοί άξονες, συνήθως συμφωνούν με τις γενικές τεκτονικές γραμμές. Επομένως, η τεκτονική και η παλαιογεωγραφική εξέλιξη της περιοχής του θεσσαλικού χώρου έχει διαδραματίσει τον σοβαρότερο ρόλο στον προσανατολισμό των ορειογραφικών αξόνων.

Η Θεσσαλία καταλαμβάνει έκταση 13.134 km² (Μανάκος, 2010). Γεωγραφικά, η ανωτέρω περιοχή αναπτύσσεται, με βάση το προβολικό σύστημα ΕΓΣΑ '87, μεταξύ των X_{min}: 259.650, Y_{min}: 4.314.700 και X_{max}: 445.400, Y_{max}: 4.452.500.

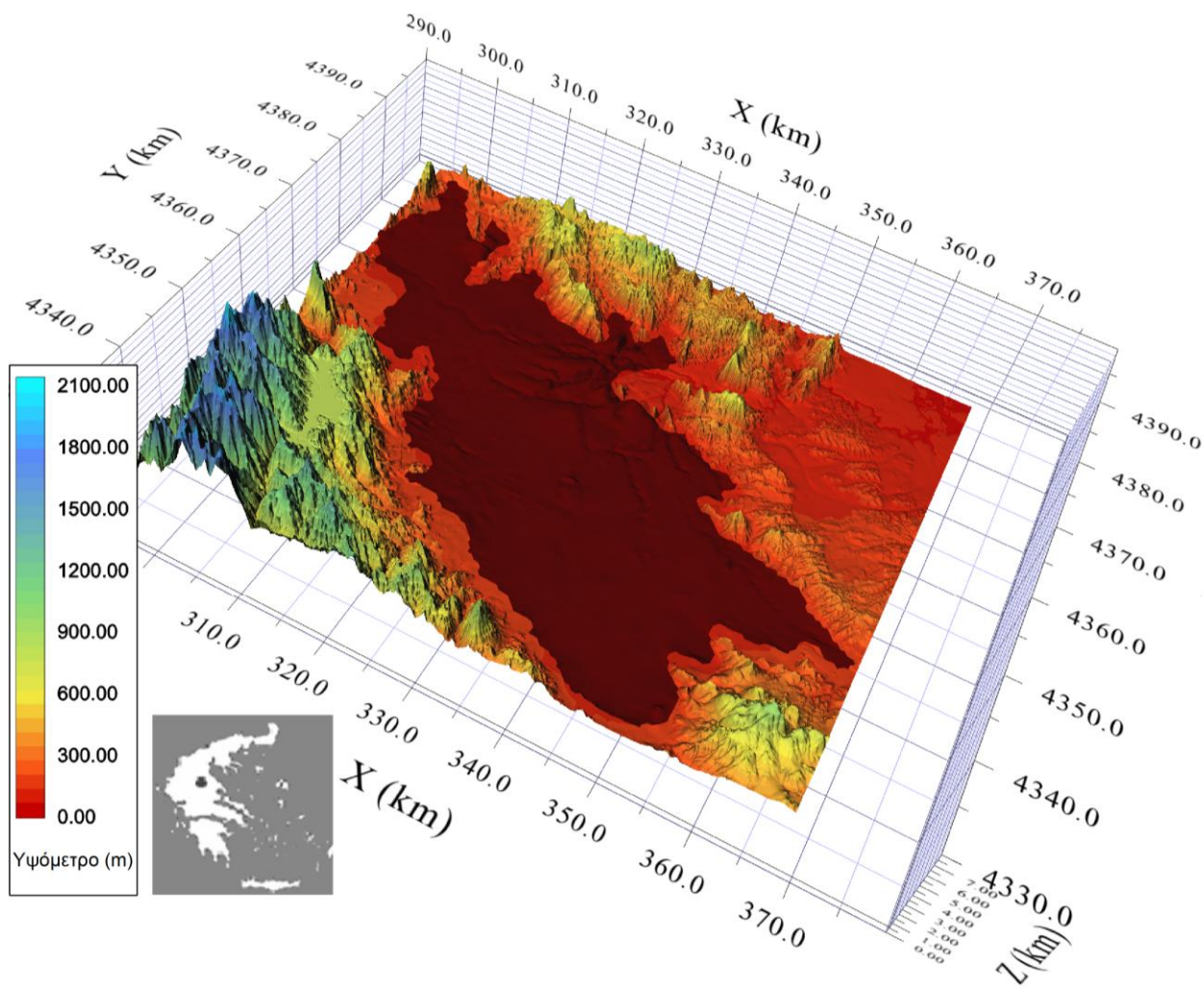
Ο Θεσσαλικός κάμπος αποτελεί τη δεύτερη μεγαλύτερη πεδιάδα της Ελλάδας, μετά τη Μακεδονική. Ο Θεσσαλικός χώρος, ως γεωγραφικός όρος, περιλαμβάνει την «πεδινή» και την «ορεινή» Θεσσαλία, αποτελεί δε ένα από τα μεγαλύτερα γεωγραφικά διαμερίσματα του Ελληνικού χώρου (Καλλέργης κ.ά., 1973).

- Η ορεινή Θεσσαλία, με έκταση 7.894 km², δηλαδή το 60,10% της όλης επιφάνειας της Θεσσαλίας περιβάλλει από όλες τις πλευρές την πεδινή με τις οροσειρές της Όσσας, Μαυροβουνίου και Πηλίου στα ανατολικά, του Κάτω Ολύμπου, Άνω Ολύμπου και Τίταρου στα βορειοανατολικά, των Καμβουνίων, Χασίων και Αντιχασίων στα βόρεια και βορειοδυτικά, της νοτιοανατολικής Πίνδου στα δυτικά και της Όθρους στα νότια.
- Η πεδινή Θεσσαλία, δηλαδή η περιοχή με απόλυτο υψόμετρο κάτω των 200 m, καταλαμβάνει έκταση 5.240 km² και αποτελείται από δύο λεκάνες, οι οποίες οφείλουν τη σημερινή τους μορφή στην παλαιογεωγραφική τους εξέλιξη (Μανάκος, 2010).

Η διάκριση στις δύο λεκάνες (ανατολική και δυτική λεκάνη) καθορίζεται από την παρουσία στο κέντρο της πεδινής Θεσσαλίας επιμήκους ράχης από τα όρη Ζάρκου, Τίτανου, Φυλλήϊου και Χακλοδόγιου, (Εικόνα 3.1). Η δυτική λεκάνη αποτελεί και τον χώρο μελέτης της παρούσας διατριβής (Εικόνα 3.2).



Εικόνα 3.1: Ανατολική και Δυτική λεκάνη της πεδινής Θεσσαλίας.



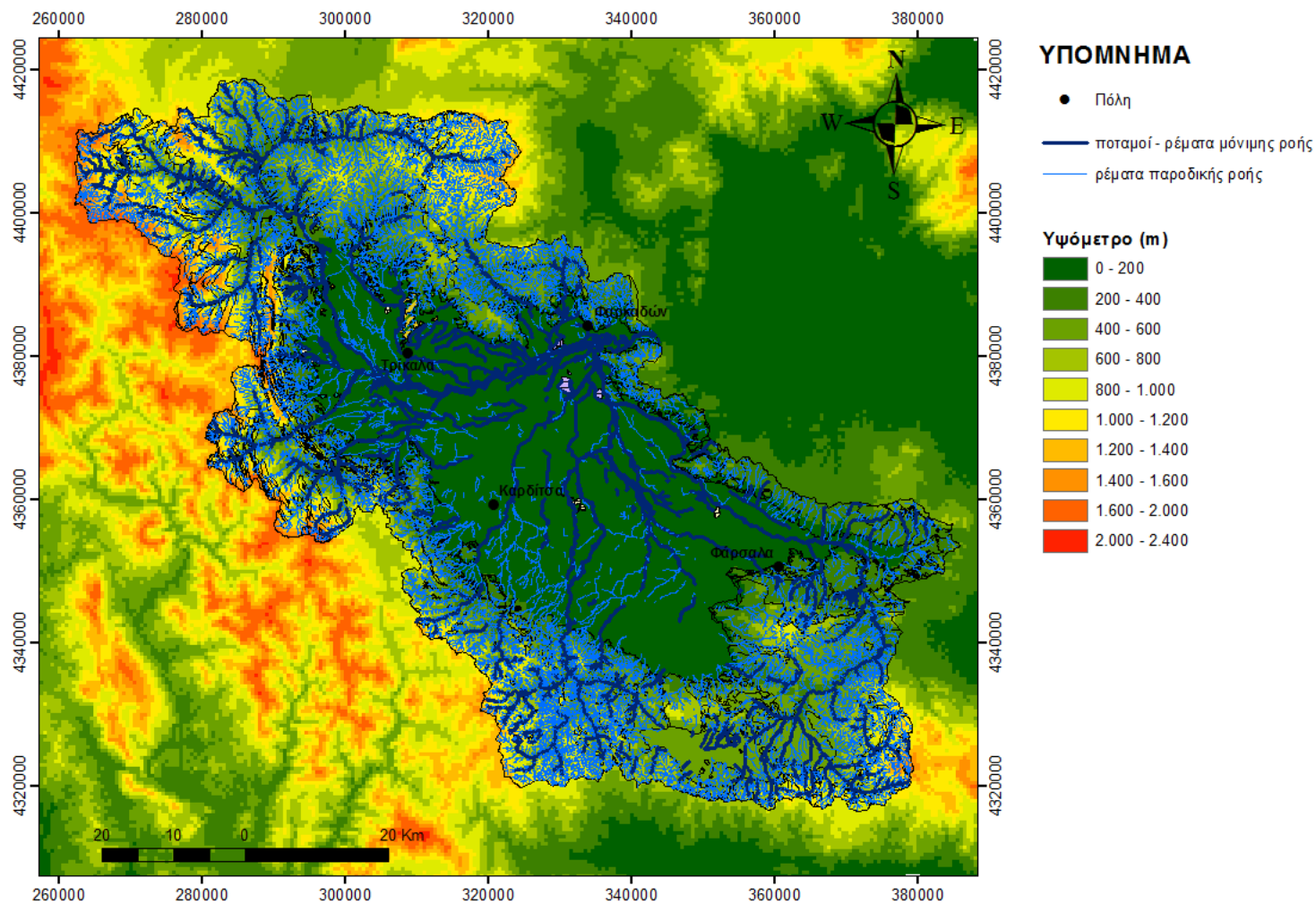
Εικόνα 3.2: Ψηφιακό μοντέλο εδάφους και οριοθέτηση του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου (σκούρο κόκκινο χρώμα) (Modis & Sideri, 2013).

3.2. ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Το υδρογραφικό δίκτυο μίας λεκάνης - υπολεκάνης συνίσταται από το σύνολο των ποταμών, των χειμάρρων και των ρεμάτων, τα οποία την αποστραγγίζουν (Αποστολίδης, 2014). Η μορφή του υδρογραφικού δικτύου κάθε υδρολογικής λεκάνης – υπολεκάνης αποτελεί συνάρτηση (α) των κλιματολογικών συνθηκών της περιοχής, δηλαδή του ύψους της βροχόπτωσης και της εποχικής κατανομής αυτού, (β) των γεωλογικών συνθηκών, της λιθολογικής σύστασης των πετρωμάτων και κατά συνέπεια της διαβρωσιμότητας, αποσαθρωσιμότητας και υδροπερατότητας αυτών, καθώς και (γ) της τεκτονικής δομής (βαθμός κερματισμού) (Μανάκος, 2010; Αποστολίδης, 2014). Το υδρογραφικό δίκτυο με ισχυρές χαραδρώσεις και χωρίς σημαντικές διακλαδώσεις, υποδηλώνει αυξημένη υδροπερατότητα και κατά συνέπεια η κατείσδυση υπερέχει της απορροής. Αντιθέτως, το υδρογραφικό δίκτυο το οποίο είναι πλούσιο σε διακλαδώσεις, υποδηλώνει μικρή υδροπερατότητα (επικράτηση υδατοστεγών πετρωμάτων), δηλαδή αυξημένη απορροή σε συνάρτηση με την κατείσδυση.

Το υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας αποστραγγίζεται κατά κύριο λόγο από τον Πηνειό ποταμό, ο οποίος είναι αποδέκτης σχεδόν όλων των ποταμών και ρεμάτων που πηγάζουν από την ορεινή Θεσσαλία και εκβάλλει στο Αιγαίο Πέλαγος. Συνεπώς, ως λεκάνη απορροής του Πηνειού ποταμού δύναται να θεωρηθεί ολόκληρη η ορεινή Θεσσαλία, αφού τα γεωγραφικά όρια αυτής σχεδόν συμπίπτουν με τον υδροκρίτη (Καλλέργης κ.ά. 1973; Μανάκος, 2010).

Η μέση ετήσια απορροή του Πηνειού, υπολογίζεται σε $3.970 * 10^6 \text{ m}^3$ με τον μεγαλύτερο όγκο υδάτων (82,01%) να απορρέει κατά τον χειμώνα και την άνοιξη (Μανάκος, 2010). Η υδρολογική λεκάνη του Πηνειού έχει έκταση 10.763 km^2 και καταλαμβάνει το 81,94% του υδατικού διαμερίσματος της Θεσσαλίας. Το μέγιστο υψόμετρο της λεκάνης αυτής ανέρχεται σε 2.698 m και το ελάχιστο σε 1 m. Επιπροσθέτως, η υδρολογική λεκάνη του Πηνειού υποδιαιρείται σε έναν μεγάλο αριθμό υπολεκανών, οι οποίες αποστραγγίζονται από τους παραποτάμους αυτού Ληθαίο, Ίωνα, Πορταϊκό, Πάμισο, Καλέντζη, Ονόχωνο, Σοφαδίτη, Φαρσαλιώτη, Ενιπέα και Νεοχωρίτη για τη δυτική Θεσσαλία και Τιταρίσιο για τη βόρεια και ανατολική Θεσσαλία (Εικόνα 3.3).



Εικόνα 3.3: Υδρογραφικό δίκτυο στη λεκάνη της δυτικής Θεσσαλίας (τροποποιημένο από Αποστολίδη, 2014).

4. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΚΑΙ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

4.1. ΑΝΑΦΟΡΕΣ ΣΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

Ο Ελληνικός χώρος χαρακτηρίζεται για τη σύνθετη γεωλογική δομή και έντονη τεκτονική καταπόνηση των σχηματισμών, ως αποτέλεσμα των επάλληλων ορογενετικών κινήσεων που έλαβαν χώρα στο παρελθόν και συνεχίζονται έως σήμερα (Αποστολίδης, 2014). Οι Ελληνίδες οροσειρές δημιουργήθηκαν εξαιτίας του Αλπικού γεωτεκτονικού κύκλου ή αλλιώς της Αλπικής ορογένεσης. Η Αλπική ορογένεση έλαβε χώρα κατά το Μεσοζωϊκό και το Τριτογενές. Αποτέλεσε σημαντικό στοιχείο στη σημερινή διαμόρφωση του Ελληνικού χώρου με τον οριζόντιο και κατακόρυφο διαμελισμό και την έντονη πτύχωση των Ελληνίδων. Βέβαια, στη διαμόρφωση αυτή συνέβαλαν και οι πρόσφατες κατακόρυφες μετακινήσεις του Τεταρτογενούς, με τη δημιουργία απότομων ακτών και την περαιτέρω εξέλιξη των τεκτονικών τάφρων του Νεογενούς, με τις οποίες άλλωστε συνδέεται άμεσα και η έντονη σεισμικότητα της περιοχής αυτών (Κούκης, 1993).

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί, οι οποίοι απαντούν στον Ελληνικό χώρο, διακρίνονται από πλευράς ηλικίας και τεκτονισμού, σε τρεις μεγάλες ομάδες: (α) στους προαλπικούς, ηλικίας Παλαιοζωϊκής ή αρχαιότερης, (β) στους αλπικούς, ηλικίας Τριαδικής έως Κάτω – Μειοκαινικής και (γ) στους μετααλπικούς, ηλικίας νεότερης του Κατώτερου Μειόκαινου, με εξαίρεση τα μολασσικά ιζήματα, των οποίων η ηλικία είναι παλαιότερη, δηλαδή Μεσοηωκαινική έως Μειοκαινική (Παπανικολάου, 1986; Κατσικάτσος, 1992).

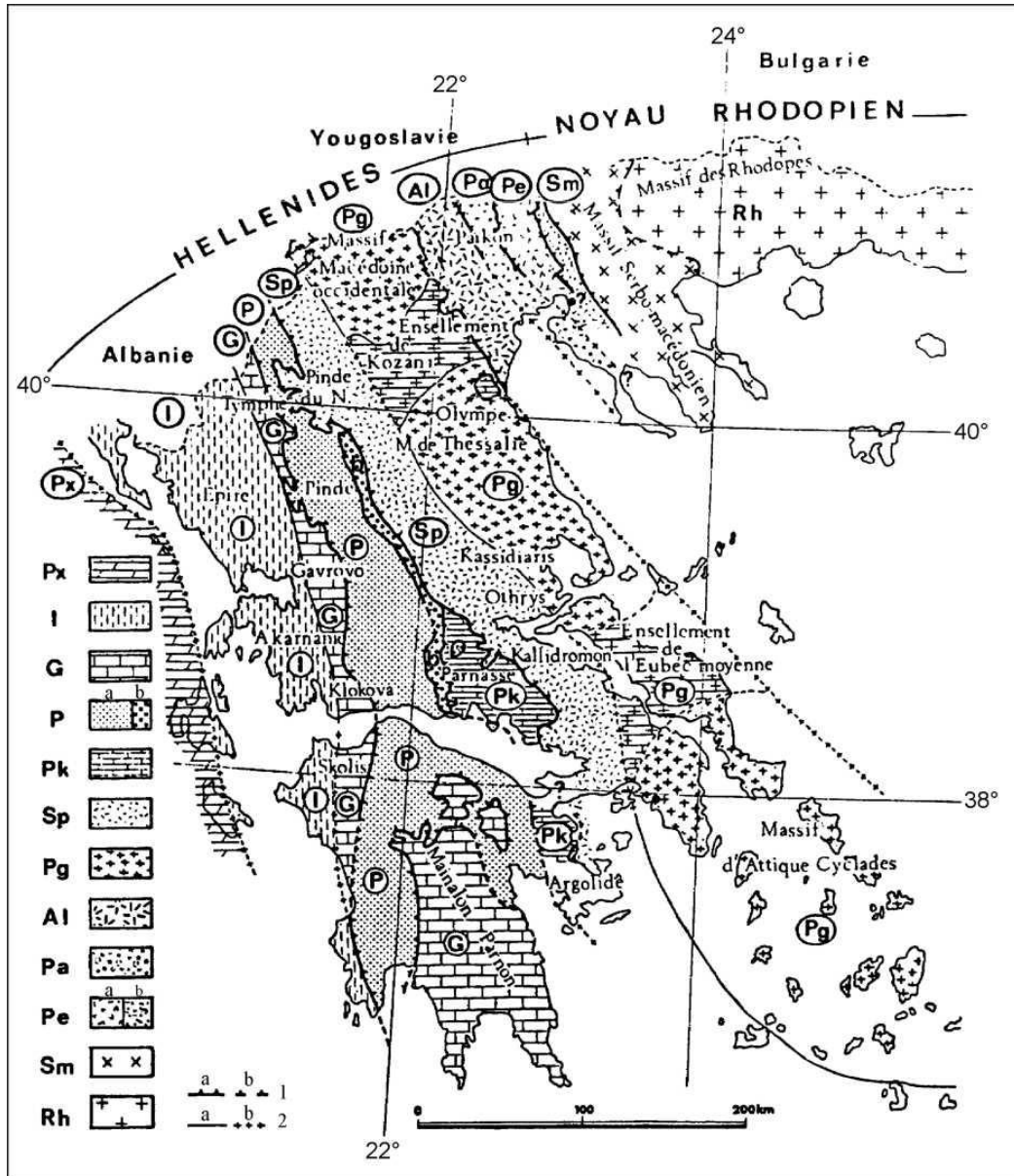
Οι Ελληνίδες οροσειρές εντάσσονται σε γεωτεκτονικές ζώνες, δηλαδή σε μεγάλες γεωλογικές ενότητες, η καθεμία από τις οποίες συνίσταται από ορισμένη στρωματογραφική διαδοχή των ιζημάτων της, από τους ιδιαίτερους λιθολογικούς χαρακτήρες της και από την ιδιαίτερη τεκτονική της συμπεριφορά, στοιχεία τα οποία εξαρτώνται από την παλαιογεωγραφική της θέση (Αποστολίδης, 2014). Οι ανωτέρω ζώνες ονομάζονται «Ελληνίδες ζώνες». Ορισμένες από τις ανωτέρω ζώνες διακρίνονται σε υποζώνες, εξαιτίας των κατά τύπους ιδιομορφιών που παρουσιάζουν.

Σύμφωνα με τον Brunh (1956), οι γεωτεκτονικές ζώνες διακρίνονται σε εξωτερικές και εσωτερικές με βάση τα εξής κριτήρια:

- Οι εξωτερικές γεωτεκτονικές ζώνες χαρακτηρίζονται από συνεχή ιζηματογένεση, από το Τριαδικό έως και το μεγαλύτερο τμήμα του Τριτογενούς και σε μερικές περιπτώσεις έως και το Κατώτερο – Μέσο Μειόκαινο και έχουν τεκτονισθεί από μία μόνο κύρια ορογενετική φάση, η οποία έλαβε χώρα κατά το Ανώτερο Ηώκαινο έως και το Κατώτερο – Μέσο Μειόκαινο.

- Οι εσωτερικές γεωτεκτονικές ζώνες έχουν προσβληθεί από δύο κύριες ορογενετικές φάσεις, μία στο τέλος του Ανώτερου Ιουρασικού - Κατώτερου Κρητιδικού και μία κατά το Τριτογενές. Επίσης, οι εσωτερικές ζώνες χαρακτηρίζονται από την παρουσία οφιολιθικών πετρωμάτων και σε πολλές περιπτώσεις από συνορογενετική μεταμόρφωση των σχηματισμών τους. Επιπλέον, ένα άλλο κύριο χαρακτηριστικό τους είναι ότι οι μέσο-άνω-κρητιδικοί σχηματισμοί είναι επικλυσιογενείς.

Στις εξωτερικές ζώνες, σύμφωνα με τον Χριστοδούλου (1982) (Εικόνα 4.1) ανήκουν από δυτικά προς ανατολικά: η ζώνη Παξών ή Προαπουλία, η Ιόνιος ή Αδριατικοϊόνιος ζώνη, η ζώνη Γαβρόβου ή Γαβρόβου - Τριπόλεως, η ζώνη Πίνδου ή Ωλονού-Πίνδου (με την Υπερπινδική «υποζώνη») και η ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας. Σύμφωνα με τον ίδιο ερευνητή, στις εσωτερικές ζώνες, πάλι από δυτικά προς ανατολικά ανήκουν: η Πελαγονική ζώνη ή μάζα (με την Αττικοκυκλαδική ζώνη ή μάζα), η ζώνη Αξιού ή Βαρδάρη (υποζώνες Αλμωπίας, Πάικου και Παιονίας), η Σερβομακεδονική μάζα ή ζώνη και η ζώνη ή μάζα της Ροδόπης. Ως όριο ανάμεσα στις εξωτερικές και τις εσωτερικές ζώνες θεωρείται η Υποπελαγονική ζώνη, η οποία είναι ίσως η πιο αμφισβητούμενη επιστημονικά από τις γεωτεκτονικές ζώνες. Σήμερα μάλιστα αυτή έχει ενοποιηθεί με την Πελαγονική.



Εικόνα 4.1: Διάρθρωση του Ελληνικού χώρου σε γεωτεκτονικές ζώνες (από Χριστοδούλου, 1982). **Px:** ζώνη Παξών ή Προαπούλια, **I:** Ιόνιος ή Αδριατικοϊόνιος ζώνη, **G:** ζώνη Γαβρόβου ή Γαβρόβου - Τριπόλεως, **P:** ζώνη Πίνδου ή Ωλονού-Πίνδου (Υπερπινδική «υποζώνη»), **Pk:** ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας, **Sp:** Υποπελαγονική ζώνη, **Pg:** Πελαγονική ζώνη ή μάζα (με την Αττικοκυκλαδική ζώνη ή μάζα), ζώνη Αξιού ή Βαρδάρη (**Al:** ζώνη Αλμωπίας, **Pa:** ζώνη Πάϊκου, **Pe:** ζώνη Παιονίας), **Sm:** Σερβομακεδονική μάζα ή ζώνη, **Rh:** ζώνη ή μάζα της Ροδόπης. **1:** Εφίπτευση (a: γνωστή, b: υποτιθέμενη), **2:** Όρια ζωνών (a: γνωστά, b: υποτιθέμενα)

4.2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ – ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΔΙΑΡΘΡΩΣΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η δυτική Θεσσαλία διακρίνεται σε δύο μεγάλες μορφολογικές ενότητες, την ορεινή και την πεδινή. Η ορεινή περιοχή, στα δυτικά, με διεύθυνση ΒΔ/κή – ΝΑ/κή, καταλαμβάνει τμήμα της Πινδικής οροσειράς. Η πεδινή περιοχή αναπτύσσεται ανατολικά, στις ευρύτερες περιοχές Τρικάλων – Καρδίτσας – Φαρσάλων και δημιουργήθηκε λόγω του μεταλλικού εφελκυσμού σε διεύθυνση ΒΑ/κή – ΝΔ/κή (Αποστολίδης, 2014).

Η αδρή αυτή μορφολογική διάκριση αντικατοπτρίζει και την υφιστάμενη γεωλογική δομή της δυτικής Θεσσαλίας, στην οποία συμμετέχουν αφενός μεν αλπικοί σχηματισμοί και αφετέρου μεταλλικοί, όπως οι μολασσοί της Μεσοελληνικής αύλακας, οι οποίοι σχηματίζουν στα δυτικά ένα σχετικά ανώμαλο ανάγλυφο. Στα ανατολικά, οι τεταρτογενείς σχηματισμοί παρουσιάζουν σχεδόν οριζόντια μορφολογική ανάπτυξη, και δομούν το δυτικό τμήμα της Θεσσαλικής πεδιάδας. Το κύριο (κεντρικό) τμήμα της λεκάνης αποτελείται από Πλειοκαινικά ιζήματα και Τεταρτογενείς αποθέσεις, πάχους που ξεπερνά τα 550 m και σταδιακή μετάβαση από λιμναίο περιβάλλον (στο Πλειόκαινο) έως τις σημερινές ποταμοχερσαίες αποθέσεις (Αποστολίδης, 2014).

4.2.1. Αλπικοί σχηματισμοί

Ο Δυτικός Θεσσαλικός κάμπος εντάσσεται στο νότιο τμήμα της «Μεσοελληνικής αύλακας». Τα ορεινά συγκροτήματα που τον περιβάλλουν, αποτελούνται, από τα ανατολικά προς τα δυτικά, από πετρώματα τα οποία ανήκουν στην Πελαγονική και Υποπελαγονική ζώνη, μεταβατικά ιζήματα της Πινδικής ζώνης (Υπερπινδική υποζώνη) και τέλος σχηματισμούς της ζώνης Πίνδου.

Οι αλπικοί σχηματισμοί ανήκουν στην Υποπελαγονική γεωτεκτονική ζώνη και είναι κυρίως Μεσοζωικής ηλικίας. Αποτελούν το υπόβαθρο των προσχώσεων στο μεγαλύτερο τμήμα της λεκάνης (βόρεια και ανατολικά) και συνίστανται από τους παλαιότερους προς τους νεότερους, από σχηματισμούς της σχιστοκερατολιθικής διάπλασης με οφιόλιθους, ασβεστόλιθους και ιζήματα του φλύσχη.

Αναλυτικότερα:

Η Πελαγονική ζώνη αντιπροσωπεύεται στη βάση από κρυσταλλικούς σχιστολίθους, φυλλίτες και γνευσίους με ενστρώσεις μαρμάρων. Πάνω σε αυτούς εντοπίζονται ασύμφωνα κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι, μάρμαρα και δολομίτες, εντός των οποίων συχνά απαντώνται οφιολιθικά σώματα (Καλλέργης κ.ά., 1973; Καλλέργης, 1970; Μανάκος, 2010).

Οι σχηματισμοί της Πελαγονικής ζώνης, οι οποίοι συμμετέχουν στη γεωλογική δομή της λεκάνης του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, απαντώνται κυρίως στο βορειοανατολικό και ανατολικό άκρο αυτής (Αποστολίδης, 2014).

Η Υποπελαγονική ζώνη εντοπίζεται στα νοτιοδυτικά κράσπεδα της Πελαγονικής ζώνης. Γενικά, κατέχει το δυτικό περιθώριο – κατωφέρεια του

πελαγονικού υβώματος προς την αύλακα της ζώνης Πίνδου. Η ζώνη αυτή χαρακτηρίζεται από μικτή τεκτονική, με τους παλαιότερους σχηματισμούς να επιτρέπουν πτύχωση κατά ευρέα αντίκλινα – σύγκλινα και τους υψηλότερους ορίζοντες να είναι πολυπτυχωμένοι και συχνά κατακεκλιμένοι (Αποστολίδης, 2014).

Τα κύρια χαρακτηριστικά της ζώνης αυτής, είναι η παρουσία της σχιστοκερατολιθικής διάπλασης με οφιολίθους και η ασύμφωνη τοποθέτηση πάνω σε αυτήν του ανώτερου Κρητιδικού. Σύμφωνα με υπαίθριες παρατηρήσεις (Καλλέργης κ.ά., 1973), διαπιστώθηκε ότι στην περιοχή των Φαρσάλων οι ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι επικάθονται απευθείας, άλλοτε στους οφιολίθους και άλλοτε στους σχιστοκερατολίθους, ανάλογα με το βαθμό διάβρωσης.

Αναλυτικότερα, η Υποπελαγονική ζώνη αποτελείται από τους παρακάτω σχηματισμούς, από τους παλαιότερους προς τους νεότερους (Κατσικάτσος, 1992):

1. Παλαιοζωικό κρυσταλλικό υπόβαθρο (κυρίως γνεύσιοι, γνευσιοσχιστόλιθοι, σχιστόλιθοι και αμφιβολίτες).
2. Νεοπαλαιοζωικούς ημιμεταμορφωμένους, κυρίως κλαστικούς σχηματισμούς (ψαμμίτες και σχιστοψαμμίτες).
3. Σχηματισμούς του Κατώτερου - Μέσου Τριαδικού (αργιλοψαμμιτικά πετρώματα, βασικά εκρηξιγενή πετρώματα και ασβεστολίθους).
4. Μη μεταμορφωμένους Τριαδικο-ιουρασικούς ανθρακικούς σχηματισμούς (ασβεστολίθους και δολομίτες).
5. Επωθημένες μεγάλες μάζες οφιολιθικών πετρωμάτων στους προηγούμενους σχηματισμούς, που συνοδεύονται από ιζήματα βαθιάς θάλασσας.
6. Επικλυσιγενείς Ανωκρητιδικούς ασβεστολίθους.
7. Ιζήματα του φλύσχη (ψαμμίτες και αργιλικοί σχιστόλιθοι).

Οι σχηματισμοί της Υποπελαγονικής ζώνης, οι οποίοι συμμετέχουν στη γεωλογική δομή της λεκάνης του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, συναντώνται κυρίως στα Β.ΒΔ/κά, νότια και ΝΑ/κά κράσπεδα της Θεσσαλικής πεδιάδας, στην περιοχή της Θεόπετρας – Βασιλικής, ανατολικά του Κερκετίου όρους, στο Φυλλήιον όρος, στο όρος Ναρθάκιο και Ν.ΝΑ/κά αυτού έως τα όρη της Γούρας, την οροσειρά της Όθρυος και τις βουνολοφώδεις εξάρσεις γύρω από την αποξηραθείσα λίμνη Ξηριάδας, στην ευρύτερη περιοχή Λουτρού – Κέδρου – Ανάβρας – Θραψιμίου – Λουτροπηγής – Κάτω Κτημένης (Αποστολίδης, 2014).

Η Υπερπινδική σειρά (ενότητα Κόζιακα), αντιπροσωπεύει την ανατολική παρυφή της ζώνης Πίνδου και αποτελείται από δύο σειρές σχηματισμών: (α) τη σειρά Κόζιακα και (β) τη σειρά Θυμιάματος. Γενικά η Υπερπινδική σειρά αποτελεί τη μετάβαση από την Υποπελαγονική ζώνη προς την Πινδική και συνίσταται από συνεχή σειρά ασβεστολίθων – σχιστοκερατόλιθων. Στα κατώτερα μέλη της, η σειρά Κόζιακα αντιπροσωπεύεται από σχιστοκερατόλιθους, οι οποίοι περιβάλλουν με τοξοειδή μορφή τη λεκάνη Καλαμπάκας – Καρδίτσας από τα δυτικά και από το ύψος της Περιστεράς έως το Μουζάκι.

Πιο αναλυτικά, οι σειρές Κόζιακα και Θυμιάματος αποτελούνται από τους παρακάτω σχηματισμούς από τους παλαιότερους προς τους νεότερους

(Παπανικολάου & Σίδερης, 1977; Jaëger, 1979; Fleury, 1980; Λέκκας, 1988; Μανάκος, 2010; Αποστολίδης, 2014):

Σειρά Κόζιακα:

1. Ασβεστόλιθοι πελαγικοί με πυριτόλιθους, καθώς και παρεμβολές ασβεστολίθων, λατυποπαγών ή/και ωολιθικών κατά θέσεις.
2. Ασβεστόλιθοι ωολιθικοί ή/και ψευδοωολιθικοί και ραδιολαρίτες.
3. Ασβεστόλιθοι λατυποπαγείς με στοιχεία από οφιολίθους και ραδιολαρίτες.

Σειρά Θυμιάματος:

1. Φλυσχοειδείς σχηματισμοί από πηλίτες, με τεμάχη διαφόρων πετρωμάτων και παρεμβολές ασβεστολίθων, ψαμμιτών και κροκαλοπαγών.
2. Ασβεστόλιθοι πελαγικοί, με παρεμβολές ασβεστολιθικών κροκαλοπαγών τοπικά, οι οποίοι έχουν ονομασθεί «Ασβεστόλιθοι Θυμιάματος».
3. Ασβεστόλιθοι και ερυθροί πηλίτες.
4. Ιζήματα του φλύσχη, κυρίως από χονδρόκοκκους ψαμμίτες.

Αναφορικά με τη ζώνη της Πίνδου τα στρώματα αυτής αναδύθηκαν με την τελική φάση πτυχώσεων που εκδηλώθηκαν στο Κάτω Ολιγόκαινο ή στο Ανώτερο Ηώκαινο. Με αυτή τη φάση πτυχώσεων και λόγω ισχυρών συμπιεστικών τάσεων, η ζώνη της Πίνδου επωθήθηκε προς τα δυτικά πάνω στη ζώνη Γαβρόβου – Τρίπολης με τη μορφή ενός τεράστιου τεκτονικού καλύμματος (Αποστολίδης, 2014). Κατά τη διάρκεια της πτύχωσης δημιουργήθηκαν σε όλη την έκταση της ζώνης εγκάρσια ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Επάνω στο επωθημένο κάλυμμα της Πίνδου και κυρίως στην ανατολική παρυφή αυτού, βρίσκονται επωθημένοι σχηματισμοί των εσωτερικών ζωνών, όπως αυτοί της Υπερπινδικής υποζώνης, καθώς και οφιολιθικά πετρώματα. Η τεκτονική δομή της ζώνης Πίνδου χαρακτηρίζεται από πάρα πολλές πτυχές, κλειστές, κεκλιμένες, ανεστραμμένες με αρκετά μέτωπα εσωτερικών επιπτεύσεων και ανάστροφων ρηγμάτων (Κατσιακάτσος, 1992; Μουντράκης, 2010).

Στη λεκάνη του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, από τους σχηματισμούς της ζώνης Πίνδου απαντώνται, (Αποστολίδης, 2014): ασβεστόλιθοι και κερατόλιθοι, πολύχρωμοι κερατόλιθοι, ασβεστόλιθοι με *Calpionella*, ερυθρές μάργες με ακτινόζωα – «πρώτος φλύσχη», ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι, στρώματα μετάβασης των ασβεστολίθων προς τον φλύσχη και φλύσχη (από τους παλαιότερους προς τους νεότερους). Οι σχηματισμοί αυτοί καταλαμβάνουν τη μεγαλύτερη έκταση του ορεινού τμήματος των νομών Τρικάλων και Καρδίτσας και απαντώνται στο δυτικό – νοτιοδυτικό ακραίο τμήμα της λεκάνης, δυτικά του Κερκέτιου όρους, από τον Κορυδαλλό – Παναγία μέχρι την Κερασέα και νοτιοανατολικά μέχρι τη Λουτροπηγή – Παλαιά Γιαννιτσού (Εικόνα 4.2).

4.2.2. Μεταλλικοί σχηματισμοί

Οι μεταλλικοί σχηματισμοί αποτέθηκαν μετά την τελική πτύχωση των αλπικών σχηματισμών και αποτελούνται κυρίως από κλαστικά ιζήματα, θαλάσσιας, λιμναίας ή

χερσαίας φάσης, βρίσκονται δε ασύμφωνα πάνω στους πτυχωμένους αλπικούς σχηματισμούς (Αποστολίδης, 2014).

Οι μεταλλικοί σχηματισμοί διακρίνονται σε δύο κατηγορίες: α) στους μολασσικούς σχηματισμούς, η απόθεση των οποίων γενικά αρχίζει το Ηώκαινο και λήγει το Μέσο Μειόκαινο και β) στους Νεογενείς και Τεταρτογενείς σχηματισμούς. Οι Νεογενείς ποταμολιμναίοι σχηματισμοί συνίστανται από ερυθρούς πηλούς, αργιλοαμμώδη υλικά μικρής συνεκτικότητας με διάσπαρτες κροκαλολατύπες ποικίλης λιθολογικής σύστασης, καθώς και κροκαλολατυποπαγή. Επίσης, συμμετέχουν λιμναίες αποθέσεις οι οποίες αποτελούνται από εύθρυπτες τεφρές έως υπόλευκες μάργες σε στρώματα πάχους 5 – 20 cm με κατά θέσεις ψαμμιτικές και κροκαλοπαγείς ενστρώσεις (Μαριολάκος κ.ά., 2001).

Ειδικότερα, οι **μολασσικοί σχηματισμοί** (Εικόνα 4.2) αποτελούνται από θαλάσσιες, λιμναίες ή και χερσαίες κλαστικές αποθέσεις, τα υλικά των οποίων χαρακτηρίζονται από κακή κοκκομετρική διαβάθμιση και μεγάλη ποικιλία φάσεων. Τα ανωτέρω υλικά έχουν προέλθει από τη διάβρωση των οροσειρών που είχαν σχηματισθεί κατά την παροξυσμική ορογενετική φάση του Τριτογενούς. Αποτέλεσμα του τεκτονο-ιζηματογενούς τρόπου γένεσης των μολασσικών σχηματισμών είναι η ασυμφωνία τους με τους υποκείμενους αυτών σχηματισμούς. Κατά κανόνα, οι μολάσσες είναι απύχωτοι σχηματισμοί, με εξαίρεση ορισμένες περιπτώσεις, στις οποίες εμφανίζονται πτυχωμένοι και αναφέρονται ως πτυχωσιγενείς μολάσσες.

Στην ευρύτερη περιοχή έρευνας, οι μολασσικοί σχηματισμοί απαντώνται στο νοτιότερο άκρο της Μεσοελληνικής αύλακας, το μήκος της οποίας φθάνει τα 130 km, ενώ το πλάτος της τα 40 km. Τα μολλασσικά ιζήματα της Μεσοελληνικής αύλακας παρουσιάζουν γενική διεύθυνση ΒΒΔ/κή – ΝΝΑ/κή με κλίση ΒΑΑ/κή, δηλαδή κλίνουν προς την εξωτερική πλευρά του άξονα της Πίνδου, παράλληλα στο Ελληνικό ορογενετικό τόξο, στον κορμό του Ελληνικού ηπειρωτικού χώρου. Τα ιζήματα αυτά δεν είναι πτυχωμένα, αλλά παρουσιάζονται με κλίσεις συνήθως προς Ανατολάς, λόγω της δράσης των τεκτονικών κινήσεων που έλαβαν χώρα στην ευρύτερη περιοχή (Μουντράκης, 1985; Doutsos et al., 1993; Doutsos, 1994; Doutsos et al., 1994; Μουντράκης, 2010; Αποστολίδης, 2014).

Οι μολασσικοί σχηματισμοί της Μεσοελληνικής αύλακας αποτελούν το υπόβαθρο των Πλειο-πλειστοκαινικών ιζημάτων και νεότερων τεταρτογενών σχηματισμών, διακρίνονται δε στις παρακάτω σειρές, από την παλαιότερη προς τη νεότερη (Καλλέργης, 1970; Καλλέργης κ.ά., 1973; Παπανικολάου & Σίδερης, 1977; Caruto, 1990; Παπαπέτρος κ.ά., 2002; Μανάκος, 2010; Αποστολίδης, 2014):

1. Σειρά Κρανιας: κροκαλοπαγή, κροκαλολατυποπαγή, ψαμμίτες, ψαμμούχες μάργες και κυανές μάργες.
2. Σειρά Ριζώματος: μάργες – ιλυούχες μάργες, ψαμμίτες και οργανογενείς ασβεστόλιθοι.
3. Σειρά Επταχωρίου: στη βάση της η σειρά αυτή αντιπροσωπεύεται από κροκαλοπαγή, τα οποία εναλλάσσονται με ψαμμιτικές και μαργαϊκές ενστρώσεις, ενώ στη συνέχεια απαντώνται μάργες – ψαμμούχες μάργες.

4. Σειρά Πενταλόφου – Μετεώρων: αποτελείται από έναν κατώτερο ορίζοντα πολύμικτων κροκαλοπαγών και έναν ανώτερο από κροκαλοπαγή με ενστρώσεις ψαμμιτών και μαργών.
5. Σειρά Φαναρίου: εναλλαγές μαργών – ιλυούχων μαργών, κροκαλοπαγών και ψαμμιτών.
6. Σειρά Τρικάλων: οργανογενείς ασβεστόλιθοι μικρού πάχους, οι οποίοι εναλλάσσονται με μάργες – ιλυούχες μάργες και ψαμμίτες.

Τα Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα αποτίθενται σε τάφρους ή άλλες τεκτονικές λεκάνες οι οποίες δημιουργήθηκαν από τη Νεοτεκτονική δράση και σχηματίστηκαν μετά τη λήξη των πτυχώσεων, αναπτύσσονται δε πολύ πίσω από το μέτωπο της ορογένεσης. Η διάταξη των Νεογενών και Τεταρτογενών τάφρων δύναται να ακολουθεί τις παλαιές (αλπικές) τεκτονικές γραμμές ή να είναι τελείως ανεξάρτητη. Συνήθως, στα εν λόγω ιζήματα παρατηρείται μία γρήγορη εναλλαγή των λιθολογικών φάσεων κατά την οριζόντια και κατακόρυφο εξάπλωσή τους. Επιπροσθέτως, στους σχηματισμούς αυτούς πολλές φορές παρατηρούνται εναλλαγές θαλάσσιων, λιμναίων και χερσαίων φάσεων (Rondogianni, 1984).

Η λεκάνη του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου σχηματίστηκε από τεκτονικό βύθισμα, το οποίο καλύφθηκε από ιζήματα Νεογενούς και Τεταρτογενούς ηλικίας. Σχετικά με τις νεότερες αποθέσεις σημειώνονται τα ακόλουθα (Καλλέργης, 1970; Καλλέργης κ.ά., 1973):

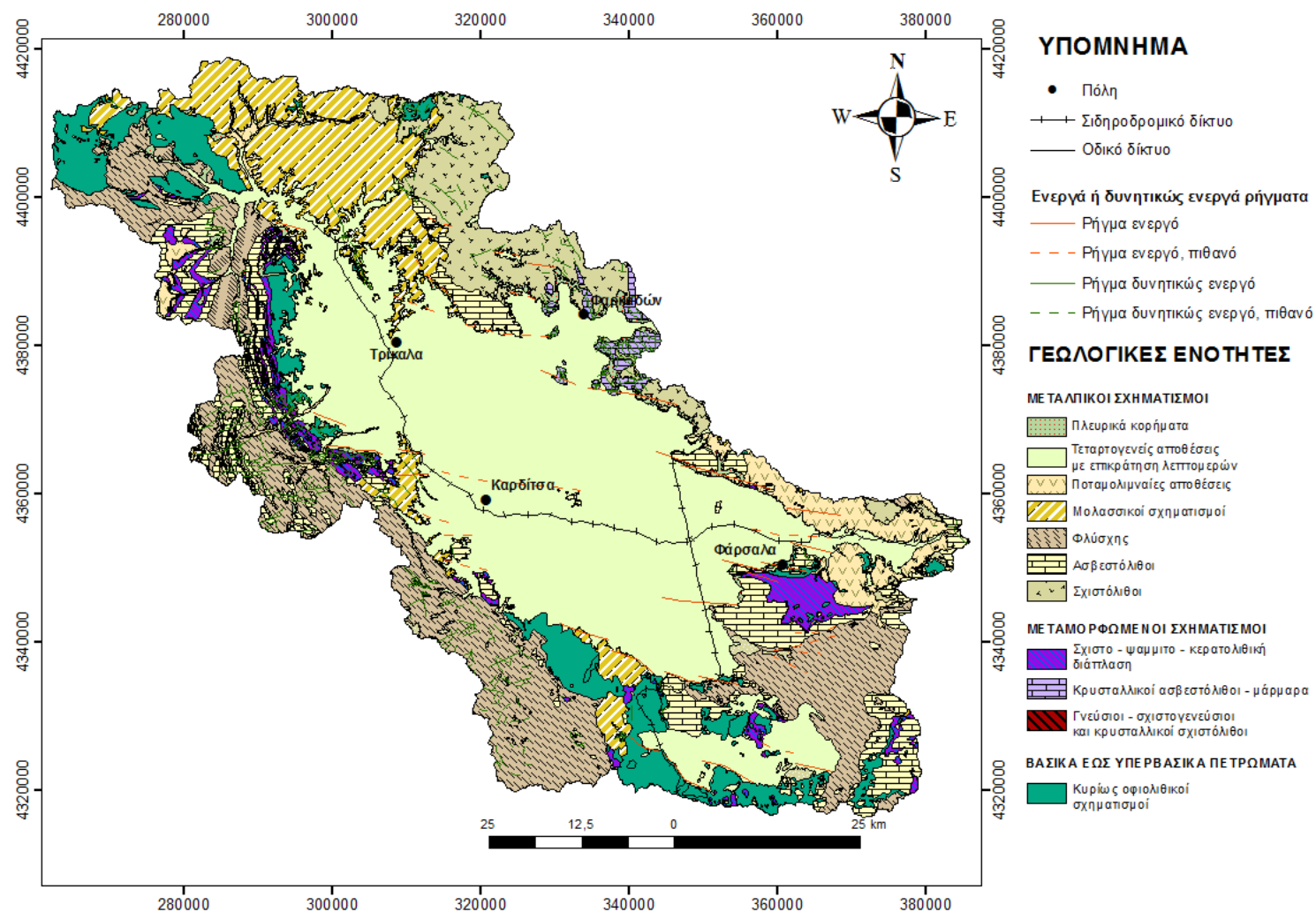
Η πεδινή περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου καταλαμβάνεται από Πλειο-πλειστοκαινικές αποθέσεις, μέσα στις οποίες αναδύονται, σε ορισμένες θέσεις, με τη μορφή τεκτονικών κεράτων, σχηματισμοί του υποβάθρου όπως οι μεσοζωϊκοί ασβεστόλιθοι Σοφάδων, Πετρομαγούλας, Δομοκού, τα μάρμαρα της περιοχής Κουρτικίου, Βλοχού, Κλοκωτού, οι σχιστοκερατόλιθοι Γερακοβουνίου κ.λπ. Οι ασβεστόλιθοι αυτοί και τα μάρμαρα αποτελούν τους πλέον σημαντικούς υδροφορείς από τους σχηματισμούς του υποβάθρου. Οι Πλειο-πλειστοκαινικές αποθέσεις συνίστανται από ποικίλη κοκκομετρία, ποταμοχειμαρρώδους ή και λιμναίας προέλευσης, με κύρια τροφοδοσία από τα Βόρεια, ΒΔ/κά και Δυτικά. Το ΝΑ/κό τμήμα της λεκάνης αποτελεί προέκταση της Πλειοκαινικής λεκάνης της Λάρισας. Στο νότιο και ΝΔ/κό τμήμα της λεκάνης, παρατηρούνται σποραδικές εμφανίσεις μαλασσικών αποθέσεων, με τη μορφή μικρών λοφίσκων. Στις περιοχές αυτές οι Πλειο - πλειστοκαινικές αποθέσεις έχουν μικρό πάχος. Αντιθέτως, στο βόρειο τμήμα της λεκάνης (περιοχές Καλαμπάκας – Τρικάλων) δεν παρατηρούνται εμφανίσεις μαλασσικών στοιχείων εντός των αλλουβιακών αποθέσεων.

Οι **Τεταρτογενείς αποθέσεις** (Εικόνα 4.2) του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου καλύπτουν τους παλαιότερους σχηματισμούς και διακρίνονται σε (Λέκκας, 1988; Αποστολίδης, 2014):

1. *Αλλουβιακές αποθέσεις, ποτάμιες αποθέσεις και ποτάμιες αναβαθμίδες*: Εμφανίζονται ως επί το πλείστον στη Θεσσαλική πεδιάδα και στους ποταμούς Πηνειό, Πορταϊκό και Πάμισο, καθώς και στους παραποτάμους τους. Η σύσταση των αλλουβιακών αποθέσεων δεν είναι σταθερή και ποικίλλει

ανάλογα με το είδος των σχηματισμών του υποβάθρου ή της περιοχής τροφοδοσίας. Συνήθως πρόκειται για αργιλικά, αργιλοαμμώδη, ερυθρά αργιλοπυριτικά υλικά, εντός των οποίων εμφανίζονται κροκάλες και λατύπες ασβεστολίθων, ψαμμιτών, ραδιολαριτών και οφιολίθων, το ποσοστό και το μέγεθος των οποίων αυξάνει προς τις παρυφές της λεκάνης. Οι ποτάμιες αποθέσεις και οι ποτάμιες αναβαθμίδες αποτελούνται κυρίως από κροκάλες ποικίλλου μεγέθους, οι οποίες χαρακτηρίζουν την περιοχή από την οποία πηγάζουν οι ποταμοί και οι χείμαρροι και παρουσιάζουν κυρίως ασβεστολιθική, ψαμμιτική ή πυριτική σύσταση. Μεταξύ των κροκάλων εμφανίζεται λεπτομερέστερο χαλικώδες, αμμώδες και ερυθρό αργιλικό πυριτικό υλικό. Το πάχος των ποτάμιων αποθέσεων υπερβαίνει τοπικά τα 50 m.

2. *Πλευρικά κορήματα και κώνοι κορημάτων*: Η σύστασή τους ποικίλλει ανάλογα με την περιοχή τροφοδοσίας. Αποτελούνται από γωνιώδη τεμάχια, κυρίως ασβεστολίθων διαφόρων φάσεων, μεγέθους συνήθως έως 1 m³, μεταξύ των οποίων, υπάρχει λεπτομερέστερο υλικό, ασβεστολιθικής, ραδιολαριτικής, πυριτολιθικής ή και ψαμμιτικής προέλευσης. Χαρακτηρίζονται από μέτρια έως ισχυρή συγκόλληση και εμφανίζονται κυρίως κοντά σε τεκτονικές επιφάνειες, σε απόκρημνες πλαγιές και κυρίως στα σημεία όπου η αποσάθρωση των αλπικών σχηματισμών διευκολύνεται λόγω της έντονης τεκτονικής καταπόνησης.



Εικόνα 4.2: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου (Τροποποιημένος από Ι.Γ.Μ.Ε., Γεωλογικοί Χάρτες Ελλάδας).

4.3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η Θεσσαλία και κυρίως το πεδινό τμήμα αυτής, διαχωρίζεται στην ανατολική και τη δυτική εξαιτίας μίας επιμήκουσ ράχης, αποτελούμενης από τα όρη Ζάρκος, Τίτανος, Φυλλήϊον και Χαλκοδόνιο. Η δημιουργία της ράχης αυτής, οφείλεται κυρίως στην τεκτονική των πτυχώσεων (Μανάκος, 2010).

Το τεκτονικό σχήμα της θεσσαλικής πεδιάδας διαγράφεται από *τρεις μεγάλες τεκτονικές μονάδες*, καθεμία από τις οποίες αποτελεί ιδιαίτερη ενότητα με ίδια παλαιογεωγραφική ιστορία (Καλλέργης κ.ά., 1973):

1. Τάφος της Λάρισας

Πρόκειται για λεκάνη που δημιουργήθηκε από πολύ πρόσφατες καταβυθίσεις και πληρώθηκε από Πλειο-πλειστοκαινικές αποθέσεις. Οι Ηωκαινικές και Ολιγομειοκαινικές αποθέσεις, οι οποίες αποτελούν χαρακτηριστικό της λεκάνης Τρικάλων – Καρδίτσας, εδώ απουσιάζουν. Οι Πλειο-πλειστοκαινικές αποθέσεις είναι λιγότερο αδρομερείς από όσο οι αντίστοιχες της Δυτικής Θεσσαλίας.

2. Αντίκλινο Τιτάνου – Χαλκοδονίου

Το Αντίκλινο Τιτάνου – Χαλκοδονίου διαχωρίζει τη λεκάνη της Λάρισας από αυτή των Τρικάλων – Καρδίτσας. Στα βόρεια του Πηνειού σχηματίζεται αντίκλινο, στον πυρήνα του οποίου κυριαρχούν οι γενέσιοι, ενώ στις δύο πτέρυγες αυτού τα μάρμαρα. Το αντίκλινο αυτό αποτελεί πιθανώς προέκταση του αντικλίνου του όρους Άσκιο. Αντίθετα, νότια του Πηνειού οι τεκτονικές γραμμές στρέφονται προς ανατολάς, με γενικές διευθύνσεις περίπου Α-Δ. Το ίδιο παρατηρείται και στην οροσειρά της Όθρυς.

Η παρουσία αξόνων, διεύθυνσης Β-Ν στο κρυσταλλοσχιστώδες βόρεια του Πηνειού (αντίκλινο Ασκιού, σύγκλινο Τσιοτίου), εξηγείται από την ύπαρξη της μεγάλης διάρρηξης, διεύθυνσης Α-Δ, που ακολουθεί διεύθυνση παράλληλη προς το ρου του Πηνειού και διέρχεται από τα στενά του Τσιοτίου, εκατέρωθεν των οποίων οι αρχικοί άξονες παραμορφώθηκαν από την επίδραση των Αλπικών πτυχωσιγενών τάσεων. Έτσι, βόρεια της διάρρηξης αυτής, οι τεκτονικές γραμμές στράφηκαν προς τα βορειοδυτικά, ενώ στα νότια αυτής προς τα νοτιοανατολικά. Νότια του όρους Τίτανος εντοπίζεται μια μεγάλη διάρρηξη, η οποία έχει περίπου Α-Δ διεύθυνση και στο ύψος του Παλαμά κάμπτεται προς τα βορειοδυτικά. Άλλη διάρρηξη διέρχεται στα νότια του Φυλλύϊου όρους.

3. Λεκάνη Τρικάλων – Καρδίτσας

Η λεκάνη Τρικάλων – Καρδίτσας αποτελεί τμήμα της Μεσοελληνικής αύλακας. Στο βόρειο τμήμα της λεκάνης εμφανίζεται το σύγκλινο της Καλαμπάκας, στον πυρήνα

του οποίου επικρατούν τα κροκαλοπαγή των Μετεώρων. Στο ύψος του χωριού Διάβα σημειώνεται η παρουσία ενός κατακόρυφου ρήγματος, αρχικώς ΒΔ/κής – ΝΑ/κής διεύθυνσης και από το ύψος του χωριού Στέρνα Β–Ν.

Οι οφιόλιθοι του Κόζιακα έχουν επωθηθεί επί των σχηματισμών της Υπερπινδικής σειράς. Η τοπογραφική τους τοποθέτηση οφείλεται σε δευτερογενείς κινήσεις εξαιτίας των οποίων, οι οφιόλιθοι ανατράπηκαν και βυθίστηκαν χαμηλότερα από την Υπερπινδική σειρά. Οι ασβεστόλιθοι Θυμιάματος αποτελούν λέπια στο μέτωπο της επίπλευσης του Κόζιακα.

Ο Κασσιδιάρης αποτελεί ένα αντίκλινο, στο οποίο οι διαρρήξεις έχουν διαδραματίσει πρωταρχικό ρόλο, με άξονα πτυχώσεως περίπου Α–Δ. Ο άξονας αυτός αποτελεί απόκλιση από την κύρια διεύθυνση των τεκτονικών γραμμών.

Το σύγκλινο της Καλαμπάκας που διαπιστώθηκε από τη γεωλογία της επιφάνειας, συνεχίζεται μέχρι το ύψος της Καρδίτσας και νοτιότερα με κατεύθυνση νοτιοανατολική. Τα αντίκλινα της Θεόπετρας και του Ριζώματος συνεχίζονται προς το νότο, ενώ μεταξύ τους αναπτύσσεται το σύγκλινο των Τρικάλων.

Αξιοσημείωτη είναι η διάρρηξη που βρίσκεται εγκάρσια προς τους προαναφερθέντες άξονες, διεύθυνσης Α.ΝΑ/κής – Δ.ΒΔ/κής, η οποία βαίνει από το Φανάρι προς το Παλαιοχώρι και το Αγναντερό. Στην ύπαρξη αυτής της διάρρηξης είναι δυνατόν να οφείλεται η στροφή του ρου του Πηνειού από την αρχική βορειοδυτική – νοτιοανατολική διεύθυνσή του προς τα βορειοανατολικά.

Τέλος, ο άξονας του αντικλίνου του Κιερίου, που διέρχεται από τους Σοφάδες, επιβεβαιώνεται από τις επιφανειακές ενδείξεις (ασβεστόλιθοι Κιερίου), ενώ η τεκτονική τάφος Τρικάλων – Καρδίτσας έχει πληρωθεί από πλειοπλειστοκαινικές αποθέσεις.

5. ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΚΑΙ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

5.1. ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Η υπερεκμετάλλευση ενός υδροφόρου στρώματος, δηλαδή η άντληση υπόγειου νερού από αυτό, οδηγεί στην ελάττωση των υδάτινων αποθεμάτων και στην υποχώρηση της στάθμης του. Σύμφωνα με τον Σούλιο (1980, 1997): όταν σε ένα υδροφόρο στρώμα δεν πραγματοποιείται εκμετάλλευση ή άντληση νερού, τότε η στάθμη του ακολουθεί τη φυσική ετήσια και υπερετήσια πορεία, δηλαδή κυμαίνεται γύρω από μία περίπου σταθερή τιμή. Αντιθέτως, όταν πραγματοποιείται εκμετάλλευση, δηλαδή άντληση υπόγειου νερού από ένα υδροφόρο στρώμα, τα αποθέματα μειώνονται και η στάθμη υποχωρεί. Εάν η ετήσια αντλούμενη ποσότητα είναι μικρότερη ή το πολύ ίση με τη φυσική ανανέωση των υδάτινων αποθεμάτων, τότε η στάθμη κατά το πρώτο χρονικό διάστημα υποχωρεί σε μικρό βαθμό και εν συνεχεία κυμαίνεται γύρω από μία νέα μέση υπερετήσια στάθμη, μακρόχρονα σταθερή, αλλά κατώτερη ως προς την αρχική. Εάν όμως η ετήσια αντλούμενη ποσότητα είναι συνεχώς ανώτερη από τη συνολική ετήσια ανανέωση, τότε η υποχώρηση της στάθμης αυξάνει ανά έτος. Στην περίπτωση αυτή, παρατηρείται υπεράντληση ή υπερεκμετάλλευση των υπόγειων υδροφόρων στρωμάτων και προκαλείται μόνιμη υποχώρηση της στάθμης.

Τα υπόγεια υδροφόρα συστήματα μπορούν να αποδώσουν περιορισμένες ποσότητες νερού, οι οποίες όμως δεν επαρκούν προκειμένου να καλύψουν τις αρδευτικές ανάγκες των καλλιεργούμενων πεδινών εκτάσεων του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου. Σε όλες τις θέσεις του κάμπου αυτού, πλην αυτών στην περιοχή Τρικάλων – Καλαμπάκας, αντλήθηκαν και εξακολουθούν να αντλούνται ετησίως από τους υπόγειους υδροφόρους ορίζοντες ποσότητες νερού, μεγαλύτερες από εκείνες που δύναται να ανανεωθούν από την επανατροφοδοσία, κάθε υδρολογικό έτος. Οι καρστικές υδροφορίες, οι οποίες περιβάλλουν την πεδινή ζώνη, λειτουργούν και αυτές κάτω από καθεστώς εντατικής εκμετάλλευσης, εξαιτίας της ανόρυξης υπεράριθμων γεωτρήσεων (Σούλιος, 1980, 1997). Το σύνολο της ποσότητας του νερού που υπεραντλήθηκε στη Θεσσαλία και προκάλεσε την πτώση της στάθμης κατά την εικοσαετία 1974-1994, εκτιμάται σύμφωνα με στοιχεία μελετών ότι είναι της τάξης του $1 \times 10^9 \text{ m}^3$, εκ των οποίων τα $800 \times 10^6 \text{ m}^3$ αφορούν στη δεκαετία 1984-1994 (Σούλιος, 1980, 1997).

Η υπεράντληση των υπόγειων υδάτων, μέσω της ανόρυξης υπεράριθμων γεωτρήσεων δεν λύνει το οξύ αρδευτικό πρόβλημα της περιοχής, αλλά αντίθετα εντείνει τα ήδη υπάρχοντα προβλήματα (Λαμπράκης κ.ά., 1994). Η εξάντληση των υπόγειων υδροφορέων και η ταπείνωση της πιεζομετρικής στάθμης έχουν ως άμεση συνέπεια την εκδήλωση εδαφικών υποχωρήσεων. Άλλες επιπτώσεις της υπεράντλησης στη συγκεκριμένη περιοχή είναι η ρύπανση και η υποβάθμιση των υδάτων (Lambrakis & Daskalaki, 1999), η δημιουργία προβλημάτων επάρκειας υπόγειου νερού ορισμένων περιοχών που αποτελούν ζώνες υδροληψίας μεγάλων

πόλεων (περίπτωση Λάρισας, Βόλου κ.λπ.) και τέλος, οι μεταβολές στους βιότοπους των πηγών.

Τα τελευταία σαράντα (40) έτη περίπου, πραγματοποιείται συστηματική παρακολούθηση της μεταβολής της στάθμης των υπόγειων υδάτων του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου. Το δίκτυο υδρογεωτρήσεων παρακολούθησης, κατασκευάστηκε κατά τη δεκαετία του 1970, στα πλαίσια της εκπόνησης της «Μελέτης αναπτύξεως των υπόγειων υδάτων της πεδιάδας της Θεσσαλίας» από τη γαλλική εταιρία Sogreah S.A. Η ανωτέρω μελέτη ολοκληρώθηκε το έτος 1974. Οι περισσότερες από τις γεωτρήσεις που ανορύχθηκαν κατά την προαναφερθείσα περίοδο, παρακολουθούνται έως σήμερα από τη Διεύθυνση Υδάτων Θεσσαλίας.

Από την επεξεργασία των δεδομένων της στάθμης δικτύου 311 υδρογεωτρήσεων (Sogreah S.A., 1974; Αποστολίδης, 2014), την επί τόπου έρευνα, καθώς και τις σταθμιμετρήσεις, οι οποίες πραγματοποιήθηκαν κατά τα έτη 2008 έως 2010 στην εν λόγω περιοχή, συγκεντρώθηκαν στοιχεία σχετικά με τη μεταβολή της πιεζομετρίας των τεταρτογενών αποθέσεων του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου.

Οι μηνιαίες μετρήσεις στάθμης για την περίοδο από το έτος 1970 έως το 2010, υποδεικνύουν ότι το μεγαλύτερο τμήμα των υδροφορέων της εν λόγω λεκάνης βρίσκεται υπό καθεστώς υπερεκμετάλλευσης, με συστηματική ταπείνωση της στάθμης κάθε υδρολογικό έτος (Εικόνες 5.1, 5.2). Το γεγονός αυτό οφείλεται στη μικρή διαβιβαστικότητα των υπό πίεση υδροφόρων οριζόντων και στην ακατάστατη διανομή τους, στοιχεία που δεν επιτρέπουν την πλήρη αναπλήρωση των αντλούμενων ποσοτήτων ύδατος.

Η συμπεριφορά των υπόγειων υδροφορέων σε καθεστώς εντατικής εκμετάλλευσης και σε συνδυασμό με τη δυσκολία επανατροφοδοσίας τους, μπορεί να κατηγοριοποιηθεί, σύμφωνα με τον Μαρίνο (1995, 1997), ως εξής:

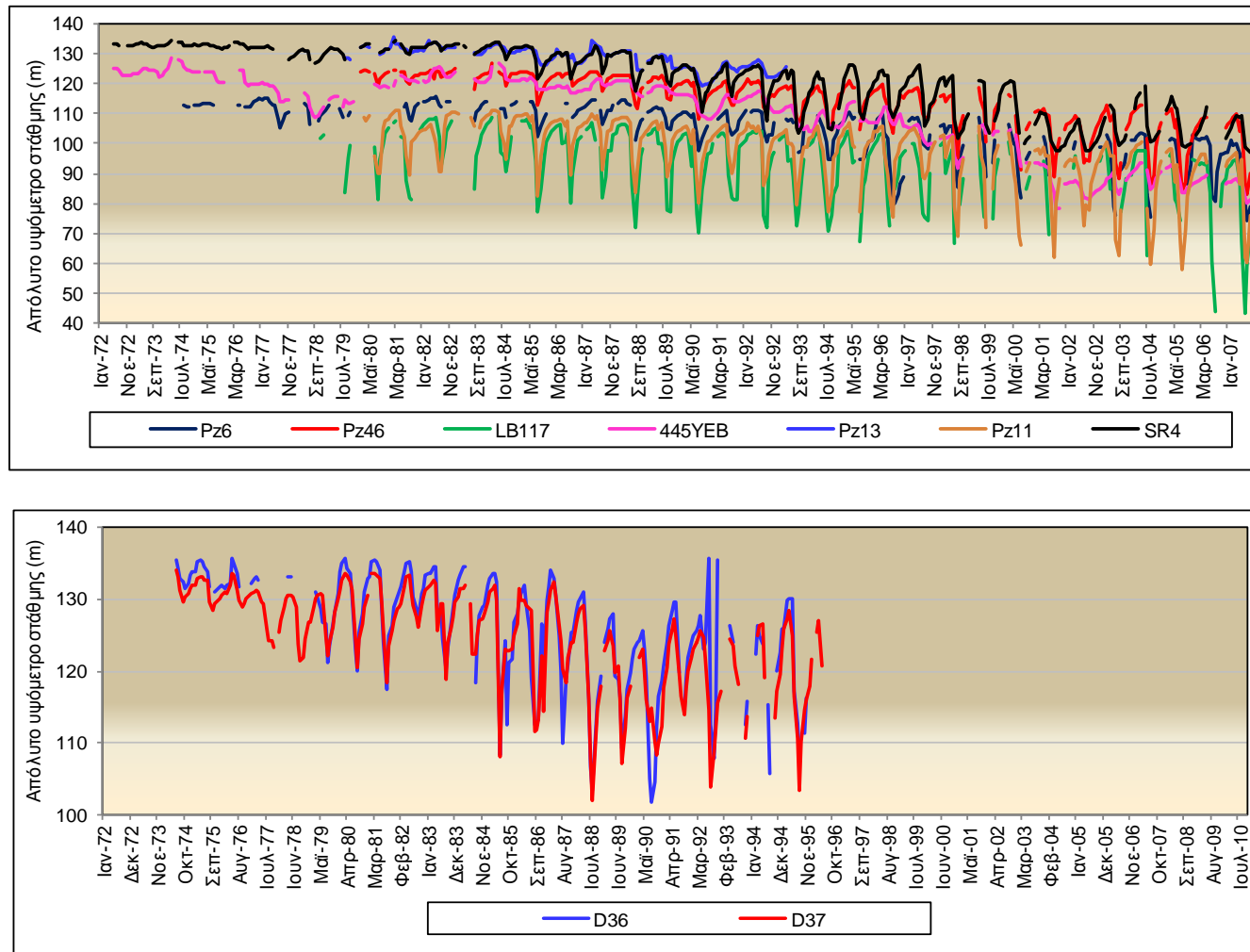
(α) Άμεση επαναπλήρωση των αντλούμενων ποσοτήτων, χωρίς δηλαδή αισθητή μείωση της πιεζομετρικής επιφάνειας ή με μείωση που παρουσιάζει υπερετήσια αναπλήρωση ή τέλος με μείωση οριακού μόνο χαρακτήρα. Εντοπίζεται στην περιοχή Τρικάλων – Καλαμπάκας, δείγμα της εκμετάλλευσης των ανανεώσιμων μόνο αποθεμάτων στους κώνους Πηνειού – Πάμισου – Πορταϊκού (Εικόνα 5.1). Τοπικά μόνο παρατηρείται μικρή συστηματική ταπείνωση, η οποία υποδηλώνει οριακότητα των εκμεταλλεύσεων, ενώ μεγαλύτερη πτώση στάθμης παρατηρείται στα όρια των παραπάνω κώνων. Γενικά, στην περίπτωση αυτή δεν τίθεται θέμα υπερεκμετάλλευσης των υπόγειων νερών.

(β) Συνεχής πτώση στάθμης, η οποία όμως δεν πραγματοποιείται με έντονο ρυθμό. Οι περιοχές που αντιστοιχούν στην κατηγορία αυτή, παρουσιάζουν αξιόλογο υδατικό δυναμικό και εύκολη σχετικά επανατροφοδοσία, αλλά χαρακτηρίζονται από αυξημένους ρυθμούς άντλησης ποσοτήτων ύδατος, γεγονός το οποίο δημιουργεί σε ορισμένες περιοχές συνθήκες υπερεκμετάλλευσης. Στην ομάδα αυτή ανήκει η περιοχή Φαρκαδόνας – Νεοχωρίου και Βασιλικής, στα όρια των κώνων Πηνειού – Πορταϊκού – Πάμισου, καθώς επίσης και η περιοχή Σοφάδων – Καρδίτσας.

(γ) Ισχυρή συστηματική κάμψη της πιεζομετρικής επιφάνειας. Αφορά σε περιοχές όπου η επέκταση των αντλήσεων συνδυάζεται με τη δυσκολία επαναπλήρωσης των αντλούμενων ποσοτήτων νερού. Στη συγκεκριμένη κατηγορία ανήκουν οι περιοχές Φαρσάλων (Εικόνα 5.2), Παλαμά – Ιτέας – Ορφανών, Καλλίθηρου, καθώς επίσης και διάσπαρτες ζώνες εντός του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου.



Εικόνα 5.1: Διαγράμματα μεταβολής στάθμης - χρόνου στις υδρογεωτρήσεις D1, D2, D5, D10, D21, D22, D4, 174, P2, 25 και TB20 στους κώνους Πηνειού – Πορταϊκού – Πάμισου (Πληούρη).



Εικόνα 5.2: Διάγραμμα μεταβολής στάθμης - χρόνου σε υδρογεωτρήσεις (Pz6, Pz46, LB117, 445YEB, Pz13, Pz11, SR4, D36 και D37) της περιοχής Φαρσάλων δυτικής Θεσσαλίας.

5.2. ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΟΙ ΧΑΡΑΚΤΗΡΕΣ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ

Η πεδιάδα της δυτικής Θεσσαλίας αποτελεί ένα ευρύ πεδίο ανάπτυξης υπόγειων νερών, τα οποία βρίσκονται υπό εκμετάλλευση από πλήθος γεωτρήσεων κρατικών και ιδιωτικών φορέων. Οι προσχωματικοί ορίζοντες τροφοδοτούνται, κατ' εξοχήν, από διηθήσεις μέρους της επιφανειακής απορροής στους κώνους των ποταμών και χειμάρρων. Συμπληρωματικά τροφοδοτούνται από την κατείσδυση μέρους του νερού των βροχοπτώσεων και από πλευρικές καρστικές και μη μεταγίσεις (Μαρίνος κ.ά., 1997).

Στο υδατικό διαμέρισμα του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου συναντώνται τρεις κύριοι τύποι υδροφορίας: **οι ελεύθεροι υδροφόροι ορίζοντες, οι υπό πίεση και οι καρστικοί**, με πρακτικά εκμεταλλεύσιμο υπόγειο υδατικό δυναμικό, της τάξης των $400 \times 10^6 \text{ m}^3$. Οι κυριότεροι υδάτινοι πόροι κάμπου αυτού είναι ο ποταμός Πηνειός, τα νερά του Ταυρωπού και οι υπόγειοι υδροφορείς του, που αναπτύσσονται σε όλη την έκτασή του.

Ο κάμπος αυτός αποτελεί μία γεωμορφολογική ενότητα, του οποίου η εξέλιξη, με μικρές παρεκκλίσεις οφειλόμενες ενδεχομένως σε εγκάρσια ρήγματα, υπήρξε ενιαία από το Τριτογενές μέχρι σήμερα.

5.2.1. Υδρολογικές λεκάνες

Με σκοπό τη διευκόλυνση της μελέτης του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, αυτός διαχωρίστηκε σε τέσσερις (4) υδρογεωλογικές υπολεκάνες, ήτοι Καλαμπάκας, Τρικάλων, Καρδίτσας – Σοφιάδων και Ζαϊμίου – Σοφιάδας – Φαρσάλων. Η παρουσία ή η επικράτηση ορισμένων υδροφόρων οριζώντων σε καθεμία από τις υπολεκάνες, είναι το κύριο χαρακτηριστικό αυτών, παρά το γεγονός ότι υπάρχει στενή αλληλεξάρτηση των εν λόγω υδροφόρων. Ένα άλλο χαρακτηριστικό των υπολεκανών είναι η κοκκομετρική σύσταση των προσχώσεων, η οποία είναι συνάρτηση αφ' ενός της γεωλογικής δομής των κρασπέδων της λεκάνης και αφ' ετέρου της απόστασης μεταφοράς και απόθεσης από τα μητρικά τους πετρώματα.

Ειδικότερα, τα κυριότερα χαρακτηριστικά των υπολεκανών του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου είναι τα εξής (Καλλέργης, 1970; Καλλέργης κ.ά., 1973; Μανάκος, 2010; Αποστολίδης, 2014):

➤ Υπολεκάνη Καλαμπάκας

Στην υπολεκάνη αυτή, η οποία καταλαμβάνει έκταση 155 km^2 , εμφανίζονται αδρομερή κυρίως υλικά, η κοκκομετρία των οποίων μειώνεται από Β προς Ν και από Δ προς Α. Το υπόβαθρο των προσχώσεων, οι οποίες τοπικά υπερβαίνουν τα 150 m, αποτελείται από μολασσικούς σχηματισμούς, δηλαδή είτε από κυρίως λεπτομερή υλικά της σειράς Επταχωρίου, είτε από κροκαλοπαγή των Μετεώρων.

Η εν λόγω υπολεκάνη χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη πλούσιου υδροφόρου ορίζοντα ελεύθερης επιφάνειας, πάχους μεγαλύτερου των 50 m και παροχές άντλησης

έως τα 300 m³/ώρα. Ο ορίζοντας αυτός αναπτύσσεται στο βόρειο και κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης και σχηματίζεται εντός του κώνου του Πηνειού ποταμού. Αποτελείται από στρώματα κροκάλων και χαλίκων μεγάλου πάχους και αποσφηνώνεται προς νότο στην περιοχή του Κεφαλόβρυσου όπου, λόγω της παρουσίας αργιλικών στρώσεων, διαχωρίζεται σε αλληπάλληλους υπό πίεση ορίζοντες. Η τροφοδοσία του υδροφόρου ορίζοντα γίνεται κυρίως από τις διηθήσεις του Πηνειού ποταμού, μέσω των αδρόκοκκων αλλουβιακών αποθέσεων.

Πρόκειται για έναν σημαντικής υδροφορίας ελεύθερο υδροφόρο ορίζοντα, αποτελούμενο από αδρομερή κυρίως υλικά, ο οποίος αποσφηνώνεται προς νότο και διαχωρίζεται σε επάλληλους υπό πίεση ορίζοντες. Χαρακτηριστικό γνώρισμα του ορίζοντα αυτού είναι η παρατηρούμενη ανομοιογένεια, η οποία εκφράζεται κυρίως από τη μεταβολή της κοκκομετρίας τόσο κατά την κατακόρυφο, όσο και την οριζόντια συνιστώσα, με αποτέλεσμα τη μεταβολή της υδροπερατότητας (Αποστολίδης, 2014).

➤ **Υπολεκάνη Τρικάλων**

Στην εν λόγω υπολεκάνη, η οποία καταλαμβάνει έκταση 620 km², λόγω της λιθολογικής σύστασης και κοκκομετρικής διαβάθμισης αδρομερών και λεπτομερών υλικών, αναπτύσσονται πολλά υδροφόρα στρώματα αρτεσιανής πίεσης, μέχρι βάθους μεγαλύτερου των 180 m. Στο κέντρο της υπολεκάνης, το μέσο συνολικό πάχος των υδροφόρων στρωμάτων είναι της τάξης των 40 m, ενώ το μέγιστο συνολικό πάχος αυτών είναι της τάξης των 130 m (στην περιοχή του Νεοχωρίου). Το ανατολικό τμήμα της υπολεκάνης αυτής (τομέας Φαρκαδώνας) χαρακτηρίζεται από την παρουσία πλούσιου υδροφόρου ορίζοντα ελεύθερης επιφάνειας, ο οποίος προς το κέντρο της υπολεκάνης μεταπίπτει ταχέως σε υδροφόρο υπό πίεση.

Στην περιοχή των κώνων Πορταϊκού και Παμίσου απαντώνται αδρομερή υλικά σημαντικού πάχους (τοπικά υπερβαίνουν τα 50 m), η κοκκομετρία των οποίων ελαττώνεται από Δ/κά προς Α/κά. Προς το κέντρο της υπολεκάνης, ο υδροφόρος ορίζοντας ελεύθερης επιφάνειας, ο οποίος διαμορφώνεται στην κρασπεδική περιοχή, μεταπίπτει σε επαλληλία υδροφόρων οριζόντων υπό πίεση. Η τροφοδοσία του υδροφόρου ορίζοντα γίνεται κυρίως από τις διηθήσεις του Πορταϊκού και του Παμίσου, μέσω των αδρόκοκκων αλλουβιακών αποθέσεων.

➤ **Υπολεκάνη Καρδίτσας – Σοφάδων**

Η υπολεκάνη αυτή καταλαμβάνει έκταση 720 km². Εντός της περιοχής της υπολεκάνης, η οποία υφίσταται σε μικρό βαθμό την επίδραση του Πηνειού ποταμού, τα υλικά των προσχώσεων είναι λεπτομερή, αλλά με ισχυρή μεταβολή της κοκκομετρικής διαβάθμισης κατά την κατακόρυφη και οριζόντια ανάπτυξή τους. Συνεπώς, παρά το γεγονός ότι οι σχηματισμοί αυτοί είναι κορεσμένοι, δεδομένου ότι το ωφέλιμο πορώδες εντός αυτών είναι μικρό, οι ποσότητες απολήψιμου νερού είναι μικρές, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται πτωχοί υδροφόροι ορίζοντες υπό πίεση. Μόνο στα Δ/κά-ΝΔ/κά κράσπεδα της υπολεκάνης, τα οποία βρίσκονται υπό την επίδραση του Παμίσου ποταμού, η υδροφορία των προσχώσεων είναι σημαντικότερη. Στο κέντρο της υπολεκάνης το μέσο συνολικό πάχος των υδροφόρων στρωμάτων

είναι της τάξης των 14 m, ενώ το μέγιστο συνολικό πάχος αυτών φθάνει τα 59 m (περιοχή Παλαμά). Συμπερασματικά στην υπολεκάνη αυτή το μεγαλύτερο υδρογεωλογικό ενδιαφέρον εντοπίζεται στους καρστικούς σχηματισμούς (μάρμαρα και ασβεστόλιθοι).

➤ **Υπολεκάνη Ζαϊμίου – Σοφιάδας - Φαρσάλων**

Στην υπολεκάνη αυτή, η οποία καταλαμβάνει έκταση 610 km², συναντώνται τοπικά σημαντικοί υδροφόροι ορίζοντες ελεύθερης επιφάνειας στα κράσπεδα και υδροφόροι υπό πίεση στο κέντρο αυτής. Τα υδροφόρα στρώματα είναι συνήθως μικρού πάχους και εναλλάσσονται με αργιλοϊλυώδη υλικά. Μόνο στο ανατολικό τμήμα της υπολεκάνης, το οποίο βρίσκεται κάτω από την επίδραση του Εννιπέα ποταμού, αναπτύσσονται αξιόλογοι υδροφορείς (Αποστολίδης, 2014).

Συμπερασματικά, στον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο αναπτύσσονται οι πλουσιότερες υδροφορίες, λόγω τροφοδοσίας των υπόγειων υδροφόρων από τη διήθηση του επιφανειακού νερού από τους ποταμούς που εκβάλλουν σε αυτή, διαμέσου των κώνων αδρομερών προσχώσεων που έχουν σχηματίσει (Καλλέργης, 1970).

Όσον αφορά στους κώνους αυτούς οι σημαντικότεροι είναι (Μαρίνος, 1995):

(α) Κώνοι Πηνειού – Πορταϊκού – Πάμισου (Πληούρη). Οι κώνοι αυτοί περιλαμβάνουν όλο το δυτικό – βορειοδυτικό τμήμα του κάμπου. Πρακτικά θεωρούνται ως ενιαίος κώνος που περιβάλλεται δυτικά και βόρεια από τους ορεινούς όγκους και νοτιοανατολικά (κατάντη) από τη νοητή γραμμή που ενώνει τους οικισμούς Λαζαρίνας – Πηγής – Παραποτάμου – Κεφαλόβρυσου – Βασιλικής.

Στις ιδιαίτερα αδρομερείς αυτές αποθέσεις αναπτύσσεται υψηλού δυναμικού ελεύθερη (φρεάτια) υπόγεια υδροφορία. Η τροφοδοσία του υδροφορέα αυτού γίνεται κυρίως από τις διηθήσεις των ποταμών, καθώς και την άμεση κατείσδυση λόγω βροχοπτώσεων.

Στο νοτιοανατολικό – ανατολικό (κατάντη) όριο της ενότητας αυτής, όπου και αρχίζει ο εκφυλισμός των αδρομερών κώνων και η διασπορά τους κάτω από αργλικές προσχώσεις, εκδηλώνονται αξιόλογες πηγές σημαντικής παροχής (Κεφαλόβρυσος, Διπόταμος, Φωτάδα, Λίλη, κ.λπ.) μέσω των οποίων, το πιο σημαντικό μέρος των ανωτέρω διηθήσεων επανέρχεται στην επιφάνεια και στις κοίτες των ποταμών.

Η εκδήλωση των πηγών αυτών υποδηλώνει δυσκολία μετακίνησης του νερού υπογείως προς βαθύτερα στρώματα εξαιτίας της σημαντικά μικρότερης υδροπερατότητας των υποκείμενων προσχώσεων. Αυτό συμβαίνει ακόμη και όταν πραγματοποιείται εντατική εκμετάλλευση της υδροφορίας των τελευταίων. Τελικά, ένα μόνο μέρος των ανωτέρω διηθήσεων δύναται να τροφοδοτεί τους υποκείμενους υπό πίεση υδροφορείς, ενώ το μεγαλύτερο τμήμα αυτών επανέρχεται στην επιφάνεια, ως επιφανειακή απορροή των ποταμών.

(β) Κώνος Σοφαδίτη. Περιλαμβάνει τον χειμαρρώδη κώνο του ομώνυμου ποταμού, ενώ μεγάλη είναι η υδροπερατότητα των σχηματισμών. Η τροφοδοσία του πραγματοποιείται από τις διηθήσεις της απορροής του Σοφαδίτη και την απευθείας βροχόπτωση που δέχονται οι αποθέσεις.

Λόγω της φύσης των σχηματισμών που δομούν τη λεκάνη τροφοδοσίας (οφιόλιθοι, φλύσχης) η απόθεση των κροκάλων και χαλίκων διακόπτεται πολύ συχνά από αργιλικά υλικά, η συμμετοχή των οποίων αυξάνεται κατά την εξάπλωση του κώνου προς τον κάμπο. Τέλος, στα ανάντη του κώνου παρατηρείται ελεύθερος υδροφόρος ορίζοντας, ο οποίος μεταπίπτει προς τα κατάντη (πεδιάδα) σε ορίζοντα υπό πίεση.

(γ) Η υπόλοιπη πεδινή έκταση του κάμπου, παρουσιάζει επιμέρους διαφορετικές ενότητες, πλην όμως τα κοινά χαρακτηριστικά τους επιτρέπουν τη θεώρησή αυτής ως ενιαία ενότητα. Το κύριο χαρακτηριστικό είναι οι εναλλαγές υδροπερατών αποθέσεων με αδιαπέρατες ή μικρής υδροπερατότητας και η δημιουργία επάλληλων υπό πίεση υδροφόρων.

Αυτό επιτυγχάνεται από την παρουσία σε βάθος 10-30 m από την επιφάνεια, αργιλικού ορίζοντα που απομονώνει τους περατούς ορίζοντες των αποθέσεων και τους καθιστά υπό πίεση.

Με την απομάκρυνση από την περιοχή των κώνων ελαττώνεται το πάχος των αδρόκοκκων οριζόντων. Στην περιοχή του Αγναντερού (νότια των Τρικάλων) οι αδρομερείς υδροφόροι ορίζοντες φθάνουν σε πάχος μέχρι και 30 m ενώ νότια και ανατολικότερα, το πάχος τους περιορίζεται σε λίγα μόνο μέτρα. Ο αριθμός των οριζόντων, λόγω αργιλικών παρεμβολών, είναι δυνατό να αυξάνεται τοπικά.

Η τροφοδοσία των υπό πίεση υδροφόρων οριζόντων του τμήματος αυτού του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου γίνεται κυρίως από τα ανάντη, δηλαδή κυρίως από τις διηθήσεις των κώνων Πηνειού – Πορταϊκού – Πάμισου, κατά δεύτερο λόγο από διηθήσεις των κώνων Σοφαδίτη, Ενιππέα, Καλλεντζή, Νεοχωρίτη και λιγότερο από άλλες πηγές (κατείδυση, πλευρικές μεταγγίσεις, κ.λπ.). Εξαιτίας της φύσης των αποθέσεων, η κίνηση του υπόγειου νερού είναι βραδύτατη και η επαναπλήρωση των αντλούμενων ποσοτήτων δυσχερής, ατελής ή και τοπικά αδύνατη. Σε αυτό συμβάλλει και η ακατάστατη ή και διακοπτόμενη παρουσία οριζόντων με αδιαπέρατο υλικό.

Γενικότερα, στον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο εξαιτίας της συνολικής δομής των Τεταρτογενών αποθέσεων δημιουργούνται υδροφόροι ορίζοντες περιορισμένης δυναμικότητας, οι οποίοι παρουσιάζουν συχνές εποχικές διακυμάνσεις στάθμης. Στην υπολεκάνη των Τρικάλων, οι ταχείες εναλλαγές κατά την οριζόντια και κατακόρυφη ανάπτυξη, οι οποίες σημειώνονται στη λιθολογική σύσταση και κοκκομετρική διαβάθμιση των λεπτομερών αποθέσεων, έχουν ως αποτέλεσμα τη δημιουργία επάλληλων υδροφόρων οριζόντων υπό πίεση μέχρι βάθους 200 m. Αντιθέτως, στα ΝΔ/κά κράσπεδα του κάμπου δημιουργείται ελεύθερος υδροφόρος ορίζοντας. Επιπλέον, στην υπολεκάνη Καρδίτσας – Σοφάδων, το μικρό πάχος των λεπτομερών προσχώσεων έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία πτωχών υδροφόρων οριζόντων υπό πίεση. Τέλος, στην υπολεκάνη Ζαϊμίου – Φαρσάλων και στις αποθέσεις που

απαντούν στο ανατολικό τμήμα αυτής, το οποίο βρίσκεται κάτω από την επίδραση του Ενιππέα, αναπτύσσονται αξιόλογοι υδροφορείς (Αποστολίδης, 2014).

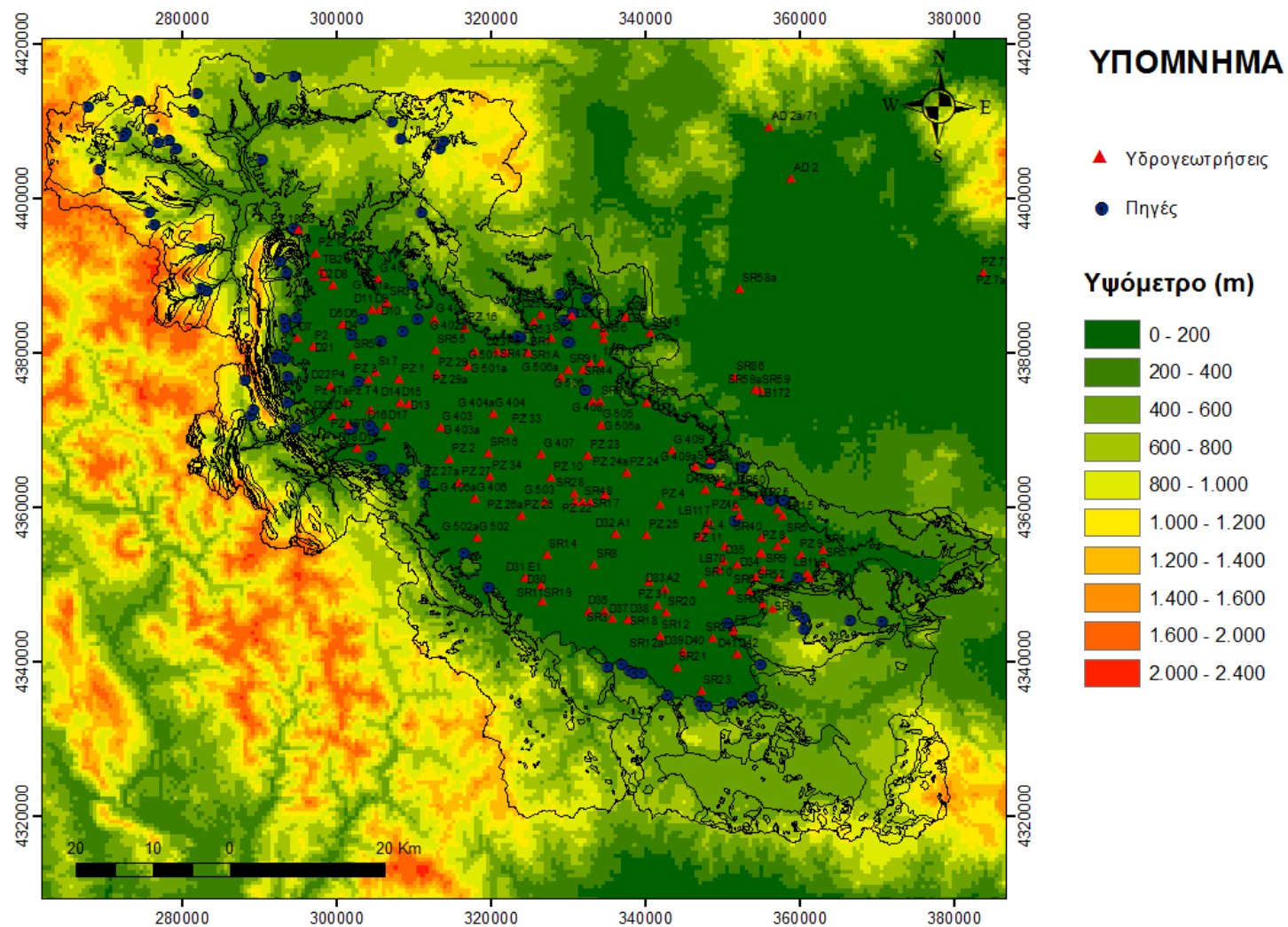
5.2.2. Πηγές

Στη λεκάνη του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου απαντούν, κυρίως, δύο είδη πηγών (Καλλέργης κ.ά., 1973; Καλλέργης & Σκαγιάς, 1980; Καλλέργης, 1986): (α) οι καρστικές πηγές οι οποίες συνδέονται με τα ανθρακικά πετρώματα που δομούν την περιοχή και (β) οι πηγές οι οποίες εκφορτίζουν τον επικρεμάμενο υδροφόρο ορίζοντα που τροφοδοτείται από τον Πηνειό ποταμό και τους παραποτάμους αυτού.

Η παρουσία πηγών στην περιοχή έρευνας ενισχύει την επιφανειακή απορροή. Παρά το γεγονός ότι το ύψος των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων στις ορεινές περιοχές του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου είναι υψηλό, ο αριθμός πηγών σημαντικής παροχής είναι περιορισμένος. Αυτό οφείλεται στην υδρολιθολογική σύσταση των γεωλογικών σχηματισμών που συναντώνται, αλλά και στην τεκτονική δομή της περιοχής (Αποστολίδης, 2014). Οι περισσότερες από τις πηγές που αναβλύζουν σε διάφορα υψόμετρα είναι εποχικές και μικρής, συνήθως, παροχής.

Πολλές από τις καρστικές υδροφορίες των ενοτήτων του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου βρίσκονται σήμερα σε καθεστώς υπερεκμετάλλευσης - υπεράντλησης ή και εξάντλησης εξαιτίας της ευκολίας απόληψης μεγάλων ποσοτήτων υπόγειου νερού με υδρογεωτρήσεις, οι οποίες ανορύχθηκαν στους ασβεστολίθους και τα μάρμαρα. Αποτέλεσμα της υπερεκμετάλλευσης αυτής είναι η πλήρης στέρηση πολλών καρστικών πηγών (Μαρίνος κ.ά., 1997).

Στην Εικόνα 5.3 παρουσιάζεται το δίκτυο υδρογεωτρήσεων του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, καθώς και οι πηγές οι οποίες απαντούν στην εν λόγω περιοχή.



Εικόνα 5.3: Θέσεις υδρογεωτρήσεων και πηγών στην περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου (θέσεις πηγών από Αποστολίδης, 2014).

5.2.3. Συμπεριφορά των σχηματισμών από πλευράς υδροπερατότητας

Η υδρογεωλογική συμπεριφορά των σχηματισμών είναι συνάρτηση της λιθολογικής τους σύστασης και κοκκομετρίας εφόσον πρόκειται περί κοκκωδών σχηματισμών, ενώ στην περίπτωση συμπαγών πετρωμάτων, καθοριστικό ρόλο παίζουν ο βαθμός διαγένεσης και ο τεκτονισμός αυτών. Η συμπεριφορά των λιθολογικών ενοτήτων προσδιορίζεται από τις παραμέτρους του πορώδους και της υδροπερατότητας.

Η υδροπερατότητα των κοκκωδών σχηματισμών οφείλεται στο πρωτογενές πορώδες, το οποίο είναι συνάρτηση της κοκκομετρίας, του σχήματος και της διάταξης των κόκκων, καθώς και του βαθμού διαγένεσης. Αντίθετα, η υδροπερατότητα των βραχωδών σχηματισμών ελέγχεται κυρίως από τον βαθμό κερματισμού τους.

Γενικά, **οι σχηματισμοί του υποβάθρου του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου** διακρίνονται στις ακόλουθες κατηγορίες σύμφωνα με την περατότητά τους (Καλλέργης κ.ά., 1973):

Υδροπερατοί σχηματισμοί. Χαρακτηρίζονται από το γεγονός ότι ένα σημαντικό ποσοστό του υετού που πέφτει σε αυτούς κατείσδυει στα βαθύτερα στρώματα όπου, εφόσον διαμορφώνονται οι κατάλληλες συνθήκες, δημιουργούνται υπόγειοι υδροφόροι ορίζοντες και επιφανειακές εκδηλώσεις πηγών. Πρόσθετη διάκριση των εν λόγω σχηματισμών, συναρτήσει του βαθμού υδροπερατότητας, είναι η ακόλουθη:

(α) Καρστικοί σχηματισμοί. Σε αυτούς περιλαμβάνονται τα ανθρακικά ιζήματα (μάρμαρα, ασβεστόλιθοι). Η κατακόρυφη περατότητα εδώ είναι πολύ υψηλή σε σχέση με την οριζόντια. Από τη διαβρωτική διεργασία του νερού που κυκλοφορεί, δημιουργούνται διάφοροι τύποι καρστικών εγκοίλων, με ποικίλο μέγεθος.

Στον χώρο έρευνας, οι εμφανίσεις μαρμάρων συνιστούν και τα πλέον υδροπερατά πετρώματα. Αυτό οφείλεται αφενός στον έντονο κερματισμό που έχουν υποστεί και αφετέρου στην αποκάρσωση. Η κατείσδυση στα εν λόγω πετρώματα εκτιμάται σε 65–70% του υετού. Αποτέλεσμα της μεγάλης υδροπερατότητας είναι η δημιουργία πηγών πολύ σημαντικής παροχής.

Στους πολύ υδροπερατούς σχηματισμούς συμπεριλαμβάνονται επίσης και οι ασβεστόλιθοι, τόσο της Υποπελαγονικής ζώνης, όσο και της Υπερπινδικής σειράς, στους οποίους ο συντελεστής κατείσδυσης εκτιμάται σε 55-60% του πίπτοντος υετού. Στην περίπτωση των ασβεστολίθων του Κόζιακα, η υδροπερατότητα μεταβάλλεται ασυνεχώς, λόγω των ενστρώσεων σχιστοκερατολίθων και ραδιολαριτών που παρουσιάζουν χαμηλή υδροπερατότητα. Τέλος, λιγότερο υδροπερατοί είναι οι ασβεστόλιθοι της Πινδικής ζώνης, δοθέντος ότι παρουσιάζουν σχετικά μικρό βαθμό καρστικοποίησης.

(β) Ημιπερατοί σχηματισμοί. Χαρακτηρίζονται από ασυνεχή ή περιορισμένη υδροφορία, η οποία οφείλεται στο δευτερογενές πορώδες. Συνεπώς, τμήματα αυτών είναι δυνατό να παρουσιάζουν σημαντική υδροφορία, ενώ άλλα να χαρακτηρίζονται ως υδατοστεγή. Στους ημιπερατούς σχηματισμούς εντάσσονται και οι εμφανίσεις του οφιολιθικού συμπλέγματος, λόγω του ισχυρού κερματισμού αυτών. Ειδικότερα οι οφίολιθοι στην περιοχή αυτή είναι κατακερματισμένοι, με αποτέλεσμα το νερό που

εισέρχεται στις διακλάσεις τους προκαλεί εξαλλοίωση (σερπεντινίωση), μερικές φορές έως πολύ σημαντικό βάθος. Χαρακτηριστικό των εν λόγω οφιολίθων είναι η παρουσία τεμαχών ή ακόμα και εμφανίσεων μεγαλύτερων διαστάσεων, οι οποίες είναι πρακτικά υδατοστεγείς. Σημειώνεται εδώ, ότι η περατότητα των οφιολίθων κατά την κατακόρυφο επικρατεί έναντι εκείνης κατά την οριζόντια, η οποία πολλές φορές είναι αμελητέα.

Τέλος, στους ημιπερατούς σχηματισμούς υπάγονται και οι ασβεστόλιθοι της σειράς Τρικάλων που παρουσιάζουν περιορισμένο σχετικά δευτερογενές πορώδες.

(γ) Υδατοστεγείς σχηματισμοί. Σε αυτούς εντάσσονται τα πετρώματα των οποίων ο συντελεστής υδροπερατότητας είναι μικρότερος των 10^{-7} cm/s. Το μεγαλύτερο μέρος του νερού που πίπτει σε αυτούς εξατμίζεται ή και απορρέει, ενώ πολύ μικρό ποσοστό κατεισδύει βαθύτερα. Κατά συνέπεια, η σημασία αυτών περιορίζεται στη δημιουργία αρτεσιανών υδροφόρων οριζόντων, πηγών επαφής, ή γενικότερα επιφανειών επί των οποίων ρέει υπογείως το νερό, όταν υπόκεινται υδροπερατών σχηματισμών.

Στους σχηματισμούς αυτούς υπάγονται τα ιζήματα του φλύσχη που συνίσταται από εναλλαγές ψαμιτών, ιλυολίθων και αργιολίθων, οι γνεύσιοι και οι κρυσταλλικοί σχιστόλιθοι.

Όσον αφορά στους νεότερους σχηματισμούς του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, πολύ υδροπερατές είναι οι κοκκώδεις αποθέσεις που αποτελούν τους κώνους προβολής του Πηνειού και των παραποτάμων αυτού. Η κοκκομετρία τους ελαττώνεται από βορρά προς νότο, ενώ κατά την ίδια διεύθυνση αυξάνεται η συμμετοχή της αργίλου. Ο συντελεστής υδροπερατότητας των εν λόγω αποθέσεων ανέρχεται σε $10^{-1} - 10^{-2}$ cm/s κατά μέσο όρο, ενώ η κατεισδυση ανέρχεται σε 15% περίπου. Άλλο ένα σημαντικό στοιχείο αποτελεί το γεγονός ότι, η υδροπερατότητα κατά τον οριζόντιο άξονα είναι σημαντικά μεγαλύτερη εκείνης κατά τον κατακόρυφο.

Στους πολύ υδροπερατούς σχηματισμούς πρέπει να συμπεριληφθούν και οι κώνοι προβολής του Πορταϊκού, Ληθαίου και Παμίτσου και των λοιπών παραπόταμων του Πηνειού, οι μικροί κώνοι κορημάτων που απαντώνται στην περιοχή του Κόζιακα και τέλος τα πλευρικά κορήματα, τα οποία απαντώνται περιμετρικά στα πρανή των ορεινών όγκων που περιβάλλουν τον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο.

Μικρότερη υδροπερατότητα παρουσιάζουν οι αποθέσεις του κάμπου, όπου επικρατούν κροκάλες, και άμμοι με ποικίλο ποσοστό αργίλου, καθώς και φακοειδείς ενστρώσεις κοκκωδών υλικών που περιέχουν μεγάλο ποσοστό αργίλου. Ο συντελεστής υδροπερατότητας των εν λόγω σχηματισμών ανέρχεται σε $10^{-2} - 10^{-4}$ cm/s. Οι παραπάνω αποθέσεις καταλαμβάνουν την κοιλάδα του Ενιπέα, του Σοφαδίτη, το στενό του Τσιοτίου, την περιοχή Νεοχωρίου και γενικά το βόρειο τμήμα του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου .

Τέλος, από τους νεότερους σχηματισμούς του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου ως υδατοστεγείς θεωρούνται μέρος των προσχώσεων του κεντρικού κυρίως τμήματος, στο οποίο επικρατούν λεπτομερή υλικά (πηλοί, ιλύολιθοι, άργιλοι), καθώς και οι συνεκτικές μολασσικές αποθέσεις που έχουν υποστεί σχετικά ασήμαντο τεκτονισμό.

Ανακεφαλαιώνοντας, προκύπτει ότι στον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο το μεγαλύτερο ενδιαφέρον από άποψη υδροφορίας, παρουσιάζουν τα μάρμαρα, οι ασβεστόλιθοι της Υποελαγονικής και Υπερπινδικής σειράς, οι κώνοι προβολής του Πηγείου και των παραπόταμων αυτού, καθώς και οι πλειοπλειστοκαινικές αποθέσεις. Οι τελευταίες, συνεχιζόμενες και στο κέντρο της λεκάνης, δημιουργούν πολλές φορές σημαντικούς υπό πίεση υδροφόρους ορίζοντες.

6. ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗ ΚΑΙ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ – ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ – ΣΥΝΤΑΞΗ ΧΑΡΤΩΝ

6.1. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΣΥΝΤΑΞΗΣ ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ- ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΩΝ ΧΑΡΤΩΝ

Οι τεχνικογεωλογικές - γεωτεχνικές χαρτογραφήσεις αποτελούν βασικό εργαλείο για τη διερεύνηση των γεωλογικών και γεωτεχνικών προβλημάτων μίας περιοχής. Ο τεχνικογεωλογικός ή γεωτεχνικός χάρτης απεικονίζει όλα τα στοιχεία του γεωλογικού περιβάλλοντος, τα οποία απαιτούνται για τον σχεδιασμό, την κατασκευή και την ασφαλή λειτουργία των τεχνικών έργων (Geological Society of London, 1972; UNESCO / IAEG, 1976; Κούκης, 1978; Koukis, 1982b; Μαρίνος κ.ά., 1985; Ρόζος, 1991; Marinos et al., 1991; Αποστολίδης, 2014).

Οι τεχνικογεωλογικοί - γεωτεχνικοί χάρτες αποτελούν συμπυκνωμένη πηγή πληροφοριών και συμβάλλουν στην κατανόηση της μηχανικής συμπεριφοράς των σχηματισμών θεμελίωσης κάτω από τις φυσικές, δυναμικές ή τεχνητά επιβαλλόμενες συνθήκες μιας περιοχής. Στους ανωτέρω χάρτες αποτυπώνονται οι σχέσεις μεταξύ των κρίσιμων παραμέτρων που προσδιορίζουν τις γεωτεχνικές συνθήκες μιας περιοχής, καθώς και την επίδραση αυτών στις κατασκευές. Οι χάρτες αυτοί δεν αντικαθιστούν τη γεωτεχνική έρευνα πεδίου, αλλά συμβάλλουν στο στάδιο της αναγνωριστικής μελέτης ή/και προμελέτης, καθώς και στον ακριβή προγραμματισμό και στην αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της λεπτομερούς έρευνας (Αποστολίδης, 2014).

6.1.1. Βασικές αρχές σύνταξης τεχνικογεωλογικών – γεωτεχνικών χαρτών

Σε διεθνές επίπεδο, η πλέον ολοκληρωμένη προσπάθεια παρουσίασης των γενικών αρχών των τεχνικογεωλογικών χαρτογραφήσεων πραγματοποιήθηκε κατά το έτος 1976, με τον οδηγό των τεχνικογεωλογικών χαρτών που συνέταξε η επιτροπή τεχνικογεωλογικών χαρτογραφήσεων της I.A.E.G. και εξέδωσε η UNESCO (Ρόζος, 2007). Η μεθοδολογία η οποία εφαρμόζεται σήμερα για την ταξινόμηση των γεωλογικών σχηματισμών στο πλαίσιο των τεχνικογεωλογικών χαρτογραφήσεων έχει προταθεί από την Επιτροπή Τεχνικογεωλογικών Χαρτογραφήσεων της IAEG (1979) και συμπληρώνει ή βελτιώνει τις προτάσεις της UNESCO/ IAEG (1976). Οι γενικές αρχές θεώρησης, βάσει των οποίων διαμορφώθηκε ο οδηγός της UNESCO, είναι οι ακόλουθες (Dearman & Matula, 1976; Ρόζος, 1991):

- Οι πληροφορίες οι οποίες εμπεριέχονται σε έναν τεχνικογεωλογικό χάρτη πρέπει να παρουσιάζονται με τέτοιον τρόπο, ώστε να γίνονται εύκολα κατανοητές από τους χρήστες.
- Με βάση τις ανωτέρω πληροφορίες θα πρέπει να επιτυγχάνεται ο ακριβής προσδιορισμός των τεχνικογεωλογικών παραμέτρων του περιβάλλοντος αναφοράς του χάρτη.
- Ο χάρτης απαιτείται να διευκολύνει την πρόβλεψη των μεταβολών που είναι δυνατόν να συμβούν από την επίδραση της εκάστοτε κατασκευαστικής δραστηριότητας στο τεχνικογεωλογικό περιβάλλον.

Με βάση τον οδηγό της IAEG (1979), οι διάφοροι τεχνικογεωλογικοί χάρτες ταξινομούνται σύμφωνα με (Ρόζος, 1991; 2007):

- (α) τον σκοπό για τον οποίο συντάσσονται,
- (β) το περιεχόμενό τους και
- (γ) την κλίμακα αυτών.

Σύμφωνα με τον σκοπό για τον οποίο συντάσσονται, διαχωρίζονται σε:

- *Ειδικού σκοπού*, οι οποίοι δίνουν πληροφορίες για ένα συγκεκριμένο τεχνικογεωλογικό θέμα (π.χ. φράγματα, δρόμους, σήραγγες, κ.λπ.) και,
- *Πολλαπλού σκοπού*, οι οποίοι δίνουν πληροφορίες για περισσότερα θέματα (π.χ. χάρτες των τεχνικογεωλογικών συνθηκών για περιφερειακή ανάπτυξη και σχεδιασμό).

Σύμφωνα με το περιεχόμενό τους, διακρίνονται σε τέσσερις τύπους:

- *Αναλυτικοί*, οι οποίοι δίνουν λεπτομερή στοιχεία για συγκεκριμένο παράγοντα του γεωλογικού περιβάλλοντος (π.χ. χάρτες κατολισθήσεων, σεισμικής επικινδυνότητας, κ.λπ.).
- *Συνοπτικοί (ή συγκεντρωτικοί)*, οι οποίοι περιέχουν και περιγράφουν όλα τα βασικά στοιχεία του τεχνικογεωλογικού περιβάλλοντος.
- *Βοηθητικοί*, οι οποίοι περιλαμβάνουν βασικά δεδομένα, όπως χάρτες ισοβαθών ορισμένου ορίζοντα (π.χ. υποβάθρου), κ.λπ.
- *Συμπληρωματικοί*, όπως γεωμορφολογικοί, γεωλογικοί, τεκτονικοί, γεωφυσικοί, υδρογεωλογικοί, κ.λπ., δηλαδή χάρτες με βασικά στοιχεία που συνήθως συνοδεύουν τους τεχνικογεωλογικούς χάρτες.

Σύμφωνα με την κλίμακα, οι τεχνικογεωλογικοί χάρτες διαχωρίζονται σε:

- *Μεγάλης κλίμακας*, 1:10.000 και μεγαλύτερη.
- *Μεσαίας κλίμακας*, μικρότερη από 1:10.000 και μεγαλύτερη από 1:100.000.
- *Μικρής κλίμακας*, 1:100.000 και μικρότερη.

Ο πλέον σημαντικός παράγοντας πάντως για την προπαρασκευή των τεχνικογεωλογικών χαρτών είναι η ταξινόμηση των γεωλογικών σχηματισμών (εδαφών και πετρωμάτων) σε τεχνικογεωλογικές ενότητες σύμφωνα με την κλίμακα του χάρτη. Η ομάδα εργασίας της IAEG πρότεινε για διεθνή χρήση την ακόλουθη ταξινόμηση, η οποία βασίζεται στη λιθολογία και την προέλευση των σχηματισμών (Dearman & Fookes, 1974; UNESCO/ IAEG, 1976; Dearman & Matula, 1976; IAEG, 1979; Dearman, 1979; Ρόζος, 1991; Dearman, 1991; Ρόζος, 2007).

- *Τεχνικογεωλογικός ή Γεωτεχνικός Τύπος (ET)* για χάρτες κλίμακας μεγαλύτερης από 1:5.000. Παρουσιάζει το μεγαλύτερο βαθμό φυσικής ομοιογένειας, ανταποκρίνεται δηλαδή σε υλικά με ομοιομορφία στον λιθολογικό χαρακτήρα και στη φυσική κατάσταση. Κατά συνέπεια, είναι δυνατόν να δοθούν στατιστικά προσδιορισμένες τιμές των σημαντικότερων φυσικών και μηχανικών ιδιοτήτων.
- *Λιθολογικός Τύπος (LT)* για χάρτες κλίμακας 1:5.000 έως 1:10.000. Περιλαμβάνει υλικά με ομοιογένεια στη σύσταση, στη δομή και στην υφή, αλλά με διαφορές στη φυσική κατάσταση. Στην περίπτωση αυτή, μόνο η γενική εικόνα των φυσικών και μηχανικών ιδιοτήτων μπορεί να δοθεί, μέσω του εύρους των τιμών τους.
- *Λιθολογική Ενότητα ή Λιθολογικό Σύμπλεγμα (LC)* για χάρτες κλίμακας 1:10.000 έως 1:200.000. Αποτελείται από σύνολο λιθολογικών τύπων (LT) κοινής προέλευσης, οι οποίοι δημιουργήθηκαν κάτω από ειδικές γεωτεκτονικές και παλαιογεωγραφικές συνθήκες. Μέσα στην ενότητα, η διευθέτηση των λιθολογικών τύπων στον χώρο είναι ομοιόμορφη και διακριτή, αλλά η ενότητα δεν είναι απαραίτητα ομοιόμορφη από πλευράς λιθολογίας ή φυσικής κατάστασης. Συνεπώς, δε δύναται να καθορισθούν επακριβώς οι φυσικές και μηχανικές ιδιότητες, παρά μόνον πληροφορίες για τους επιμέρους λιθολογικούς τύπους και ενδείξεις της γενικής τεχνικογεωλογικής συμπεριφοράς της ενότητας.
- *Λιθολογική Ακολουθία (LS)* για χάρτες κλίμακας μικρότερης από 1:200.000. Αποτελείται από αρκετές λιθολογικές ενότητες, οι οποίες έχουν δημιουργηθεί

κάτω από ευρύτερα παρόμοιες γεωτεκτονικές και παλαιογεωγραφικές συνθήκες. Επομένως, στην περίπτωση αυτή, μόνο πολύ γενικά τεχνικογεωλογικά χαρακτηριστικά είναι δυνατόν να αποδοθούν.

6.2. Η ΧΡΗΣΗ ΤΩΝ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ ΣΤΗ ΣΥΝΤΑΞΗ ΧΑΡΤΩΝ

Τα Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών (Γ.Σ.Π.), γνωστά ευρέως και ως G.I.S. (Geographic Information Systems), είναι συστήματα διαχείρισης γεωγραφικών δεδομένων. Σύμφωνα με τον Goodchild (1985), «τα Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών αποτελούν ολοκληρωμένο σύστημα συλλογής, αποθήκευσης, διαχείρισης, ανάλυσης και απεικόνισης πληροφοριών, σχετικών με ζητήματα γεωγραφικής φύσης».

Η πληροφοριακή βάση των Γ.Σ.Π. περιλαμβάνει παρατηρήσεις για χωρικά κατανομημένα χαρακτηριστικά, δραστηριότητες ή γεγονότα τα οποία καθορίζονται στον χώρο ως σημεία, γραμμές, επιφάνειες ή φατνία. Συνεπώς, ένα Γ.Σ.Π. επεξεργάζεται στοιχεία για τις ανωτέρω θεμελιώδεις οντότητες, δημιουργώντας τις αναγκαίες πληροφορίες για την απάντηση μη προκαθορισμένων χωρικών ερωτημάτων (Κουτσόπουλος, 2012).

Τα γεωγραφικά δεδομένα, τα οποία συλλέγονται για χρήση σε περιβάλλον Γ.Σ.Π., είναι είτε ψηφιδωτής (π.χ. δεδομένα τηλεπισκόπησης), είτε διανυσματικής (π.χ. τοπογραφικές μετρήσεις, δεδομένα GPS κ.λπ.) μορφής. Τα εν λόγω δεδομένα διαχωρίζονται ως γνωστόν, με βάση τη πηγή προέλευσης, σε δύο κατηγορίες: στα **πρωτογενή** και **δευτερογενή**. Τα πρωτογενή δεδομένα συλλέγονται σε ψηφιακή μορφή και αφορούν σε άμεσες μετρήσεις, ενώ τα δευτερογενή (π.χ. δεδομένα από συσκευές σάρωσης) είναι ψηφιακά ή αναλογικά δεδομένα, τα οποία έχουν ήδη παραχθεί για άλλους σκοπούς και χρειάζονται μετατροπή προκειμένου να χρησιμοποιηθούν.

Οι Longley et al. (2005) αναφέρουν ότι τα γεωγραφικά δεδομένα είναι εξειδικευμένα και χρήζουν ιδιαίτερης αντιμετώπισης διότι:

- **Είναι πολλαπλών διαστάσεων**, διότι για να οριστεί ακόμη και μία απλή θέση απαιτούνται κατ' ελάχιστο δύο διαστάσεις, ενώ πολύ συχνά γίνεται χρήση τριών ή και τεσσάρων διαστάσεων, αν συμπεριληφθεί και ο χρόνος.
- **Έχουν μεγάλο όγκο**, εφόσον μία βάση γεωγραφικών δεδομένων είναι συνήθως της τάξης πολλών gigabytes έως terabytes. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα χωρικά δεδομένα καταλαμβάνουν μεγάλο χώρο, καθώς αποθηκεύονται με πολύπλοκη δομή, ενώ επιπλέον αποθηκεύονται αυτόματα πληροφορίες όπως: συντεταγμένες, εμβαδόν, περίμετρος, μήκη γραμμών, τοπολογικές θέσεις κ.λπ.
- **Προβάλλονται σε επίπεδη επιφάνεια**, παρά το γεγονός ότι αφορούν στο σφαιροειδές της γης και επομένως απαιτούν χαρτογραφική απόδοση. Συνεπώς, η παρουσίαση των αποτελεσμάτων ανάλυσης χωρικών δεδομένων με μορφή χαρτών είναι πρακτικά επιβεβλημένη.

- **Απαιτούν εξειδικευμένες μεθόδους** για την ανάλυσή τους. Ο τρόπος σύνδεσης των διαφόρων πινάκων, οι οποίοι απαρτίζουν τις βάσεις των γεωγραφικών δεδομένων, μπορεί να πραγματοποιηθεί τόσο με την ύπαρξη του ίδιου πεδίου στους συνδεόμενους πίνακες (κοινό πεδίο), όσο και με τη γεωμετρική θέση των οντοτήτων, χωρίς την ύπαρξη κοινού πεδίου (χωρική σύνδεση).
- **Απαιτούν χρονοβόρες διαδικασίες**, επειδή πρέπει να ενσωματώσουν και να αναλύσουν πολλά και διαφορετικά είδη δεδομένων.
- **Απαιτούν πολύπλοκη και πολυέξοδη διαδικασία συλλογής, ενημέρωσης και διαχείρισής τους**. Τα χωρικά δεδομένα δημιουργούνται πολύ δύσκολα και έχουν υψηλό κόστος παραγωγής και δυσκολίες διαχείρισης.
- **Είναι αναγκαία**, διότι η παρακολούθηση και μελέτη των διαφόρων φυσικών φαινομένων τα οποία μεταβάλλονται στον χώρο, όπως το υψόμετρο, η πίεση, η θερμοκρασία κ.λπ., είναι αδύνατη χωρίς την ύπαρξη χωρικών δεδομένων.

Οι βασικές δυνατότητες, οι οποίες προσφέρονται στον χρήστη των Γ.Σ.Π., είναι οι ακόλουθες (Αντωνάκος, 2012):

- Η δημιουργία μοντέλου δεδομένων, δηλαδή ενός μηχανισμού για την ψηφιακή αναπαράσταση του πραγματικού κόσμου.
- Η αποθήκευση, χρήση και ενσωμάτωση μεγάλου όγκου χωρικών στοιχείων.
- Η ανάλυση και επίλυση χωρικών προβλημάτων μέσω της οργάνωσης, της διαχείρισης και του μετασχηματισμού μεγάλου όγκου δεδομένων.
- Η σύνδεση της χωρικής με την περιγραφική πληροφορία.

Ο σχεδιασμός μίας γεωβάσης στα Γ.Σ.Π. περιλαμβάνει τρία βασικά στάδια: το **θεωρητικό**, το **λογικό** και το **φυσικό**. Το στάδιο του θεωρητικού μοντέλου αφορά στη μοντελοποίηση των αναγκών του χρήστη, στη συνέχεια και τον ορισμό των αντικειμένων και των σχέσεων μεταξύ τους, και τέλος στην επιλογή της καταλληλότερης γεωγραφικής αναπαράστασης. Στο στάδιο του λογικού μοντέλου ο σχεδιασμός αφορά καταρχήν στην αντιστοίχιση των τύπων αντικειμένων προς μελέτη σε συγκεκριμένους τύπους δεδομένων, οι οποίοι υποστηρίζονται από τα Γ.Σ.Π. Στη συνέχεια οργανώνεται η λογική δομή της γεωβάσης, όπου μεταξύ άλλων, προσδιορίζονται οι τοπολογικές συσχετίσεις και επιλέγονται συστήματα συντεταγμένων. Το τελικό στάδιο σχεδιασμού είναι ο καθορισμός της φυσικής δομής της βάσης δεδομένων και η εργασία η οποία συνήθως εκτελείται με τη χρήση εντολών της γλώσσας ορισμού δεδομένων του λογισμικού που χρησιμοποιείται (Τσολάκης, 2013).

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή, τα Γ.Σ.Π. χρησιμοποιήθηκαν για το σχεδιασμό και τη δημιουργία βάσης δεδομένων, με σκοπό τη διαμόρφωση ψηφιακών αναγλύφων εδάφους και σύνταξη του τεχνικογεωλογικού χάρτη της περιοχής έρευνας.

6.3. ΣΥΝΤΑΞΗ ΤΟΥ ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΟΥ ΧΑΡΤΗ ΤΩΝ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΘΕΣΣΑΛΙΚΟΥ ΚΑΜΠΟΥ

Στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής κρίθηκε αναγκαία η σύνταξη του τεχνικογεωλογικού χάρτη των τεταρτογενών αποθέσεων του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, σε κλίμακα 1:150.000, με σκοπό την εξέταση των τεχνικογεωλογικών χαρακτηριστικών και γεωτεχνικής συμπεριφοράς των εδαφικών σχηματισμών. Για τη σύνταξη του ανωτέρω χάρτη χρησιμοποιήθηκαν οι μεθοδολογίες, οι οποίες προτείνονται στον οδηγό της UNESCO / IAEG (1976), καθώς και της IAEG (1979).

Ο τεχνικογεωλογικός χάρτης που συντάχθηκε, εντάσσεται στην κατηγορία των χαρτών μικρής κλίμακας (1:150.000) και δημιουργήθηκε με σκοπό να παρέχει πληροφορίες, οι οποίες αφορούν στην κατανομή και εξάπλωση των τεταρτογενών αποθέσεων στον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο. Αναφορικά με το περιεχόμενό του, περιγράφονται όλες οι βασικές πτυχές του τεχνικογεωλογικού περιβάλλοντος, όπως αυτές απορρέουν από τη γεωδυναμική και γεωμορφολογική εξέλιξη του χώρου, καθώς και τα κύρια φυσικομηχανικά χαρακτηριστικά των σχηματισμών που απαντούν στην περιοχή έρευνας (συνοπτικός χάρτης).

Συνεπώς, ο χάρτης που συντάχθηκε είναι ένας τεχνικογεωλογικός χάρτης *μικρής κλίμακας, πολλαπλού σκοπού και συνοπτικού χαρακτήρα*, ο οποίος περιλαμβάνει **οκτώ (8) λιθολογικές - τεχνικογεωλογικές ενότητες**. Η διάκριση των ενοτήτων αυτών χαρακτηρίζεται από συγκεκριμένο βαθμό ομοιογένειας και ομοιομορφίας στις βασικές φυσικές και μηχανικές τους ιδιότητες. Προκειμένου να αποδοθούν καλύτερα τα φυσικομηχανικά χαρακτηριστικά, συνήθως χρησιμοποιούνται επιλεγμένα γεωλογικά - γεωτεχνικά στοιχεία, όπως (Αποστολίδης, 2014):

- δομή και υφή, δηλαδή η κοκκομετρική σύσταση, η οποία συνδέεται με το ειδικό βάρος και το πορώδες,
- ορυκτολογική σύσταση, η οποία συνδέεται άμεσα με το ειδικό βάρος και την πλαστικότητα του εδάφους (όρια Atterberg και δείκτης πλαστικότητας) και
- φυσική υγρασία, βαθμός κορεσμού, συνεκτικότητα, καθώς και ο βαθμός αποσάθρωσης και κερματισμού των πετρωμάτων, χαρακτηριστικά τα οποία εξαρτώνται από τη φυσική κατάσταση των εδαφών και των πετρωμάτων και συνδέονται με τη μηχανική τους συμπεριφορά.

Για τους εδαφικούς σχηματισμούς, σημαντικός είναι ο χαρακτηρισμός των υλικών μεταξύ των ακραίων τύπων των μη συνεκτικών μειγμάτων χαλίκων - άμμου και των συνεκτικών αργιλικών εδαφών. Για τον σκοπό αυτό, στον τεχνικογεωλογικό χάρτη που συντάχθηκε στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής, δίνεται και ο χαρακτηρισμός τους σύμφωνα με το σύστημα ταξινόμησης USCS.

Επιπλέον, για το πεδινό τμήμα του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, πραγματοποιήθηκε περαιτέρω διάκριση των Τεταρτογενών αποθέσεων, σύμφωνα με ορισμένα φυσικά και μηχανικά χαρακτηριστικά, τα οποία επηρεάζουν την εξέλιξη του φαινομένου των εδαφικών υποχωρήσεων, το οποίο αποτελεί αντικείμενο της παρούσας διατριβής. Τα χαρακτηριστικά αυτά αφορούν μεταξύ άλλων στην κοκκομετρία, πλαστικότητα, φυσική υγρασία, και μεταβλητότητα του δείκτη συμπίεστότητας των εδαφικών σχηματισμών.

Η εισαγωγή, διαχείριση, επεξεργασία, ανάλυση και χαρτογραφική απεικόνιση όλων των συγκεντρωθέντων δεδομένων, με τελικό σκοπό την παρουσίαση του τεχνικογεωλογικού χάρτη των Τεταρτογενών αποθέσεων του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, πραγματοποιήθηκε με τη χρήση της τεχνολογίας των Γ.Σ.Π. Τα στάδια εργασίας ήταν τα παρακάτω:

- Σχεδιασμός και δημιουργία της βάσης δεδομένων σε περιβάλλον Γ.Σ.Π. με την ενσωμάτωση των θέσεων των υδρογεωτρήσεων και γεωτεχνικών γεωτρήσεων, καθώς και την εισαγωγή των θέσεων των πηγών.
- Γεωαναφορά των τοπογραφικών χαρτών της Γ.Υ.Σ., κλίμακας 1:50.000 και 1:100.000.

Ακολούθως, συγκεντρώθηκαν και αξιολογήθηκαν οι παρακάτω γεωλογικοί, εδαφολογικοί, υδρογεωλογικοί, τεχνικογεωλογικοί και γεωτεχνικοί χάρτες:

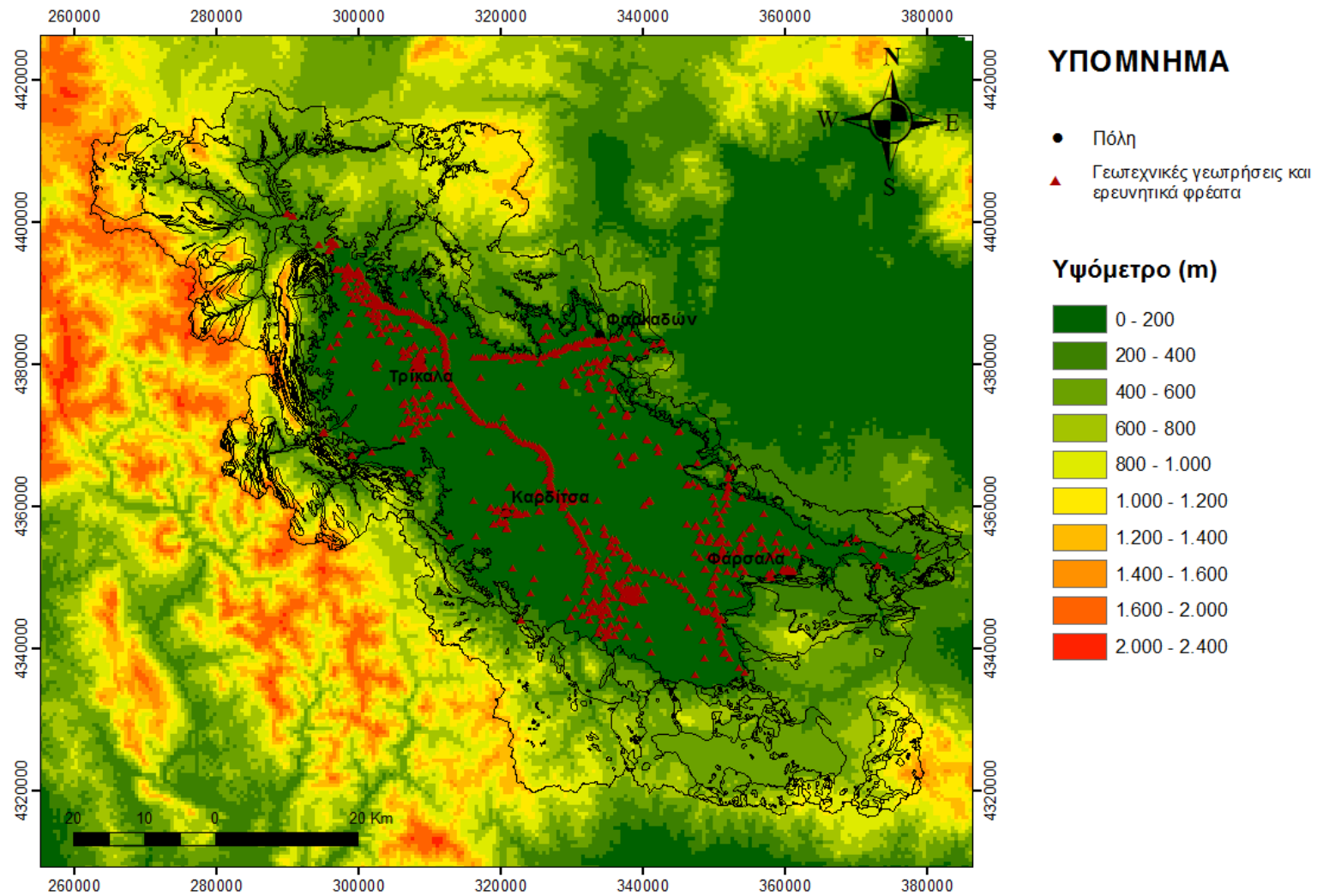
- Οι γεωλογικοί χάρτες του ΙΓΜΕ, κλίμακας 1:50.000, Γεωλογικά φύλλα: Παναγιά (1980), Καστανέα (1961), Αγιόφυλλον (1979), Δεσκάτη (1987), Καλαμπάκα (1972), Τρίκαλα (1969), Φαρκαδών (1998), Μυρόφυλλον (1993), Μουζάκιον (1993), Καρδίτσα (1969), Φουρνάς (1991), Σοφάδες (1969), Φάρσαλα (1969), Λεοντάριον (1962), Δομοκός (1957), Βελεστίνον (1983), Ευξινούπολις ή Ανάβρα (1957), Λαμία (1967) και Στυλίσ (1963). Οι εν λόγω γεωλογικοί χάρτες ψηφιοποιήθηκαν κατάλληλα με τη χρήση των λογισμικών πακέτων Γ.Σ.Π.
- Ο εδαφολογικός χάρτης της Θεσσαλίας, κλίμακας 1:150.000 (Zvorykin & Vrissimdjii, 1947). Ο εδαφολογικός χάρτης ψηφιοποιήθηκε και ενσωματώθηκε στη βάση δεδομένων.
- Ο γεωλογικός χάρτης της Θεσσαλίας, κλίμακας 1:250.000 (Caruto, 1990).
- Ο υδρογεωλογικός χάρτης της λεκάνης Δυτικής Θεσσαλίας, κλίμακας 1:100.000 (Καλλέργης, 1970; Καλλέργης κ.ά., 1973).
- Ο τεχνικογεωλογικός χάρτης του νομού Καρδίτσας, κλίμακας 1:400.000 (Ρόζος κ.ά., 1989).

- Ο γεωτεχνικός χάρτης της Ελλάδας, κλίμακας 1.500.000 (Ι.Γ.Μ.Ε., 1993).
- Η μελέτη ανάπτυξης των υπόγειων νερών της πεδιάδας της Θεσσαλίας (Sogreah Grenoble, 1974), για τη χάραξη των ισοβαθών των απολύτων υψομέτρων του προνεογενούς υποβάθρου.
- Τα μαθηματικά μοντέλα για τους υπόγειους υδροφορείς της Θεσσαλίας (Κωνσταντινίδης & Περγιαλιώτης, 1986).
- Ο τεχνικογεωλογικός χάρτης της Δυτικής Θεσσαλίας, κλίμακας 1:100.000 (Αποστολίδης, 2014).

Στη συνέχεια, συντάχθηκε ο ψηφιακός γεωλογικός χάρτης του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου σε κλίμακα 1:150.000, ο οποίος χρησιμοποιήθηκε στις εργασίες πεδίου.

Κατά τις εργασίες αυτές που πραγματοποιήθηκαν τα έτη 2009 και 2010, έγιναν οι κατάλληλες συμπληρώσεις στη γεωλογική χαρτογράφηση και πραγματοποιήθηκε η διάκριση των τεχνικογεωλογικών ενότητων από τις επιφανειακές εμφανίσεις και διαφοροποιήσεις των Τεταρτογενών αποθέσεων. Παράλληλα, έγιναν κατάλληλες δειγματοληψίες και εργαστηριακές δοκιμές στο Εργαστήριο Τεχνικής Γεωλογίας της Σχολής Μηχανικών Μεταλλείων – Μεταλλουργών του Ε.Μ.Π.

Τα αποτελέσματα αυτών των εργαστηριακών εξετάσεων ενσωματώθηκαν και συναξιολογήθηκαν στη Βάση Δεδομένων Γεωτεχνικών Πληροφοριών, η οποία αναπτύχθηκε στο πλαίσιο εκπόνησης της διδακτορικής διατριβής του Ε. Αποστολίδη (2014). Στη βάση αυτή περιέχονται στοιχεία προερχόμενα από 1.039 γεωτρήσεις που έχουν ανορυχθεί από φορείς του δημόσιου και ιδιωτικού τομέα στο πεδινό τμήμα του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου. Από τις 1.039 γεωτρήσεις, οι 571 ήταν γεωτεχνικές-δειγματοληπτικές (μέγιστου βάθους 70,45 m), 157 ερευνητικά ορύγματα (μέγιστου βάθους 5,00 m) και 311 υδρογεωτρήσεις (μέγιστου βάθους 400,00 m) (Εικόνα 6.1).



Εικόνα 6.1: Δίκτυο γεωτεχνικών γεωτρήσεων και ερευνητικών φρεάτων στην περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου.

Ως εκ τούτου, καταγράφηκαν οι βασικοί φυσικομηχανικοί χαρακτήρες των Τεταρτογενών αποθέσεων σε σημαντικό βάθος μέσα στη λεκάνη του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου και αποκαλύφθηκαν τα εύρη κύμανσης αυτών, καθώς και η μέση τιμή των φυσικών και μηχανικών χαρακτηριστικών του συνόλου των γεωτρητικών δεδομένων.

Με βάση τις παραπάνω αναλύσεις και συναξιολογήσεις, διαμορφώθηκαν οι οκτώ (8) τελικές λιθολογικές – τεχνικογεωλογικές ενότητες, που είτε εμφανίζονται επιφανειακά, είτε εναλλάσσονται κατά την οριζόντια και κατακόρυφο σε σημαντικό βάθος μέσα στη λεκάνη, διευκολύνοντας έτσι τη διερεύνηση των υδροπερατών (υδροφόρων) στρωμάτων και των αδιαπέρατων (αργιλικών) ενοτήτων που τα διαχωρίζουν ή τα αποσφηνώνουν. Σημειώνεται σχετικά ότι η 7^η ενότητα αναφέρεται στους μολασσικούς σχηματισμούς και η 8^η ενότητα στους σχηματισμούς του αλπικού υποβάθρου που αποτελούν ουσιαστικά και το γεωλογικό υπόβαθρο των τεταρτογενών αποθέσεων. Οι σχηματισμοί αυτοί παρουσιάζονται χωρίς ιδιαίτερο σχολιασμό.

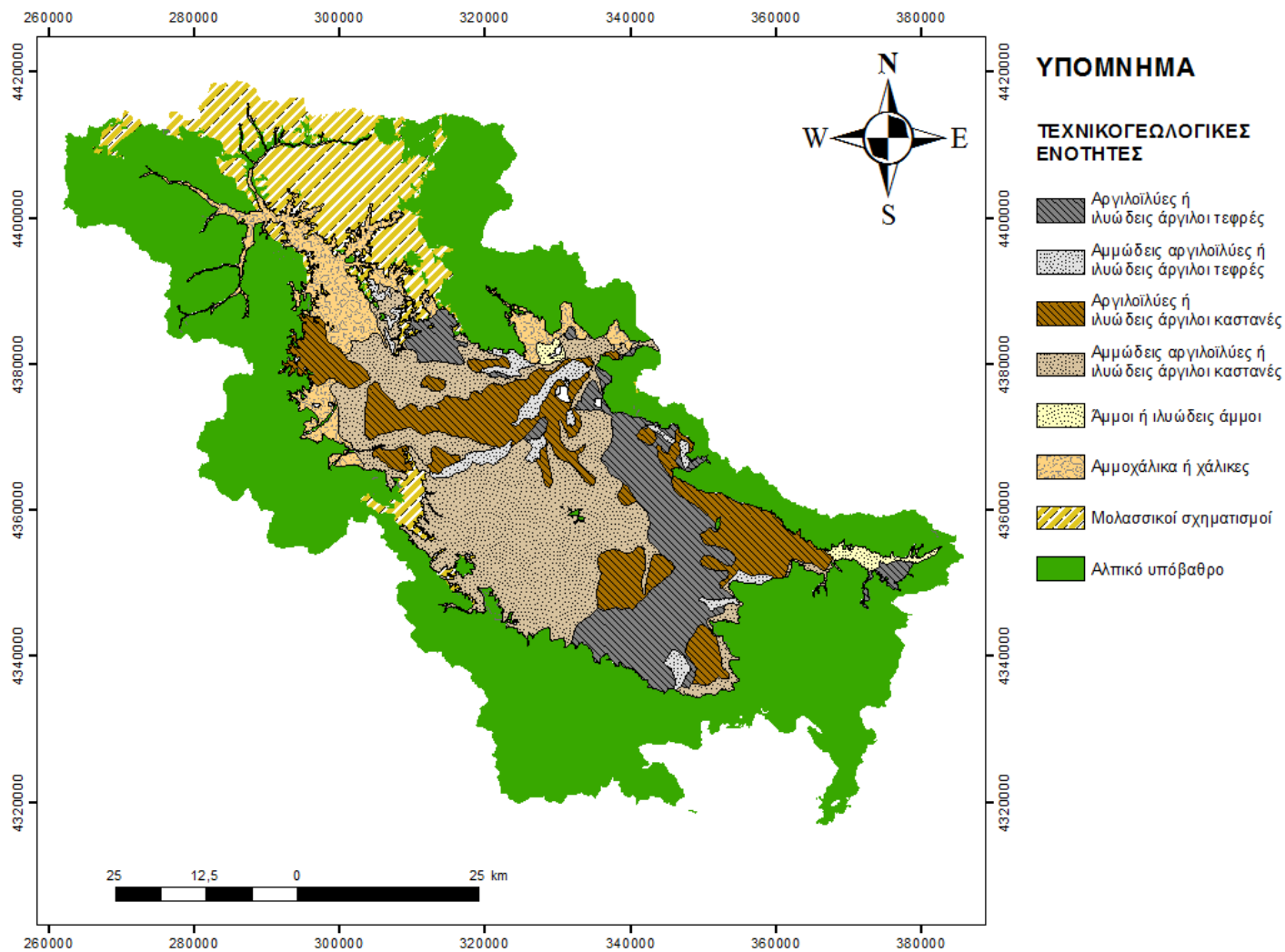
Για κάθε μία από τις υπόλοιπες έξι (6) λιθολογικές-τεχνικογεωλογικές ενότητες των Τεταρτογενών αποθέσεων δίνονται: η γενική περιγραφή, καθώς και το εύρος τιμών των σημαντικότερων φυσικών χαρακτηριστικών και μηχανικών ιδιοτήτων. Η διάκριση και ονοματολογία των λιθολογικών ενοτήτων στηρίχθηκε σε γεωλογικά-τεχνικογεωλογικά κριτήρια, αλλά και γεωτεκτονικές και γεωμορφολογικές ιδιαιτερότητες των θέσεων επιφανειακής ανάπτυξης των γεωλογικών σχηματισμών. Μέσα σε κάθε λιθολογική ενότητα, οι τυχόν αναμενόμενες διαφοροποιήσεις στη γεωτεχνική συμπεριφορά, εξαρτώνται περαιτέρω από στρωματογραφικούς παράγοντες (π.χ. πάχος, δομή), ενώ σε περίπτωση διαγένεσης και από τεκτονικούς (π.χ. παρουσία ρηγμάτων, διαρρήξεως, διακλάσεων κ.λπ.). Διευκρινίζεται ότι, οι σχηματισμοί που αποτυπώνονται και διακρίνονται στον χάρτη, είτε έχουν επιφανειακή εμφάνιση είτε παρουσιάζονται μέχρι το βάθος των 70 m.

Επιπροσθέτως, αξιολογήθηκαν και οι περιγραφές των υδρογεωτρήσεων που έφθαναν σε βάθος τα 400 m. Τέλος, επισημαίνεται ότι, οι γεωλογικοί σχηματισμοί οι οποίοι δομούν το μεγαλύτερο πεδινό τμήμα της περιοχής έρευνας, παρουσιάζουν συχνές και ταχείες μεταβολές κοκκομετρικών φάσεων, τόσο κατά την κατακόρυφη, όσο και κατά την οριζόντια ανάπτυξή τους.

Τα αποτελέσματα της έρευνας αυτής αποτυπώνονται σε δύο χάρτες. Ο πρώτος (Εικόνα 6.1) περιλαμβάνει, όπως έχει αναφερθεί, το σύνολο των γεωτεχνικών και υδρογεωλογικών γεωτρήσεων που χρησιμοποιήθηκαν για τη συναξιολόγηση των φυσικομηχανικών χαρακτηριστικών των ενοτήτων που διακρίθηκαν. Ο δεύτερος (Εικόνα 6.2) αποτελεί τον τεχνικογεωλογικό χάρτη των Τεταρτογενών αποθέσεων του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου και επισυνάπτεται σε πραγματικό μέγεθος στο σχετικό παράρτημα της Διδακτορικής Διατριβής. Στον χάρτη αυτόν παρουσιάζεται η επιφανειακή εμφάνιση των οκτώ (8) λιθολογικών – τεχνικογεωλογικών ενοτήτων. Επιπρόσθετα δε, περιλαμβάνονται και οι κατηγοριοποιήσεις του υψομέτρου ανά 200 m στον περιβάλλοντα χώρο του πεδινού τμήματος του κάμπου.


Ο παραπάνω χάρτης που συντάχθηκε για να διευκολύνει τη μελέτη των εδαφικών υποχωρήσεων στον κάμπο, αποτελεί ένα πολύ χρήσιμο εργαλείο για τους

τοπικούς δημόσιους φορείς, καθώς και για ιδιώτες που συμμετέχουν στον αστικό σχεδιασμό αλλά και στον ευρύτερο σχεδιασμό χρήσεων γης.



Εικόνα 6.2: Τεχνικογεωλογικός χάρτης των τεταρτογενών αποθέσεων του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου.

Ο χάρτης αυτός συνοδεύεται από αναλυτικό υπόμνημα που περιλαμβάνει τη φυσική κατάσταση, την κοκκομετρική σύσταση, καθώς και τα εύρη διακύμανσης των κύριων φυσικών χαρακτηριστικών και μηχανικών ιδιοτήτων των λιθολογικών – τεχνικογεωλογικών ενοτήτων που διακρίθηκαν.

 **ΕΝΟΤΗΤΑ 1: Αργιλοΐλδες ή ιλυώδεις άργιλοι τεφρού έως μελανότεφρου χρώματος.**


Πρόκειται για λεπτομερή υλικά με τοπική συμμετοχή μικρού (ως επί το πλείστον) ποσοστού άμμου, ψηφίδων ή χαλίκων. Οι λεπτομερείς αυτές αποθέσεις εναλλάσσονται κατά την κατακόρυφο ανάπτυξή τους με αμμώδεις ή και χαλικώδεις ορίζοντες (σχηματισμοί 5^{ης} ή και 6^{ης} ενότητας).

Στους σχηματισμούς της ενότητας αυτής, το ποσοστό της ιλύος και της αργίλου είναι **μεγαλύτερο από 85%, το ποσοστό της άμμου κυμαίνεται από 0% έως 14% και το ποσοστό των χαλίκων από 0% έως 4%**. Τα υλικά εδώ χαρακτηρίζονται κατά USCS ως ισχνές (CL) έως παχιές (CH) άργιλοι, σε εναλλαγές με ιλύες (ML ή MH) ή και ιλυώδεις αργίλους (CL-ML). Τοπικά απαντά μικρό ποσοστό οργανικών αργίλων ή ιλύων (OH).

Αναλυτικότερα η περιεχόμενη υγρασία (w_c) των υλικών της εν λόγω ενότητας κυμαίνεται από 10% έως 68%, το όριο υδαρότητας (w_L) από 24% έως 99%, ο λόγος κενών (e) από 0,65 έως 1,63, το πορώδες (n) από 31% έως 62%, το υγρό φαινόμενο βάρος (γ_b) από 15 kN/m³ έως 26 kN/m³, το ξηρό φαινόμενο βάρος (γ_d) από 6 kN/m³ έως 19 kN/m³ και τέλος το ποσοστό των οργανικών από 0% έως 22%.

Όσον αφορά στις μηχανικές ιδιότητες, η αντοχή σε ανεμπόδιστη θλίψη (q_u) κυμαίνεται από 11 kPa έως 487 kPa, οι παράμετροι διατμητικής αντοχής (c) από 13 kPa έως 93 kPa και (ϕ) από 4° έως 25°. Κύριο χαρακτηριστικό των σχηματισμών της παρούσας ενότητας αποτελεί **η υψηλή τιμή του δείκτη συμπιεστότητας (Cc), η οποία κυμαίνεται από 0,3 έως 1,7.**

Στο σύνολό τους, οι σχηματισμοί της Ενότητας 1 χαρακτηρίζονται από πολύ χαμηλό συντελεστή υδροπερατότητας ($k \approx 10^{-9}$ cm/sec) και θεωρούνται πρακτικά αδιαπέρατοι.

 **ΕΝΟΤΗΤΑ 2: Αμμώδεις αργιλοΐλδες - ιλυώδεις άργιλοι, ή αργιλοΐλδες - ιλυώδεις άργιλοι με άμμο ή χάλικες, τεφρού έως μελανότεφρου χρώματος**

Οι σχηματισμοί της ενότητας αυτής διαφοροποιούνται κοκκομετρικά από την πρώτη, βάσει του αυξημένου ποσοστού άμμου. Εκτός από την άμμο συμμετέχουν κατά θέσεις, ψηφίδες ή και χάλικες σε πολύ μικρό ποσοστό. Οι αποθέσεις της ενότητας αυτής, αποτελούν συνήθως πλευρικές και σε βάθος μεταβάσεις της 1^{ης} ενότητας, και συνεπώς εγκλιβωτίζουν τους αδρομερέστερους ορίζοντες της 5^{ης} και 6^{ης} ενότητας.

Στους σχηματισμούς της ενότητας αυτής το ποσοστό της ιλύος και της αργίλου κυμαίνεται από **71% έως 85%, της άμμου από 8% έως 25% και των χαλίκων από 0% έως 16%**. Τα εν λόγω υλικά χαρακτηρίζονται κατά USCS ως ισχνές (CL) -

παχιές (CH) άργιλοι με άμμο, αμμώδεις άργιλοι, σε εναλλαγές με ιλύες και άμμο ή χάλικες (ML ή MH) ή και ιλυώδεις άργιλοι με άμμο ή χάλικες (CL-ML). Τοπικά απαντά μικρό ποσοστό οργανικών αργίλων ή ιλύων (OH).

Αναλυτικότερα η περιεχόμενη υγρασία (w_c) των υλικών της εν λόγω ενότητας κυμαίνεται από 10% έως 125%, το όριο υδαρότητας (w_L) από 22% έως 91%, ο λόγος κενών (e) από 0,39 έως 2,29, το πορώδες (n) από 32% έως 70%, το υγρό φαινόμενο βάρος (γ_b) από 13 kN/m³ έως 26 kN/m³, το ξηρό φαινόμενο βάρος (γ_d) από 8 kN/m³ έως 19 kN/m³ και τέλος το ποσοστό των οργανικών από 0% έως 24%.

Όσον αφορά στις μηχανικές ιδιότητες, η αντοχή σε ανεμπόδιση θλίψη (q_u) κυμαίνεται από 4 kPa έως 446 kPa, οι παράμετροι διατμητικής αντοχής (c) από 1 kPa έως 63 kPa και (ϕ) από 16° έως 40°. Κύριο χαρακτηριστικό των σχηματισμών της παρούσας ενότητας αποτελεί και εδώ η υψηλή τιμή του δείκτη συμπίεστότητας (Cc), η οποία κυμαίνεται από 0,3 έως 0,9.

Στο σύνολό τους, οι σχηματισμοί της Ενότητας 2 χαρακτηρίζονται από πολύ χαμηλό έως χαμηλό συντελεστή υδροπερατότητας ($k=10^{-7}$ cm/sec έως 10^{-4} cm/sec).



ΕΝΟΤΗΤΑ 3: Αργιλοϊλύες ή ιλυώδεις άργιλοι καστανού χρώματος

Στους σχηματισμούς της ενότητας αυτής τοπικά συμμετέχει και πολύ μικρό έως μικρό ποσοστό άμμου, ψηφίδων ή χάλικων.

Το ποσοστό της ιλύος και της αργίλου είναι **μεγαλύτερο από 85%, της άμμου κυμαίνεται από 0% έως 14% και των χάλικων από 0% έως 6%**. Τα υλικά της ενότητας αυτής χαρακτηρίζονται κατά USCS ως ισχνές (CL) ή και παχιές (CH) άργιλοι, σε εναλλαγές με ιλύες (ML ή MH) έως ιλυώδεις αργίλους (CL-ML).

Αναλυτικότερα η περιεχόμενη υγρασία (w_c) των υλικών της εν λόγω ενότητας κυμαίνεται από 10% έως 54%, το όριο υδαρότητας (w_L) από 16% έως 90%, ο λόγος κενών (e) από 0,36 έως 1,38, το πορώδες (n) από 26% έως 58%, το υγρό φαινόμενο βάρος (γ_b) από 17 kN/m³ έως 28 kN/m³, το ξηρό φαινόμενο βάρος (γ_d) από 12 kN/m³ έως 24 kN/m³ και τέλος το ποσοστό των οργανικών από 0% έως 3%.

Όσον αφορά στις μηχανικές ιδιότητες, η αντοχή σε ανεμπόδιση θλίψη (q_u) κυμαίνεται από 10 kPa έως 500 kPa, οι παράμετροι διατμητικής αντοχής (c) από 4 kPa έως 85 kPa και (ϕ) από 6° έως 32°. Τέλος, ο δείκτης συμπίεστότητας (Cc) κυμαίνεται από 0,07 έως 0,28.

Στο σύνολό τους, οι σχηματισμοί της Ενότητας 3 χαρακτηρίζονται από χαμηλό συντελεστή υδροπερατότητας ($k \approx 10^{-9}$ cm/sec) και θεωρούνται πρακτικά αδιαπέρατοι.



ΕΝΟΤΗΤΑ 4: Αμμώδεις αργιλοϊλύες ή ιλυώδεις άργιλοι καστανού χρώματος

Πρόκειται για καστανού χρώματος αμμώδεις αργιλοϊλύες έως ιλυώδεις άργιλοι με συμμετοχή κατά θέσεις άμμου, ψηφίδων ή χάλικων. Οι σχηματισμοί της ενότητας αυτής διαφοροποιούνται κοκκομετρικά από την πρώτη ενότητα, βάσει του αυξημένου ποσοστού άμμου. Οι αποθέσεις αυτής, συνήθως αποτελούν πλευρικές και σε βάθος

μεταβάσεις της 3^{ης} ενότητας, και συνεπώς εγκιβωτίζουν τους αδρομερέστερους ορίζοντες της 5^{ης} και 6^{ης} ενότητας.

Στους σχηματισμούς της ενότητας αυτής το ποσοστό της ιλύος και της αργίλου κυμαίνεται από 71% έως 85%, της άμμου κυμαίνεται από 8% έως 25% και των χάλικων από 0% έως 16%. Τα υλικά αυτά χαρακτηρίζονται κατά USCS ως ισχνές (CL) έως παχιές (CH) άργιλοι με άμμο, αμμώδεις άργιλοι, σε εναλλαγές με ιλύες και άμμο ή χάλικες (ML ή MH) ή και ιλυώδεις άργιλοι με άμμο ή χάλικες (CL-ML).

Αναλυτικότερα η περιεχόμενη υγρασία (w_c) των υλικών κυμαίνεται από 3% έως 51%, το όριο υδαρότητας (w_L) από 17% έως 84%, ο λόγος κενών (e) από 0,31 έως 2,18, το πορώδες (n) από 24% έως 59%, το υγρό φαινόμενο βάρος (γ_b) από 15 kN/m³ έως 26 kN/m³, το ξηρό φαινόμενο βάρος (γ_d) από 12 kN/m³ έως 21 kN/m³ και τέλος το ποσοστό των οργανικών από 0% έως 8%.

Όσον αφορά στις μηχανικές ιδιότητες, η αντοχή σε ανεμπόδιστη θλίψη (q_u) κυμαίνεται από 8 kPa έως 496 kPa, οι παράμετροι διατμητικής αντοχής (c) από 1 kPa έως 114 kPa και (ϕ) από 15° έως 38°. Τέλος ο δείκτης συμπίεστότητας (C_c) κυμαίνεται από 0,06 έως 0,28.

Στο σύνολό τους, οι σχηματισμοί της Ενότητας αυτής χαρακτηρίζονται από πολύ χαμηλό συντελεστή υδροπερατότητας ($k \approx 10^{-9}$ cm/sec) και θεωρούνται πρακτικά αδιαπέρατοι.

Οι σχηματισμοί των ενοτήτων 1, 2, 3 και 4, λεπτομερούς κυρίως σύστασης χαρακτηρίζονται από εκτεταμένη επιφανειακή εξάπλωση και ταχείες εναλλαγές της λιθολογικής σύστασης και της κοκκομετρίας κατά την οριζόντια και κατακόρυφη ανάπτυξη. Προέρχονται από τη διάβρωση παλαιότερων σχηματισμών ποικίλης προέλευσης και η σύστασή τους εξαρτάται από τα υλικά τροφοδοσίας και τις συνθήκες απόθεσης.



ΕΝΟΤΗΤΑ 5: Άμμοι έως ιλυώδεις άμμοι

Οι σχηματισμοί της ενότητας αυτής είναι αμμώδεις, καστανού έως τεφρού χρώματος, με τοπικά αυξημένο ποσοστό αργιλοϊλύος. Κατά θέσεις απαντούν ψηφίδες και χάλικες σε κυμαινόμενο αλλά γενικά μικρό ποσοστό, το οποίο αυξάνεται σε θέσεις που προσεγγίζουν τους σχηματισμούς του υποβάθρου. Οι ορίζοντες της ενότητας αυτής αναπτύσσονται κυρίως κοντά στα κράσπεδα της λεκάνης και κατά μήκος της κοίτης των ποταμών Πηνειού, Ενιπέα, Καλέντζη, Πάμισου και Πορταϊκού.

Στους σχηματισμούς αυτούς το ποσοστό της άμμου κυμαίνεται από 30% έως 99%, ενώ της αργιλοϊλύος από 1% έως 50%, ενώ οι χάλικες συμμετέχουν με ποσοστό από 0% έως 47%. Αναλυτικότερα, τα υλικά αυτά χαρακτηρίζονται κατά USCS ως άμμοι ή άμμοι με χάλικες (SW ή SP), άμμοι με άργιλο (ή ιλυώδη άργιλο) και χάλικες (SW-SC ή SP-SC) ή και άμμοι με ιλύ και χάλικες (SW-SM ή SP-SM). Κατά θέσεις απαντούν επίσης αργιλώδεις (SC) έως ιλυώδεις άμμοι (SM) με χάλικες ή ιλυοαργιλώδεις άμμοι με χάλικες (SC-SM).

Η περιεχόμενη υγρασία (w_c) των υλικών της εν λόγω ενότητας κυμαίνεται από 1% έως 55%, το όριο υδαρότητας (w_L) από 15% έως 49%, ο λόγος κενών (e) από 0,19 έως 1,52, το πορώδες (n) από 16% έως 60%, το υγρό φαινόμενο βάρος (γ_b) από 15 kN/m³ έως 25 kN/m³, το ξηρό φαινόμενο βάρος (γ_d) από 10 kN/m³ έως 23 kN/m³ και τέλος το ποσοστό των οργανικών από 0% έως 5%.

Όσον αφορά στις μηχανικές ιδιότητες, η αντοχή σε ανεμπόδιστη θλίψη (q_u) κυμαίνεται από 19 kPa έως 356 kPa, οι παράμετροι διατμητικής αντοχής (c) από 0 kPa έως 128 kPa και (ϕ) από 21° έως 47°. Τέλος ο δείκτης συμπίεστότητας (C_c) κυμαίνεται από 0,04 έως 0,21.

Η συγκεκριμένη ενότητα αποτελεί χαλαρό σχηματισμό με γεωμηχανική συμπεριφορά που κυμαίνεται ανάλογα με τον βαθμό διαγένεσης της άμμου. Στο σύνολό της παρουσιάζει εκτεταμένη και υψηλής απόδοσης υδροφορία. Ο συντελεστής υδροπερατότητας των καθαρών άμμων ή άμμων με κυμαινόμενο ποσοστό χαλίκων κυμαίνεται από $k=10^{-3}$ cm/sec έως 1 cm/sec (μέση έως υψηλή), ενώ των λεπτόκοκκων άμμων ή αργιλοϊλυωδών άμμων από $k=10^{-6}$ cm/sec έως 10^{-3} cm/sec (χαμηλή έως πολύ χαμηλή).



ΕΝΟΤΗΤΑ 6: Χάλικες με αυξημένο ποσοστό άμμου κατά θέσεις

Τα υλικά της ενότητας αυτής είναι αδρομερή κυρίως και συνίστανται από χάλικες, ψηφίδες, αραιές κροκάλες ή λατύπες και άμμους με τη συμμετοχή πολύ μικρού ποσοστού λεπτομερών υλικών κατά θέσεις, κυρίως αργιλοϊλυώδους έως αμμοϊλυώδους σύστασης. Στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται και αραιοί ογκόλιθοι διαφόρων μεγεθών, ποικίλης λιθολογικής σύστασης. Τα αδρομερή στοιχεία προέρχονται από τους διάφορους σχηματισμούς του υποβάθρου (κυρίως ασβεστολιθικούς, ψαμμιτικούς και κερατολιθικούς).

Σύμφωνα με την ταξινόμηση εδαφών κατά USCS, τα υλικά της εν λόγω ενότητας χαρακτηρίζονται ως χάλικες ή χάλικες με άμμο (**GW** ή **GP**), σε εναλλαγές με χάλικες με άμμο και λίγη ιλύ (**GW-GM** ή **GP-GM**). Κατά θέσεις απαντούν επίσης με τη μορφή χαλίκων με άργιλο ή ιλύ (**GC**, **GM**) ή και ιλυοαργιλωδών χαλίκων με άμμο (**GC-GM**).

Στους σχηματισμούς της ενότητας αυτής το ποσοστό της άμμου κυμαίνεται από 5% έως 58%, ενώ της αργιλοϊλύος από 1% έως 50%. Οι χάλικες συμμετέχουν με ποσοστό από 24% έως 92%.

Αναλυτικότερα για το λεπτομερές κλάσμα της ενότητας αυτής, η περιεχόμενη υγρασία (w_c) των υλικών της εν λόγω ενότητας κυμαίνεται από 1% έως 26%, το όριο υδαρότητας (w_L) από 16% έως 53%, ο λόγος κενών (e) από 0,32 έως 0,56, το πορώδες (n) από 24% έως 36%, το υγρό φαινόμενο βάρος (γ_b) από 20 kN/m³ έως 22 kN/m³, το ξηρό φαινόμενο βάρος (γ_d) από 16 kN/m³ έως 21 kN/m³ και τέλος το ποσοστό των οργανικών από 0% έως 3%.

Όσον αφορά στις μηχανικές ιδιότητες αυτού, η αντοχή σε ανεμπόδιστη θλίψη (q_u) κυμαίνεται από 29 kPa έως 166 kPa και οι παράμετροι διατμητικής αντοχής (c) από 4 kPa έως 14 kPa και (ϕ) από 30° έως 48°.

Τα συγκεκριμένα υλικά χαρακτηρίζονται από υψηλό πορώδες και παρουσιάζουν υψηλό έως πολύ υψηλό συντελεστή υδροπερατότητας ($k=10^{-2}$ cm/sec έως >1 cm/sec). Τοπικά εμφανίζουν πλούσια υδροφορία.

ΕΝΟΤΗΤΑ 7: Μολασσικοί σχηματισμοί

Οι μολασσικοί σχηματισμοί εντοπίζονται στον χώρο της Μεσοελληνικής Αύλακας (στη συγκεκριμένη περίπτωση στο νοτιοανατολικό άκρο αυτής) και αποτελούν το υπόβαθρο των πλειο-πλειστοκαινικών και των σύγχρονων ολοκαινικών αποθέσεων της λεκάνης του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου. Οι σχηματισμοί αυτοί παρουσιάζονται ως ενιαία ενότητα, χωρίς ιδιαίτερο σχολιασμό και διάκριση.

ΕΝΟΤΗΤΑ 8: Αλπικό υπόβαθρο

Το αλπικό υπόβαθρο αποτελείται από πετρώματα τα οποία ανήκουν στην Πελαγονική και Υποπελαγονική ζώνη, από μεταβατικά ιζήματα της Πινδικής ζώνης, τα οποία αποτελούν την Υπερπινδική και τέλος από σχηματισμούς της ζώνης Πίνδου. Οι σχηματισμοί οι οποίοι εμφανίζονται είναι ο φλύσχης, οι ασβεστόλιθοι της σχιστογαμμιτοκερατολιθικής διάπλασης, οι σχιστόλιθοι, οι κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι, οι γνεύσιοι, οι σχιστογνεύσιοι και τέλος οι οφιόλιθοι. Οι σχηματισμοί αυτοί παρουσιάζονται ως ενιαία ενότητα, χωρίς ιδιαίτερο σχολιασμό.

6.4. ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΤΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ ΤΟΥ ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΟΥ ΧΑΡΤΗ – ΒΑΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Η κατανόηση της γεωμηχανικής συμπεριφοράς των εδαφικών σχηματισμών, πραγματοποιείται μέσω του προσδιορισμού των φυσικών χαρακτηριστικών και μηχανικών ιδιοτήτων αυτών. Η γεωμηχανική συμπεριφορά των τεχνικογεωλογικών ενοτήτων της Παραγράφου 6.3 ποικίλει, ανάλογα με την επιμέρους λιθολογική σύσταση, την κοκκομετρία και το πάχος των αποθέσεων. Εξαιτίας αυτής, δύναται να παρουσιαστούν τοπικές καθιζήσεις (κυρίως διαφορικές) και εδαφικές υποχωρήσεις.

Σε περιοχές στις οποίες επικρατούν οι αργιλικοί ορίζοντες των τεχνικογεωλογικών Ενοτήτων 1 και 2, ενώ παράλληλα βρίσκονται σε καθεστώς υπεράντλησης των υπόγειων υδροφορέων, αναμένονται μελλοντικά σημαντικές εδαφικές υποχωρήσεις, εξαιτίας της ανακατανομής του τασικού πεδίου και της ενεργοποίησης φαινομένων συμπύκνωσης. Στις συγκεκριμένες περιοχές, όπως π.χ. στην περιοχή Φαρσάλων - Σταυρού - Σοφάδων (Rozos et al., 2010), έχουν ήδη εντοπιστεί φαινόμενα εδαφικών υποχωρήσεων. Αντίστοιχα, σε περιοχές στις οποίες δεν έχουν εντοπιστεί παρόμοια φαινόμενα, αλλά επικρατούν οι αργιλικοί ορίζοντες των τεχνικογεωλογικών Ενοτήτων 1 και 2, μπορεί να παρουσιαστούν εδαφικές υποχωρήσεις, σε περίπτωση πτώσης της στάθμης του υπόγειου υδροφόρου ορίζοντα.

Για τον προσδιορισμό των φυσικών χαρακτηριστικών και μηχανικών ιδιοτήτων των τεχνικογεωλογικών ενοτήτων χρησιμοποιήθηκαν δείγματα, τα οποία ελήφθησαν από 813 γεωτεχνικές γεωτρήσεις στην περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου. Η χωρική κατανομή των δειγμάτων σε σχέση με το υψόμετρο της περιοχής είναι ομοιόμορφη, καθώς από το σύνολο αυτών, τα 2.338 (ποσοστό περίπου 55%) εντοπίζονται σε περιοχές με υψόμετρο μεταξύ 100 - 120 m, ενώ μόλις 382 (ποσοστό περίπου 9%) βρίσκονται σε περιοχές με υψόμετρο άνω των 150 m.

Τα κύρια φυσικά χαρακτηριστικά και οι μηχανικές ιδιότητες των τεταρτογενών αποθέσεων που παρουσιάζονται στο υπόμνημα του τεχνικογεωλογικού χάρτη και παράλληλα χρησιμοποιήθηκαν για τη γεωστατιστική ανάλυση, παρατίθενται αναλυτικά στο Παράρτημα II της διατριβής, σε πίνακες ανά τεχνικογεωλογική ενότητα. Στη συνέχεια, αναλύονται οι σημαντικότερες γεωτεχνικές παράμετροι του τεχνικογεωλογικού χάρτη, όπως αυτές προέκυψαν από το σύνολο των γεωτρήσεων της βάσης δεδομένων.

Τα δείγματα των γεωτρήσεων, συνοδεύονται από σειρά γεωτεχνικών πληροφοριών, η οποία περιλαμβάνει τις σημαντικότερες φυσικομηχανικές τους ιδιότητες, με συμβολισμούς για τη βάση δεδομένων που δίνονται στους Πίνακες 6.1 και 6.2. Στην Εικόνα 6.2 φαίνεται ο αριθμός των δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν για τη δημιουργία του υπομνήματος του τεχνικογεωλογικού χάρτη και τη γεωστατιστική ανάλυση, σε σχέση με τα φυσικά χαρακτηριστικά και τις μηχανικές ιδιότητες των σχηματισμών που μελετήθηκαν. Οι πληροφορίες αυτές, προέκυψαν από την καταγραφή, ανάλυση και αξιολόγηση των δεδομένων, τόσο από τη γεωτρητική έρευνα, όσο και από δοκιμές σε δείγματα τα οποία συγκεντρώθηκαν κατά την υπαίθρια έρευνα.

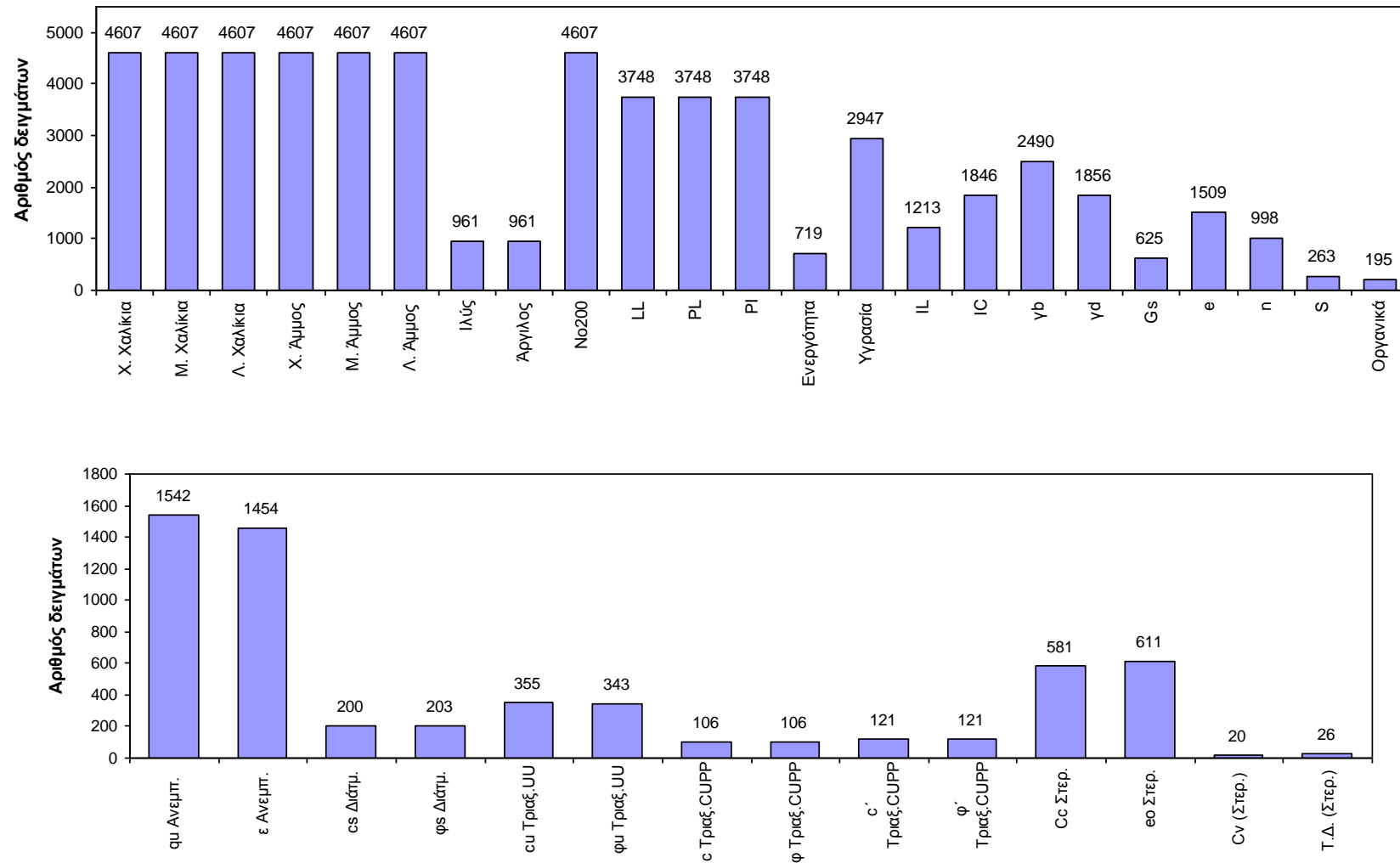
Πίνακας 6.1: Συμβολισμός των φυσικών χαρακτηριστικών των τεταρτογενών αποθέσεων για χρήση στη βάση δεδομένων

Φυσικά χαρακτηριστικά	Συμβολισμός
Ποσοστό χονδρών χαλίκων (%)	X. Χαλ.
Ποσοστό μέσων χαλίκων (%)	M. Χαλ.
Ποσοστό λεπτών χαλίκων (%)	Λ. Χαλ.
Ποσοστό χονδρόκοκκης άμμου (%)	X. Αμ.
Ποσοστό μεσόκοκκης άμμου (%)	M. Αμ.
Ποσοστό λεπτόκοκκης άμμου (%)	Λ. Αμ.
Ποσοστό αργίλου (%)	Ιλ.
Ποσοστό ιλύος (%)	Αργ.
Ποσοστό ιλύος και αργίλου (%)	N _o 200
Όριο υδαρότητας (%)	w _l
Όριο πλαστικότητας (%)	w _p
Δείκτης πλαστικότητας	I _p
Ενεργότητα αργλικού εδάφους (αδιάστατο)	A
Φυσική υγρασία (%)	w _c
Δείκτης συνεκτικότητας	I _c
Υγρό φαινόμενο βάρος (kN/m ²)	γ _b
Ξηρό φαινόμενο βάρος (kN/m ²)	γ _d
Ειδικό βάρος κόκκων (αδιάστατο)	G _s
Λόγος κενών (αδιάστατο)	γ
Πορώδες (αδιάστατο)	n
Βαθμός κορεσμού (%)	S
Κατάταξη σύμφωνα με το Σύστημα Ταξινόμησης Εδαφών	USCS
Ποσοστό οργανικών (%)	Οργανικά

Πίνακας 6.2: Συμβολισμός των Μηχανικών ιδιοτήτων των τεταρτογενών αποθέσεων για χρήση στη βάση δεδομένων

Μηχανικές ιδιότητες	Συμβολισμός
Αντοχή από δοκιμή σε ανεμπόδιστη θλίψη (kPa)	q_u
Παραμόρφωση (%) από δοκιμή σε ανεμπόδιστη θλίψη	ϵ
Συνοχή (kPa) από δοκιμή άμεσης διάτμησης	c_s
Γωνία εσωτερικής τριβής (°) από δοκιμή άμεσης διάτμησης	φ_s
Αστράγγιστη συνοχή (διατμητική αντοχή) (kPa) από δοκιμή τριαξονικής φόρτισης UU	c_u
Γωνία εσωτερικής τριβής (°) από δοκιμή τριαξονικής φόρτισης UU	φ_u
Συνοχή σε ολικές τάσεις (kPa) από δοκιμή τριαξονικής φόρτισης CUPP	c
Γωνία εσωτερικής τριβής (°) σε ολικές τάσεις (kPa) από δοκιμή τριαξονικής φόρτισης CUPP	φ
Γωνία εσωτερικής τριβής (°) σε ολικές τάσεις (kPa) από δοκιμή τριαξονικής φόρτισης CUPP	φ'
Δείκτης συμπίεστότητας (αδιάστατο) από δοκιμή μοναδιάστατης στερεοποίησης	C_c
Αρχικός λόγος κενών (αδιάστατο) από δοκιμή μοναδιάστατης στερεοποίησης	e_o
Συντελεστής στερεοποίησης (cm^2/sec) από δοκιμή μοναδιάστατης στερεοποίησης	C_v
Τάση διόγκωσης (kPa) από δοκιμή μοναδιάστατης στερεοποίησης	$T\Delta$

Με βάση το άθροισμα των δειγμάτων για κάθε φυσικομηχανική ιδιότητα που μελετήθηκε, προκύπτει ότι ο αριθμός αυτός είναι πολύ ικανοποιητικός, καθώς αφορά σε 500 - 4.500 δείγματα για τα φυσικά χαρακτηριστικά και 100 - 1.600 δείγματα για τις μηχανικές ιδιότητες (Εικόνα 6.3).



Εικόνα 6.3: Αριθμός δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν για τη δημιουργία του υπομνήματος του τεχνικογεωλογικού χάρτη και για τη γεωστατιστική ανάλυση, σε σχέση με τα φυσικά χαρακτηριστικά και τις μηχανικές ιδιότητες που μελετήθηκαν.

Σύμφωνα με την κατάταξη των εδαφών κατά USCS, οι τεταρτογενείς αποθέσεις στη λεκάνη του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου διαχωρίζονται σε είκοσι οκτώ (28) κατηγορίες. Οι κατηγορίες αυτές, ταξινομήθηκαν βάσει της κοκκομετρικής τους διαβάθμισης, σε έξι (6) λιθολογικές – τεχνικογεωλογικές ενότητες (Πίνακας 6.3). Για κάθε τεχνικογεωλογική ενότητα παρατίθενται στη συνέχεια τα εύρη διακύμανσης των κυριότερων φυσικών χαρακτηριστικών και μηχανικών ιδιοτήτων (Πίνακες 6.4 και 6.5 αντίστοιχα).

Πίνακας 6.3: Κατάταξη των τεχνικογεωλογικών ενοτήτων των τεταρτογενών σχηματισμών σύμφωνα με την κοκκομετρία (Sideri et. al., 2014).

Τεχνικογεωλογικές Ενότητες	Αριθμός Ενότητας	Διερχόμενο από κόσκινο Νο200	Κατάταξη εδαφών (USCS)
Αργιλοϊλύες ή ιλύοειδεις άργιλοι τεφρές - μελανότεφρες	1	> 85%	CH, CL, CL-CH, CH-CL, CL-ML, ML, MH, OH, PT
Αμμώδεις αργιλοϊλύες ή ιλύοειδεις άργιλοι τεφρές - μελανότεφρες	2	50% - 85%	CH, CL, CL-CH, CH-CL, CL-ML, ML, MH, OH, PT
Αργιλοϊλύες ή ιλύοειδεις άργιλοι καστανές	3	> 85%	CH, CL, CL-CH, CH-CL, CL-ML, ML, MH
Αμμώδεις αργιλοϊλύες ή ιλύοειδεις άργιλοι καστανές	4	50% - 85%	CH, CL, CL-CH, CH-CL, CL-ML, ML, MH
Άμμοι ή ιλύοειδεις άμμοι	5	1% - 50%	SC, SP-SC, SM, SC-SM, SP-SM, SW, SW-SM
Αμμοχάλικο ή χάλικες	6	1% - 50%	GP-GC, GM, GC, GC-GM, GP, GP-GM, GW

Πίνακας 6.4: Εύρη διακύμανσης των κυριότερων φυσικών χαρακτηριστικών για κάθε τεχνικογεωλογική ενότητα.

Τεχνικογεωλογικές Ενότητες	Χαλίκια (%)	Άμμοι (%)	ΐλος (%)	Άργιλος (%)	LL	PL	PI	Υγρασία (%)	γ_b (kN/m ³)	γ_d (kN/m ³)	Οργανικά (%)
Αργιλοϊλίες ή ιλυώδεις άργιλοι καστανές	0 - 6	0 - 10	32 - 87	9 - 66	16 - 90	12 - 37	3 - 68	11,1 - 53,8	2 - 28	11,63 - 23,51	0,0 - 8,8
Αργιλοϊλίες ή ιλυώδεις άργιλοι τεφρές - μελανότεφρες	0 - 4	0 - 10	24 - 83	9 - 66	24 - 99	11 - 38	7 - 71	9,8 - 68,1	15,5 - 26,1	6,1 - 26,9	2,5 - 22
Αμμώδεις αργιλοϊλίες ή ιλυώδεις άργιλοι καστανές	0 - 30	3 - 50	17 - 87	0 - 57	17 - 84	10 - 44	1 - 62	2,5 - 53,7	1,84 - 26,7	11,98 - 20,65	0 - 8
Αμμώδεις αργιλοϊλίες ή ιλυώδεις άργιλοι τεφρές - μελανότεφρες	0 - 16	1 - 50	29 - 76	5 - 59	22 - 91	6 - 63	2 - 65	10,2 - 124,7	13,1 - 25,8	8,0 - 18,7	0,25 - 24
Άμμοι ή ιλυώδεις άμμοι	0 - 47	30 - 99	2 - 46	0 - 37	15 - 49	5 - 38	0,2 - 33	1,1 - 55	14,6 - 24,9	10,1 - 22,8	0 - 4,6
Αμμοχάλικο ή χάλικες	24 - 92	5 - 58	3 - 19	0 - 11	15,6 - 53,1	10 - 25	2 - 37	0,9 - 26	20,22 - 22,3	16,41 - 20,6	0 - 3,3

Πίνακας 6.5: Εύρη διακύμανσης των κυριότερων μηχανικών ιδιοτήτων για κάθε τεχνικογεωλογική ενότητα.

Τεχνικογεωλογικές Ενότητες	qu (Ανεμπ.) (kPa)	ε (Ανεμπ.) (%)	cs (Διάτμ.) (kPa)	φs (Διάτμ.) (°)	cu (Τριαξ. UU) (kPa)	φu (Τριαξ. UU) (°)
Αργιλοίλυες ή ιλυώδεις άργιλοι καστανές	140 - 500	8,6 - 21,2	49,8 - 93,0	15,2 - 25,0	58,2 - 220,0	4,8 - 13,0
Αργιλοίλυες ή ιλυώδεις άργιλοι τεφρές - μελανότεφρες	115 - 487	8,7 - 20,9	31,0 - 63,0	25,5 - 39,8	47,5 - 183,0	5,8 - 21,0
Αμμώδεις αργιλοίλυες ή ιλυώδεις άργιλοι καστανές	209 - 496	10,1-23,8	38,8 - 85,0	20,4 - 32,0	87,3 - 270,0	5,7 - 13,0
Αμμώδεις αργιλοίλυες ή ιλυώδεις άργιλοι τεφρές - μελανότεφρες	181 - 446	9,7 - 22,4	26,7 - 114,0	27,6 - 38,0	93,4 - 414,0	8,3 - 21,0
Άμμοι ή ιλυώδεις άμμοι	120 - 356	7,8 - 21,9	21,0 - 128,0	33,7 - 47,0	84,2 - 245,6	13,8 - 35,0
Αμμοχάλικο ή χάλικες	98 - 166		8,3 - 14,0	39,2 - 48,0		

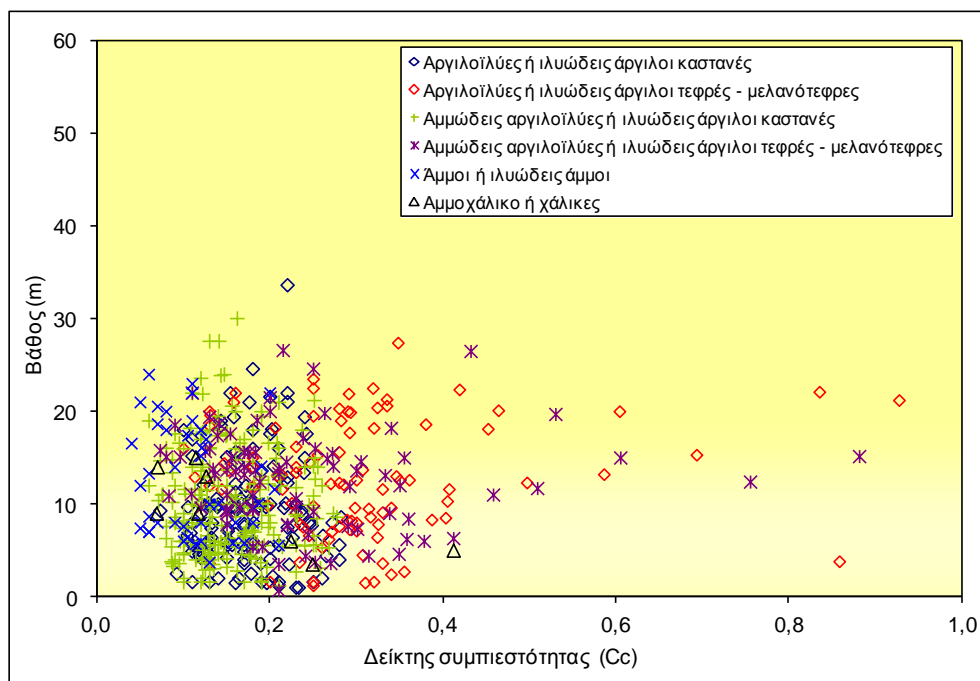
Όσον αφορά στις μηχανικές ιδιότητες των τεχνικογεωλογικών ενοτήτων, ιδιαίτερη έμφαση, δόθηκε στη μελέτη του δείκτη συμπιεστότητας, ο οποίος και παρουσιάζεται χωριστά.

Σύμφωνα με τις αρχές της θεωρίας της στερεοποίησης, όταν ένας εδαφικός σχηματισμός υφίσταται την επίδραση συμπιεστικής τάσης, τότε εμφανίζεται τάση μείωσης του όγκου αυτού. Στην περίπτωση που το εδαφικό υλικό είναι μερικά κορεσμένο ή ξηρό, η μείωση του όγκου γίνεται με τη συμπίεση του αέρα στους πόρους και την αναδιάταξη των δομικών εδαφικών μονάδων, εφόσον όμως υπάρχει ο αναγκαίος χώρος προς τούτο. Αντίθετα, στον πλήρη κορεσμό, αφού το νερό θεωρείται ασυμπίεστο, η στερεοποίηση είναι δυνατόν να συμβεί μόνο με την απομάκρυνση (στράγγιση) του νερού από τους πόρους του εδαφικού υλικού. Στην κατάσταση αυτή, η σταδιακή μείωση του όγκου συνεχίζεται, μέχρις ότου η αύξηση της πίεσης των πόρων, που προκύπτει από την εφαρμογή της συμπιεστικής τάσης, έχει πλήρως εξαφανισθεί (Ρόζος, 2007).

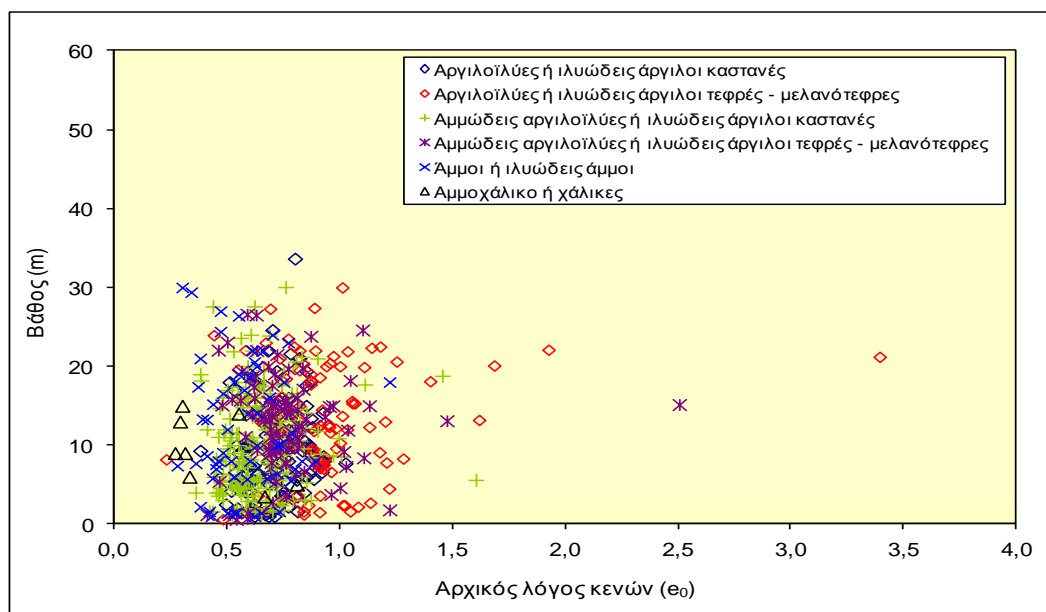
Η πρακτική εφαρμογή της γνώσης του μηχανισμού στερεοποίησης αφορά στις εδαφικές υποχωρήσεις που προκύπτουν από αυτήν. Στα εδάφη αυτά, ο χρόνος που απαιτείται για την ολοκλήρωση της στερεοποίησης και επομένως της εδαφικής υποχώρησης είναι σημαντικός, αντίθετα με τα υδροπερατά εδάφη (π.χ. αμμώδεις σχηματισμοί), όπου η αποστράγγιση του νερού γίνεται ταχύτατα.

Η εκτίμηση του μεγέθους των εδαφικών υποχωρήσεων λόγω στερεοποίησης, γίνεται με τη βοήθεια διαφόρων συντελεστών (ή δεικτών), που είναι δυνατόν να προσδιορισθούν στο εργαστήριο με την εκτέλεση της δοκιμής μονοδιάστατης στερεοποίησης. Με την εκτέλεση της ανωτέρω δοκιμής, προσδιορίζεται ο βαθμός στερεοποίησης και η συμπιεστότητα του εδαφικού υλικού όταν είναι πλευρικά μη παραμορφώσιμο, φορτίζεται και στραγγίζεται αξονικά. Με τη δοκιμή αυτή υπολογίζεται ο δείκτης συμπιεστότητας (C_c), ο αρχικός λόγος κενών (e_0), καθώς και ο συντελεστής στερεοποίησης (C_v), ενώ μπορεί να υπολογιστεί ακόμη, η τάση διόγκωσης, αλλά και έμμεσα ο συντελεστής υδροπερατότητας. Συνεπώς, η μεταβολή του δείκτη συμπιεστότητας βοηθά στον εντοπισμό των εδαφικών σχηματισμών οι οποίοι δύναται, υπό συνθήκες υπεράντλησης, να προκαλέσουν υποχωρήσεις του εδάφους.

Στα διαγράμματα των Εικόνων 6.4 και 6.5 παρουσιάζεται η μεταβολή του δείκτη συμπιεστότητας (C_c) και του λόγου κενών (e_0) συναρτήσει του βάθους στον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο, για καθεμία από τις έξι (6) λιθολογικές - τεχνικογεωλογικές ενότητες.



Εικόνα 6.4: Διάγραμμα διασποράς δείκτη συμπίεστότητας (C_c) - βάθους, για καθεμία από τις έξι (6) τεχνικογεωλογικές ενότητες (Sideri et. al., 2014).

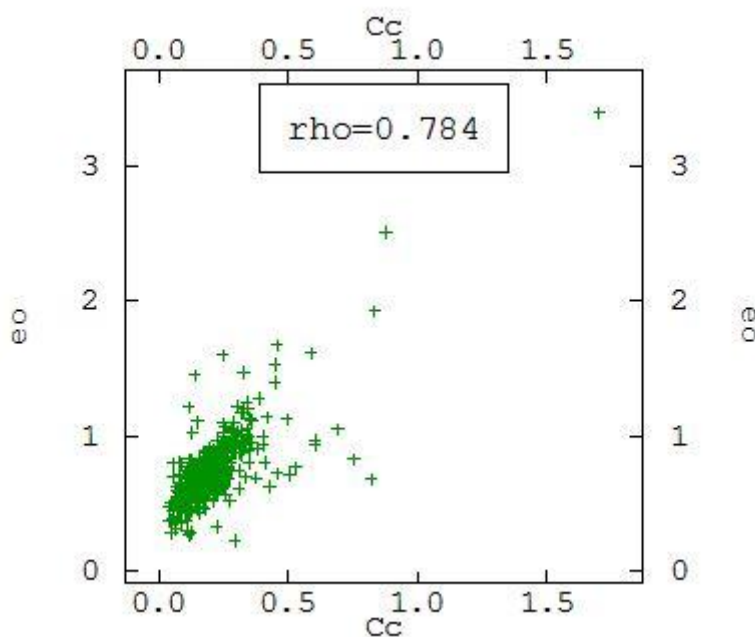


Εικόνα 6.5: Διάγραμμα διασποράς αρχικού λόγου κενών (e_0) - βάθους, για καθεμία από τις έξι (6) τεχνικογεωλογικές ενότητες (Sideri et. al., 2014).

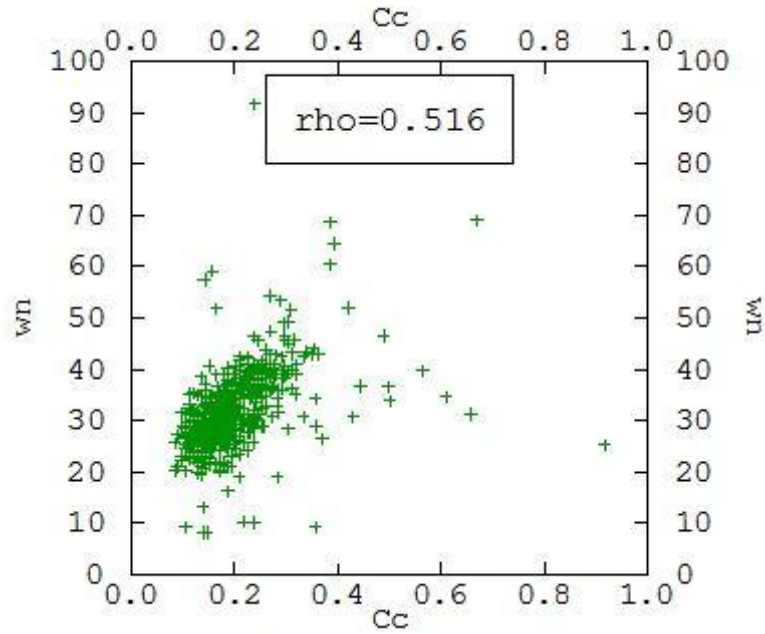
Από τα ανωτέρω διαγράμματα δεν εντοπίζεται καμία σαφής συσχέτιση μεταξύ του δείκτη συμπίεστότητας (C_c) και του λόγου κενών (e_0) συναρτήσεως του βάθους. Η έλλειψη συσχέτισης θα πρέπει να αποδοθεί, κυρίως στη διαφορετική κλίμακα παρατήρησης που χρησιμοποιείται. Η παρατήρηση, όσον αφορά στη λιθολογική περιγραφή γίνεται μακροσκοπικά, ενώ αντίθετα ο προσδιορισμός των γεωτεχνικών παραμέτρων του εδάφους γίνεται πειραματικά (Raspa et al., 2008). Βέβαια, είναι

χαρακτηριστικό το γεγονός ότι οι τεφρές - μελανότεφρες αργιλοϊλύες ή ιλυώδεις άργιλοι και οι τεφρές - μελανότεφρες αμμώδεις αργιλοϊλύες ή ιλυώδεις άργιλοι παρουσιάζουν υψηλούς δείκτες συμπιεστότητας, σε αντίθεση με τις υπόλοιπες Τεχνικογεωλογικές Ενότητες (Εικόνα 6.4).

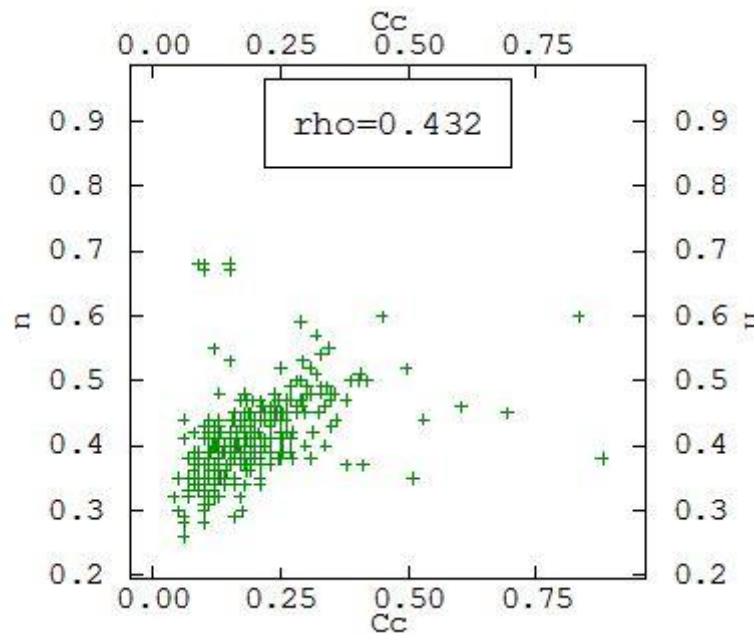
Στη συνέχεια, πραγματοποιείται η εκτίμηση του συντελεστή συσχέτισης (ρ), μεταξύ του δείκτη συμπιεστότητας (C_c) και των κυριότερων φυσικών γεωμηχανικών παραμέτρων, δηλαδή του λόγου κενών (e_o) (Εικόνα 6.6), της φυσικής υγρασίας (w_n) (Εικόνα 6.7), του πορώδους (n) (Εικόνα 6.8) και του ορίου υδαρότητας (w_l) (Εικόνα 6.9). Για τον υπολογισμό του συντελεστή συσχέτισης χρησιμοποιήθηκαν όλα τα διαθέσιμα δείγματα της βάσης δεδομένων. Από τα διαγράμματα διασποράς, γίνεται αντιληπτή η ισχυρή συσχέτιση του δείκτη συμπιεστότητας (C_c) με τον λόγο κενών (e_o) ($\rho=0.784$), η μέτρια συσχέτιση του δείκτη συμπιεστότητας (C_c) με τη φυσική υγρασία (w_n) ($\rho=0.516$) και το πορώδες (n) ($\rho=0.432$). Αντίθετα, δεν παρατηρείται συσχέτιση του δείκτη συμπιεστότητας (C_c) με το όριο υδαρότητας (w_l) ($\rho=0.29$).



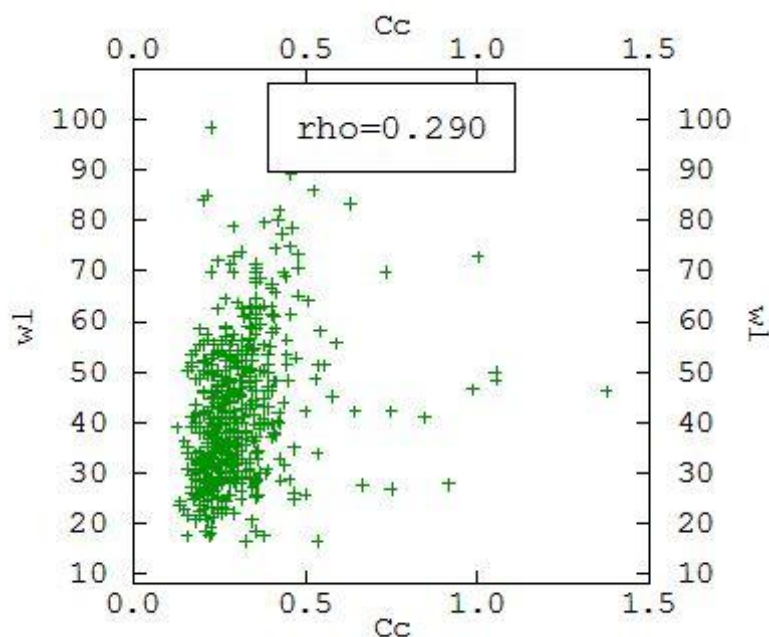
Εικόνα 6.6: Διάγραμμα διασποράς του δείκτη συμπιεστότητας (C_c) συναρτήσει του λόγου κενών (e_o) (Sideri et. al., 2014).



Εικόνα 6.7: Διάγραμμα διασποράς του δείκτη συμπίεσότητας (C_c) συναρτήσει της φυσικής υγρασίας (w_n) (Sideri et. al., 2014).



Εικόνα 6.8: Διάγραμμα διασποράς του δείκτη συμπίεσότητας (C_c) συναρτήσει του πορώδους (n) (Sideri et. al., 2014).



Εικόνα 6.9: Διαγράμματα διασποράς του δείκτη συμπιεστότητας (C_c) συναρτήσει του ορίου υδαρότητας w_L (Sideri et. al., 2014).

Συμπερασματικά, η συσχέτιση των φυσικών χαρακτηριστικών και μηχανικών ιδιοτήτων των σχηματισμών είναι πολύπλοκη και δεν μπορεί να εκφραστεί με αναλυτικό τρόπο. Συνεπώς, εξαιτίας των πολλών μεταβλητών που συμμετέχουν, καθίσταται απαραίτητη η διερεύνηση της χωρικής εξάπλωσης των οριζόντων του εδάφους και των γεωμηχανικών ιδιοτήτων τους, με μεθόδους γεωστατιστικής. Τα επόμενα κεφάλαια είναι αφιερωμένα στην ανάλυση αυτή.

7. ΧΩΡΙΚΗ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ ΤΩΝ ΦΥΣΙΚΟΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΩΝ ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ ΣΕ ΤΡΕΙΣ ΔΙΑΣΤΑΣΕΙΣ

7.1. ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Η εκδήλωση ή μη των εδαφικών υποχωρήσεων λόγω της υπεράντλησης των υπόγειων υδροφόρων οριζόντων, εξαρτάται άμεσα από τη φύση των σχηματισμών του υπεδάφους και ειδικότερα τις γεωμηχανικές τους ιδιότητες. Προκειμένου να διερευνηθεί ο μηχανισμός εκδήλωσης του ανωτέρω φαινομένου, εξετάστηκαν στοιχεία προερχόμενα από 1.039 γεωτρήσεις, οι οποίες ανορύχθησαν από φορείς του δημόσιου και ιδιωτικού τομέα στον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο. Από το σύνολο των γεωτρήσεων που εξετάστηκαν, οι 571 είναι γεωτεχνικές (μέγιστου βάθους ~70 m), οι 157 αποτελούν ερευνητικά ορύγματα (μέγιστου βάθους ~5 m) και οι 311 είναι υδρογεωτρήσεις (μέγιστου βάθους ~400 m).

Με βάση τα ανωτέρω δεδομένα, αλλά και την εκτενή εργασία πεδίου, πραγματοποιήθηκε διάκριση και ταξινόμηση των οριζόντων του εδάφους, σύμφωνα με τα φυσικά χαρακτηριστικά και μηχανικές τους ιδιότητες (Κεφάλαιο 6.3). Στο παρόν κεφάλαιο, εξετάζεται η χωρική κατανομή του δείκτη συμπιεστότητας (C_c), σε σχέση με άλλες γεωτεχνικές παραμέτρους του εδάφους, μέσω της εφαρμογής μεθόδων γεωστατιστικής.

Οι υψηλότερες τιμές του δείκτη συμπιεστότητας (C_c) παρατηρούνται στις τεχνικογεωλογικές ενότητες 1 και 2, όπως προαναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 6. Οι τιμές αυτές, είναι ενδεικτικές για τους σχηματισμούς εκείνους που μπορεί να προκαλέσουν, στην περίπτωση της άντλησης των υπόγειων νερών, την εκδήλωση εδαφικών υποχωρήσεων λόγω της συμπίεσής τους.

Η βάση τεχνικογεωλογικών δεδομένων, η οποία παρουσιάζεται στην παράγραφο 6.4, αποτελείται από σημαντικό αριθμό δειγμάτων, τα οποία αναφέρονται σε διαφορετικές γεωμηχανικές ιδιότητες των εδαφικών σχηματισμών. Το σύνολο των εν λόγω δεδομένων, χρησιμοποιείται εδώ, για την εκτίμηση της χωρικής κατανομής του δείκτη συμπιεστότητας (C_c).

Η επιλογή των κατάλληλων φυσικών χαρακτηριστικών και μηχανικών ιδιοτήτων του εδάφους για τον υπολογισμό του δείκτη συμπιεστότητας (C_c), πραγματοποιήθηκε βάσει της συσχέτισης των τιμών του με τις υπόλοιπες διαθέσιμες γεωτεχνικές παραμέτρους (Παράγραφος 6.4). Για τη διερεύνηση αυτή εφαρμόζονται οι μέθοδοι cokriging και ανάλυση κύριων συνιστωσών (principal component analysis - PCA).

7.1.1. Στοχαστική χαρτογράφηση χωροχρονικών μεταβλητών

Είναι γνωστό ότι η πλειοψηφία των χωροχρονικών μεταβλητών που αναφέρονται στις γεωεπιστήμες, παρουσιάζουν χαρακτηριστικά, τα οποία καθιστούν δύσκολη τη μελέτη τους με αιτιοκρατικές μαθηματικές μεθόδους. Πιο συγκεκριμένα, η χωρική κατανομή των εν λόγω μεταβλητών μπορεί να εμφανίζει σε γενικές γραμμές συγκεκριμένη δομή, η οποία υπακούει σε γεωλογικούς κανόνες. Πέρα όμως από αυτό, οι τοπικές μεταβολές τους ενδέχεται να είναι αρκετά ακανόνιστες, με αποτέλεσμα να χαρακτηρίζονται ως τυχαίες. Δεδομένου ότι το ενδιαφέρον των γεωεπιστημόνων εντοπίζεται στο πρώτο χαρακτηριστικό, ενώ αυτών που ασχολούνται με τη στατιστική στο δεύτερο, η αντιμετώπιση της χωρικής εξάπλωσης των μεταβλητών αυτών ως στοχαστικό φαινόμενο, λαμβάνει υπόψη της και τα δύο αυτά χαρακτηριστικά (Journel & Huijbregts, 1978).

Από υπολογιστικής πλευράς, η γεωστατιστική περιλαμβάνει αλγόριθμους, οι οποίοι βασιζόμενοι στην ανωτέρω παραδοχή σχετικά με τη θεωρούμενη φύση του φαινομένου, οδηγούν σε ακριβέστερη εκτίμηση της χωρικής εξάπλωσης της μεταβλητής ενδιαφέροντος, μέσω αποδοτικότερης χρήσης των δειγματοληπτικών δεδομένων. Με τον τρόπο αυτόν, για την εκτίμηση της τιμής της εν λόγω μεταβλητής σε μία συγκεκριμένη θέση, εκτός από τις τιμές των γειτονικών, λαμβάνονται έμμεσα υπόψη μέσω της συνάρτησης συνδιασποράς και οι τιμές όλων των υπολοίπων δειγμάτων (Παράγραφος 7.1.2). Η συνάρτηση αυτή, χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των συντελεστών βαρύτητας του καθενός από τα γειτονικά δείγματα στην έκφραση για τον ζητούμενο εκτιμητή.

Η χρήση στοχαστικών μεθόδων έχει βρει πεδίο εφαρμογής και στη γεωλογία τις τελευταίες δύο δεκαετίες, διότι με αυτές παρέχεται η δυνατότητα ρεαλιστικής απεικόνισης πολύπλοκων δομών του υπεδάφους (Sideri et al., 2013). Αντιθέτως, τα εννοιολογικά και τα αιτιοκρατικά μοντέλα, τα οποία χρησιμοποιούνται έως και σήμερα, δεν παρέχουν την απαιτούμενη λεπτομέρεια, ιδιαίτερος όταν πρόκειται για την αποτύπωση πολύπλοκων προσχωσιγενών σχηματισμών (Falivene et al., 2007). Συνεπώς και σύμφωνα με τα παραπάνω, μέθοδοι όπως η εκτίμηση και ειδικότερα η προσομοίωση (Κεφάλαιο 8) χρησιμοποιούνται συχνότερα (Bierkens & Burrough, 1993; Deutsch, 2006; Mariethoz et al., 2009; Stafleu et al., 2011).

7.1.2. Τυχαίες μεταβλητές και τυχαίες συναρτήσεις

Όπως είναι γνωστό, μία τυχαία μεταβλητή (TM) X είναι ένας κανόνας, σύμφωνα με τον οποίο σε κάθε ενδεχόμενο ζ ενός πειράματος τύχης αντιστοιχεί ένας αριθμός $x(\zeta)$. Οι τυχαίες μεταβλητές μπορούν να παρασταθούν εποπτικά ως διανύσματα ενός χώρου Hilbert H , που θεωρείται γραμμικός χώρος απείρων διαστάσεων με εσωτερικό γινόμενο (Μόδης, 2010).

Μία τυχαία συνάρτηση (ΤΣ) είναι ένας κανόνας, σύμφωνα με τον οποίο σε κάθε ζ αντιστοιχεί μία συνάρτηση $x(s, \zeta)$, όπου $s = (s_1, s_2, \dots, s_n)$ ένα διάνυσμα

συντεταγμένων στον χώρο των n διαστάσεων, η οποία ονομάζεται υλοποίηση αυτής. Δηλαδή μία ΤΣ είναι μία οικογένεια συναρτήσεων με παράμετρο το ζ . Στην περίπτωση που το s κινείται σε μία διάσταση, είναι π.χ. χρόνος, η ΤΣ ονομάζεται και στοχαστική διαδικασία, όπως έχει επικρατήσει κατά την αρχική εφαρμογή της θεωρίας στη μελέτη της χρονικής εξέλιξης φαινομένων.

Άρα, για συγκεκριμένο s , η $X(s)$ είναι μία ΤΜ με συνάρτηση κατανομής

$$F(x, s) = P(X(s) \leq x) \quad (7.1)$$

Για την πλήρη περιγραφή των στατιστικών ιδιοτήτων μίας ΤΣ απαιτείται η γνώση της συνάρτησης $F(x_1, \dots, x_n; s_1, \dots, s_n)$ για κάθε x_i, s_i και n , όπου n ο αριθμός των ΤΜ. Παρόλα αυτά, στις περισσότερες εφαρμογές είναι αρκετή η χρησιμοποίηση των ροπών πρώτης και δεύτερης τάξης της $X(s)$. Αποδεικνύεται (Papoulis & Pillai, 2002) ότι η χρήση ροπών έως και 2^{ης} τάξης για την περιγραφή της από κοινού κατανομής των n ΤΜ, υποδηλώνει την αποδοχή της Γκαουσιανής υπόθεσης για την περιγραφή της ΤΣ. Οι εν λόγω ροπές, περιγράφουν τη σχέση των ΤΜ ανά δύο και ορίζονται ως ακολούθως:

Συνάρτηση μέσης τιμής $m(s)$ της $X(s)$ είναι η μέση τιμή της ΤΜ $X(s_i)$ για κάθε s_i :

$$m(s) = E\{X(s)\} = \int_{-\infty}^{\infty} xf(x, s)dx \quad (7.2)$$

όπου $E\{\cdot\}$ ο τελεστής της μέσης τιμής.

Συνάρτηση συνδιασποράς $C(s_1, s_2)$ της ΤΣ $X(s)$ είναι η συνδιασπορά των ΤΜ X_1 και X_2 για κάθε συνδυασμό s_1 και s_2 :

$$C(s_1, s_2) = \text{Cov}(X(s_1), X(s_2)) \quad (7.3)$$

Η συνάρτηση συνδιασποράς είναι δηλαδή συνάρτηση δύο μεταβλητών.

Μία ακόμη σημαντική απλουστευτική παραδοχή η σημασία της οποίας θα φανεί στην επόμενη παράγραφο, είναι η παραδοχή της ομοιογένειας (homogeneity, stationarity): η ΤΣ $X(s)$ ονομάζεται ομοιογενής, εάν οι στατιστικές της ιδιότητες παραμένουν αμετάβλητες σε οποιαδήποτε μετατόπιση της αρχής των αξόνων. Αυτό σημαίνει ότι οι ΤΣ $X(s)$ και $X(s+c)$ έχουν τις ίδιες στατιστικές ιδιότητες για οποιοδήποτε διάνυσμα c του ευκλείδειου χώρου \mathbf{R}^V .

Είναι σημαντικό να αναφερθεί ότι οι περισσότεροι αλγόριθμοι της γεωστατιστικής προϋποθέτουν την ισχύ των δύο προηγούμενων απλουστευτικών υποθέσεων, η οποία μπορεί να ελεγχθεί στην πράξη. Στην περίπτωση που οι παραδοχές δεν ισχύουν, υπάρχει η δυνατότητα χρήσης κατάλληλων μετασχηματισμών στα δεδομένα.

7.1.3. Η συνάρτηση βαριογράμματος

Η συνάρτηση συνδιασποράς μίας ΤΣ αποτελεί το βασικό χαρακτηριστικό της. Για να πραγματοποιηθεί οποιοσδήποτε υπολογισμός με στόχο την παρεμβολή των δειγματικών τιμών μίας φυσικής μεταβλητής, προϋποτίθεται η γνώση της συνάρτησης συνδιασποράς της τυχαίας συνάρτησης που αναπαριστά τη μελετώμενη μεταβλητή (Μόδης, 2010).

Επειδή στην πράξη ο υπολογισμός της συνάρτησης συνδιασποράς προϋποθέτει τη γνώση της μέσης τιμής της τυχαίας συνάρτησης και με σκοπό τον περιορισμό των παραμέτρων που εκτιμώνται εκ των προτέρων, υπολογίζεται συνήθως η συνάρτηση ημιβαριογράμματος:

$$\gamma(\mathbf{h}; s_i) = \frac{1}{2} E \left\{ [X(s_i + \mathbf{h}) - X(s_i)]^2 \right\} \quad (7.4)$$

Λόγω του τελεστή της μέσης τιμής στην ανωτέρω σχέση, προκύπτει ότι για τον υπολογισμό του $\gamma(\mathbf{h}; s_i)$ είναι απαραίτητες οι τιμές των τυχαίων μεταβλητών $X(s)$ και $X(s + \mathbf{h}_i)$ για διαφορετικές υλοποιήσεις της τυχαίας συνάρτησης $X(s)$.

Επειδή όμως η ΤΣ θεωρείται γενικά ομοιογενής (Παράγραφος 7.1.2), οι τιμές της, οι οποίες προέρχονται από διαφορετικά σημεία της ίδιας υλοποίησης, μπορούν να θεωρηθούν προερχόμενες από το ίδιο σημείο διαφορετικών υλοποιήσεων (Μόδης, 2010). Ύστερα από απλοποιητικές παραδοχές, η εκτιμήτρια $\gamma^*(\mathbf{h})$ της συνάρτησης ημιβαριογράμματος προκύπτει ως:

$$\gamma^*(\mathbf{h}) = \frac{1}{2N_h} \sum_{i=1}^N [X(s_i + \mathbf{h}) - X(s_i)]^2 \quad (7.5)$$

όπου N_h ο αριθμός των ζευγών πειραματικών σημείων που απέχουν κατά διάνυσμα \mathbf{h} . Ο υπολογισμός του $\gamma^*(\mathbf{h})$ στην περίπτωση δεδομένων κατανεμημένων σε κανονικό κάρναβο γίνεται για \mathbf{h} , $2\mathbf{h}$, ..., κ.λπ. και σε δύο ή περισσότερες διευθύνσεις προκειμένου να διαπιστωθεί εάν η συνάρτηση του βαριογράμματος είναι ισότροπη ή όχι. Στην περίπτωση άτακτα κατανεμημένων δεδομένων γίνεται ομαδοποίηση με εφαρμογή γωνίας και απόστασης ανοχής. Η συνάρτηση ημιβαριογράμματος αναφέρεται από τους περισσότερους συγγραφείς για απλούστευση, ως συνάρτηση βαριογράμματος, χωρίς αυτό να σημαίνει ότι παραλείπεται ο συντελεστής 1/2. Για τον ίδιο λόγο, από το σημείο αυτό και στη συνέχεια θα τηρηθεί και εδώ η ανωτέρω σύμβαση.

Όπως φαίνεται από τη σχέση 7.5, η γνώση του πειραματικού βαριογράμματος δεν εξασφαλίζει τη διαθεσιμότητα των ενδιάμεσων τιμών, πέραν αυτών που ορίζονται για ακέραια πολλαπλάσια του \mathbf{h} . Για τον λόγο αυτόν, προσαρμόζεται πάντοτε ένα μαθηματικό μοντέλο βαριογράμματος. Δεν είναι όμως επιτρεπτό να χρησιμοποιηθεί

οποιαδήποτε συνάρτηση ως συνάρτηση βαριογράμματος, αλλά θα πρέπει αυτή να είναι υπό συνθήκη μη αρνητικά ορισμένη (Kitanidis, 1997).

7.1.4. Παρεμβολή τιμών χωροχρονικών μεταβλητών

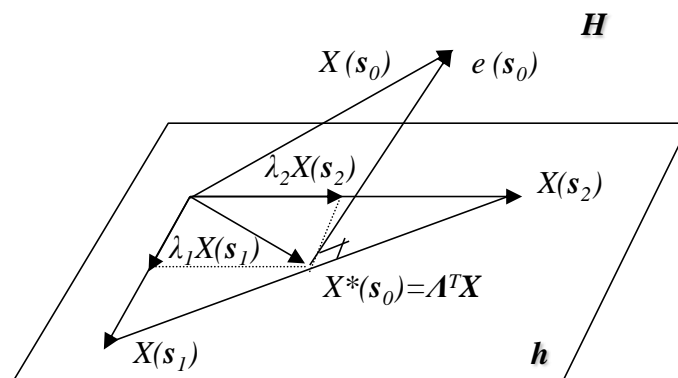
Η παρεμβολή των δειγματικών τιμών της ΤΣ γίνεται με βάση το κριτήριο ελαχιστοποίησης του μέσου τετραγωνικού σφάλματος. Μέσω μίας οικογένειας αλγορίθμων που ονομάζονται γενικά kriging επιτρέπεται η εκτίμηση της μεταβλητής ενδιαφέροντος στην άγνωστη θέση s_0 με τη χρήση γραμμικού συνδυασμού των πλησιέστερων δειγματικών τιμών στις θέσεις s_1, \dots, s_n , όπου n ο αριθμός των δειγμάτων. Η ονομασία kriging αποδόθηκε στους εν λόγω αλγορίθμους προς τιμήν του D.G. Krige (1919 - 2013), ενός Νοτιοαφρικανού μηχανικού μεταλλείων, ο οποίος πρωτοστάτησε στο πεδίο της γεωστατιστικής, ως καθηγητής στο πανεπιστήμιο του Witwatersrand. Η εμπειρική εργασία του στον υπολογισμό μεταλλευτικών αποθεμάτων τέθηκε σε θεωρητική βάση το έτος 1960 από τον G. Matheron.

Δύο συνήθειες παραλλαγές του kriging είναι το απλό (simple kriging) και το σύννηθες (ordinary kriging), κατά τις οποίες γίνεται χρήση της συνδιασποράς και του βαριογράμματος αντίστοιχα. Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιείται η δεύτερη μέθοδος.

Στο Σχήμα 7.1 φαίνεται η διαδικασία της προβολής του συνήθους kriging στον χώρο Hilbert για δύο δειγματικές τιμές. Ο στόχος του αλγορίθμου είναι η έκφραση της $X(s_0)$ ως γραμμικού συνδυασμού $X^*(s_0) = A^T X$, όπου:

$$A = \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \end{bmatrix} \text{ ο πίνακας των συντελεστών βαρύτητας και}$$

$$X = \begin{bmatrix} X(s_1) \\ X(s_2) \end{bmatrix} \text{ οι ΤΜ στις θέσεις δειγματοληψίας } s_1 \text{ και } s_2$$



Σχήμα 7.1: Διαδικασία προβολής του συνήθους kriging στον χώρο Hilbert.

Η συνθήκη αμεροληψίας $\lambda_1 + \lambda_2 = 1$ περιορίζει τον χώρο της προβολής, από το επίπεδο των διανυσμάτων $X(s_1)$ και $X(s_2)$ στην ευθεία που ενώνει τα άκρα τους. Επομένως, το σφάλμα $e(s_0)$ δεν είναι το μικρότερο δυνατό με συνέπεια να προκύπτει μία λίγο «χειρότερη» λύση, πλην όμως εξασφαλίζεται η αμεροληψία του εκτιμητή, εφόσον δεν υπάρχει η δυνατότητα να εκφρασθεί αυτός ως υπό συνθήκη μέση τιμή. Φυσικά, για περισσότερες δειγματικές τιμές, το σχήμα επεκτείνεται ανάλογα σε περισσότερες διαστάσεις.

Η μέθοδος cokriging βασίζεται στο γεγονός ότι οι μετρήσεις p βοηθητικών μεταβλητών με περισσότερα δείγματα, θα μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση της μεταβλητής ενδιαφέροντος, εάν οι μεταβλητές αυτές παρουσιάζουν συσχέτιση μεταξύ τους. Η εκτίμηση της μεταβλητής ενδιαφέροντος στην άγνωστη θέση s_0 γίνεται με τη χρήση γραμμικού συνδυασμού των πλησιέστερων δειγματικών τιμών αυτής στις θέσεις $s_1^0, \dots, s_{n_0}^0$, αλλά και τις δειγματικές τιμές των βοηθητικών μεταβλητών στις θέσεις $s_1^i, \dots, s_{n_i}^i, i = 1, \dots, p$. Προκειμένου να εκτιμηθεί η τιμή της ΤΜ $X_0(s)$ σε ένα σημείο s_0 του χώρου, μέσω των τιμών της ίδιας μεταβλητής, η οποία μετράται σε σημεία κοντά στο s_0 , αλλά και μέσω μετρήσεων των τιμών μεταβλητών $X_i(s)$ ($i=1, \dots, p$), οι οποίες συσχετίζονται χωροχρονικά με τη μεταβλητή $X_0(s)$, σε n_i σημεία δειγματοληψίας κοντά στο s_0 , λαμβάνοντας υπόψη τις $p + 1$ μεταβλητές, ο εκτιμητής θα είναι:

$$X_0^*(s_0) = \sum_{i=0}^p \sum_{a=1}^{n_i} \lambda_a^i X_i(s_a) \quad (7.6)$$

Για τον προσδιορισμό των συντελεστών, χρησιμοποιείται διαδικασία ελαχιστοποίησης παρόμοια με το σύνθετες kriging, η οποία εισάγει τη χωρική μεταβλητότητα όλων των παραμέτρων, μέσω του συνόλου των βαριογραμμμάτων και ετερο-βαριογραμμμάτων $\{\gamma_{ij}(\mathbf{h})\}$. Για τον προσδιορισμό της συσχέτισης μεταξύ των ΤΜ $X_i(s)$ και $X_j(s)$ ορίζεται το ετερο-βαριόγραμμα, σε απόσταση \mathbf{h} :

$$\gamma(\mathbf{h}; s_k) = \frac{1}{2} E \left\{ [X_i(s_k + \mathbf{h}) - X_i(s_k)] [X_j(s_k + \mathbf{h}) - X_j(s_k)] \right\} \quad (7.7)$$

Οι ανωτέρω εξισώσεις προσφέρουν την ταυτόχρονη εκτίμηση όλων των μεταβλητών σε μια θέση s_0 . Γίνεται λοιπόν φανερό από τις εξισώσεις που προηγήθηκαν, ότι πέρα από κάποια αύξηση στην πολυπλοκότητα του συστήματος, η μέθοδος cokriging μπορεί να παρέχει εκτιμήσεις με μειωμένη διασπορά σφάλματος.

7.2. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΕΘΟΔΩΝ ΓΕΩΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΚΤΗ ΣΥΜΠΙΕΣΤΟΤΗΤΑΣ

7.2.1. Εκτίμηση του δείκτη συμπίεστούτητας με τη μέθοδο cokriging

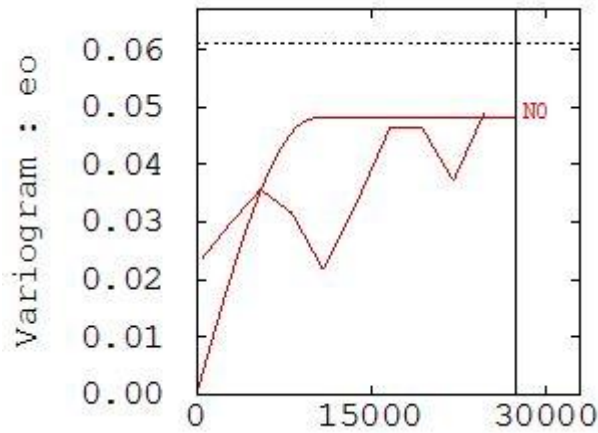
Η χωρική παρεμβολή με τη μέθοδο cokriging πραγματοποιήθηκε σε ορθογώνιο παραλληλεπίπεδο πλέγμα (grid), διαστάσεων 100 km x 75 km x 250 m, το οποίο αποτελείται από 1.560.000 στοιχειώδη τμήματα, διαστάσεων 500 m x 500 m x 5 m. Ο δείκτης συμπίεστούτητας (C_c) χρησιμοποιήθηκε ως κύρια μεταβλητή και οι μεταβλητές w_c , e_0 και n ως βοηθητικές, σε σύνολο 3.021 δειγμάτων.

Αρχικά, κατασκευάστηκαν τα πειραματικά βαριογράμματα για καθεμία από τις γεωτεχνικές παραμέτρους C_c , w_c , e_0 και n , αλλά και τα ετερο-βαριογράμματα για το σύνολο των ζευγών των εξεταζόμενων μεταβλητών (Εικόνες 7.3-7.10). Τα πειραματικά βαριογράμματα παρουσιάζουν ανισότροπη μεταβλητότητα κατά την κάθετη και την οριζόντια διεύθυνση. Το εύρος κατά την κάθετη διεύθυνση είναι 8 m και κατά την οριζόντια 10.100 m.

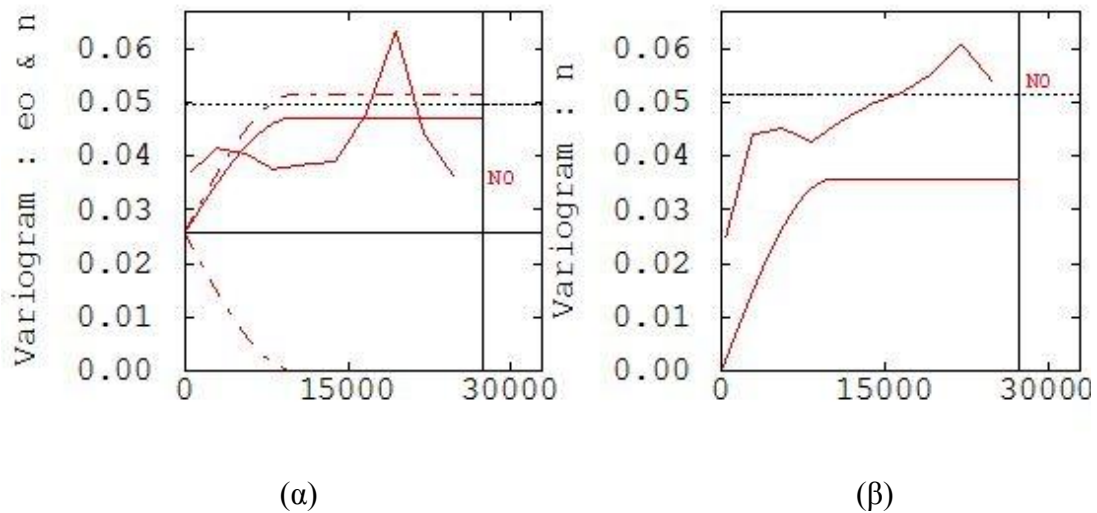
Η περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου παρουσιάζει ανομοιομορφία, όσον αφορά στις τεχνικογεωλογικές ενότητες, με αποτέλεσμα να μην είναι εύκολη η διάκριση των μεταξύ τους ορίων, τόσο κατά την οριζόντια όσο και κατά την κατακόρυφο. Συνεπώς, η ανισοτροπία η οποία παρατηρείται στα πειραματικά βαριογράμματα, σχετίζεται με τον τρόπο απόθεσης των Τεταρτογενών σχηματισμών.

Το μοντέλο βαριογράμματος, το οποίο προσαρμόστηκε στα πειραματικά βαριογράμματα είναι ισοτροπικό σφαιρικό. Το εν λόγω μοντέλο δημιουργήθηκε με απόσταση (lag size) 1 m στην κάθετη διεύθυνση και 2.750 m στην οριζόντια. Οι οριακές τιμές (sill), προσαρμόστηκαν αυτόματα από το λογισμικό ISATIS® στα πειραματικά βαριογράμματα.

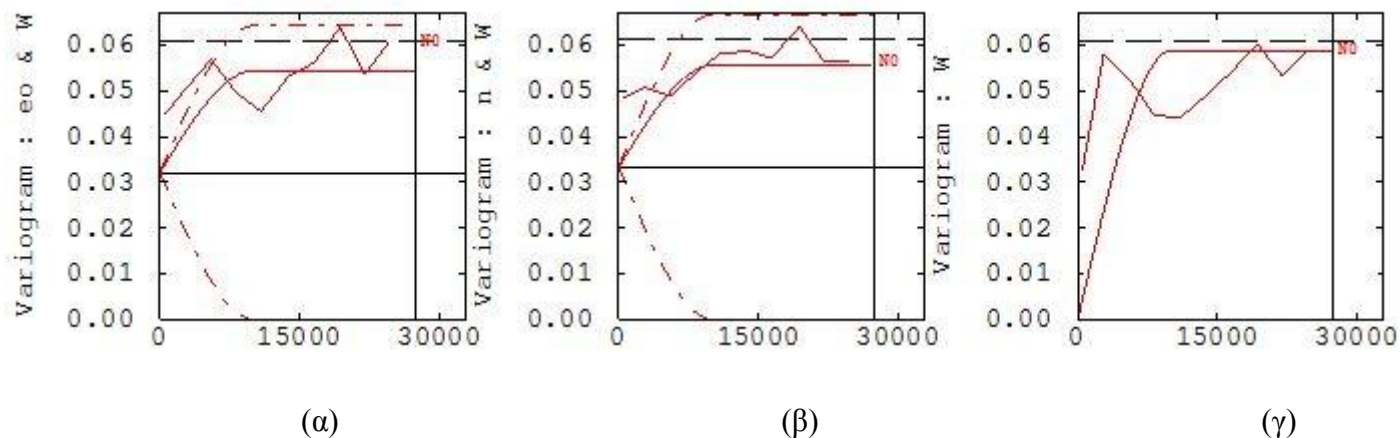
Τα πειραματικά βαριογράμματα, καθώς και τα προσαρμοζόμενα θεωρητικά βαριογράμματα, τόσο κατά την οριζόντια όσο και κατά την κατακόρυφο, παρουσιάζονται στις Εικόνες 7.3 έως 7.10. Οι κόκκινες διακεκομμένες γραμμές εκφράζουν τη διασπορά και τη συνδιασπορά, για κάθε ζεύγος γεωτεχνικών παραμέτρων που εξετάζεται κατά την οριζόντια διεύθυνση (Εικόνες 7.1-7.4). Αντίστοιχα, οι κόκκινες συνεχείς γραμμές εκφράζουν το πειραματικό και το προσαρμοζόμενο σε αυτό θεωρητικό μοντέλο βαριογράμματος. Οι κυανές διακεκομμένες γραμμές εκφράζουν τη διασπορά και τη συνδιασπορά για κάθε ζεύγος που εξετάζεται στην κατακόρυφο διεύθυνση (Εικόνες 7.5-7.8). Αντίστοιχα, οι κυανές συνεχείς γραμμές εκφράζουν το πειραματικό και θεωρητικό μοντέλο βαριογράμματος.



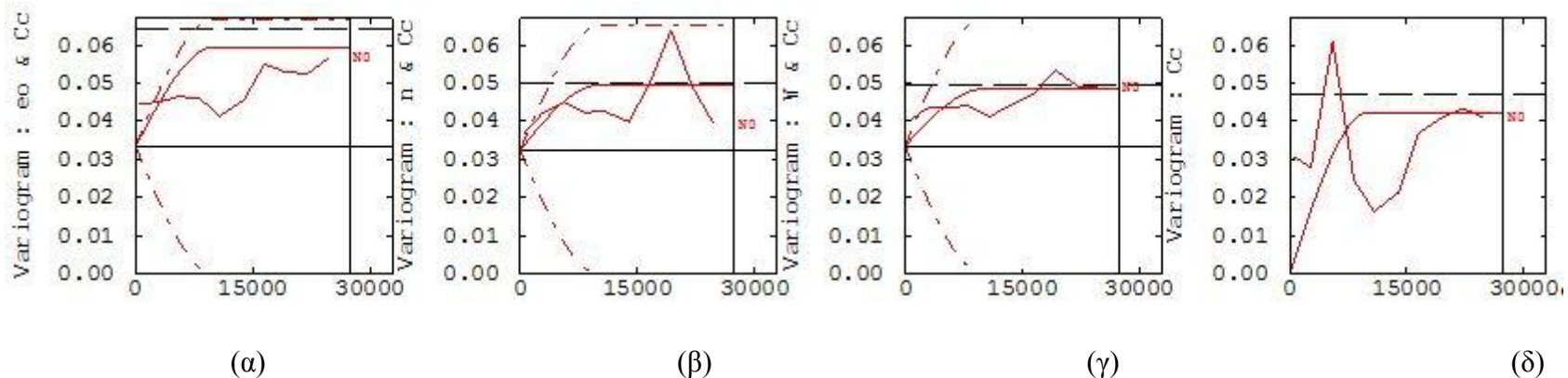
Εικόνα 7.1: Πειραματικό και θεωρητικό βαριόγραμμα του αρχικού λόγου κενών (e_0) στην οριζόντια διεύθυνση $x - y$ (Sideri et. al., 2014).



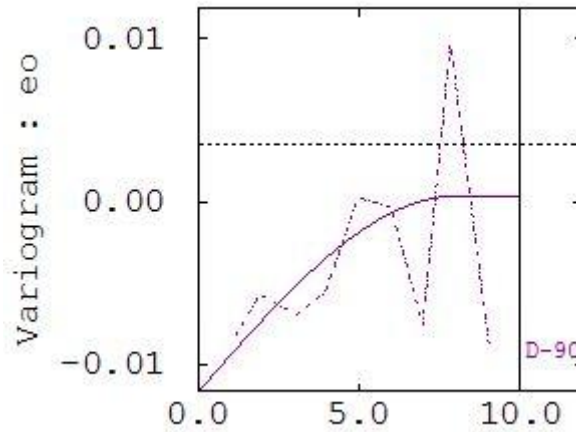
Εικόνα 7.2: Πειραματικό και θεωρητικό: (α) ετερο-βαριόγραμμα λόγου κενών (e_0) – πορώδους (n) στην οριζόντια διεύθυνση $x - y$, (β) βαριόγραμμα του αρχικού λόγου κενών (e_0) στην οριζόντια διεύθυνση $x - y$ (Sideri et. al., 2014).



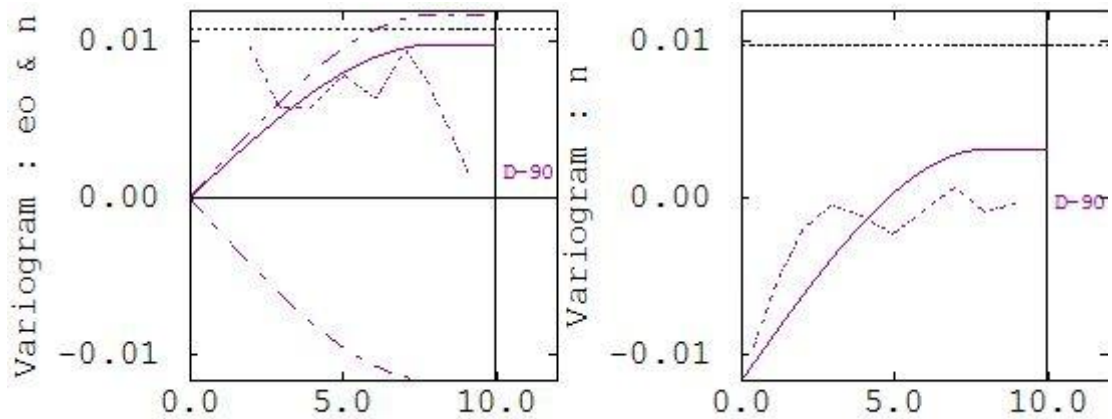
Εικόνα 7.3: Πειραματικό και θεωρητικό: (α) ετερο-βαριόγραμμα αρχικού λόγου κενών (e_0) – φυσικής υγρασίας (w), (β) ετερο- βαριόγραμμα πορώδους (n) – φυσικής υγρασίας (w) και (γ) βαριόγραμμα της φυσικής υγρασίας (w), στην οριζόντια διεύθυνση $x - y$ (Sideri et. al., 2014).



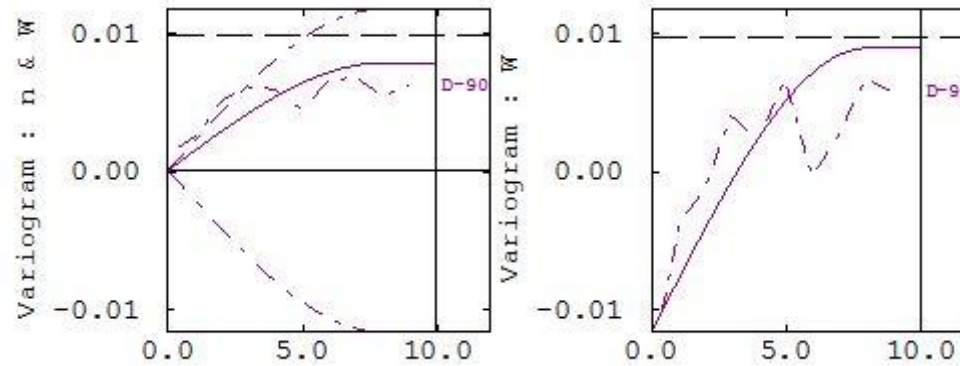
Εικόνα 7.4: Πειραματικό και θεωρητικό: (α) ετερο-βαριόγραμμα αρχικού λόγου κενών (e_0) – δείκτη συμπιεστότητας (C_c), (β) ετερο-βαριόγραμμα πορώδους (n) – δείκτη συμπιεστότητας (C_c), (γ) ετερο-βαριόγραμμα φυσικής υγρασίας (w_c) – δείκτη συμπιεστότητας (C_c) και (γ) βαριόγραμμα δείκτη συμπιεστότητας (C_c), στην οριζόντια διεύθυνση $x - y$ (Sideri et. al., 2014).



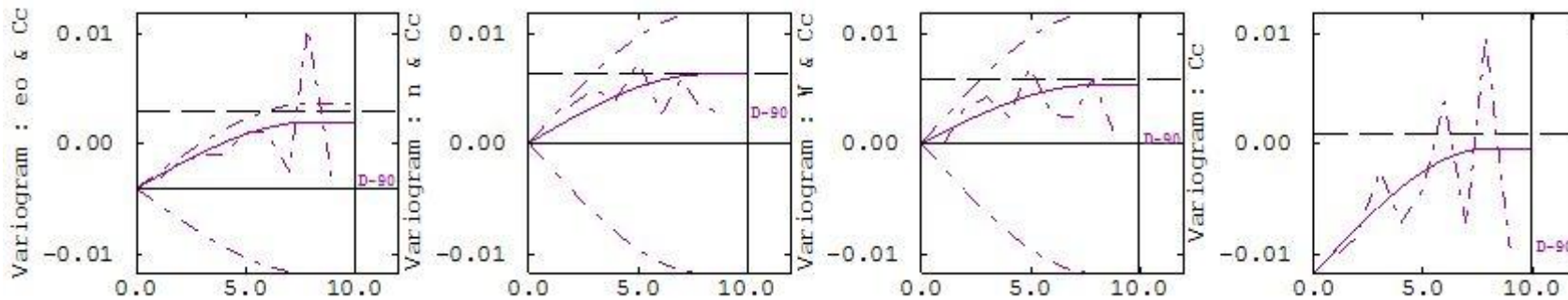
Εικόνα 7.5: Πειραματικό και θεωρητικό βαριόγραμμα του αρχικού λόγου κενών (e_o) στην κατακόρυφο διεύθυνση z (Sideri et. al., 2014).



Εικόνα 7.6: Πειραματικό και θεωρητικό: (α) ετερο-βαριόγραμμα λόγου κενών (e_o) – πορώδους (n) στην οριζόντια διεύθυνση x - y, (β) βαριόγραμμα του αρχικού λόγου κενών (e_o) στην κατακόρυφο διεύθυνση z (Sideri et. al., 2014).

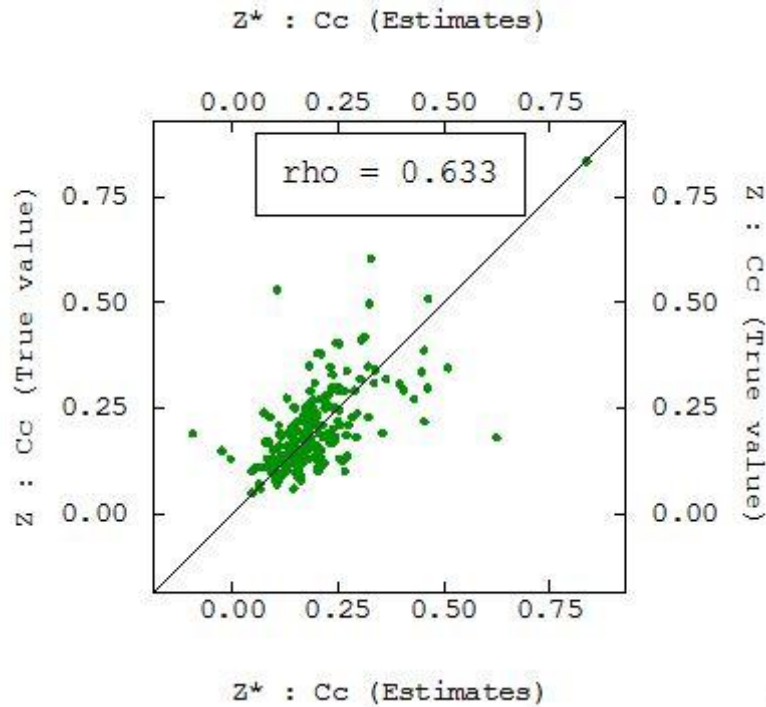


Εικόνα 7.7: Πειραματικό και θεωρητικό: (α) ετερο-βαριόγραμμα αρχικού λόγου κενών (e_0) – φυσικής υγρασίας (w_c), (β) ετερο-βαριόγραμμα πορώδους (n) – φυσικής υγρασίας (w) και (γ) βαριόγραμμα της φυσικής υγρασίας (w), στην κατακόρυφο διεύθυνση z (Sideri et. al., 2014).



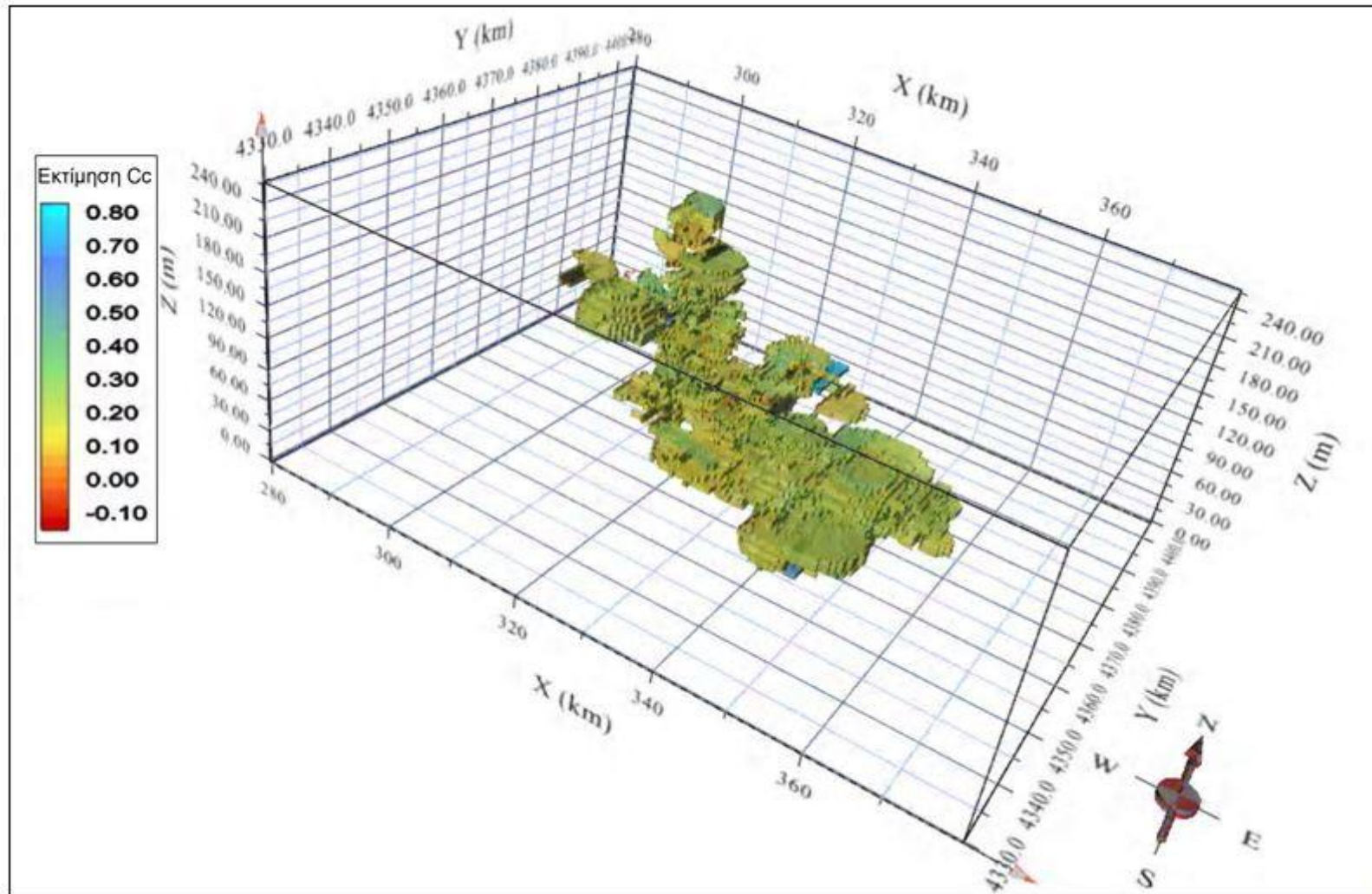
Εικόνα 7.8: Πειραματικό και θεωρητικό: (α) ετερο-βαριόγραμμα αρχικού λόγου κενών (e_0) – δείκτη συμπιεστότητας (C_c), (β) ετερο-βαριόγραμμα πορώδους (n) – δείκτη συμπιεστότητας (C_c), (γ) ετερο-βαριόγραμμα φυσικής υγρασίας (w_c) – δείκτη συμπιεστότητας (C_c) και (δ) βαριόγραμμα δείκτη συμπιεστότητας (C_c), στην κατακόρυφο διεύθυνση z (Sideri et. al., 2014).

Στο διάγραμμα διασποράς της Εικόνας 7.9, παρουσιάζεται η σχέση των μετρούμενων με τις εκτιμηθείσες τιμές, καθώς και ο συντελεστής συσχέτισης (ρ).



Εικόνα 7.9: Διάγραμμα διασποράς των μετρούμενων τιμών του δείκτη συμπίεστικότητας (C_c) σε σχέση με τις εκτιμώμενες τιμές της μεθόδου cokriging (Sideri et al., 2014).

Τα αποτελέσματα της εκτίμησης του δείκτη συμπίεστικότητας (C_c) με τη μέθοδο cokriging παρουσιάζονται στο τρισδιάστατο μοντέλο της Εικόνας 7.10. Οι αρνητικές τιμές του δείκτη συμπίεστικότητας (C_c), οι οποίες φαίνονται στην εν λόγω εικόνα, μπορούν να ερμηνευθούν ως συνέπεια της δυσκολίας πλήρους προσαρμογής, όλων των μοντέλων στα πειραματικά βαριογράμματα.



Εικόνα 7.10: Τρισδιάστατο μοντέλο της χωρικής κατανομής των τιμών του δείκτη συμπιεστότητας (Cc), με τη μέθοδο cokriging.

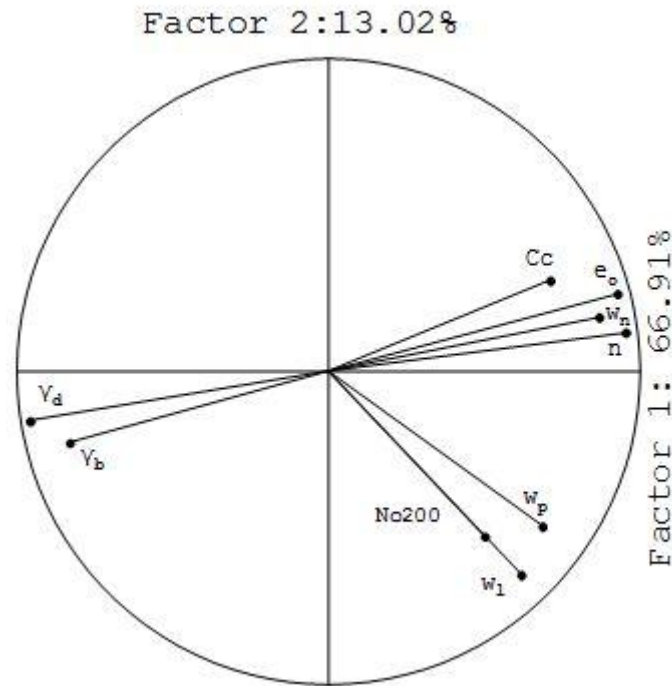
7.2.2. Μέθοδος ανάλυσης κύριων συνιστωσών

Η μέθοδος ανάλυσης κύριων συνιστωσών (PCA) είναι μία στατιστική μεθοδολογία, η οποία μετασχηματίζει ένα σύνολο δειγμάτων πιθανώς συσχετιζόμενων μεταβλητών σε ένα σύνολο τιμών ασυσχέτιστων μεταβλητών, οι οποίες ονομάζονται κύριες συνιστώσες και είναι γενικά ίσες στον αριθμό με τις αρχικές. Οι εν λόγω μεταβλητές ονομάζονται και παράγοντες (Factors). Οι παράγοντες δημιουργούνται με στόχο να περιγράψουν την αρχική μεταβλητότητα των δεδομένων με τον απλούστερο δυνατό τρόπο (Härdle & Simar, 2007).

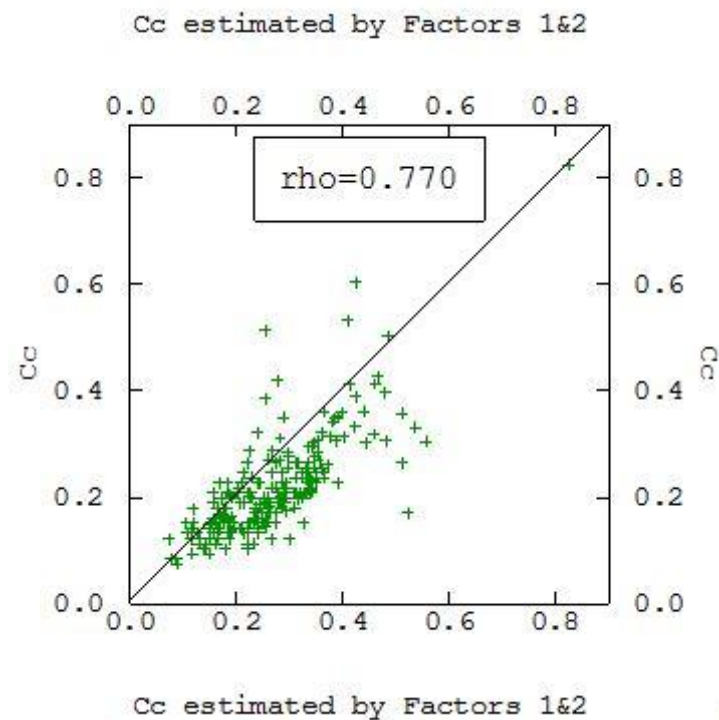
Η γεωτεχνική πληροφορία, όπως αναφέρεται στην Παράγραφο 7.2.1., δεν κατανέμεται ομοιόμορφα μεταξύ των δειγμάτων. Συνεπώς, το πλήρες σύνολο των γεωτεχνικών παραμέτρων, δεν είναι διαθέσιμο παρά μόνο για 219 από τα 4.607 δείγματα. Από τα δείγματα αυτά και για την εφαρμογή της PCA, χρησιμοποιήθηκαν οι επτά (7) φυσικές και δύο (2) μηχανικές παράμετροι.

Η μέθοδος PCA εφαρμόστηκε, τόσο για να αναδειχτούν οι σχέσεις μεταξύ των γεωτεχνικών παραμέτρων, όσο και για τη σύνθεση όλων των διαθέσιμων πληροφοριών για την αποτελεσματικότερη εφαρμογή του kriging. Στην Εικόνα 7.11, παρουσιάζονται οι προβολές των 9 μεταβλητών σε σχέση με την κατεύθυνση καθενός από τους εννέα (9) παράγοντες. Μέσω των Παραγόντων 1 και 2 (Factors 1 & 2), ερμηνεύεται σε ποσοστό περίπου 80% η συνολική μεταβλητότητα. Αναλυτικότερα, μέσω του Παράγοντα 1 (Factor 1) η συνολική μεταβλητότητα ερμηνεύεται σε ποσοστό 66,91% και μέσω του Παράγοντα 2 (Factor 2) σε ποσοστό 13,02% (Εικόνα 7.11). Ο Παράγοντας 1 παρουσιάζει ισχυρή συσχέτιση με τις παραμέτρους C_c , w_c , e_0 , n , γ_b , γ_a , ενώ ο Παράγοντας 2 συσχετίζεται περισσότερο με τις παραμέτρους w_l , w_p και N_{o200} .

Στη συνέχεια, και με τη χρήση αντίστροφου μετασχηματισμού για τους δύο παράγοντες, εκτιμήθηκε η τιμή του δείκτη συμπίεστικότητας (C_c), για κάθε στοιχείο του πλέγματος. Η χωρική παρεμβολή με τη μέθοδο kriging εφαρμόστηκε σε ορθογώνιο παραλληλεπίπεδο πλέγμα (grid), διαστάσεων 100 km x 75 km x 250 m, το οποίο αποτελείται από 1.560.000 στοιχειώδη τμήματα, διαστάσεων 500 m x 500 m x 5 m. Στο διάγραμμα του Σχήματος 7.2, παρουσιάζεται η συσχέτιση των μετρούμενων με τις εκτιμηθείσες τιμές του C_c , καθώς και ο συντελεστής συσχέτισης. Τα αποτελέσματα δείχνουν υψηλή συσχέτιση μεταξύ των πραγματικών και των εκτιμώμενων τιμών του C_c ($\rho=0,77$).



Σχήμα 7.2: Ποσοστό συνολικής διακύμανσης για κάθε παράγοντα της μεθόδου PCA.



Εικόνα 7.11: Διάγραμμα διασποράς των μετρούμενων τιμών του δείκτη συμπίεστικότητας C_c σε σχέση με τις εκτιμώμενες τιμές της μεθόδου PCA (Sideri et. al., 2014).

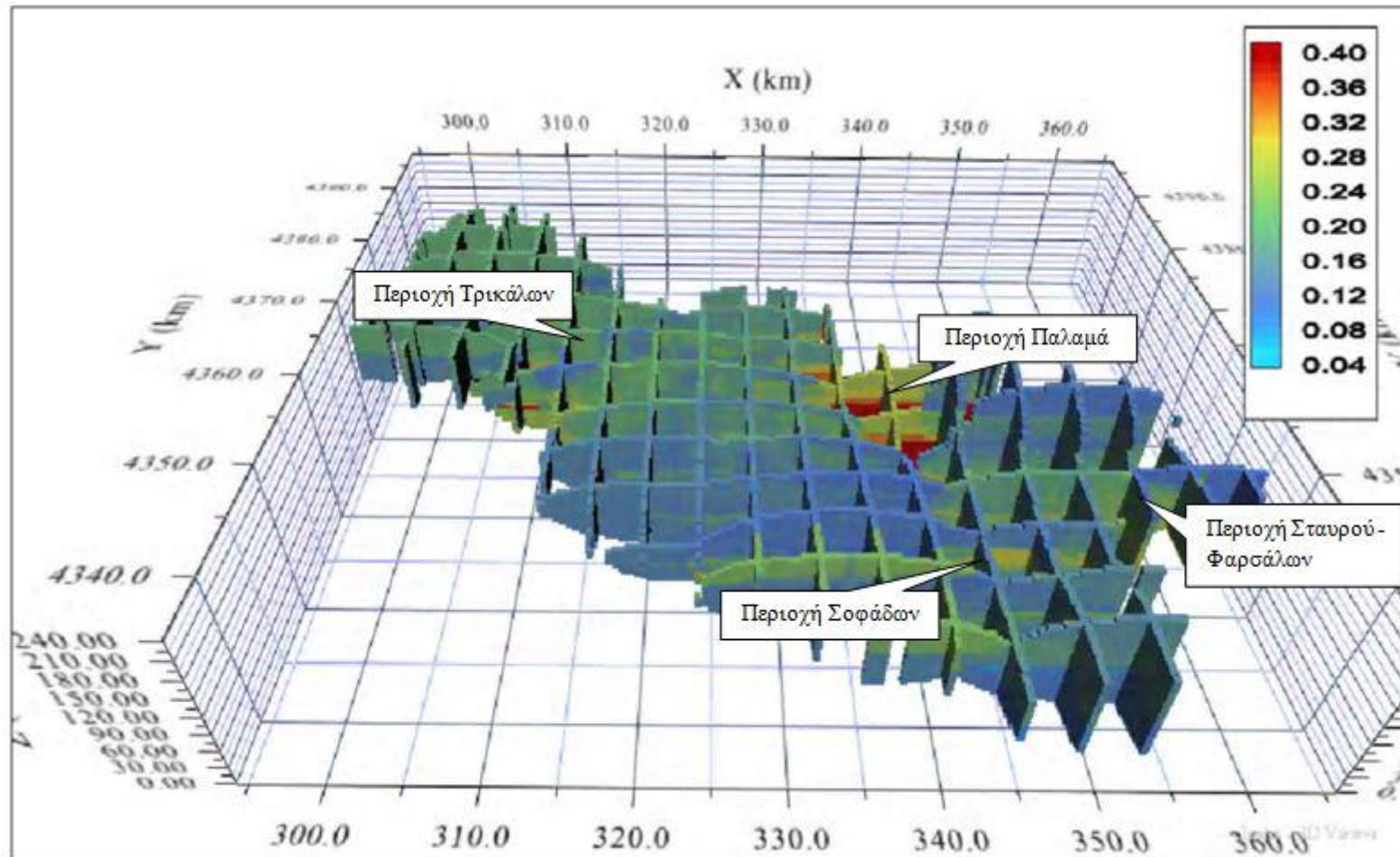
Οι εκτιμημένες τιμές του C_c παρουσιάζονται στην Εικόνα 7.13. Σε αντίθεση με τη μέθοδο cokriging, η μέθοδος PCA δεν παράγει αρνητικές τιμές. Αυτό συμβαίνει

ακόμα και με τη χρήση οκτώ (8) βοηθητικών μεταβλητών για την εκτίμηση του C_c , έναντι τριών (3), οι οποίες χρησιμοποιούνται στην εκτίμηση με τη μέθοδο cokriging. Η βελτίωση των τιμών του μοντέλου μπορεί να εξηγηθεί ως αποτέλεσμα της ανεξαρτησίας της εν λόγω μεθόδου από τις περίπλοκες δομές του ετεροβαριογράμματος, το οποίο χρησιμοποιείται κατά την εφαρμογή του cokriging.

Συνολικά από την ανάλυση των αποτελεσμάτων συμπεραίνεται ότι η μέθοδος kriging με δύο παράγοντες PCA και την παράλληλη εφαρμογή αντίστροφου μετασχηματισμού δίνει τα καλύτερα αποτελέσματα εκτίμησης.

Στις Εικόνες 7.10 και 7.12 φαίνεται η χωρική κατανομή του δείκτη συμπίεστότητας (C_c) στην περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου. Οι υψηλότερες τιμές του δείκτη συμπίεστότητας (C_c) και κατά συνέπεια οι πιο συμπίεστοί σχηματισμοί, εμφανίζονται κυρίως στο ΝΑ/κό, αλλά και στο ΒΔ/κό τμήμα της περιοχής έρευνας. Πιο συγκεκριμένα, οι περιοχές στις οποίες δύναται να προκληθούν εδαφικές υποχωρήσεις, σε περίπτωση πτώσης της στάθμης του νερού, είναι η ευρύτερη περιοχή των Τρικάλων, των Σοφάδων και του Παλαμά. Ακόμα, συμπίεστοί σχηματισμοί επικρατούν και στις περιοχές Σταυρού και Φαρσάλων, στις οποίες το φαινόμενο έχει ήδη εξελιχθεί.

Εξαιτίας του μικρού βάθους των γεωτεχνικών γεωτρήσεων, δεν κατέστη δυνατόν να υπολογιστεί η τιμή του δείκτη συμπίεστότητας (C_c) σε μεγαλύτερα των 70 m βάθη. Συνεπώς, και με στόχο τον εντοπισμό του συνόλου των συμπίεστων σχηματισμών, εφαρμόζεται στο επόμενο Κεφάλαιο 8, η προσομοίωση της λιθολογικής σύστασης και δομής των σχηματισμών του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου.



Εικόνα 7.12: Τρισδιάστατο μοντέλο της χωρικής κατανομής των τιμών του δείκτη συμπιεστότητας (C_c), με τη μέθοδο PCA.

8. ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΛΙΘΟΛΟΓΙΚΗΣ ΣΥΣΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΔΟΜΗΣ ΤΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΘΕΣΣΑΛΙΚΟΥ ΚΑΜΠΟΥ

8.1. ΓΕΝΙΚΑ

Σκοπός της χρήσης των μεθόδων προσομοίωσης, είναι η δημιουργία ισοπίθανων εναλλακτικών υλοποιήσεων της ΤΣ, δηλαδή «εικόνων» της πραγματικότητας, οι οποίες ταυτόχρονα διατηρούν τα χαρακτηριστικά του υπό μελέτη φαινομένου, όπως η μεταβλητότητα των δεδομένων και η συνάρτηση κατανομής πιθανότητας (Deutsch & Journel, 1997; Chiles & Delfiner, 1999). Ο χαρακτηρισμός «ισοπίθανες» υλοποιήσεις χρησιμοποιείται εδώ με την έννοια που αποδίδουν στη λέξη αυτή οι Pyrcz & Deutsch (2014), δηλαδή αυτών που έχουν την ίδια δυνατότητα να επιλεγούν από το σύστημα, αλλά δεν ακολουθούν απαραίτητα την ομοιόμορφη κατανομή.

Στις ισοπίθανες εικόνες που δημιουργούνται, μπορεί να ενσωματώνεται το σύνολο της πληροφορίας, το οποίο προκύπτει από διαφορετικές (άμεσες ή έμμεσες) πηγές (Soares, 2001). Το πεδίο εφαρμογής της προσομοίωσης εστιάζεται στις περιπτώσεις όπου, περισσότερο από την εκτίμηση της πιθανότερης τιμής της μεταβλητής ενδιαφέροντος σε συγκεκριμένη θέση, είναι σημαντική η γνώση της μεταβλητότητάς της σε ολόκληρο τον χώρο μελέτης.

Στη λεκάνη του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, η δομή των λιθολογικών – τεχνικογεωλογικών ενοτήτων που διακρίθηκαν, χαρακτηρίζεται από έντονη πολυπλοκότητα, η οποία είναι πολύ δύσκολο να αποτυπωθεί. Επιπροσθέτως, η χωρική κατανομή των ανωτέρω σχηματισμών, συνδέεται άμεσα με το φαινόμενο των εδαφικών υποχωρήσεων, το οποίο πλήττει την εν λόγω περιοχή.

Για την επίτευξη της χωρικής απεικόνισης της λιθοστρωματογραφικής ανάπτυξης των οκτώ (8) τεχνικογεωλογικών ενοτήτων (έξι για τις Τεταρτογενείς αποθέσεις και δύο για τους σχηματισμούς του υποβάθρου) που διακρίθηκαν κατά τη δημιουργία του Τεχνικογεωλογικού Χάρτη (Παράγραφος 6.3), εφαρμόστηκε η μέθοδος πολλαπλά Γκαουσιανής προσομοίωσης (Plurigaussian Simulation), όπως αναπτύσσεται στην επόμενη παράγραφο.

8.1.1. Κατηγορικές μεταβλητές και μεταβλητές δείκτες

Η ύπαρξη φυσικών ιδιοτήτων των σχηματισμών του υπεδάφους, οι οποίες περιγράφονται υποχρεωτικά μέσω κατηγορικών μεταβλητών, καθιστά απαγορευτική τη χρήση των συμβατικών μεθόδων γεωστατιστικής, οι οποίες εφαρμόζονται σε αριθμητικά δεδομένα.

Μία πρώτη λύση στο πρόβλημα αυτό, αποτελεί η χρήση μεταβλητών-δεικτών (indicator variables). Οι μεταβλητές-δείκτες προσδιορίζουν τη λιθολογική φάση που

επικρατεί σε ένα δείγμα (Deutsch, 2006). Εάν το δείγμα υπάγεται στη λιθολογική φάση που εξετάζεται, τότε η μεταβλητή-δείκτης λαμβάνει την τιμή 1. Σε διαφορετική περίπτωση, η ανωτέρω μεταβλητή λαμβάνει την τιμή 0.

Γενικά, οι τεχνικές προσομοίωσης με μεταβλητές-δείκτες, όπως η Διαδοχική Προσομοίωση Δείκτη (Sequential Indicator Simulation) (Gomez-Hernandez & Srivastava, 1990; Goovaerts, 1994; Goovaerts, 1997), βασίζονται στη χρήση μίας τυχαίας διαδρομής εντός του πεδίου, για τη διαδοχική προσομοίωση κάθε κόμβου του πλέγματος (grid). Η εν λόγω διαδικασία πραγματοποιείται αρχικά, με την εφαρμογή της μεθόδου cokriging σε κάθε κόμβο, βάσει των ήδη προσομοιωμένων γειτονικών σημείων, καθώς και των δεδομένων δέσμευσης (conditioning data). Η εκτίμηση που προκύπτει αντιπροσωπεύει ουσιαστικά την πιθανότητα, η τιμή του προσομοιωμένου κόμβου να ανήκει σε συγκεκριμένη λιθολογική φάση.

Η κυριότερη δυσκολία στην εφαρμογή της ανωτέρω τεχνικής έγκειται στον ορισμό του μοντέλου ετερο-βαριογράμματος, το οποίο απαιτείται για την εφαρμογή του cokriging (Armstrong, 2011). Τα διαθέσιμα μαθηματικά μοντέλα, επειδή αφορούν συνεχείς μεταβλητές, δεν είναι επιτρεπτά για την περίπτωση διακριτών μεταβλητών, όπως είναι οι δείκτες. Ένα έγκυρο μοντέλο βαριογράμματος και ετερο-βαριογράμματος των δεικτών ορίζεται ωστόσο, στο πλαίσιο της πολλαπλά Γκαουσιανής προσομοίωσης (Galli et al., 1994), όπως φαίνεται στην επόμενη παράγραφο.

8.1.2. Η μέθοδος της πολλαπλά Γκαουσιανής προσομοίωσης

Στην απλούστερη περίπτωση, κατά την οποία εμφανίζονται μόνο δύο λιθολογικές φάσεις F_1 και F_2 , σε κάθε θέση ο μετασχηματισμός των δύο μεταβλητών-δεικτών σε μία βοηθητική συνεχή ΤΣ με τυπική Γκαουσιανή κατανομή, πραγματοποιείται σύμφωνα με τον εξής κανόνα: εάν η αριθμητική τιμή της Γκαουσιανής ΤΣ στη θέση αυτή είναι μικρότερη από ένα κατώφλι t_1 , τότε αυτή αντιστοιχεί στη λιθολογική φάση F_1 . Σε διαφορετική περίπτωση, αντιστοιχεί στη λιθολογική φάση F_2 .

Εάν με s συμβολισθεί το ανωτέρω σημείο της περιοχής μελέτης, τότε $I_{F1}(s)$ και $I_{F2}(s)$ είναι οι μεταβλητές-δείκτες των λιθολογικών φάσεων F_1 και F_2 και $Z(s)$ είναι η βοηθητική Γκαουσιανή ΤΣ στο σημείο s . Ο μετασχηματισμός ο οποίος χρησιμοποιείται, περιγράφεται με μαθηματικούς όρους ως εξής:

$$I_{F1}(s) = 1 \Leftrightarrow -\infty \leq Z(s) < t_1 \quad (8.1)$$

Στην περίπτωση περισσότερων λιθολογικών φάσεων πρέπει να προσδιοριστούν περισσότερα από δύο κατώφλια ($N-1$ κατώφλια για N λιθολογικές φάσεις):

$$t_1 \leq t_2 \leq \dots \leq t_{i-1} \leq t_i \leq t_{i+1} \leq \dots \leq t_{N-1} \quad (8.2)$$

Η i -οστή λιθολογική φάση F_i ορίζεται ως:

$$s \in F_i \Leftrightarrow I_{Fi}(s) = 1 \Leftrightarrow t_{i-1} \leq Z(s) < t_i \quad (8.3)$$

Είναι προφανές ότι σε κάθε σημείο μπορεί να υπάρχει μόνο μία λιθολογική φάση. Δεδομένου ότι η αναλογία μίας λιθολογικής φάσης F_i σε ένα σημείο s ταυτίζεται με την πιθανότητα της F_i στο συγκεκριμένο σημείο:

$$P_{F_i} = P(\text{λιθολογική φάση στο σημείο } s = F_i) = E\{I_{F_i}(s)\}.$$

και συνεπώς η (8.3) μπορεί να γραφτεί:

$$P_{F_i}(s) = P(t_{i-1} \leq Z(s) < t_i) = P(-\infty < Z(s) < t_i) - P(-\infty < Z(s) < t_{i-1}) \quad \text{ή,}$$

$$P_{F_i}(s) = G(t_i) - G(t_{i-1}) \quad (8.4)$$

όπου $G(t)$ είναι η αθροιστική συνάρτηση κατανομής για την τυπική κανονική κατανομή $N(0,1)$. Δεδομένου ότι οι αναλογίες της κάθε λιθολογικής φάσης είναι γνωστές από τα πειραματικά δεδομένα, τα κατώφλια συνάγονται με κατάλληλη αντιστροφή της $G(t_i)$:

$$t_i = G^{-1} [P_{F_1}(s) + P_{F_2}(s) + \dots + P_{F_i}(s)] \quad i = 1, \dots, N \quad (8.5)$$

Η ανωτέρω μέθοδος ονομάζεται προσομοίωση κατατετμημένης Γκαουσιανής μεταβλητής – ΚΓΜ (Truncated Gaussian Simulation). Η μέθοδος της πολλαπλά Γκαουσιανής προσομοίωσης – ΠΓΠ (Le Loc'h et al., 1994; Armstrong et al., 2011), είναι επέκταση της προηγούμενης και βασίζεται στην ταυτόχρονη κατάτμηση πολλών Γκαουσιανών μεταβλητών με στόχο την προσομοίωση λιθολογικών φάσεων, οι οποίες εμφανίζουν πολύπλοκες επαφές μεταξύ τους. Με την αντιστοίχιση ενός θεωρητικού μοντέλου συνδιασποράς (π.χ. σφαιρικού, εκθετικού κ.λπ.) στις Γκαουσιανές ΤΣ $Z_1(s), \dots, Z_N(s)$ και την παραδοχή γραμμικής συμμεταβλητότητας (ΜΓΣ - linear model of correlogionalization), εξασφαλίζεται ότι και οι ετερο-συνδιασπορές θα αποτελούν έγκυρες συναρτήσεις.

Για την υλοποίηση της προσομοίωσης των βοηθητικών Γκαουσιανών μεταβλητών, απαιτούνται δειγματικές τιμές των μεταβλητών αυτών στις θέσεις των δεδομένων. Ο υπολογισμός των τιμών αυτών από τις δειγματικές τιμές των φάσεων, δεν μπορεί να γίνει μονοσήμαντα, επειδή σε κάθε συγκεκριμένη φάση αντιστοιχεί ένα εύρος τιμών της κάθε Γκαουσιανής μεταβλητής. Χρειάζεται δηλαδή να δημιουργηθεί μία σειρά αριθμών, η οποία να ακολουθεί τη συγκεκριμένη πολλαπλά Γκαουσιανή κατανομή, ενώ ταυτόχρονα ο καθένας πρέπει να ανήκει σε συγκεκριμένο διάστημα. Ο υπολογισμός αυτός γίνεται μέσω του επαναληπτικού αλγορίθμου Gibbs. Ο αλγόριθμος αυτός βασίζεται στις τεχνικές προσομοίωσης Markov chain Monte Carlo (McMC) για τη δειγματοληψία πολύπλοκων κατανομών (Armstrong et al., 2011).

Οι τιμές οι οποίες αποδίδονται σε κάθε δείγμα με τον αλγόριθμο Gibbs, χρησιμοποιούνται ως δεδομένα υπό συνθήκη, προκειμένου να πραγματοποιηθεί η προσομοίωση. Ο αλγόριθμος που ακολουθείται είναι αυτός της διαδοχικής Γκαουσιανής προσομοίωσης (Sequential Gaussian Simulation - Deutsch & Journel, 1998). Σύμφωνα με τον αλγόριθμο αυτόν, αρχικά εκτιμάται το πρώτο στοιχειώδες

τμήμα του πλέγματος με τη μέθοδο cokriging από τις τιμές των γειτονικών δειγμάτων. Η τιμή που προκύπτει όμως, σύμφωνα με το Σχήμα 7.1, ανήκει στην εκτιμήτρια μεταβλητή X^* και όχι στην πραγματική μεταβλητή X . Αλλά η μεταβλητή X προκύπτει από την X^* με πρόσθεση του σφάλματος e , το οποίο έχει μέση τιμή μηδέν. Άρα, για να παραχθεί μία τιμή που να ακολουθεί την κατανομή της X , θα πρέπει στο αποτέλεσμα του cokriging να προστεθεί ένα ποσοστό σφάλματος για κάθε μία από τις n Γκαουσιανές μεταβλητές. Το σφάλμα αυτό θα πρέπει να προκύπτει με τυχαίο τρόπο από Γκαουσιανή κατανομή με μέση τιμή μηδέν και τυπική απόκλιση ίση με αυτή του σφάλματος που υπολογίστηκε από τον αλγόριθμο cokriging. Αφού υπολογιστεί η προσομοιωμένη τιμή της κάθε Γκαουσιανής μεταβλητής για το πρώτο στοιχειώδες τμήμα, η ανωτέρω διαδικασία επαναλαμβάνεται για όλο το πλέγμα, ενώ κάθε φορά χρησιμοποιούνται ως δείγματα εκτός των γειτονικών και όλες οι προηγούμενα εκτιμηθείσες τιμές. Στο τέλος, το επιθυμητό αποτέλεσμα, το οποίο είναι η προσομοίωση της κατηγορικής μεταβλητής που αντιπροσωπεύει τις λιθολογικές φάσεις, προκύπτει με την ταυτόχρονη κατάτμηση των n Γκαουσιανών ΤΣ.

Σύμφωνα με τα ανωτέρω, τα κυριότερα βήματα κατά την υλοποίηση της προσομοίωσης με τη μέθοδο ΠΓΠ είναι τα ακόλουθα (Armstrong et al., 2011):

- **Η επιλογή του τύπου του μοντέλου:** Η προσομοίωση με τη μέθοδο ΠΓΠ διαφοροποιείται, ανάλογα με τον τύπο του μοντέλου που χρησιμοποιείται. Ο τύπος αυτός εξαρτάται από τη σχέση μεταξύ των λιθολογικών φάσεων. Όταν υπάρχει σαφής διαδοχική σειρά μεταξύ των λιθολογικών φάσεων, τότε μία Γκαουσιανή μεταβλητή είναι αρκετή, οπότε η προσομοίωση εμπίπτει στην κατηγορία ΚΓΜ. Σε αντίθετη περίπτωση και σε πλέον περίπλοκες δομές, απαιτούνται δύο ή και περισσότερες Γκαουσιανές μεταβλητές.
- **Υπολογισμός των τιμών των παραμέτρων:** Η αναλογία κάθε λιθολογικής φάσης, ο γεωλογικός κανόνας και η συσχέτιση μεταξύ των Γκαουσιανών ΤΣ, καθορίζουν τα όρια μεταξύ των οποίων πραγματοποιείται η κατάτμησή τους. Στο ετερο-βαριόγραμμα των Γκαουσιανών ΤΣ αποδίδεται μία αρχική τιμή.
- **Απόδοση Γκαουσιανών τιμών στις θέσεις των δειγμάτων:** Η απόδοση των τιμών γίνεται μεταξύ των κατωφλίων και σύμφωνα με το μοντέλο βαριογράμματος. Προφανώς, οι τιμές οι οποίες ικανοποιούν τα ανωτέρω κριτήρια δεν είναι μοναδικές. Για τη δημιουργία τους, όπως προαναφέρθηκε, χρησιμοποιείται ο αλγόριθμος Gibbs.
- **Προσομοίωση των Γκαουσιανών μεταβλητών σε κάθε στοιχειώδες τμήμα του πλέγματος χωρίς να λαμβάνονται υπόψη οι πραγματικές τιμές των δειγμάτων:** Το στάδιο αυτό πραγματοποιείται με στόχο τον έλεγχο του ετερο-βαριογράμματος των Γκαουσιανών τιμών. Ο έλεγχος και η προσαρμογή του πραγματοποιούνται με τη μέθοδο δοκιμής και σφάλματος, σε σχέση με τις

δειγματικές τιμές των λιθολογικών φάσεων. Η σύγκριση γίνεται κάθε φορά με βάση τα βαριογράμματα των μεταβλητών-δεικτών της πραγματικότητας.

- **Προσομοίωση των τιμών σε κάθε κόμβο του πλέγματος, σύμφωνα με τις πραγματικές τιμές των δειγμάτων:** Όταν οι Γκαουσιανές τιμές, οι οποίες αντιστοιχούν στις λιθολογικές φάσεις παραχθούν στις θέσεις των δειγμάτων, η υπό συνθήκη προσομοίωση των Γκαουσιανών τιμών σε κάθε στοιχειώδες τμήμα γίνεται με τον αλγόριθμο της διαδοχικής Γκαουσιανής προσομοίωσης. Στη συνέχεια, οι Γκαουσιανές τιμές κάθε στοιχειώδους τμήματος μετατρέπονται σε λιθολογικές φάσεις με χρήση του γεωλογικού κανόνα.

8.2. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΑΠΟ ΓΕΩΤΡΗΣΕΙΣ

Για την προσομοίωση και την αποτύπωση της δομής των Τεταρτογενών αποθέσεων του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, που συνιστούν τις οκτώ (8) τεχνικογεωλογικές ενότητες (Παράγραφος 6.3), χρησιμοποιήθηκε το σύνολο των γεωτρητικών δεδομένων, τα οποία ήταν διαθέσιμα για την περιοχή έρευνας (SOGREAH S.A., 1974; Μαρίνος, 1995; Μαρίνος κ.ά., 1997; Αποστολίδης, 2014). Οι γεωτεχνικές και υδρογεωλογικές γεωτρήσεις αναλύθηκαν και ταξινομήθηκαν σε μία νέα βάση δεδομένων, σύμφωνα με τη λιθολογική περιγραφή των σχηματισμών.

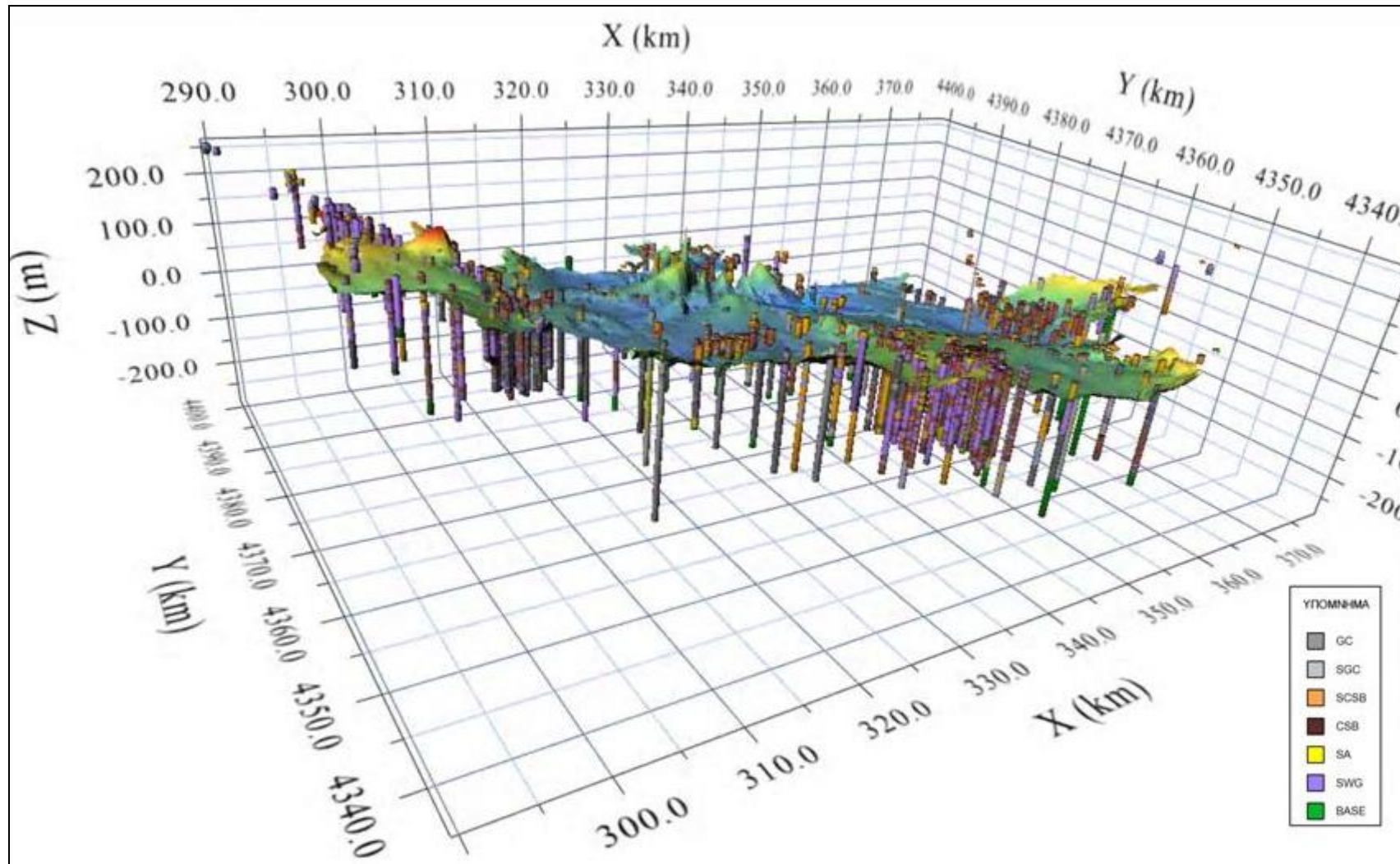
Η εν λόγω βάση περιλαμβάνει τη λιθολογική περιγραφή 8.029 δειγμάτων, τα οποία ελήφθησαν από 1.039 γεωτρήσεις στην περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου (Εικόνα 8.1). Από την ανάλυση των γεωλογικών περιγραφών, διαπιστώνεται ότι οι Τεταρτογενείς αποθέσεις διακρίνονται στις ακόλουθες τεχνικογεωλογικές ενότητες:

- **Αργιλοϊλός ή ιλυώδης άργιλος τεφρή (GC)**
- **Αμμώδης αργιλοϊλός ή ιλυώδης άργιλος τεφρή (SGC)**
- **Αργιλοϊλός ή ιλυώδης άργιλος καστανή (CSB)**
- **Αμμώδης αργιλοϊλός ή ιλυώδης άργιλος καστανή (SCSB)**
- **Άμμος ή ιλυώδης άμμος (SA)**
- **Αμμοχάλικο ή χάλικες (SWG)**

Επίσης έχει διακριθεί και η ενότητα BASE που περιλαμβάνει συνολικά τους Μολασσικούς σχηματισμούς και τους σχηματισμούς του Αλπικού υποβάθρου.

Οι ανωτέρω τεχνικογεωλογικές ενότητες απλοποιήθηκαν περαιτέρω και για τον σκοπό της προσομοίωσης σε πέντε (5) λιθολογικές φάσεις (Σχήμα 8.1). Οι λιθολογικές φάσεις, οι οποίες εντοπίστηκαν στην περιοχή έρευνας αποτελούν μεταβλητές-δείκτες και διαχωρίζονται ως εξής:

- **Λεπτόκοκκοι σχηματισμοί χωρίς παρουσία οργανικών**
- **Λεπτόκοκκοι σχηματισμοί με παρουσία οργανικών**
- **Άμμος**
- **Αμμοχάλικα**
- **Σχηματισμοί υποβάθρου**



Εικόνα 8.1: Τρισδιάστατη απεικόνιση των γεωτρητικών δεδομένων και των τεχνικογεωλογικών ενοτήτων, οι οποίες αναγνωρίστηκαν στην περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου (Modis & Sideri, 2013).

 GC	 Λεπτόκοκκοι σχηματισμοί με παρουσία οργανικών
 SGC	
 SCSB	 Λεπτόκοκκοι σχηματισμοί χωρίς παρουσία οργανικών
 CSB	
 SA	 Άμμοι
 SWG	 Αμμοχάλικα
 BASE	 Σχηματισμοί υποβάθρου

Σχήμα 8.1: Αντιστοιχία μεταξύ τεχνικογεωλογικής ενότητας και απλοποιημένης λιθολογικής φάσης (Modis & Sideri, 2013).

Με εξαίρεση τους σχηματισμούς του υποβάθρου, οι υπόλοιποι είναι ταξινομημένοι κατά αύξοντα συντελεστή υδροπερατότητας (k). Οι τιμές του συντελεστή υδροπερατότητας κυμαίνονται από 10^{-7} cm/s έως 10^{-9} cm/s για τις αργίλους και τις ιλύες, από 10^{-2} cm/s έως 10^{-4} cm/s για τις άμμους και 10^{-2} cm/s έως 10 cm/s για τα αμμοχάλικα. Η διαφοροποίηση μεταξύ των δύο πρώτων κατηγοριών του Σχήματος 8.1, οι οποίες παρουσιάζουν όμοιες τιμές του συντελεστή υδροπερατότητας, πραγματοποιήθηκε με σκοπό τον περαιτέρω διαχωρισμό των λιθολογικών φάσεων που χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές του δείκτη συμπίεστικότητας (C_c).

Οι πέντε (5) λιθολογικές φάσεις οι οποίες εξετάζονται, αποτελούν μεταβλητές-δείκτες, οι οποίες σε ένα δεδομένο σημείο $\mathbf{u} = (x, y, z)$, της περιοχής έρευνας, μπορούν να εκφραστούν ως εξής:

$$I(\mathbf{u}, k) = \begin{cases} 1, & \text{εάν η κατηγορία } k \text{ επικρατεί στη θέση } \mathbf{u} \\ 0, & \text{σε διαφορετική περίπτωση} \end{cases}, \quad k = 1, \dots, 5 \quad (8.6)$$

Η από κοινού προσομοίωση των πέντε (5) μεταβλητών-δεικτών, ισοδυναμεί με την προσομοίωση της γεωμετρίας των πέντε (5) λιθολογικών φάσεων. Από την εξίσωση 8.6 προκύπτει ότι η τιμή μίας μεταβλητής-δείκτη, αντιπροσωπεύει την πιθανότητα ενός δείγματος να αντιστοιχεί σε μία λιθολογική φάση.

8.3. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΠΟΛΛΑΠΛΑ ΓΚΑΟΥΣΙΑΝΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ

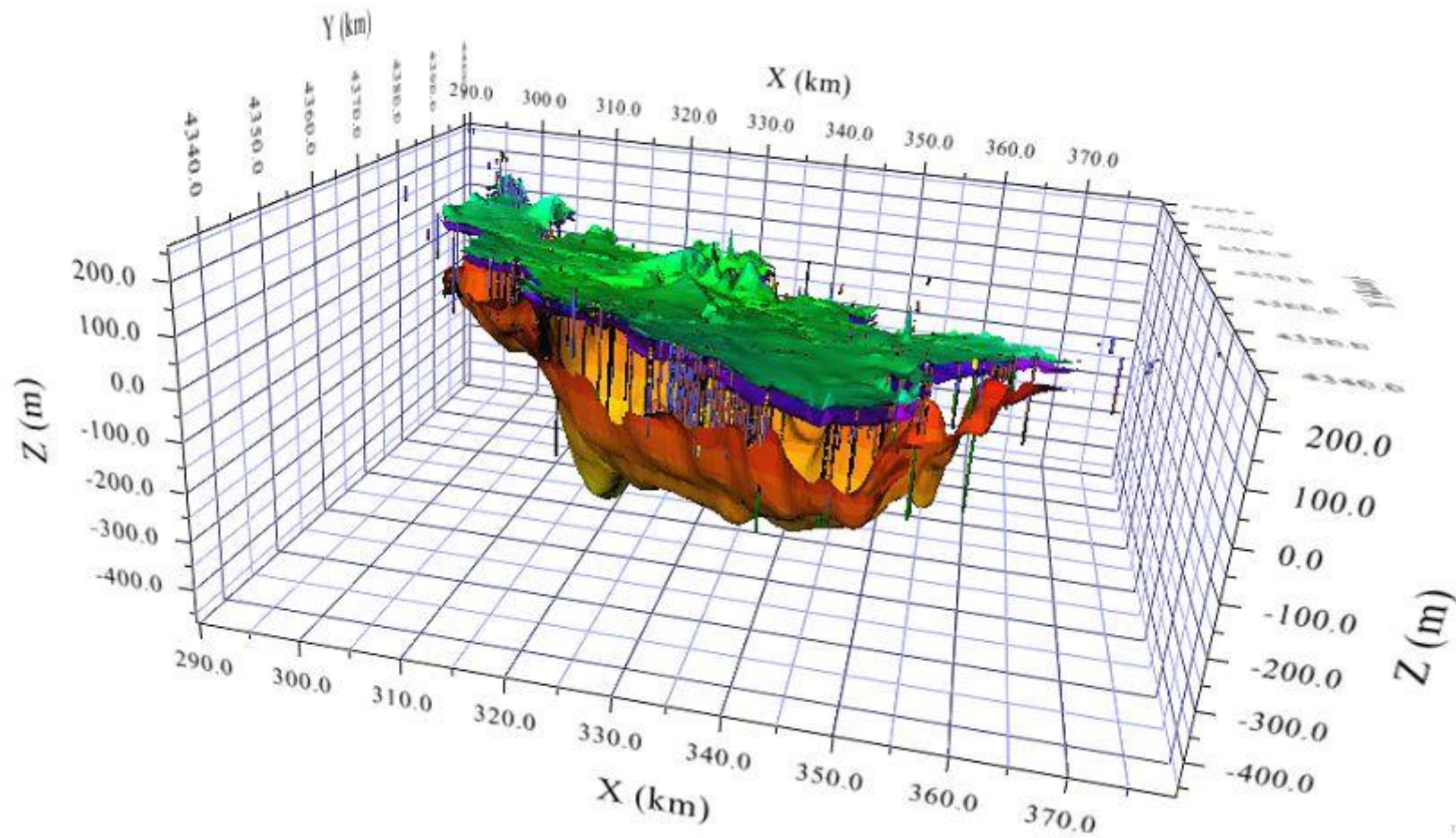
8.3.1. Καθορισμός της περιοχής ενδιαφέροντος

Ο Δυτικός Θεσσαλικός κάμπος δομείται από δύο κύρια υδροφόρα συστήματα (SOGREAH S.A., 1974; Μαρίνος, 1995; Μαρίνος κ.ά., 1997; Αποστολίδης, 2014), τα οποία οριοθετούνται από τρεις (3) κύριες επιφάνειες (Εικόνα 8.2). Η κατώτερη επιφάνεια (Εικόνα 8.2 – κόκκινη απόχρωση), αποτελεί το όριο μεταξύ του βραχώδους υποβάθρου και των προσχώσεων της εν λόγω λεκάνης. Η ενδιάμεση επιφάνεια (Εικόνα 8.2 – κυανή απόχρωση) απαρτίζει ένα λεπτό αδιαπέρατο στρώμα, το οποίο διαχωρίζει τα δύο κύρια υδροφόρα συστήματα. Η ανώτερη επιφάνεια (Εικόνα 8.2 – πράσινη απόχρωση) συνθέτει το τοπογραφικό ανάγλυφο της περιοχής.

Η λιθολογική δομή των Τεταρτογενών σχηματισμών του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, δεν παρουσιάζει συνέχεια κατά την οριζόντια και κατακόρυφο. Συνεπώς, η προσομοίωση και η απεικόνιση αυτής, πραγματοποιούνται εντός των περιοχών που οριοθετούνται από τις προαναφερθείσες επιφάνειες. Ως εκ τούτου, η διερεύνηση της χωρικής συσχέτισης μεταξύ των εναλλαγών των λιθολογικών φάσεων και κατά συνέπεια η ανάπτυξη του τρισδιάστατου μοντέλου της λιθολογίας των Τεταρτογενών αποθέσεων, μπορεί να υλοποιηθεί εντός των ανωτέρω επιφανειών οριοθέτησης.

Τα υδροφόρα συστήματα της λεκάνης του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου εντοπίζονται μεταξύ των απόλυτων υψομέτρων 70 m και 170 m. Η κατώτερη επιφάνεια του κατώτερου υδροφόρου συστήματος, φθάνει σε υψόμετρο από την επιφάνεια του εδάφους τα -450 m. Ο συνολικός όγκος του μοντέλου διακρίνεται σε 1.789.000 στοιχειώδη τμήματα, διαστάσεων 500 m × 500 m × 10 m. Η ανωτέρω διάκριση, επιτρέπει σε κάθε στοιχειώδες τμήμα να εμπεριέχει περίπου ένα δείγμα κατ' ελάχιστο.

Επίσης, είναι προφανές ότι η κατώτερη επιφάνεια του κάθε υδροφόρου συστήματος, καθορίζει ένα είδος χωρικής συνέχειας, η οποία δεν θα πρέπει να αγνοηθεί κατά την προσομοίωση. Συνεπώς, οι τρεις (3) κύριες επιφάνειες οριοθέτησης, λαμβάνονται υπόψη ως επιφάνειες αναφοράς κατά την εφαρμογή της μεθόδου της πολλαπλά Γκαουσιανής προσομοίωσης. Ειδικότερα, προκειμένου να πραγματοποιηθεί η προσομοίωση, οι κύριες επιφάνειες οριοθέτησης παραμορφώνονται με κατάλληλο μετασχηματισμό συντεταγμένων, ώστε να αποκτήσουν ευθύγραμμη βάση. Μετά το πέρας της προσομοίωσης και για τη διατήρηση της φυσικής χωρικής συνέχειας, οι εν λόγω επιφάνειες επανέρχονται στην αρχική τους κατάσταση με τον αντίστροφο μετασχηματισμό συντεταγμένων, ώστε να αποκατασταθούν οι κατευθύνσεις συνέχειας της λιθολογικής δομής (Armstrong et al., 2011).



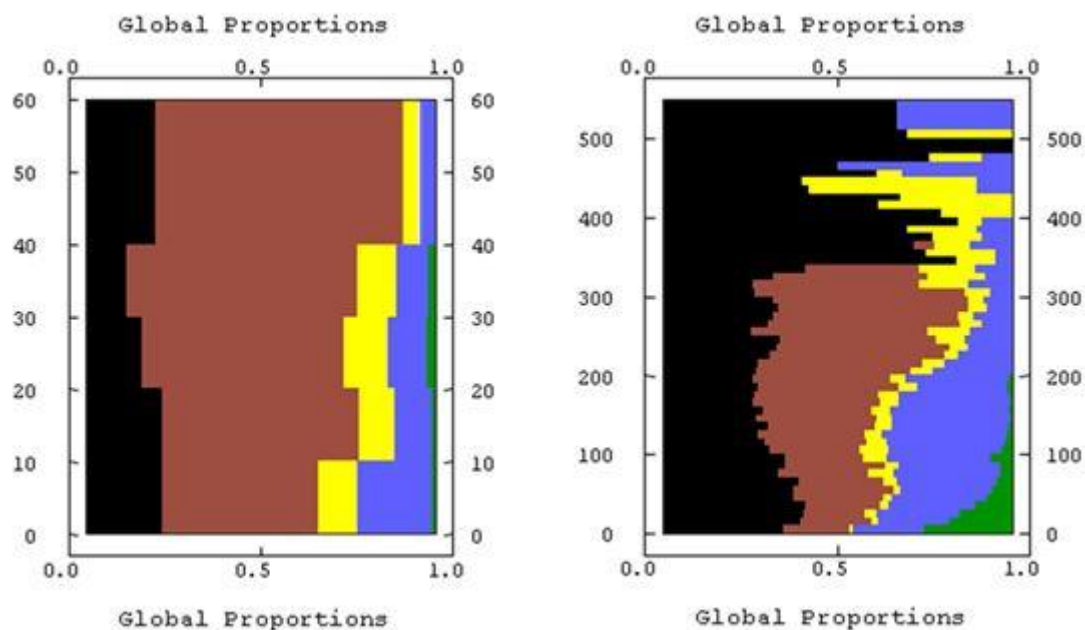
Εικόνα 8.2: Οριακές επιφάνειες των κύριων υδροφόρων συστημάτων του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου και δίκτυο γεωτρήσεων. Η κλίμακα του άξονα Z έχει μεγεθυνθεί 50 φορές (Modis & Sideri, 2013).

8.3.2. Μοντελοποίηση της αναλογίας των λιθολογικών φάσεων

Η αναλογία των λιθολογικών φάσεων σε κάθε υδροφόρο σύστημα αναπαρίσταται σε συνάρτηση με το βάθος σύμφωνα με τα δείγματα των γεωτρήσεων. Οι κατακόρυφες ποσοστιαίες καμπύλες, προτάθηκαν για πρώτη φορά από τον Matheron et al. (1987), και αποτελούν ένα απλό εργαλείο για την ποσοτικοποίηση των μεταβολών της αναλογίας κάθε λιθολογικής φάσης, ως συνάρτησης του βάθους. Οι κατακόρυφες ποσοστιαίες καμπύλες υπολογίζονται κατά μήκος γραμμών, κάθετων ως προς το επίπεδο αναφοράς. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται σε μορφή γραφήματος, στο οποίο φαίνεται και η αναλογία της κάθε λιθολογικής φάσης σε κάθε επίπεδο.

Αρχικά, για τον υπολογισμό των αναλογιών των λιθολογικών φάσεων εντός του κάθε υδροφόρου συστήματος, χρησιμοποιείται ο κινητός μέσος όρος των πειραματικών τιμών. Οι κατακόρυφες ποσοστιαίες καμπύλες που προκύπτουν, χρησιμοποιούνται και ως αναγκαίες συνθήκες κατά την εκτίμηση των τιμών των λιθολογικών φάσεων μέσω της μεθόδου kriging, εντός του τρισδιάστατου πλέγματος.

Οι κατακόρυφες ποσοστιαίες καμπύλες, οι οποίες υπολογίστηκαν για τα δύο κύρια υδροφόρα συστήματα του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου παρουσιάζονται στην Εικόνα 8.3. Στην εν λόγω εικόνα εμφανίζεται η αναλογία της κάθε λιθολογικής φάσης συναρτήσει του βάθους, για τα δύο υδροφόρα συστήματα.



Εικόνα 8.3: Κατακόρυφες ποσοστιαίες καμπύλες για τον ανώτερο (αριστερά) και κατώτερο (δεξιά) υδροφόρο ορίζοντα (Modis & Sideri, 2013).

Η διαφοροποίηση στο ποσοστό της κάθε λιθολογικής φάσης, είναι εμφανής μεταξύ των δύο κύριων υδροφόρων συστημάτων. Στον ανώτερο υδροφόρο ορίζοντα επικρατούν οι καστανές αργιλοϊλύες, ενώ η τεφρή αργιλοϊλύς εμφανίζεται σε μικρό ποσοστό. Το υψηλότερο ποσοστό τεφρής αργιλοϊλύος (μαύρο χρώμα) και κατά συνέπεια οι λιθολογικές φάσεις, οι οποίες παρουσιάζουν υψηλές τιμές του δείκτη

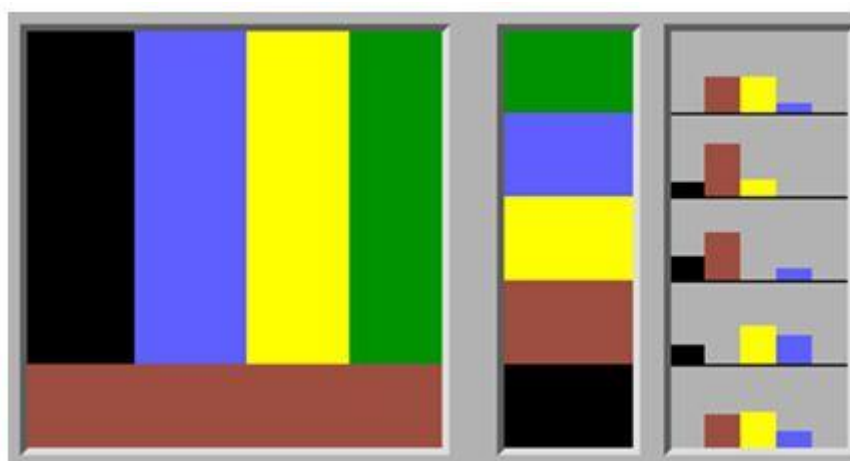
συμπιεστότητας (C_c), παρουσιάζεται στον βαθύτερο υδροφόρο ορίζοντα. Επιπροσθέτως, τα αμμοχάλικα (μπλε χρώμα) παρουσιάζουν μεγαλύτερη συγκέντρωση στο κατώτερο υδροφόρο σύστημα, με αποτέλεσμα αυτό να παρουσιάζει αυξημένη υδροπερατότητα.

8.3.3. Γεωλογικός κανόνας και υπολογισμός βαριογραμμάτων

Για την εφαρμογή της μεθόδου πολλαπλής Γκαουσιανής προσομοίωσης στη λεκάνη του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, χρησιμοποιήθηκαν δύο Γκαουσιανές ΤΣ η G_1 και η G_2 . Η συνάρτηση G_1 αναπαριστά τη μετάβαση από τους λεπτόκοκκους σχηματισμούς με παρουσία οργανικών στο αμμοχάλικο, από το αμμοχάλικο στην άμμο και από την άμμο στο βραχώδες υπόβαθρο. Η συνάρτηση G_2 αντιπροσωπεύει τη μετάβαση από τους λεπτόκοκκους σχηματισμούς, στις υπόλοιπες λιθολογικές φάσεις.

Ο γεωλογικός κανόνας, ο οποίος εφαρμόστηκε στην εν λόγω περιοχή, παρουσιάζεται στο Σχήμα 8.2. Ο εν λόγω κανόνας, ορίζει τη επαφή μεταξύ των λιθολογικών φάσεων και εφαρμόζεται τόσο πριν, όσο και κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης. Σε καμία περίπτωση ο κανόνας αυτός δεν αποτελεί τη λιθοστρωματογραφική διάρθρωση και δομή των σχηματισμών, παρά μόνο περιγράφει τη συχνότητα επαφής αυτών βάσει των δειγμάτων που ελήφθησαν από τις γεωτρήσεις.

Στην αριστερή στήλη του Σχήματος 8.2 φαίνονται οι επαφές των λιθολογικών φάσεων, όπως αυτές προέκυψαν από το σύνολο των δειγμάτων.



Σχήμα 8.2: Γεωλογικός κανόνας. Η αριστερή στήλη υποδεικνύει πιθανή επαφή μεταξύ λιθολογικών ενοτήτων. Στη δεξιά στήλη παρουσιάζονται τα ποσοστά λιθολογικών φάσεων. Η αντιστοιχία μεταξύ των χρωμάτων και λιθολογικών ενοτήτων παρουσιάζεται στο Σχήμα 8.1 (Modis & Sideri, 2013).

Η μεσαία στήλη του Σχήματος 8.2 απεικονίζει τις πέντε (5) λιθολογικές φάσεις. Τα ιστογράμματα, τα οποία παρουσιάζονται στη δεξιά στήλη του σχήματος και δίπλα από την κάθε λιθολογική φάση, αποτελούν τη σχετική αναλογία των διεπαφών της

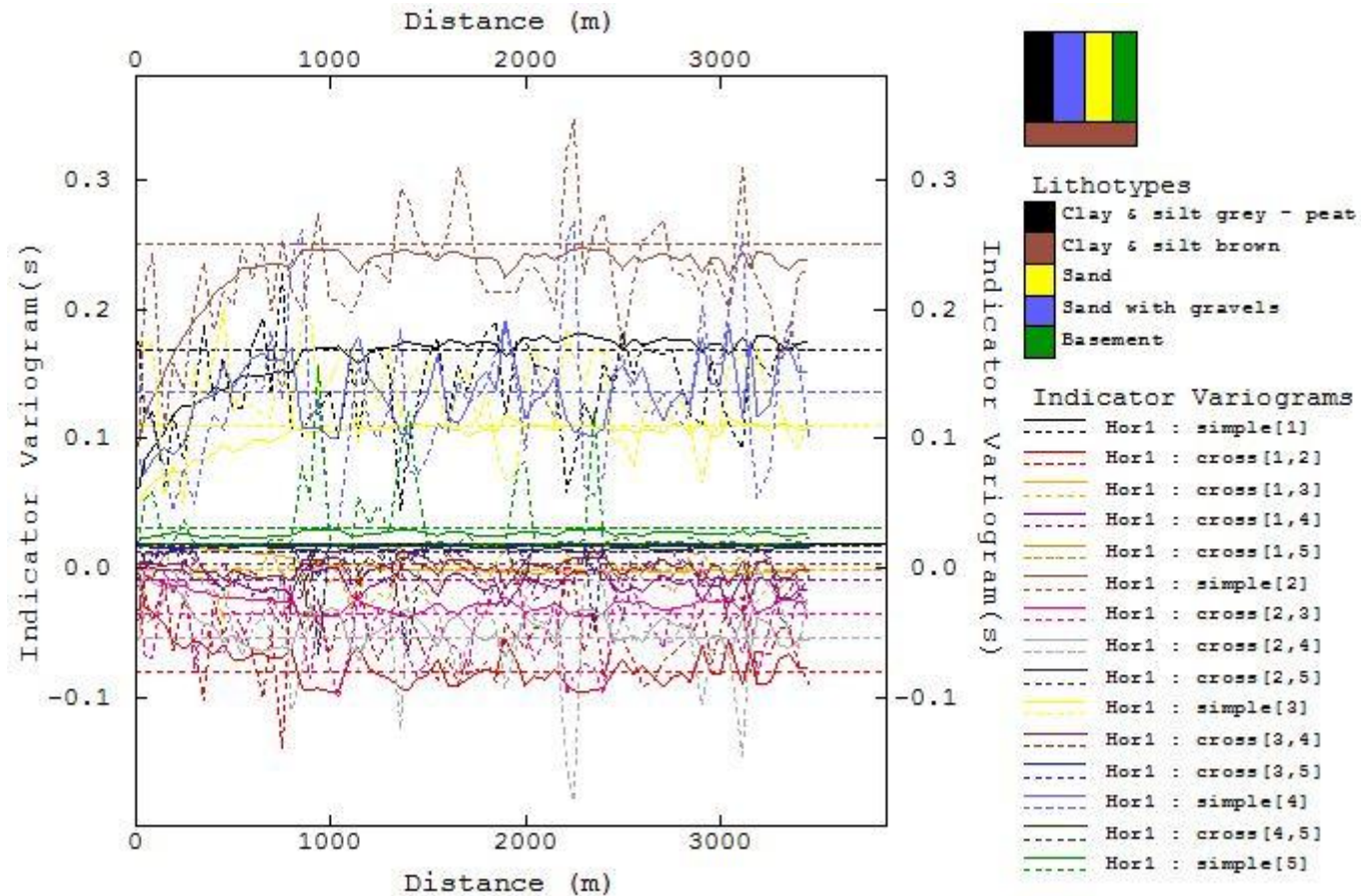
κάθε λιθολογικής φάσης με τις υπόλοιπες. Τα εν λόγω ιστογράμματα υπολογίστηκαν από το σύνολο των δειγμάτων.

Αναλυτικότερα και σύμφωνα με τον γεωλογικό κανόνα, οι λεπτόκοκκοι σχηματισμοί χωρίς παρουσία οργανικών βρίσκονται σε επαφή με όλες τις υπόλοιπες λιθολογικές φάσεις. Οι σχηματισμοί του υποβάθρου βρίσκονται σε επαφή κυρίως με τους λεπτόκοκκους σχηματισμούς χωρίς παρουσία οργανικών και τις άμμους. Τα αμμοχάλικα βρίσκονται κυρίως σε επαφή με τους λεπτόκοκκους σχηματισμούς χωρίς παρουσία οργανικών και τις άμμους. Οι λεπτόκοκκοι σχηματισμοί με παρουσία οργανικών βρίσκονται σε επαφή κυρίως με τις άμμους. Ο πειραματισμός με εναλλακτικούς γεωλογικούς κανόνες, έδειξε ότι η χρήση του συγκεκριμένου κανόνα (Σχήμα 8.2), οδηγεί στη βελτίωση της προσαρμογής του μοντέλου, όπως αναλύεται στη συνέχεια.

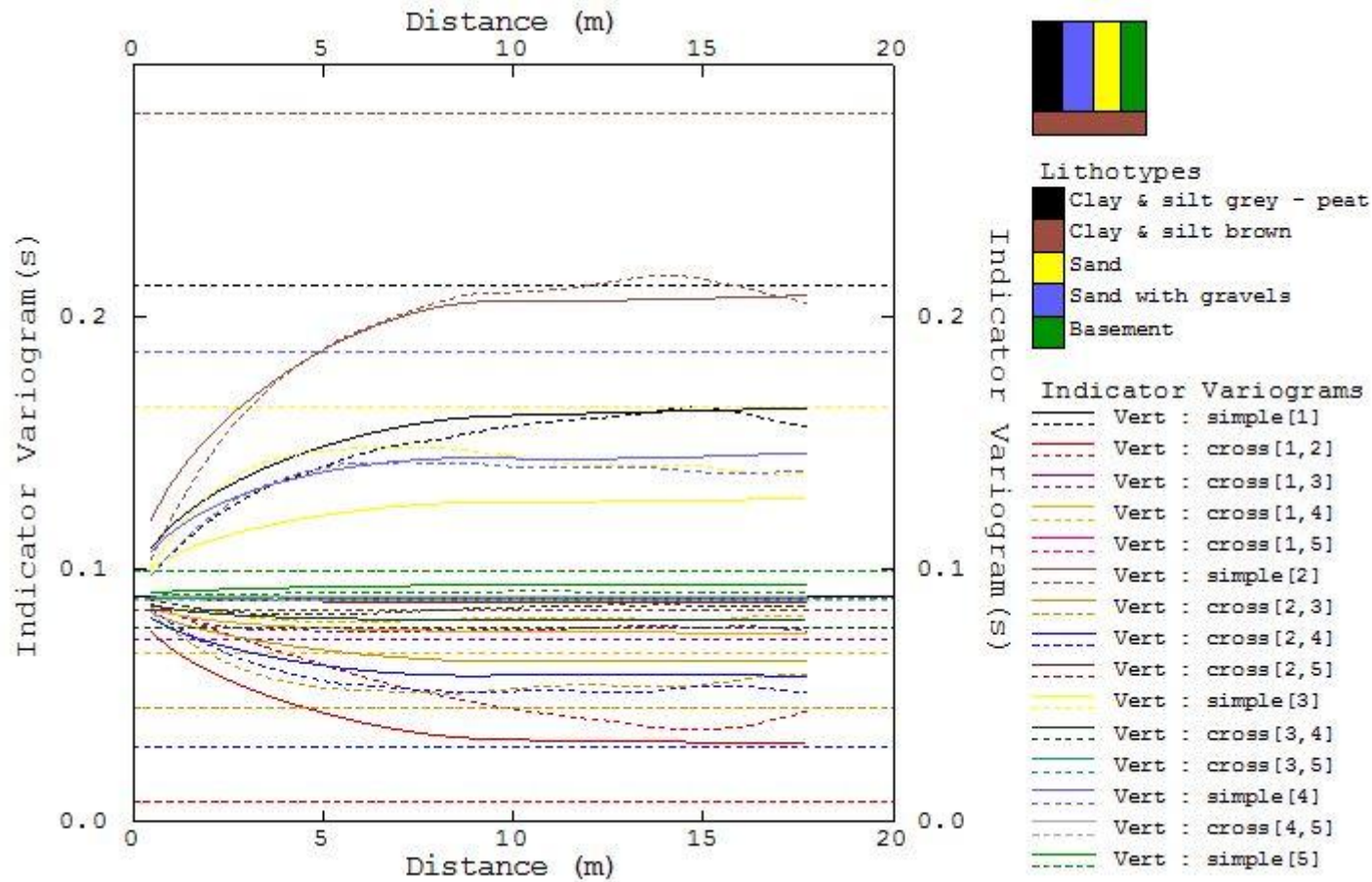
Εκτός από τον γεωλογικό κανόνα, οι επόμενες παράμετροι του λιθολογικού μοντέλου που πρέπει να ρυθμιστούν είναι τα βαριογράμματα των ΤΣ $Z_1(s)$ και $Z_2(s)$, όπως αυτές ορίστηκαν με την εξίσωση 8.1. Η ρύθμιση αυτή, όπως και εκείνη του γεωλογικού κανόνα, μπορεί να γίνει μόνον μέσω της προσαρμογής του εν λόγω μοντέλου στα διαθέσιμα πειραματικά δεδομένα, που δεν είναι άλλα από τα βαριογράμματα των μεταβλητών-δεικτών τα οποία προκύπτουν από τις περιγραφές των δειγμάτων. Συνεπώς, η κατασκευή των βαριογραμμμάτων βασίζεται σε μια διαδικασία δοκιμής και σφάλματος, ως ακολούθως:

- Αρχικά, ορίζονται οι παράμετροι των μοντέλων των βαριογραμμμάτων.
- Εν συνεχεία, πραγματοποιείται η πολλαπλά Γκαουσιανή προσομοίωση χωρίς δέσμευση (unconditional), δηλαδή χωρίς τη χρήση των δειγμάτων των γεωτρήσεων.
- Τα βαριογράμματα των μεταβλητών-δεικτών υπολογίζονται αριθμητικά μέσω της προσομοίωσης χωρίς δέσμευση.
- Τελικά, οι παράμετροι των βαριογραμμμάτων ρυθμίζονται έτσι ώστε να υπάρξει μια αποδεκτή αντιστοιχία μεταξύ των πειραματικών και των υπολογισθέντων.

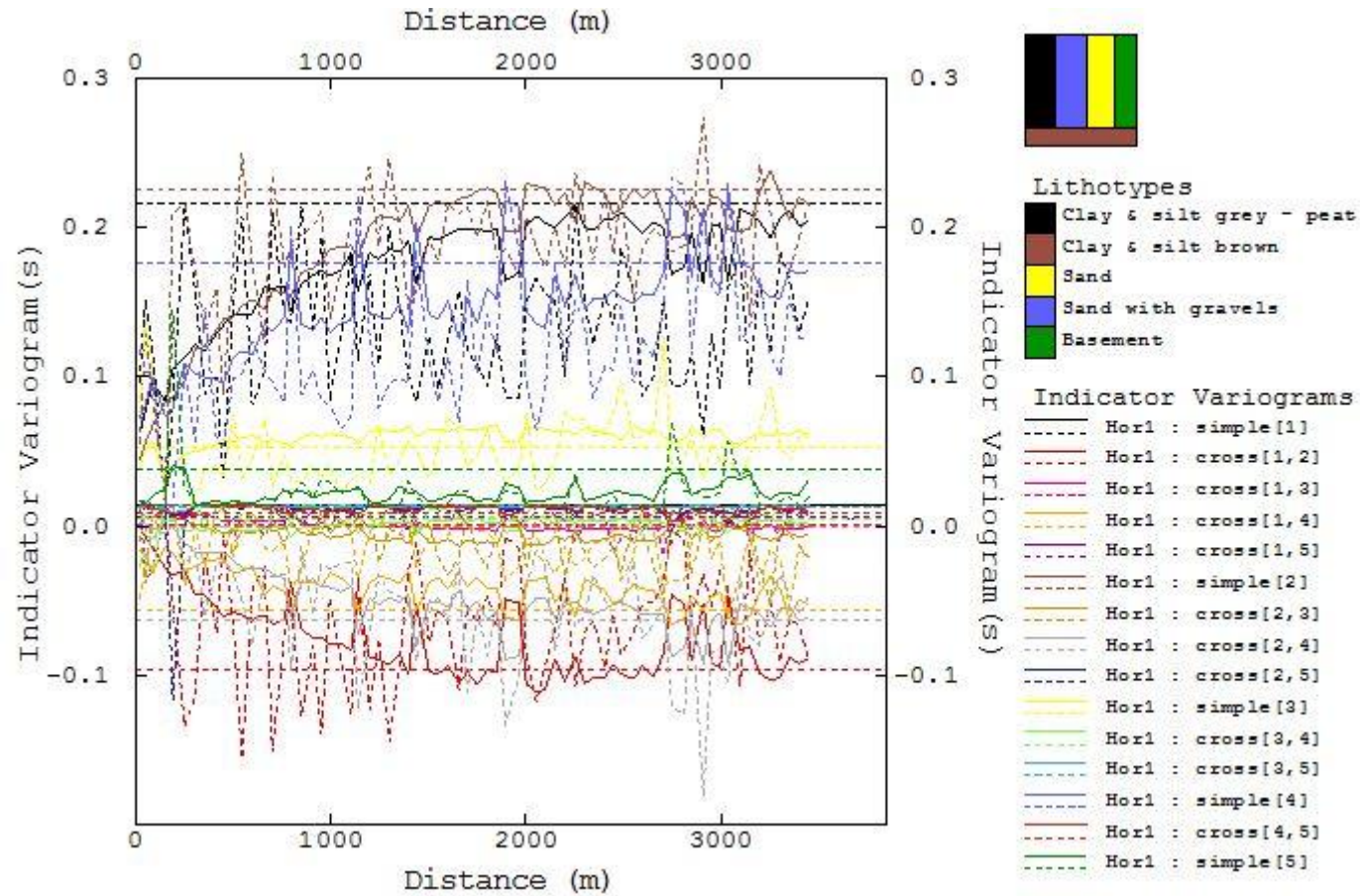
Τα αποτελέσματα της ανωτέρω διαδικασίας παρουσιάζονται στις Εικόνες 8.4 έως 8.7.



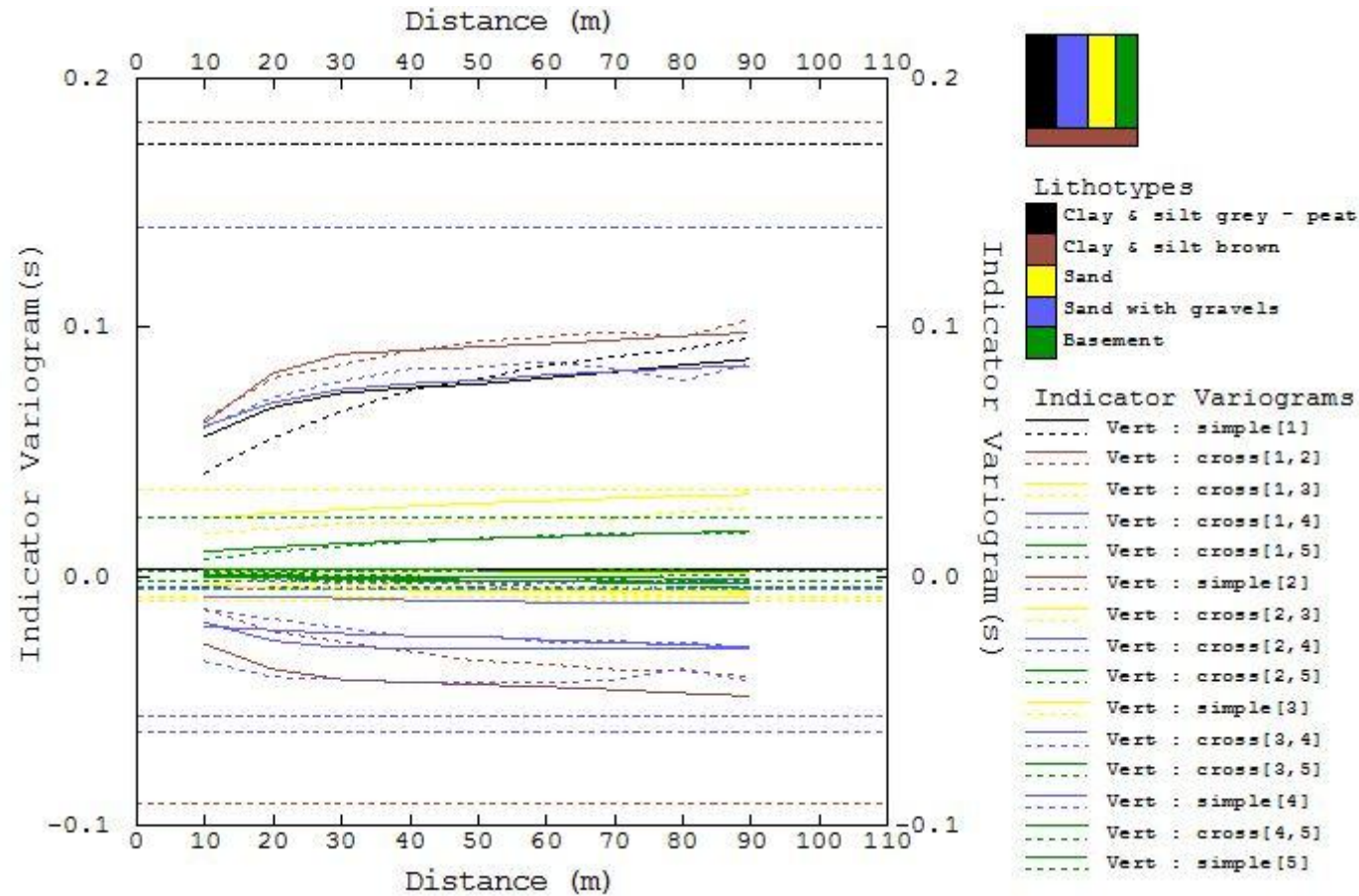
Εικόνα 8.4: Οριζόντια βαριογράμματα και ετερο-βαριογράμματα του ανώτερου υδροφόρου ορίζοντα. Με διακεκομμένες γραμμές εμφανίζονται τα πειραματικά ενώ με συνεχείς γραμμές τα υπολογισθέντα βαριογράμματα. Οι αριθμοί στο δεξιό τμήμα της εικόνας αντιστοιχούν σε καθεμία από τις λιθολογικές φάσεις ανάλογα με τη σειρά που εμφανίζονται στη στήλη του υπομνήματος.



Εικόνα 8.5: Κατακόρυφα βαριογράμματα και ετερο-βαριογράμματα του ανώτερου υδροφόρου ορίζοντα. Με διακεκομμένες γραμμές εμφανίζονται τα πειραματικά ενώ με συνεχείς γραμμές τα υπολογισθέντα βαριογράμματα. Οι αριθμοί στο δεξιό τμήμα της εικόνας αντιστοιχούν σε καθεμία από τις λιθολογικές φάσεις ανάλογα με τη σειρά που εμφανίζονται στη στήλη του υπομνήματος.



Εικόνα 8.6: Οριζόντια βαριογράμματα και ετερο-βαριογράμματα του κατώτερου υδροφόρου ορίζοντα. Με διακεκομμένες γραμμές εμφανίζονται τα πειραματικά ενώ με συνεχείς γραμμές τα υπολογισθέντα βαριογράμματα. Οι αριθμοί στο δεξιό τμήμα της εικόνας αντιστοιχούν σε καθεμία από τις λιθολογικές φάσεις ανάλογα με τη σειρά που εμφανίζονται στη στήλη του υπομνήματος.



Εικόνα 8.7: Κατακόρυφα βαριογράμματα και ετερο-βαριογράμματα του κατώτερου υδροφόρου οριζοντα. Με διακεκομμένες γραμμές εμφανίζονται τα πειραματικά ενώ με συνεχείς γραμμές τα υπολογισθέντα βαριογράμματα. Οι αριθμοί στο δεξιό τμήμα της εικόνας αντιστοιχούν σε καθεμία από τις λιθολογικές φάσεις ανάλογα με τη σειρά που εμφανίζονται στη στήλη του υπομνήματος.

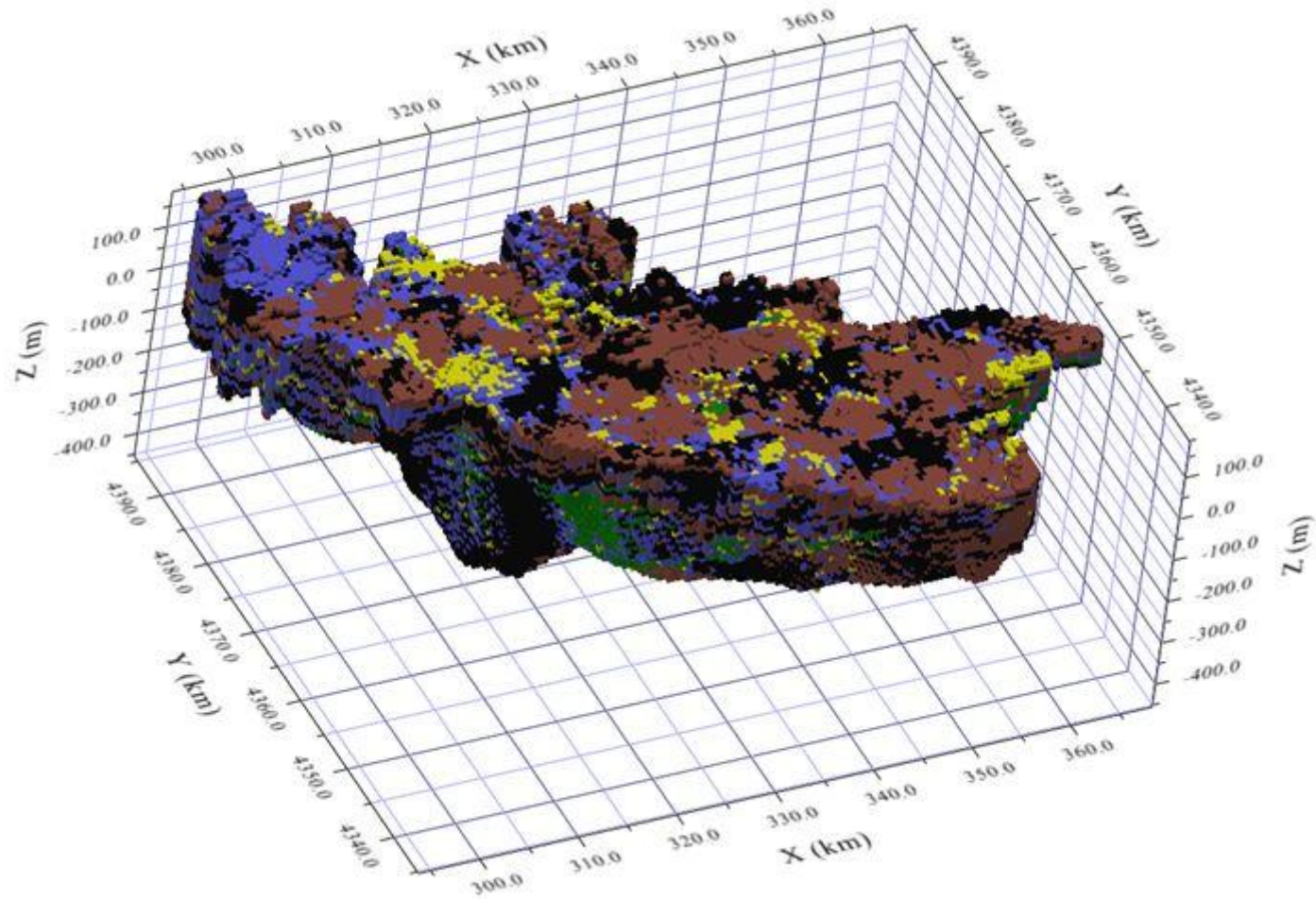
8.3.4. Τρισδιάστατο μοντέλο λιθολογικών φάσεων

Οι δύο υδροφόροι ορίζοντες (ανώτερος και κατώτερος) προσομοιώνονται σε διαφορετικό τρισδιάστατο δομικό πλέγμα. Στη συνέχεια, η ανώτερη μονάδα συγχωνεύεται με την κατώτερη. Τελικά, οι δύο μονάδες μετασχηματίζονται εκ νέου προκειμένου να δημιουργηθεί ένα ενιαίο τρισδιάστατο δομικό πλέγμα, το οποίο αποτελεί και το τρισδιάστατο μοντέλο της λιθολογικής δομής.

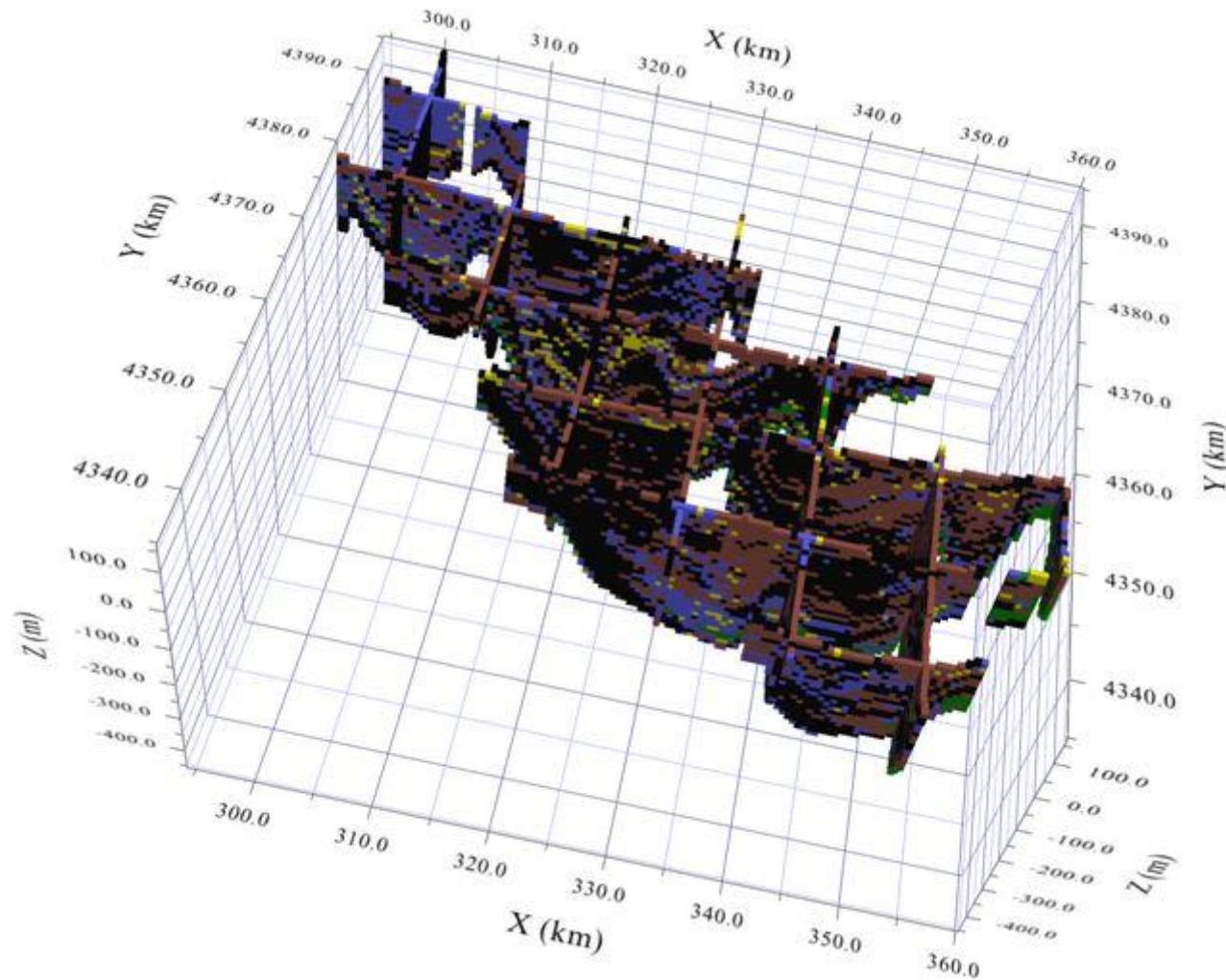
Από το τρισδιάστατο γεωλογικό μοντέλο που δημιουργείται (Εικόνες 8.8 - 8.10) διαπιστώνεται ότι τα ποσοστά των λεπτόκοκκων σχηματισμών με οργανικά ή αλλιώς με υψηλό δείκτη συμπίεστικότητας (Cc), είναι μεγαλύτερα στον κατώτερο υδροφόρο ορίζοντα σε σύγκριση με τον ανώτερο. Το συμπέρασμα αυτό απορρέει και από την Εικόνα 8.3, στην οποία παρουσιάζονται οι ποσοστιαίες αναλογίες των λιθολογικών φάσεων. Επιπροσθέτως, είναι εμφανής η παρουσία των σχηματισμών του υποβάθρου στο κατώτερο όριο του μοντέλου, διότι αυτό αποτελεί και το φυσικό όριο μεταξύ των προσχώσεων και των σχηματισμών αυτού.

Η πρωτοτυπία του εν λόγω μοντέλου έγκειται στη δυνατότητα ενσωμάτωσης της γεωλογικής εμπειρίας μέσω του γεωλογικού κανόνα, ο οποίος χρησιμοποιείται κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης. Η εφαρμογή των μεθόδων γεωστατιστικής, με την ταυτόχρονη εισαγωγή της λιθολογικής πληροφορίας που προκύπτει από τη γνώση των γεωλογικών συνθηκών οποιασδήποτε περιοχής, οδηγεί σε πιο αξιόπιστα αποτελέσματα απεικόνισης των λιθολογικών δομών.

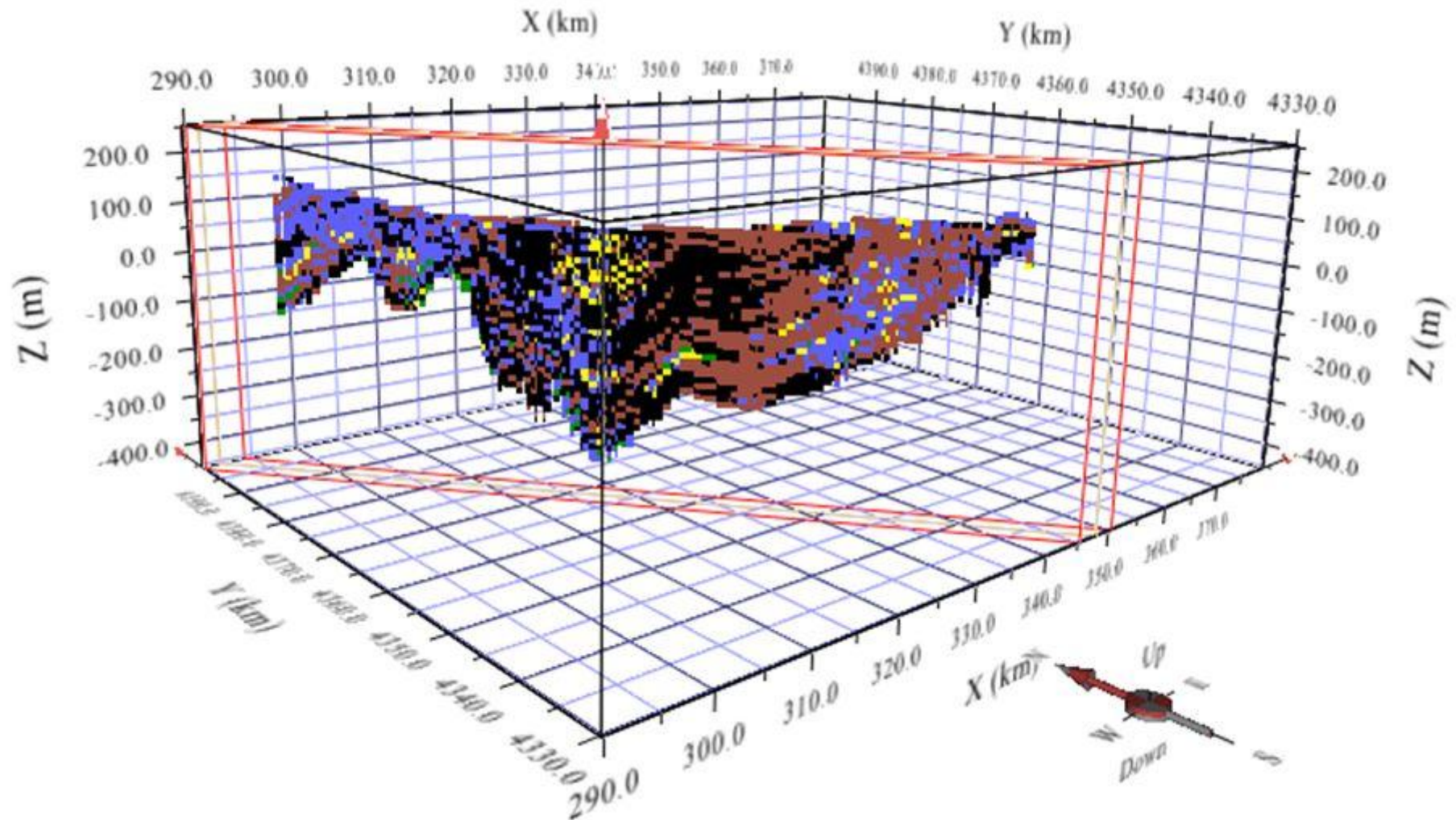
Από τα αποτελέσματα της προσομοίωσης προκύπτει, ότι ο βαθύτερος υδροφόρος ορίζοντας της λεκάνης του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου αποτελείται σε σημαντικό βαθμό από Τεταρτογενείς σχηματισμούς, με επικράτηση των λεπτόκοκκων σχηματισμών με οργανικά. Οι ανωτέρω σχηματισμοί, όπως διαπιστώθηκε στο Κεφάλαιο 6 εμφανίζουν υψηλό δείκτη συμπίεστικότητας (Cc). Εξαιτίας της σύστασης και δομής αυτής και σε συνδυασμό με την υπεράντληση που λαμβάνει χώρα στην περιοχή έρευνας, παρουσιάζονται φαινόμενα εδαφικών υποχωρήσεων.



Εικόνα 8.8: Τρισδιάστατη απεικόνιση των λιθολογικών φάσεων στη λεκάνη του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου. Τα χρώματα αντιστοιχούν στις λιθολογικές φάσεις του Σχήματος 8.1 (Modis & Sideri, 2013).



Εικόνα 8.9: Τρισδιάστατη απεικόνιση των λιθολογικών φάσεων με τομές. Τα χρώματα αντιστοιχούν στις λιθολογικές φάσεις του Σχήματος 8.1 (Modis & Sideri, 2013).

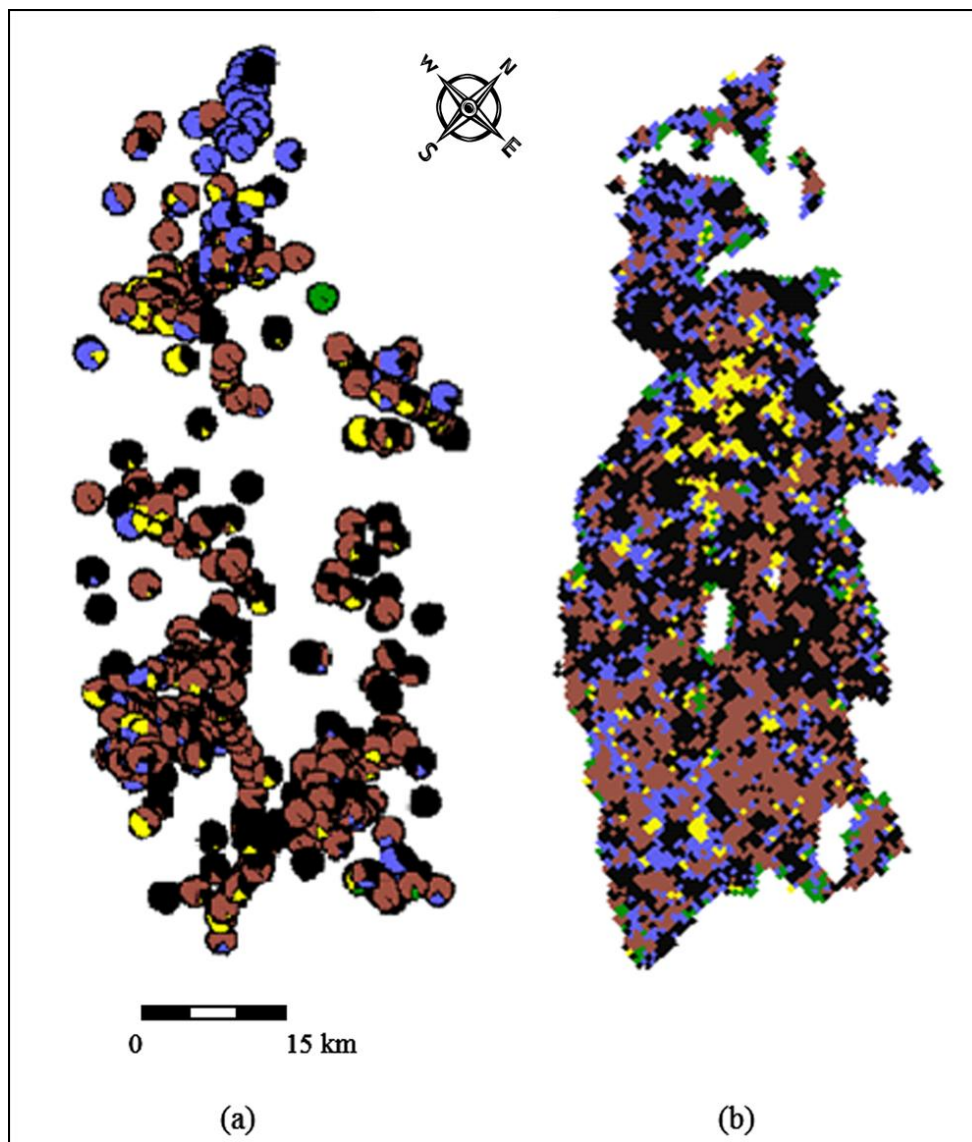


Εικόνα 8.10: Τομή κατά ΒΔ/κή-ΝΑ/κή διεύθυνση στον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο.

8.3.5. Διερεύνηση της λιθολογικής σύστασης - σύγκριση των αποτελεσμάτων

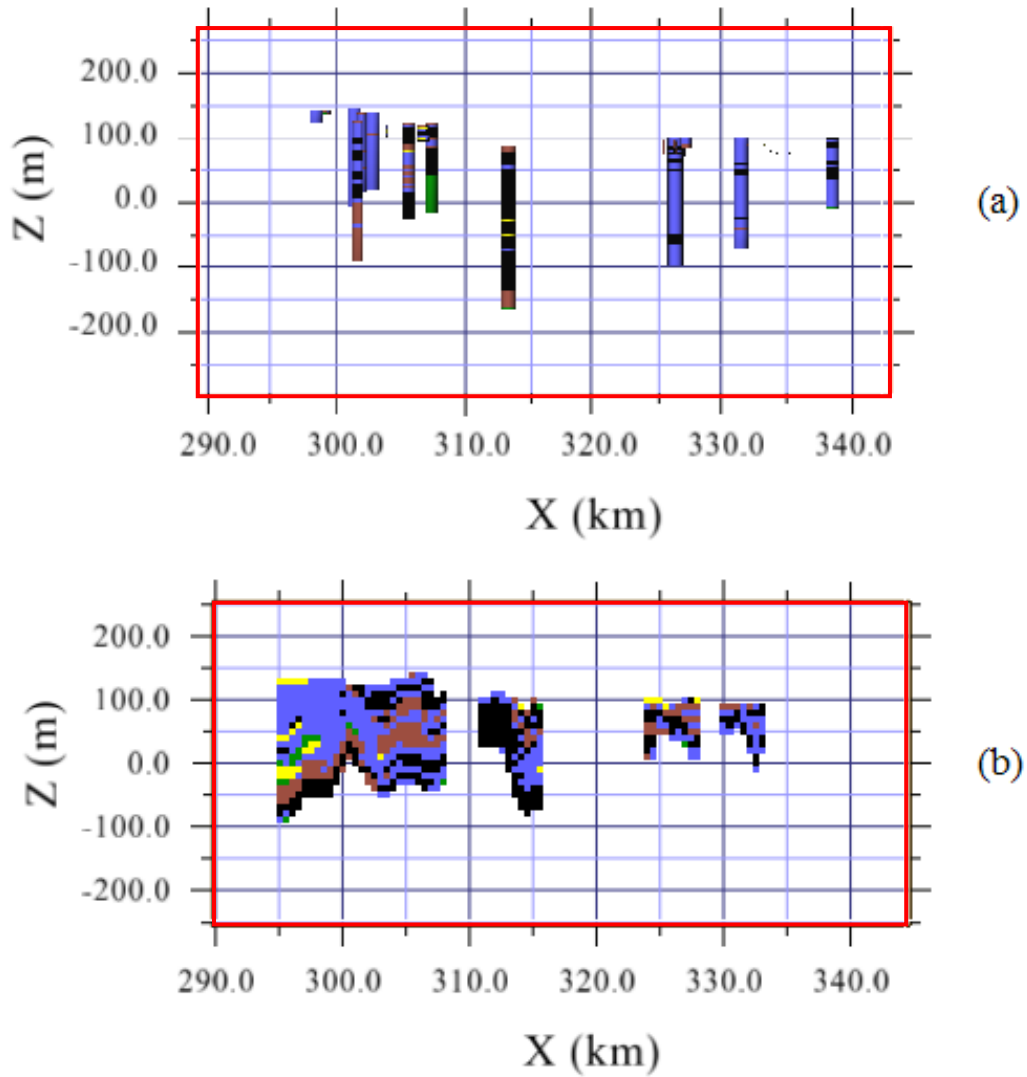
Για την περαιτέρω διερεύνηση τόσο της λιθολογικής σύστασης, όσο και της συνάφειας του μοντέλου με τα πειραματικά δεδομένα εξετάστηκαν οι αναλογίες των λιθολογικών φάσεων στα γεωτρητικά δεδομένα σε σύγκριση με τις τομές των αντίστοιχων επιπέδων του μοντέλου. Στην Εικόνα 8.11 παρουσιάζεται η αναλογία των λιθολογικών φάσεων σε κάθε γεώτρηση (αριστερά), σε σύγκριση με τις αναλογίες του μοντέλου που δημιουργήθηκε (δεξιά), στο συγκεκριμένο επίπεδο του πλέγματος.

Στην ανωτέρω Εικόνα, φαίνεται η εκτιμώμενη λιθολογική δομή της περιοχής έρευνας στη συγκεκριμένη θέση του μοντέλου. Η δομή αυτή, η οποία ουσιαστικά εκφράζει την κοκκομετρία των σχηματισμών στην εν λόγω περιοχή, παρουσιάζει μία διαφοροποίηση στο ΒΔ/κό συγκριτικά με το ΝΑ/κό τμήμα της λεκάνης, η οποία προκύπτει τόσο από τα δείγματα των γεωτρήσεων (κύκλοι αριστερά) όσο και από το μοντέλο (δεξιά). Πιο συγκεκριμένα, το μοντέλο επιβεβαιώνει την ύπαρξη μεγαλύτερου ποσοστού αδρομερών σχηματισμών στο ΒΔ/κό συγκριτικά με το ΝΑ/κό τμήμα της λεκάνης, η οποία έχει καταγραφεί κατά την έρευνα πεδίου και αποτυπώθηκε στον τεχνικογεωλογικό χάρτη (Κεφάλαιο 6.3). Το συμπέρασμα αυτό εξάγεται επίσης και από την τομή της Εικόνας 8.10. Η εν λόγω εικόνα επιβεβαιώνει την επικράτηση των αδρομερών σχηματισμών στο ΒΔ τμήμα της περιοχής έρευνας. Η συγκεκριμένη διαφοροποίηση, η οποία επιβεβαιώνεται μέσω της προσομοίωσης, έχει αναφερθεί και κατά το παρελθόν σε έρευνες που έχουν πραγματοποιηθεί στην εν λόγω περιοχή (Sogreah S.A. 1974; Καλλέργης, 1974; Μαρίνος, 1995, 1997; Αποστολίδης, 2014).



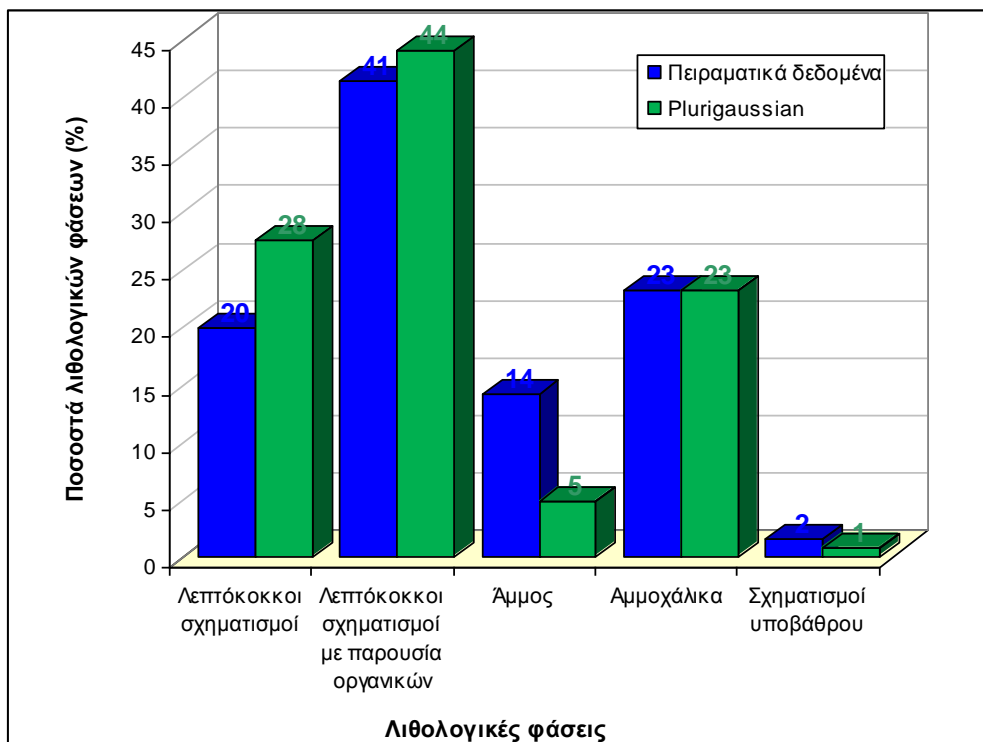
Εικόνα 8.11: Ποσοστά των λιθολογικών φάσεων ανά γεώτρηση (α), σε σύγκριση με το μοντέλο (β), στο επίπεδο των -50 m.

Ο έλεγχος των αποτελεσμάτων της προσομοίωσης, σε συνάρτηση με τα δεδομένα τα οποία ελήφθησαν από τις γεωτρήσεις, στο ΒΔ τμήμα της λεκάνης πραγματοποιήθηκε και με τη σχεδίαση των τομών της Εικόνας 8.12, στη θέση $Y=4.385.250$ του μοντέλου. Στην πρώτη τομή παρουσιάζονται τα γεωτρητικά δεδομένα, ενώ η δεύτερη τομή αποτελεί τμήμα του μοντέλου στο ίδιο σημείο. Στην Εικόνα αυτή, φαίνεται ότι η «πραγματικότητα», δηλαδή τα δείγματα τα οποία έχουν ληφθεί από τις γεωτρήσεις, σχετίζεται άμεσα με τα αποτελέσματα της πολλαπλά Γκαουσιανής προσομοίωσης. Οι γεωτρήσεις στις οποίες επικρατούν οι αδρομερείς σχηματισμοί (αμμοχάλικα μπλε χρώματος), αντιστοιχούν σε περιοχές του μοντέλου όπου κυριαρχούν οι σχηματισμοί αυτοί. Το ίδιο συμβαίνει και με τη γεώτρηση στην οποία επικρατούν οι λεπτόκοκκοι σχηματισμοί με οργανικά.



Εικόνα 8.12: Τομές στη θέση $Y=4.385.250$ (a) για τα γεωτρητικά δεδομένα και (b) για τα δεδομένα του μοντέλου.

Για την ποσοτική σύγκριση των αποτελεσμάτων του μοντέλου, υπολογίστηκαν οι αναλογίες των λιθολογικών φάσεων στις θέσεις δειγματοληψίας τόσο για τα δεδομένα των γεωτρήσεων, όσο και για το μοντέλο (Εικόνα 8.13). Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται με τη μορφή ιστογραμμάτων.



Εικόνα 8.13: Ιστογράμματα των ποσοστών της κάθε λιθολογικής φάσης, υπολογισμένα στις θέσεις των δειγμάτων, σε σύγκριση με το μοντέλο.

Από τα ιστογράμματα της Εικόνας 8.13, διαπιστώνεται ότι η μεγαλύτερη διαφοροποίηση μεταξύ του μοντέλου και της πραγματικότητας εμφανίζεται στα ποσοστά των λιθολογικών φάσεων των άμμων, καθώς και των λεπτόκοκκων σχηματισμών χωρίς οργανικά. Αντιθέτως, τα ποσοστά των αμμοχάλικων, των σχηματισμών του υποβάθρου, αλλά και των λεπτόκοκκων σχηματισμών με οργανικά ταυτίζονται. Συνολικά, η τιμή του συντελεστή συσχέτισης για όλες τις λιθολογικές φάσεις είναι 0,94. Συνεπώς, επαληθεύεται η ακρίβεια του μοντέλου σε συνάρτηση με τα πειραματικά δεδομένα.

9. ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΠΤΩΣΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΚΑΙ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΥΠΟΧΩΡΗΣΕΩΝ

9.1. ΜΕΘΟΔΟΙ ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗΣ ΠΑΡΕΜΒΟΛΗΣ

Οι χωροχρονικές κατανομές προκύπτουν από δυναμικές διεργασίες εξελισσόμενες στον χώρο και τον χρόνο. Τα χωροχρονικά μοντέλα είναι στοχαστικά μοντέλα, τα οποία δίνουν τη δυνατότητα να συμπεριληφθεί στη μέθοδο υπολογισμού της χωρικής στατιστικής (γεωστατιστικής), η διάσταση του χρόνου (Kyriakidis & Journel, 1999).

Οι αντίστοιχες εφαρμογές επιτρέπουν την εκτίμηση της χωροχρονικής μεταβλητότητας γεωφυσικών παραμέτρων (Haslett & Raftery, 1989; Seguret & Huchon, 1990; Handcock & Wallis, 1994; Bogaert & Christakos, 1997a), τη μοντελοποίηση της χρονικής εξέλιξης της υγρασίας του εδάφους (Goonvaerts & Sonnet, 1993; Papritz & Fluhler, 1994; Heuvelink et al., 1997), καθώς και την εκτίμηση των χρονικών μεταβολών της βροχόπτωσης ή της πιεζομετρίας (Bras & Rodrigues-Iturbe, 1984; Rouhani & Wackernagel, 1990; Armstrong et al., 1993). Η ύπαρξη πλήθους διαφορετικών χωροχρονικών θεωρητικών μοντέλων υποδηλώνει σημαντική ευελιξία σε διάφορες πρακτικές εφαρμογές. Η επιλογή και η ενσωμάτωση του κατάλληλου μοντέλου στην ανάλυση, εξαρτάται από τις υπό εξέταση μεταβλητές (Kyriakidis & Journel, 1999).

Ο σκοπός των αναλύσεων που πραγματοποιήθηκαν και παρουσιάζονται στο κεφάλαιο αυτό, είναι η πρόβλεψη των τιμών της μετακίνησης του εδάφους με τη συμβολή στοχαστικών μεθόδων γεωστατιστικής. Αναλυτικότερα, εκτιμάται η χωρική κατανομή και η χρονική εξέλιξη, τόσο της στάθμης του υπόγειου νερού, όσο και των εδαφικών υποχωρήσεων στη λεκάνη του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου. Η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε, αφορά στην εφαρμογή της γεωστατιστικής και πιο συγκεκριμένα των αλγορίθμων kriging και cokriging στα δεδομένα μετακινήσεων του εδάφους, καθώς και στην πιεζομετρία, με σκοπό την παραγωγή χωροχρονικών μοντέλων επικινδυνότητας. Στο πλαίσιο αυτής της προσέγγισης, με τη χρήση μοντέλου δύο μεταβλητών, υπολογίστηκε η χωροχρονική συνέχεια μέσω του ΜΓΣ. Τα παραγόμενα αριθμητικά μοντέλα θα χρησιμεύσουν στον σχεδιασμό των δράσεων πρόληψης και κατά το δυνατόν αποκατάστασης των υποχωρήσεων του εδάφους.

9.2. ΣΥΓΧΡΟΝΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΝΙΧΝΕΥΣΗΣ ΚΑΙ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΥΠΟΧΩΡΗΣΕΩΝ - ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑΣ ΣΤΑΘΕΡΩΝ ΑΝΑΚΛΑΣΤΗΡΩΝ ΣΤΟΝ ΘΕΣΣΑΛΙΚΟ ΚΑΜΠΟ

9.2.1. Γενικά

Οι εδαφικές υποχωρήσεις που προκαλούνται από την υπεράντληση των υπόγειων υδάτων και τη συμπίεση ευαίσθητων υδροφόρων συστημάτων, αποτελούν συχνά ένα φαινόμενο το οποίο εξελίσσεται «σιωπηλά». Η δυσκολία της ανίχνευσης των μετακινήσεων έγκειται στο γεγονός ότι το φαινόμενο εξελίσσεται σε εκτεταμένες περιοχές. Αυτό συμβαίνει διότι η μεγάλη έκταση των περιοχών που επηρεάζονται, δυσχεραίνει ιδιαίτερα τον εντοπισμό και την οριοθέτηση του φαινομένου (Galloway & Burbey, 2011).

Η υποχώρηση γίνεται αντιληπτή σε ορισμένες περιπτώσεις τοπικά, με την εκδήλωση εδαφικών διαρρήξεων στην επιφάνεια του εδάφους (διακοπή της συνέχειας των σχηματισμών). Η συστηματική έρευνα πεδίου αποτελεί απαραίτητη προϋπόθεση για τον εντοπισμό των πληγείσων περιοχών. Στις ευπαθείς λεκάνες, πολλές φορές εμφανίζονται στρεβλώσεις και αναδύσεις σε σωληνώσεις γεωτρήσεων, εδαφικές ρωγματώσεις, καθώς και ρωγμές σε κτήρια και τμήματα του οδικού δικτύου.

Γενικά, η αξιολόγηση των εδαφικών υποχωρήσεων συνίσταται στη μελέτη των χωρικών μεταβολών της θέσης της επιφάνειας της γης. Η παρακολούθηση των μετακινήσεων είναι κρίσιμης σημασίας, προκειμένου να οδηγήσει στην ανάλυση και πρόβλεψη των μελλοντικών υποχωρήσεων. Διάφορες μέθοδοι χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση και απεικόνιση της κίνησης του εδάφους σε τοπική, αλλά και ευρεία κλίμακα. Με τις μεθόδους αυτές, γενικά μετρώνται οι σχετικές μεταβολές στη θέση της επιφάνειας του εδάφους, συγκριτικά πάντα με κάποιο σταθερό σημείο αναφοράς.

Στις θέσεις παρατήρησης συνήθως εγκαθίστανται γαιωδελτικά συστήματα μέτρησης, τα οποία καταγράφουν τις κινήσεις του εδάφους. Εκτός από τα συστήματα αυτά, για τη μέτρηση των μετακινήσεων του εδάφους, χρησιμοποιούνται τα επιμηκυνσιόμετρα, το Παγκόσμιο Σύστημα Στιγματοθέτησης (GPS), το σύστημα εικονοληπτικών Ραντάρ συνθετικού ανοίγματος (Synthetic Aperture Radar) και η πρόσφατη εξέλιξή του, καθώς και η τεχνική της Συμβολομετρίας Σταθερών Ανακλαστήρων (Permanent ή Persistent Scatterers Interferometry) (Galloway et al., 1999; Maliva & Missimer, 2012).

Η τηλεπισκόπηση είναι η επιστήμη της απόκτησης ποιοτικής και μετρητικής πληροφορίας ενός φαινομένου ή αντικειμένου από απόσταση, χωρίς δηλαδή φυσική επαφή με το υπό μελέτη φαινόμενο ή αντικείμενο. Η παρατήρηση της επιφάνειας της Γης είναι δυνατή με τη χρήση ψηφιακών σαρωτών (τηλεπισκοπικών ανιχνευτών) που ανιχνεύουν την ανάκλαση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας της γήινης επιφάνειας και την αποδίδουν ως ψηφιακή εικόνα. Οι σαρωτές μπορεί να είναι

εγκατεστημένοι σε τεχνητούς δορυφόρους που βρίσκονται σε τροχιά γύρω από τη γη ή σε αερομεταφερόμενα μέσα.

Ειδικότερα στις γεωεπιστήμες, ο όρος είναι πιο διαδεδομένος και οι εφαρμογές έχουν μεγαλύτερο εύρος από κάθε άλλον επιστημονικό κλάδο. Η τηλεπισκόπηση ερευνά μέσω της παρατήρησης με μοναδικό τρόπο τα φυσικά φαινόμενα της γης όπως τον καιρό, την ατμόσφαιρα, τους ωκεανούς, τη βλάστηση, τη γεωλογία των εδαφών, το αστικό περιβάλλον, τη γεωργία, τις φυσικές καταστροφές (πυρκαγιές, πλημμύρες, σεισμοί, κατολισθήσεις, ξηρασία, καταιγίδες, ανεμοστρόβιλοι, παγετώνες κ.λπ.), τις ανθρωπογενείς παρεμβάσεις στο περιβάλλον, τη ρύπανση των πόλεων και άλλα φαινόμενα της φυσικής γήινης επιφάνειας. Το μοναδικό χαρακτηριστικό της τηλεπισκόπησης να παρέχει πληροφορίες χωρίς την ανάγκη επιτόπιας επίσκεψης του επιστήμονα, χωρίς την παρέμβαση στην περιοχή μελέτης και με ιδιαίτερα χαμηλό κόστος, αποτελεί ένα από τα βασικότερα πλεονεκτήματα έναντι άλλων μεθόδων συλλογής πληροφορίας.

Με βάση τα παραπάνω, η τηλεπισκόπηση μπορεί να θεωρηθεί ότι καλύπτει τεράστιο εύρος εφαρμογών, τόσο στις γεωεπιστήμες που ο όρος είναι ευρύτερα γνωστός, όσο και σε άλλες επιστήμες (αστροφυσική, αστρονομία, ιατρική, βιολογία, φυσική κ.ά.). Από τις αεροφωτογραφίες, τους κατασκοπευτικούς και εμπορικούς δορυφόρους, μέχρι και τα τηλεσκόπια, τα ραντάρ, τα σόναρ, τους μαγνητικούς τομογράφους και τις ακτινογραφίες, οι μέθοδοι που ακολουθούνται απαρτίζουν την επιστήμη της τηλεπισκόπησης (Τζώτσος & Αργιαλάς, 2007).

9.2.2. Συστήματα Ραντάρ Συνθετικού Ανοίγματος

Τα συστήματα των εικονοληπτικών Ραντάρ (Radio detection and ranging, Radar) λειτουργούν στη ζώνη των μικροκυμάτων (220 MHz – 40 GHz) και ανιχνεύουν την ανακλώμενη ή ακτινοβολούμενη ενέργεια από την επιφάνεια της Γης. Ένα ενεργό σύστημα Ραντάρ εκπέμπει παλμούς ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας μικρής διάρκειας και καταγράφει τις επιστροφές τους (ποσό επιστρέφουσας σκεδασμένης ακτινοβολίας) από τους στόχους της επιφάνειας. Παρέχοντας τη δική τους ακτινοβολία, λειτουργούν εντελώς ανεξάρτητα από τον ηλιακό φωτισμό. Επιπλέον, καθώς η ατμοσφαιρική απορρόφηση και σκέδαση είναι ελάχιστες στη ζώνη των μικροκυμάτων, οι αισθητήρες των εικονοληπτικών Ραντάρ κατά κανόνα δεν είναι ευαίσθητοι στις καιρικές συνθήκες και στη νεφοκάλυψη (Φούμελης, 2009).

Τα συστήματα Ραντάρ πραγματικού ανοίγματος κεραίας (Real Aperture Radar, RAR) χρησιμοποιούν κεραίες μέγιστου πρακτικού μήκους για την εκπομπή γωνιακής δέσμης ακτινοβολίας. Οι διαστάσεις των κεραιών αυτών, είναι περιοριστικές ως προς την εγκατάστασή τους σε δορυφόρους. Τα συστήματα εικονοληπτικών Ραντάρ συνθετικού ανοίγματος (Synthetic Aperture Radar, SAR) προτάθηκαν, προκειμένου να ξεπεραστεί το μειονέκτημα του πεπερασμένου μήκους της κεραίας των συστημάτων RAR (Wiley, 1954). Τα συστήματα SAR συνθέτουν τεχνητά κεραίες ιδιαίτερα μεγάλου μήκους εκμεταλλευόμενα την κίνηση του δορυφόρου και την αρχή του φαινομένου Doppler, με αποτέλεσμα τη σημαντική αύξηση της χωρικής

διακριτικής ικανότητας. Συνήθως η παρατήρηση της επιφάνειας πραγματοποιείται από αεροσκάφος (airborne) ή δορυφόρο (spaceborne). Τα συστήματα εικονοληπτικών SAR αποτελούν ενεργά συστήματα εκπομπής και λήψης μικροκυματικής ακτινοβολίας για την ακριβή μέτρηση αποστάσεων, μεταξύ του δορυφόρου και της επιφάνειας της Γης (Φούμελης, 2009).

Το πρώτο διαστημικό σύστημα SAR εγκαταστάθηκε από τη NASA στον γεωστατικό δορυφόρο SEASAT το έτος 1978 και λειτούργησε για περίπου έξι εβδομάδες πριν την προγραμματιστή διακοπή της λειτουργίας του (Lame & Born, 1982). Παρά τη σύντομη διάρκεια της αποστολής, τέθηκαν οι βάσεις για την κατασκευή εξελιγμένων εικονοληπτικών συστημάτων SAR κατά τη δεκαετία του 1980 και ιδιαίτερα στα πλαίσια του προγράμματος του διαστημικού λεωφορείου της NASA (SIR-A και SIR-B) (Elachi et al., 1986). Κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 1990, με τη διαθεσιμότητα δεδομένων από τους δορυφόρους ERS-1 (ESA, 1991), ERS-2 (ESA, 1995), JERS-1 (Nemoto et al., 1991; Nishidai et al., 1994) και RADARSAT-1 (Raney et al., 1991) παρατηρείται αύξηση του ενδιαφέροντος για την περιοχή των μικροκυματικών αισθητήρων.

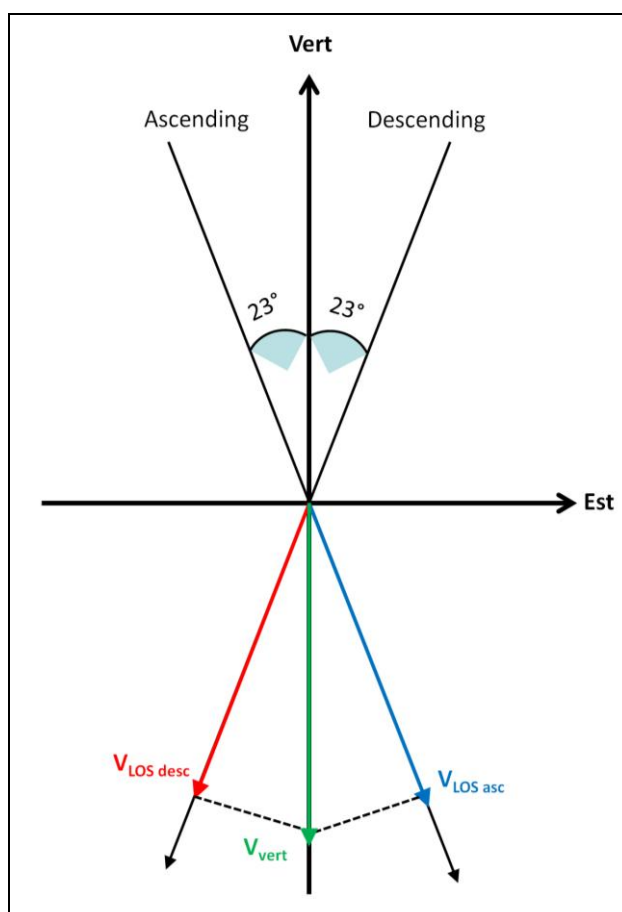
Οι δορυφόροι ERS-1 και ERS-2 (European Remote Sensing) τέθηκαν σε τροχιά από τον Ευρωπαϊκό Οργανισμό Διαστήματος, ΕΟΔ (European Space Agency, ESA) κατά τα έτη 1991 και 1995 αντιστοίχως. Αμφότεροι οι δορυφόροι βρίσκονται σε τροχιά ύψους 785 km και κινούνται με ταχύτητα 7 km/sec, ολοκληρώνοντας μια πλήρη περιστροφή της Γης σε περίπου 100 min. Εκτελούν σχεδόν κυκλική, ηλιοσύγχρονη τροχιά με κλίση $98,5^\circ$ ως προς τον ισημερινό (Φούμελης, 2009). Το πλάτος της λωρίδας κάλυψης στην επιφάνεια της Γης είναι περίπου 100 km. Η περίοδος επαναληπτικότητας (repeat-pass period) του δορυφόρου ERS-1 τροποποιήθηκε αρκετές φορές κατά την διάρκεια της αποστολής, ενώ για τον ERS-2 ορίστηκε στις 35 ημέρες. Για το χρονικό διάστημα της κοινής λειτουργίας των δύο δορυφόρων (Μάιος 1995 - Μάρτιος 2000) η κάλυψη των περιοχών πραγματοποιείτο με χρονική διαφορά ακριβώς 24 ωρών (tandem mode), επιτρέποντας την παραγωγή ψηφιακών μοντέλων αναγλύφου από τα SAR δεδομένα (Solas et al., 1996). Η αποστολή του ERS-1 τερματίστηκε τον Μάρτιο του έτους 2000, αφού ξεπέρασε τον προβλεπόμενο χρόνο λειτουργίας, ενώ η αποστολή του ERS-2 τερματίστηκε τον Σεπτέμβριο του έτους 2011.

9.2.3. Τεχνική Συμβολομετρίας Σταθερών Ανακλαστήρων

Η διαχρονική συνιστώσα της επιφανειακής παραμόρφωσης πολλών αστικών κέντρων του Ευρωπαϊκού χώρου μεταξύ των οποίων και της θεσσαλικής πεδιάδας, μελετήθηκε στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος TERRAFIRMA του Ευρωπαϊκού Οργανισμού Διαστήματος (ESA), βάσει της τεχνικής της Συμβολομετρίας Σταθερών Ανακλαστήρων (Permanent ή Persistent Scatterers Interferometry, PSI). Ο ορισμός των σταθερών ανακλαστήρων αναφέρεται στη σταθερότητά τους ως προς την ανάκλαση του σήματος Ραντάρ.

Η τεχνική PSI προσανατολίζεται στην αναγνώριση σημειακών θέσεων, στις οποίες τα χαρακτηριστικά της ανάκλασης του σήματος SAR δεν επηρεάζονται σε σημαντικό βαθμό από την εκάστοτε γεωμετρία λήψης, παρέχοντας διαχρονικά υψηλές τιμές οπισθοσκέδασης και κατ' επέκταση επιπέδων συνάφειας των φάσεων (Ferretti et al., 2000; Ferretti et al., 2001; Werner et al., 2003). Αξιοποιώντας αποκλειστικά τους συγκεκριμένους σταθερούς ανακλαστήρες, πραγματοποιείται στη συνέχεια ανάλυση των διαφορικών φάσεων περιορίζοντας τις επί μέρους επιδράσεις στο σήμα και επιτρέποντας την εκτίμηση τόσο των γραμμικών ρυθμών επιφανειακής παραμόρφωσης, όσο και ενδεχόμενων μη γραμμικών συνιστωσών κίνησης.

Η λήψη των απεικονίσεων πραγματοποιείται είτε κατά την καθοδική (από Βορρά προς Νότο - descending orbit), ή κατά την ανοδική (από Νότο προς Βορρά - ascending orbit) τροχιά του δορυφόρου. Το εύρος της επιφάνειας που σαρώνεται καθέτως ως προς την τροχιά καλείται πλάτος λωρίδας κάλυψης (swath, Sw). Η διεύθυνση εκπομπής και λήψης του σήματος ονομάζεται διεύθυνση παρατήρησης (look direction ή line of sight, LOS) και η γωνία από το ναδίρ μέχρι τον εκάστοτε στόχο στην επιφάνεια καλείται γωνία παρατήρησης (look angle, θ) (Σχήμα 9.1).



Σχήμα 9.1: Διεύθυνση εκπομπής και λήψης σήματος και γωνία θ (23°) από το ναδίρ έως τον εκάστοτε στόχο στην επιφάνεια του εδάφους.

Οι σταθεροί ανακλαστήρες οι οποίοι χρησιμοποιούνται κατά την εφαρμογή της ανωτέρω τεχνικής, συνήθως αποτελούν στοιχεία του τοπίου της περιοχής, όπως

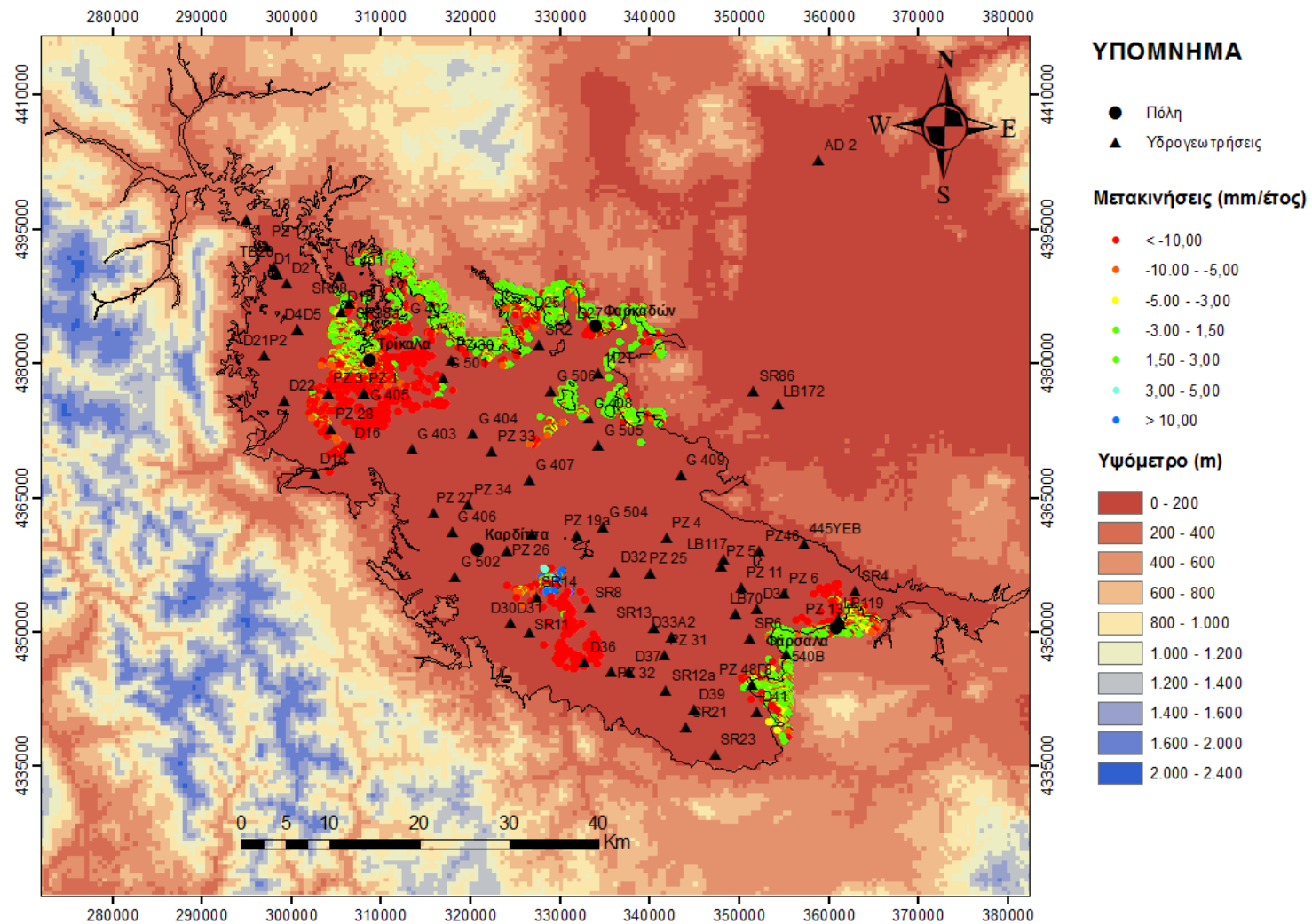
κτήρια, δρόμοι κ.λπ. Για κάθε ανακλαστήρα εξάγεται και η αντίστοιχη χρονοσειρά μετρήσεων της μετακίνησης του εδάφους. Το σύνολο των μετρήσεων χρησιμοποιείται για τη δημιουργία χαρτών, οι οποίοι απεικονίζουν το ιστορικό των μετακινήσεων, παρέχοντας με αυτόν τον τρόπο ένα εικονικό δίκτυο μετρήσεων GPS (Galloway & Burbey, 2011).

9.3. ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΥΠΟΧΩΡΗΣΕΩΝ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ ΣΤΟΝ ΔΥΤΙΚΟ ΘΕΣΣΑΛΙΚΟ ΚΑΜΠΟ

Για τη μέτρηση των εδαφικών υποχωρήσεων στον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο χρησιμοποιήθηκε χρονοσειρά δορυφορικών μετρήσεων (Εικόνα 9.1), από το ερευνητικό πρόγραμμα TERRAFIRMA του Ευρωπαϊκού Οργανισμού Διαστήματος (ESA), βάσει της τεχνικής της Συμβολομετρίας Σταθερών Ανακλαστήρων (PSI). Στην περίπτωση του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου η επεξεργασία περιλάμβανε 63 SAR απεικονίσεις των δορυφορικών συστημάτων ERS-1/2, της καθοδικής τροχιάς 279, για το χρονικό διάστημα 1992-2003.

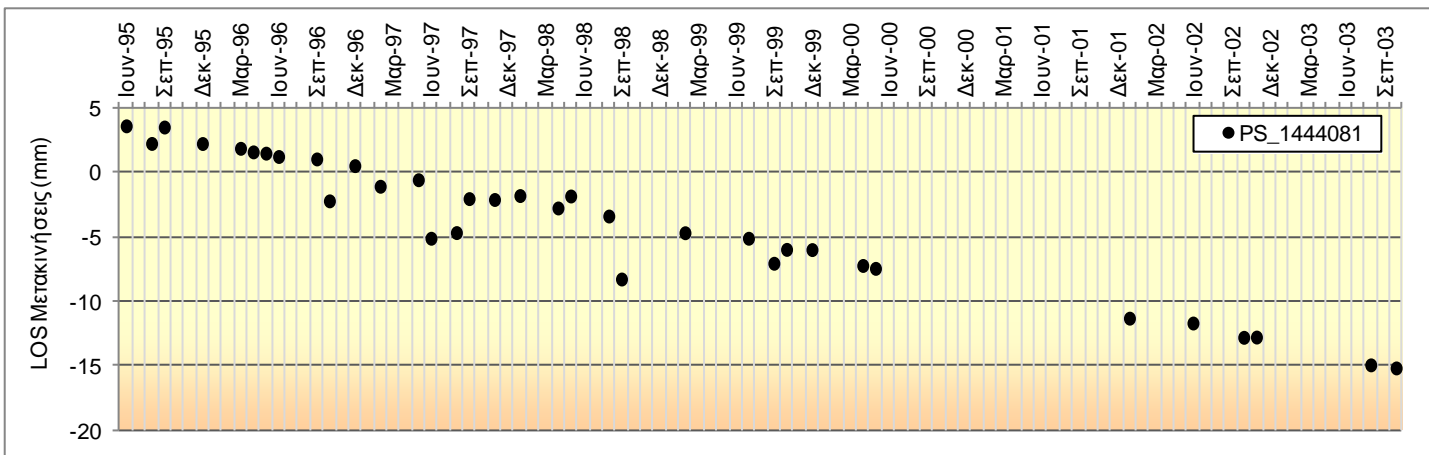
Από τα αποτελέσματα των δορυφορικών μετρήσεων εντοπίστηκαν οι περιοχές έντονων παραμορφώσεων στη λεκάνη του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου. Ειδικότερα, τα νοτιοανατολικά και βορειοδυτικά - δυτικά τμήματα της λεκάνης επηρεάζονται από έντονες υποχωρήσεις του εδάφους, με μέγιστη ταχύτητα παραμόρφωσης 30mm/έτος, κατά μήκος της διεύθυνσης παρατήρησης (LOS). Οι περιοχές που πλήττονται περισσότερο, είναι αυτές των Φαρσάλων (νοτιοανατολικό τμήμα), της Καρδίτσας (δυτικό τμήμα) και των Τρικάλων (βορειοδυτικό τμήμα).

Οι ενδεικτικές χρονοσειρές (Εικόνα 9.2) τριών θέσεων μέτρησης PS (καθοδικής τροχιάς), οι οποίες βρίσκονται στις περιοχές της μέγιστης μετακίνησης δείχνουν ότι, η υποχώρηση του εδάφους χαρακτηρίζεται από σταθερό ρυθμό, κατά την υπό εξέταση περίοδο.

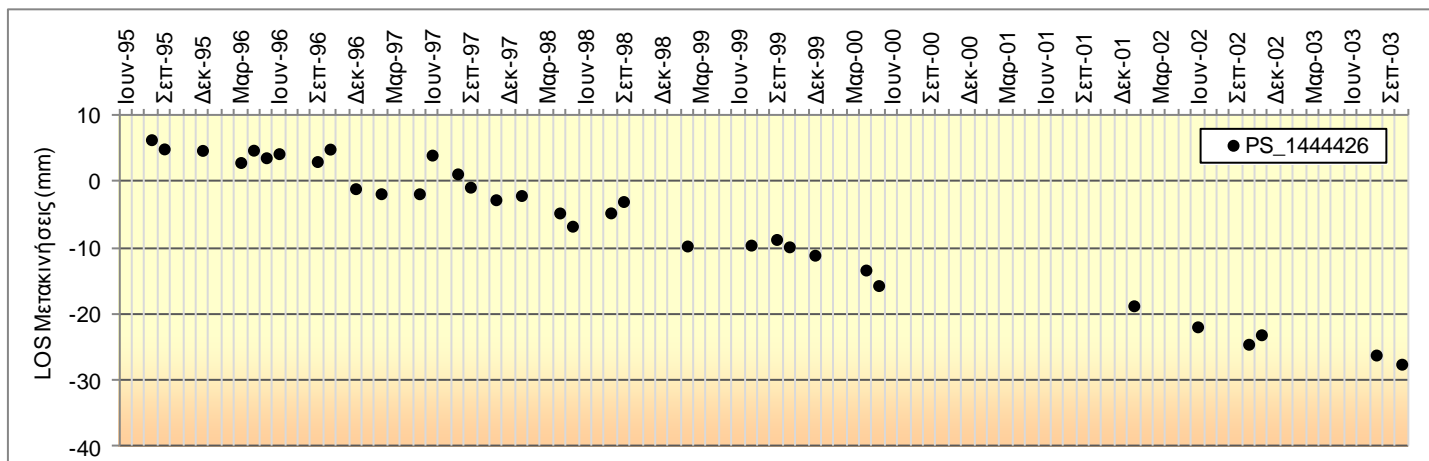


Εικόνα 9.1: Δίκτυο υδρογεωτρήσεων και μετρήσεις μετακινήσεων του εδάφους (mm/έτος) ταξινομημένες σε κλάσεις.

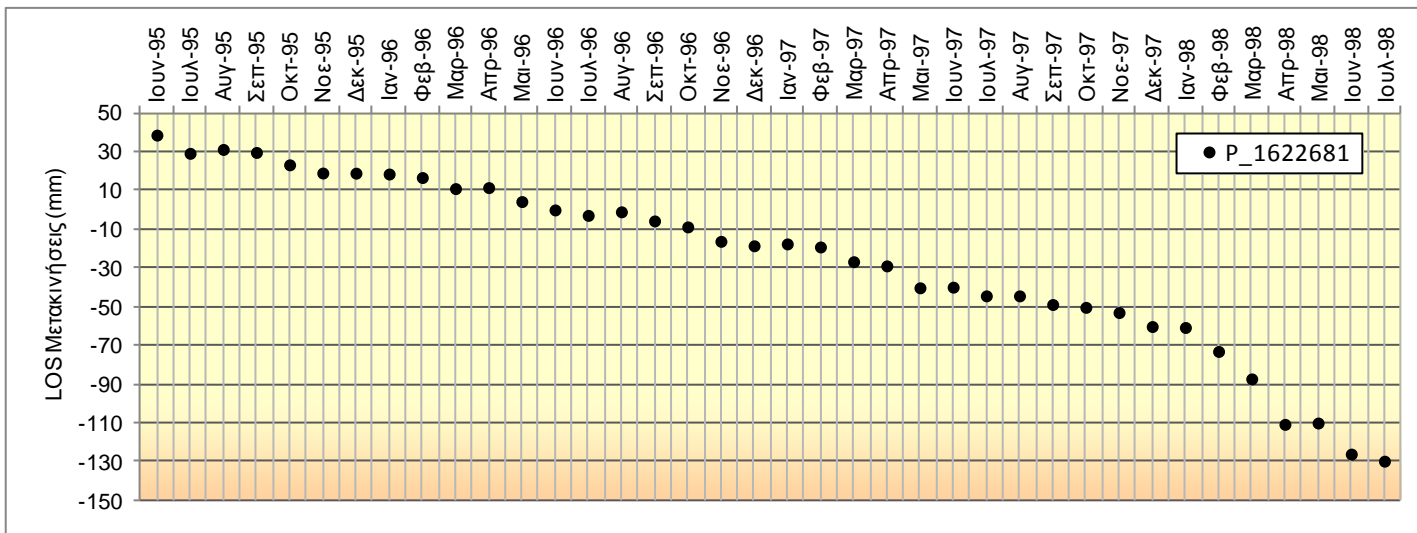
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9: ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΗΣ ΠΤΩΣΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΜΕ ΤΙΣ ΜΕΤΡΟΥΜΕΝΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΩΝ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΥΠΟΧΩΡΗΣΕΩΝ



(α)



(β)



(γ)

Εικόνα 9.2: Χρονοσειρές μετακινήσεων του εδάφους, οι οποίες βρίσκονται στην περιοχή της μέγιστης υποχώρησης α) και β) Φάρσαλα (στο νοτιοανατολικό τμήμα της λεκάνης), γ) Καρδίτσα, (στο νοτιοδυτικό τμήμα της λεκάνης).

Αναλυτικότερα, στα διαγράμματα της Εικόνας 9.2α και 9.2β παρουσιάζεται η χρονοσειρά μετακινήσεων του εδάφους από το έτος 1995 έως το έτος 2003. Η μέγιστη μετακίνηση στην εν λόγω περιοχή είναι περίπου 30 mm, κατά μήκος της διεύθυνσης παρατήρησης (LOS). Τα σημεία μέτρησης, όπως προαναφέρθηκε, βρίσκονται στην περιοχή των Φαρσάλων, στην οποία οι υποχωρήσεις του εδάφους έχουν εντοπιστεί και από την επιτόπια έρευνα, η οποία πραγματοποιήθηκε το έτος 2010. Σύμφωνα όμως με την Παράγραφο 2.2, η πρώτη παρατήρηση των εδαφικών διαρρήξεων στην εν λόγω περιοχή έγινε το έτος 2002.

Στο διάγραμμα της Εικόνας 9.2γ παρουσιάζεται η χρονοσειρά μετακινήσεων του εδάφους στην περιοχή της Καρδίτσας από το έτος 1995 έως το έτος 2003. Η μέγιστη μετακίνηση στην εν λόγω περιοχή είναι περίπου 150 mm, κατά μήκος της διεύθυνσης παρατήρησης (LOS). Από την επιτόπια παρατήρηση το έτος 2010, αλλά και από τις έρευνες οι οποίες έχουν πραγματοποιηθεί κατά το παρελθόν στην περιοχή αυτή, δεν έχουν εντοπιστεί εδαφικές διαρρήξεις. Συνεπώς, υπάρχει το ενδεχόμενο αυτές να μην είναι ορατές στο πεδίο, εξαιτίας της θέσης τους εντός των Τεταρτογενών αποθέσεων και συνεπώς της γρήγορης επούλωσης των σχηματισμών.

9.4. ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΠΙΕΖΟΜΕΤΡΙΚΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΚΑΙ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΥΠΟΧΩΡΗΣΕΩΝ

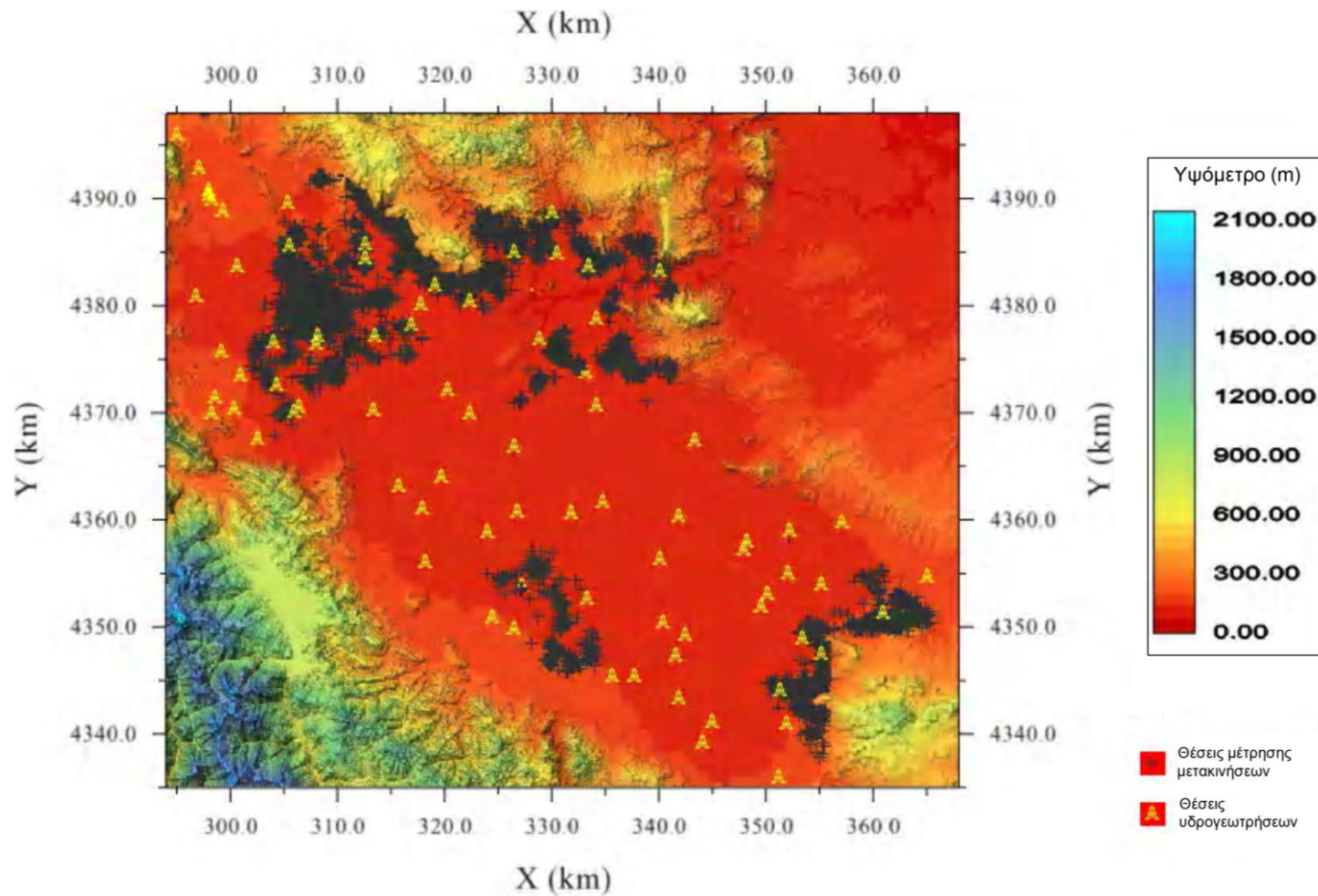
Το σύνολο των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν για τη χωροχρονική εκτίμηση των εδαφικών υποχωρήσεων, περιλαμβάνει τις εξής πληροφορίες:

- μηνιαίες χρονοσειρές μεταβολής της στάθμης του υπόγειου νερού, οι οποίες ελήφθησαν από 82 υδρογεωτρήσεις κατά την περίοδο 1974 – 2010 και
- χρονοσειρές μετακινήσεων του εδάφους, οι οποίες μετρήθηκαν με τη μέθοδο PSI σε 68.767 σημεία μέτρησης κατά την περίοδο 1992 – 2003 (Εικόνα 9.3).

Από την Εικόνα 9.3 καθίσταται προφανής η ανομοιογενής κατανομή των σημείων μέτρησης PSI στον χώρο. Η ανομοιογένεια αυτή οφείλεται στη δυνατότητα εφαρμογής της μεθόδου κυρίως σε αστικά περιβάλλοντα, όπου η πυκνότητα θέσεων μέτρησης είναι υψηλή (μερικές εκατοντάδες ανά τετραγωνικό χιλιόμετρο). Στην επιφάνεια του φυσικού εδάφους, όπως στην παρούσα περίπτωση, η έλλειψη στόχων ανάκλασης του δορυφορικού σήματος, περιορίζει την επιτυχή εφαρμογή της μεθόδου, παρουσιάζοντας έντονη διαφοροποίηση στην πυκνότητα της δειγματοληψίας (Galloway & Burbey, 2011).

Λόγω της έλλειψης ομοιογένειας στο δίκτυο της δειγματοληψίας, όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, κατέστη απαραίτητο να εξεταστεί η χρήση της πιεζομετρικής στάθμης ως βοηθητικής μεταβλητής για την εκτίμηση των εδαφικών υποχωρήσεων. Απαραίτητη προϋπόθεση για τη διαδικασία αυτή είναι η ύπαρξη συσχέτισης μεταξύ των δύο μεταβλητών. Η αρχική εξέταση της συσχέτισης μεταξύ της πιεζομετρικής στάθμης και των υποχωρήσεων του εδάφους, πραγματοποιήθηκε σε επιλεγμένες πειραματικές θέσεις με τη μέθοδο της γραμμικής παλινδρόμησης (Πίνακας 9.1)

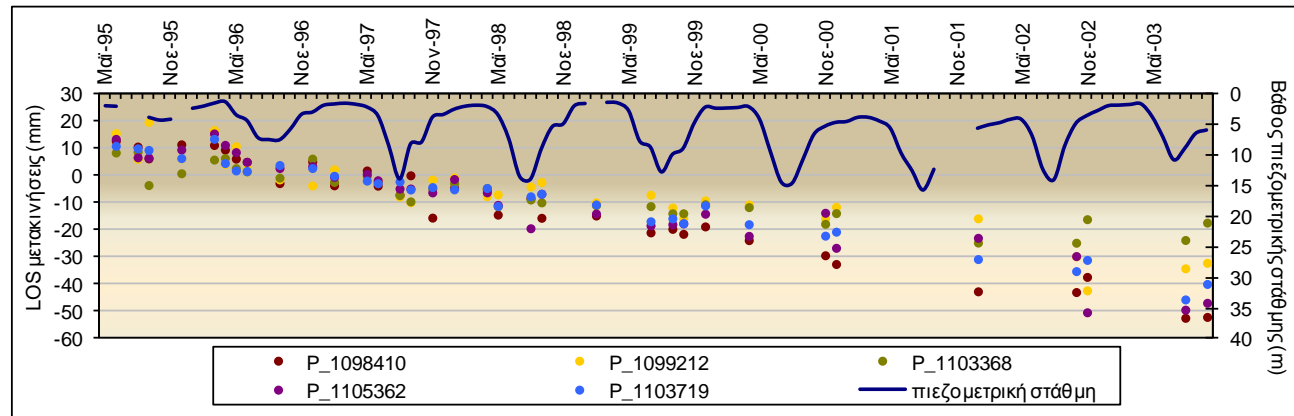
Τα αποτελέσματα της συσχέτισης των μετακινήσεων του εδάφους με τη μεταβολή της στάθμης του υπόγειου νερού, δεν κατέδειξαν σαφή σχέση μεταξύ των ανωτέρω μεταβλητών. Σε ορισμένες θέσεις μέτρησης οι συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των δεδομένων PSI και της στάθμης του ύδατος παρουσίασαν χαμηλές τιμές, όπως π.χ. 0,3 στην περιοχή της Φαρκαδόνας (Εικόνα 9.4α), ενώ σε άλλες εμφάνισαν υψηλές τιμές, όπως π.χ. -0,88 στην περιοχή των Φαρσάλων (Εικόνα 9.4β).



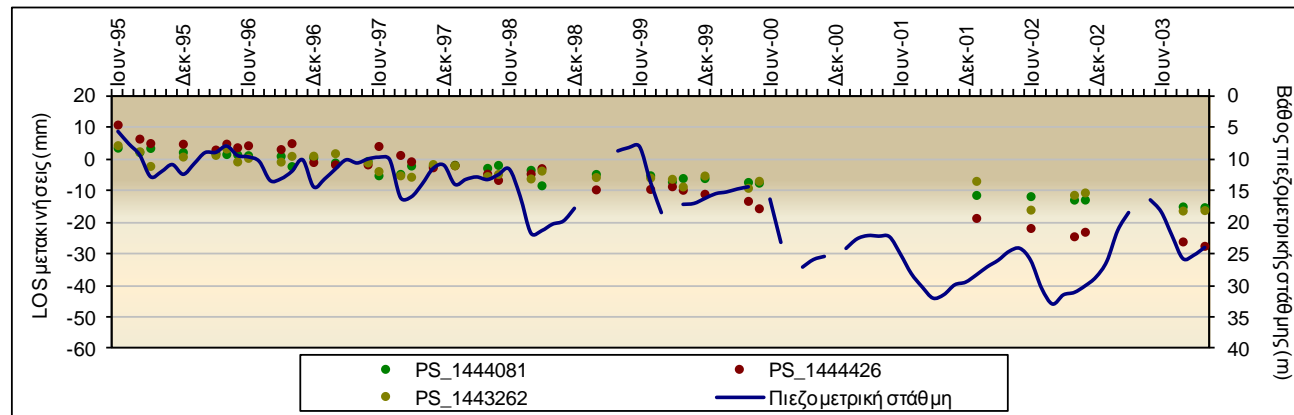
Εικόνα 9.3: Θέσεις των υδρογεωτρήσεων και των σημείων μέτρησης μετακινήσεων στην περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου (Modis & Sideri, 2015).

Πίνακας 9.1: Απόσταση μεταξύ των υδρογεωτρήσεων και των θέσεων μέτρησης των μετακινήσεων

Γεώτρηση	PS_ID	Απόσταση μεταξύ γεώτρησης και θέσης PS (m)
LB119	1444081	217
	1444426	309
	1443262	302
D27	1098410	897
	1099212	758
	1103368	408
	1105362	477
	1103719	858



(α)

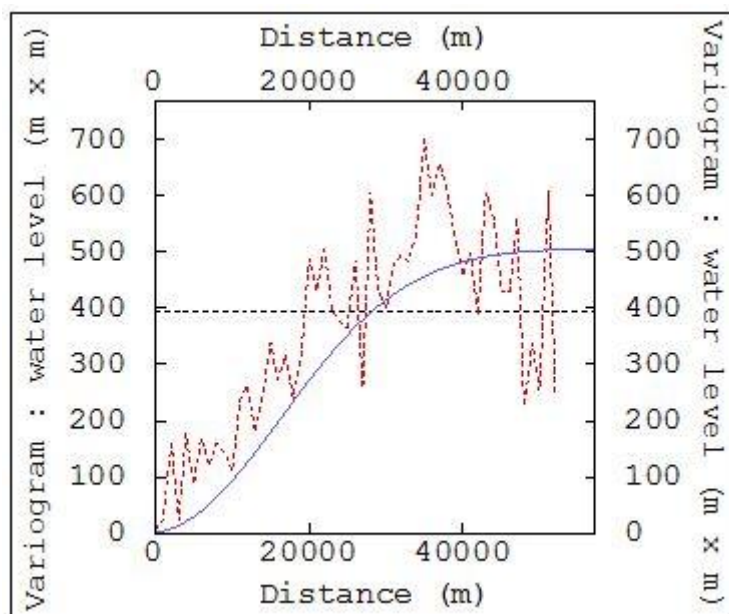


(β)

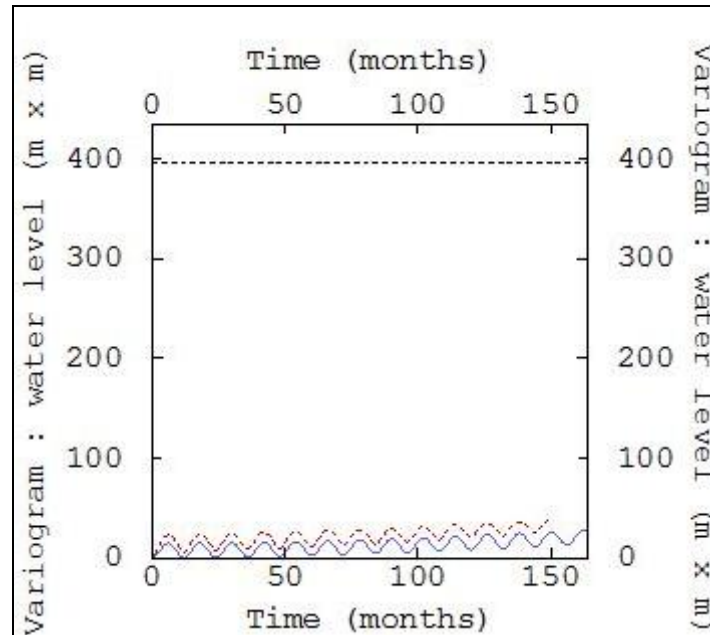
Εικόνα 9.4: Υποχωρήσεις του εδάφους και μεταβολή της στάθμης του υπόγειου νερού (α) στη Φαρκαδόνα (βορειοανατολικό τμήμα της λεκάνης) – γεώτρηση D27 και (β) στα Φάρσαλα (νοτιοανατολικό τμήμα της λεκάνης) – γεώτρηση LB119.

Προκειμένου να διερευνηθεί περαιτέρω η χωροχρονική συσχέτιση μεταξύ των εδαφικών υποχωρήσεων και της μεταβολής της πιεζομετρικής στάθμης, καταρτίστηκαν τα βαριογράμματα και τα ετερο-βαριογράμματα (cross variograms) των ανωτέρω μεταβλητών. Αρχικά, υπολογίστηκαν τα πειραματικά βαριογράμματα της πιεζομετρικής στάθμης και των εδαφικών μετακινήσεων στον χώρο και τον χρόνο. Ένα θεωρητικό μοντέλο προσαρμόστηκε επί των πειραματικών βαριογραμμάτων, τα οποία υπολογίστηκαν με βήμα (lag size) ενός μήνα στη διεύθυνση του χρόνου και 1000 m στον χώρο. Τα πειραματικά βαριογράμματα παρουσιάζουν ανισότροπη μεταβλητότητα, η οποία είναι αναμενόμενη λόγω της διαφοροποίησης μεταξύ των χωρικών και των χρονικών διευθύνσεων. Τα όρια (sills) των ετερο-βαριογραμμάτων είναι ενδεικτικά της συσχέτισης μεταξύ της στάθμης του νερού και των εδαφικών υποχωρήσεων στον χώρο και τον χρόνο (Εικόνες 9.5 – 9.10).

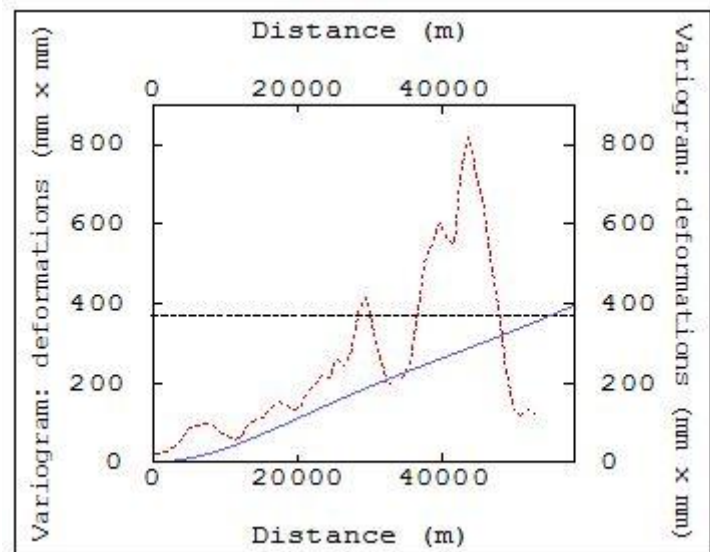
Τα αποτελέσματα ήταν τα αναμενόμενα σύμφωνα με τα θεωρητικώς προβλεπόμενα: «Υπάρχει άμεση σχέση μεταξύ της πτώσης στάθμης και της υποχώρησης του εδάφους» (Galloway & Burbey, 2011).



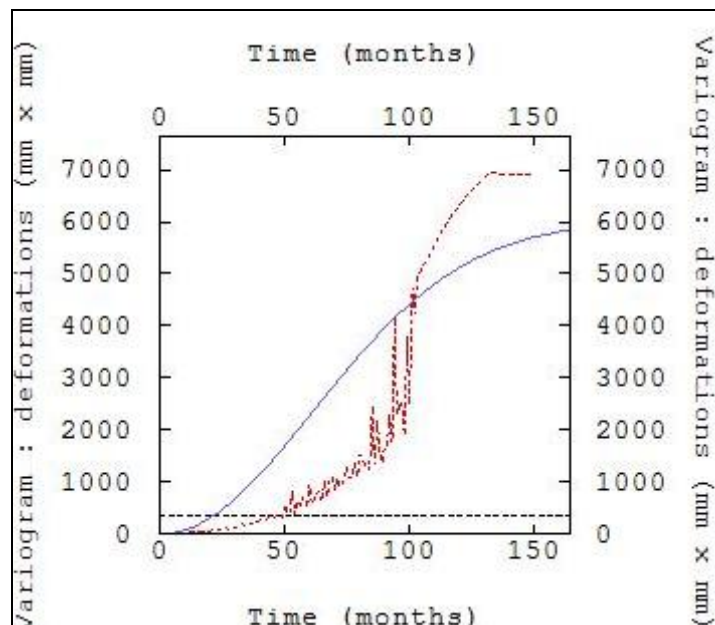
Εικόνα 9.5: Πειραματικό χωρικό βαριόγραμμα (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή) και μοντέλο βαριογράμματος (συνεχής μπλε γραμμή) στάθμης νερού (Modis & Sideri, 2015).



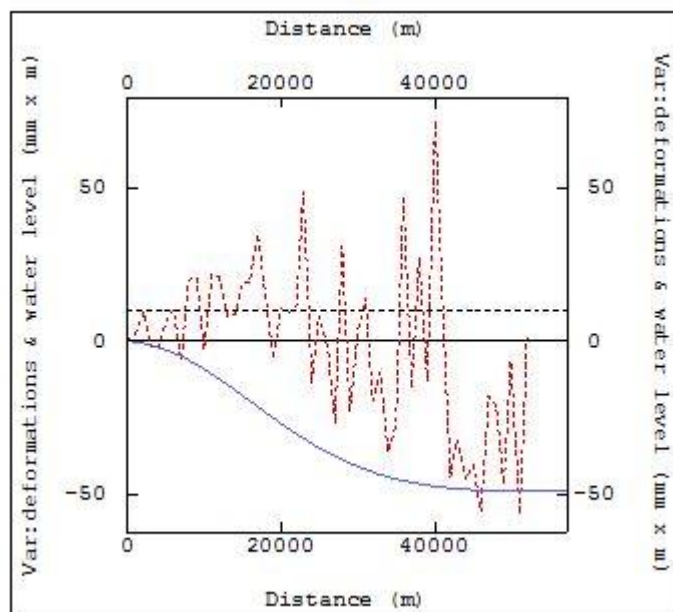
Εικόνα 9.6: Πειραματικό χρονικό βαριόγραμμα (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή) και μοντέλο βαριογράματος (συνεχής μπλε γραμμή) στάθμης νερού (Modis & Sideri, 2015).



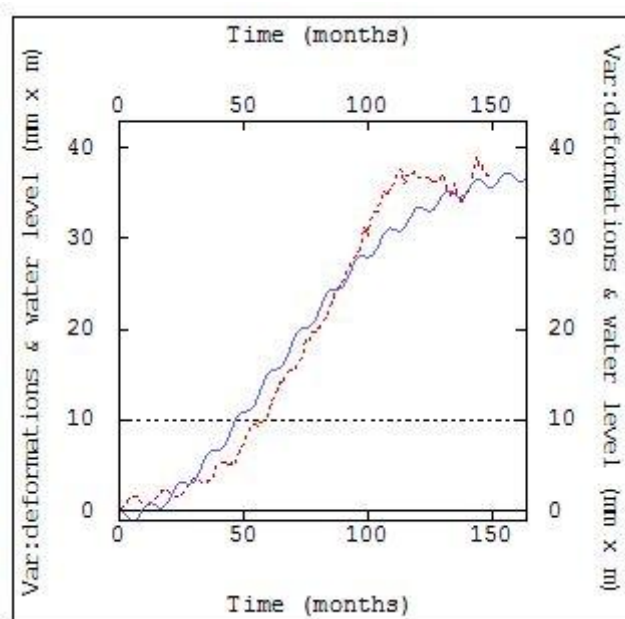
Εικόνα 9.7: Πειραματικό χωρικό βαριόγραμμα (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή) και μοντέλο βαριογράματος (συνεχής μπλε γραμμή) εδαφικών μετακινήσεων (Modis & Sideri, 2015).



Εικόνα 9.8: Πειραματικό χρονικό βαριόγραμμα (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή) και μοντέλο βαριογράμματος (συνεχής μπλε γραμμή) εδαφικών μετακινήσεων (Modis & Sideri, 2015).



Εικόνα 9.9: Πειραματικό χρονικό ετερο-βαριόγραμμα (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή) και μοντέλο ετερο-βαριογράμματος (συνεχής μπλε γραμμή) στάθμης νερού – εδαφικών μετακινήσεων (Modis & Sideri, 2015).



Εικόνα 9.10: Πειραματικό χρονικό ετερο-βαριόγραμμα (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή) και μοντέλο ετερο-βαριογράμματος (συνεχής μπλε γραμμή) στάθμης νερού – εδαφικών μετακινήσεων (Modis & Sideri, 2015).

Με σκοπό την προσαρμογή των μοντέλων στα πειραματικά βαριογράμματα, συνδυάστηκαν γραμμικά τρεις επάλληλες δομές, εκ των οποίων η μία ήταν εκθετική συνημιτονική και οι υπόλοιπες γκαουσιανές (Chilès & Delfiner, 1999). Ο συνδυασμός αυτός πραγματοποιήθηκε προκειμένου να εκφραστούν οι χωροχρονικές αλληλεξαρτήσεις της μετακίνησης του εδάφους και της στάθμης του ύδατος (Πίνακας 9.2).

Πίνακας 9.2: Παράμετροι θεωρητικών μοντέλων βαριογράμματος για τις μετακινήσεις του εδάφους (def) και τη στάθμη του ύδατος (wl).

Μοντέλο	Οριακή τιμή (sill)			Εύρος			Περίοδος
	wl-wl	wl-def	def-def	x	y	Χρόνος (z)	
Gaussian	500	-50	150	40.000	40.000	1.800	
Gaussian	1,62	40	6.000	500.000	500.000	150	
CosExp	7,39	-0,68	1,45	9.000	9.000	9.000	12

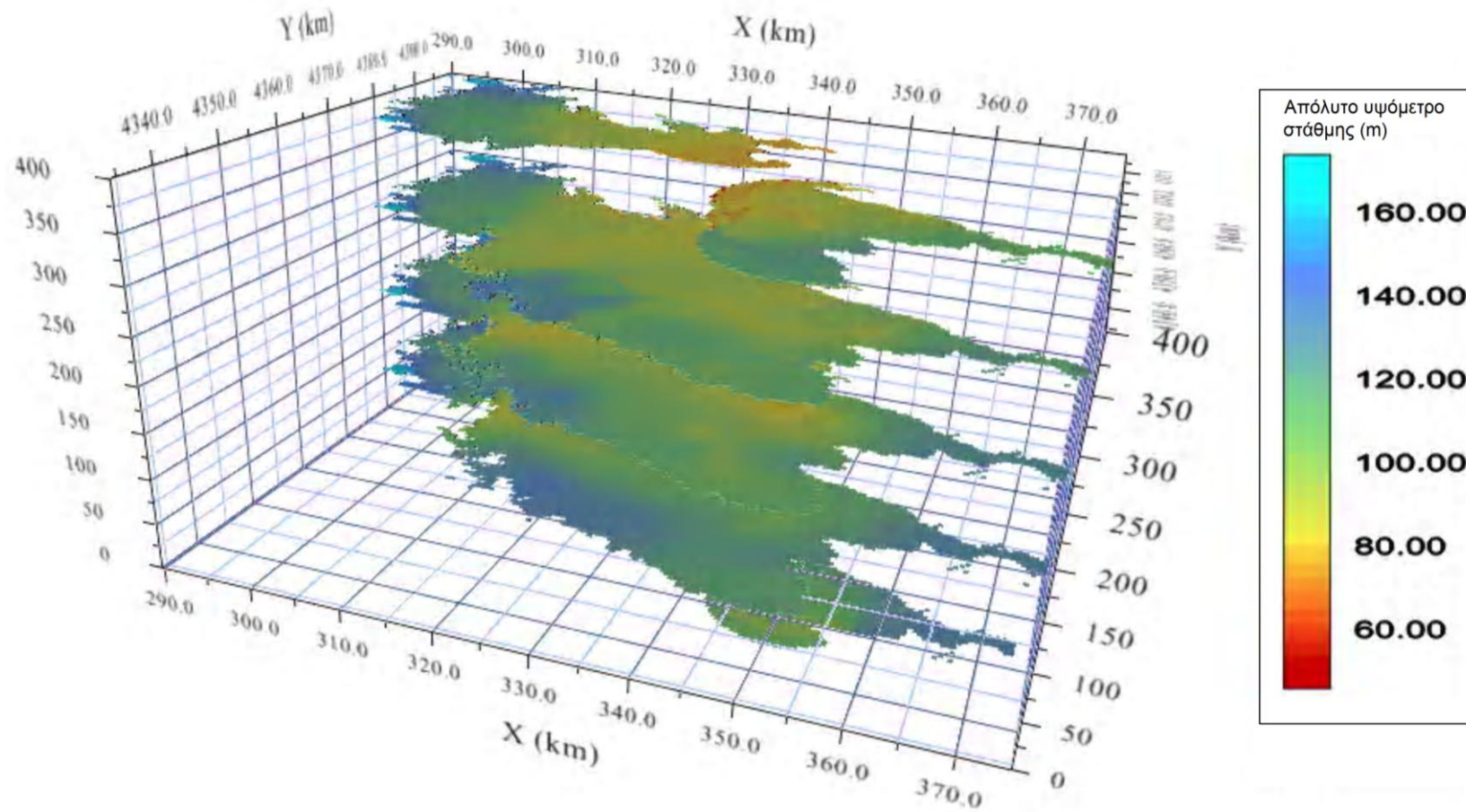
Το πρώτο γκαουσιανό μοντέλο ρυθμίστηκε ώστε να αναπαράγει κυρίως τη χωρική συνέχεια των μετακινήσεων του εδάφους και της στάθμης του ύδατος. Το μοντέλο αυτό, εκτείνεται ισότροπα έως τα 40.000 m. Το δεύτερο γκαουσιανό μοντέλο επηρεάζει κυρίως τη χρονική συνέχεια των δύο μεταβλητών, η οποία εκτείνεται ουσιαστικά έως τα 10 έτη. Το εκθετικό συνημιτονικό (exponential cosine) μοντέλο, με περίοδο 12 μηνών, προσομοιώνει την ετήσια μεταβολή της στάθμης του ύδατος λόγω των εποχικών διακυμάνσεων των βροχοπτώσεων.

9.5. ΧΩΡΟ - ΧΡΟΝΙΚΗ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΠΙΕΖΟΜΕΤΡΙΑΣ ΚΑΙ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΥΠΟΧΩΡΗΣΕΩΝ

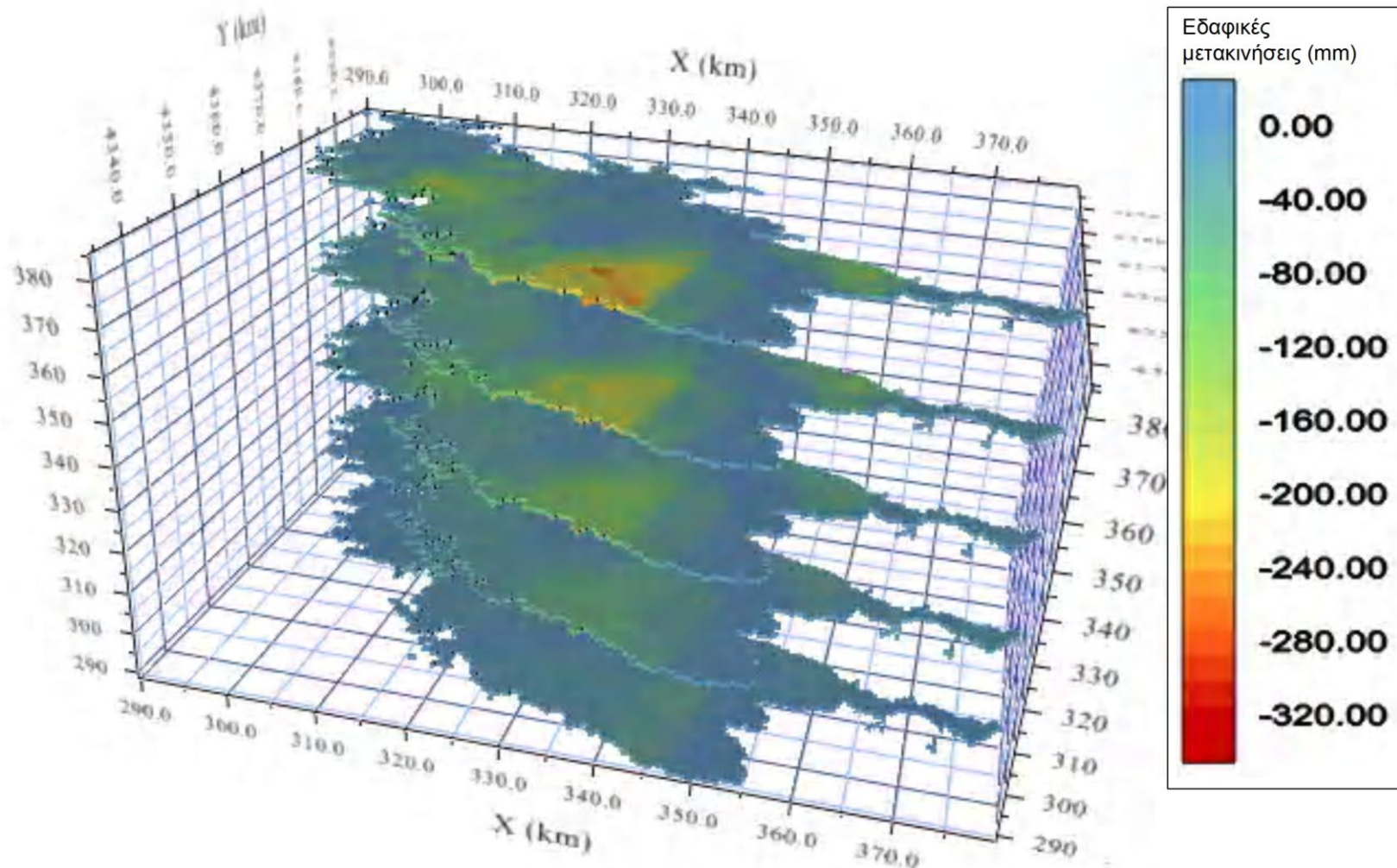
Στην Παράγραφο 9.4 παρουσιάστηκαν οι θέσεις μέτρησης των υποχωρήσεων του εδάφους, οι οποίες δεν κατανέμονται ομοιόμορφα στον χώρο και τον χρόνο, σε αντίθεση με τις θέσεις των υδρογεωτρήσεων. Δεδομένου ότι οι δύο μεταβλητές ενδιαφέροντος συσχετίζονται, όπως αποδεικνύεται από τα ετερο - βαριογράμματα, η εφαρμογή του αλγόριθμου cokriging για τον υπολογισμό των εδαφικών μετακινήσεων, με τη χρήση της στάθμης του νερού ως βοηθητική μεταβλητή, αναμένεται να βελτιώσει την εκτίμηση.

Σε αυτή την κατεύθυνση, πραγματοποιήθηκαν αναλύσεις με τον αλγόριθμο kriging για την εκτίμηση της μεταβολής της στάθμης του ύδατος και των μετακινήσεων του εδάφους. Αντίστοιχα, ο αλγόριθμος cokriging εφαρμόστηκε για την εκτίμηση των μετακινήσεων του εδάφους, με τη χρήση της πιεζομετρίας ως βοηθητική μεταβλητή. Το αριθμητικό μοντέλο υπολογίστηκε σε χωροχρονικό πλέγμα (Arriah et al., 2011), το οποίο εκτείνεται 180 km x 140 km στον χώρο και 500 μήνες στον χρόνο. Οι συντεταγμένες του κέντρου του κάτω αριστερά στοιχειώδους τμήματος (block) είναι $x = 290.000$ m, $y = 4.330.000$ m και $z = 0$, όπου το $z = 0$ αντιστοιχεί στον μήνα Δεκέμβριο του έτους 1971.

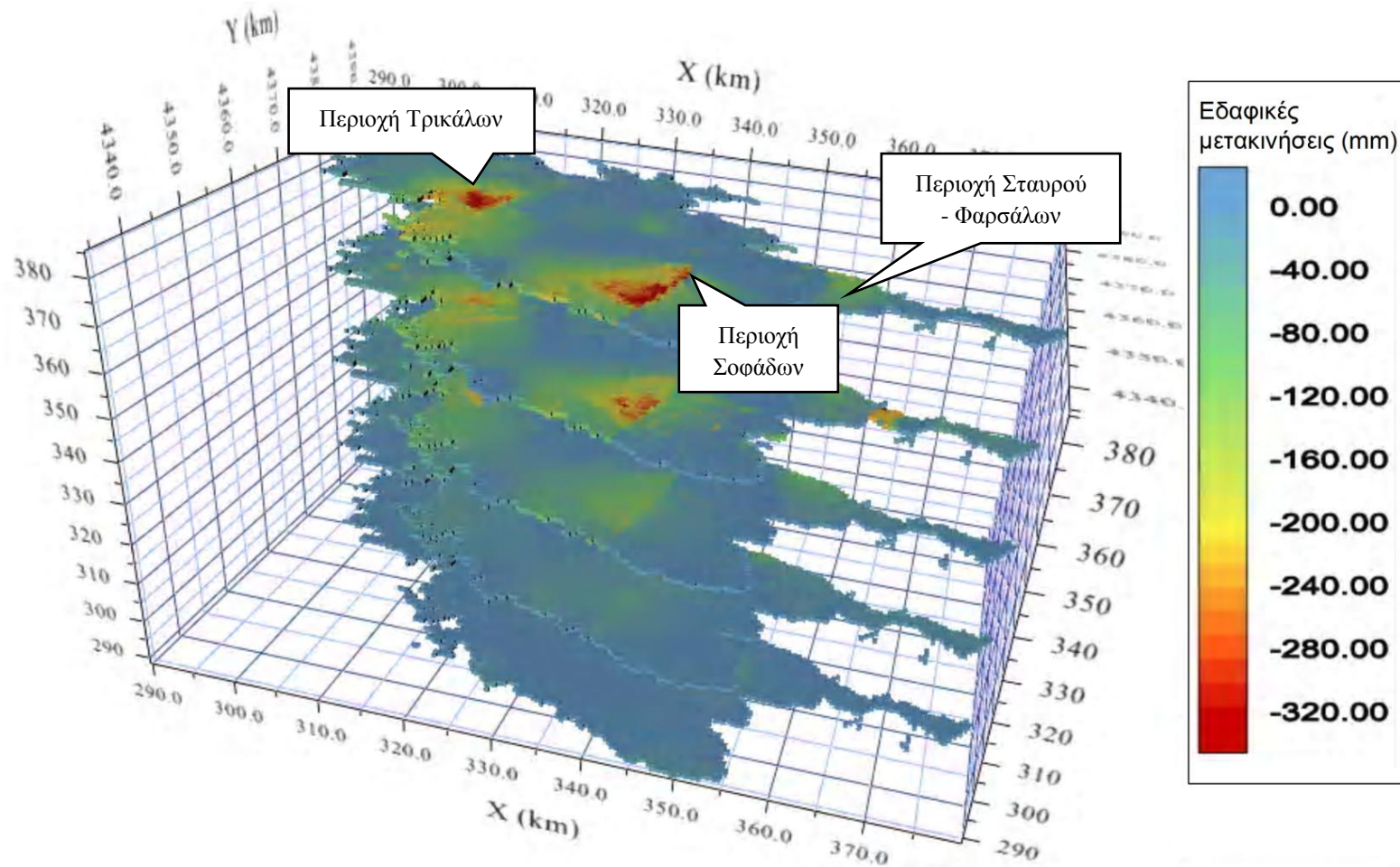
Τα αποτελέσματα των υπολογισμών παρουσιάζονται στις Εικόνες 9.11 έως 9.17. Αναλυτικότερα, στην Εικόνα 9.11 φαίνεται η εξέλιξη της στάθμης του νερού, η οποία εκτιμήθηκε με τον αλγόριθμο kriging. Στην Εικόνα 9.12, παρουσιάζεται η χωροχρονική μεταβολή των εδαφικών υποχωρήσεων με τη χρήση του αλγόριθμου kriging. Κατόπιν, στην Εικόνα 9.13 προβάλλονται τα αποτελέσματα της εκτίμησης των εδαφικών υποχωρήσεων με τον αλγόριθμο cokriging, με τη χρήση της στάθμης του νερού, ως βοηθητική μεταβλητή. Στις Εικόνες 9.14 και 9.15 παρουσιάζεται η αθροιστική εκτίμηση των μεταβολών της πιεζομετρίας και των εδαφικών υποχωρήσεων με τους αλγόριθμους kriging και cokriging αντίστοιχα. Τέλος, στις Εικόνες 9.16 και 9.17 προβάλλονται τα σφάλματα εκτίμησης, τόσο για τον αλγόριθμο kriging, όσο και για την αλγόριθμο cokriging.



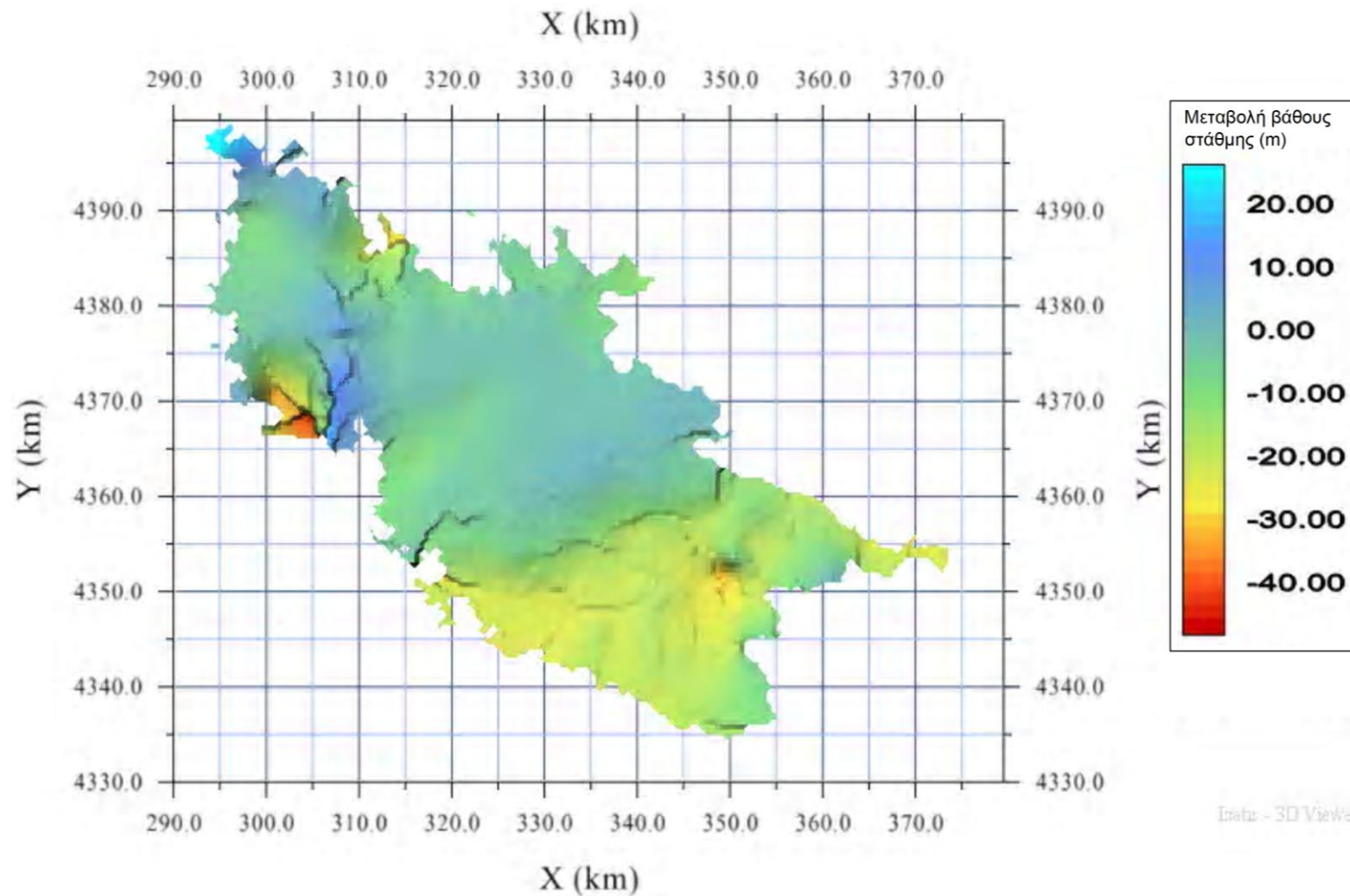
Εικόνα 9.11: Χωροχρονική εκτίμηση της εξέλιξης της πιεζομετρικής στάθμης με τον αλγόριθμό kriging. Ο άξονας z δίνεται σε μήνες. Ο μήνας μηδέν αντιστοιχεί στον Δεκέμβριο του έτους 1971 (Modis & Sideri, 2015).



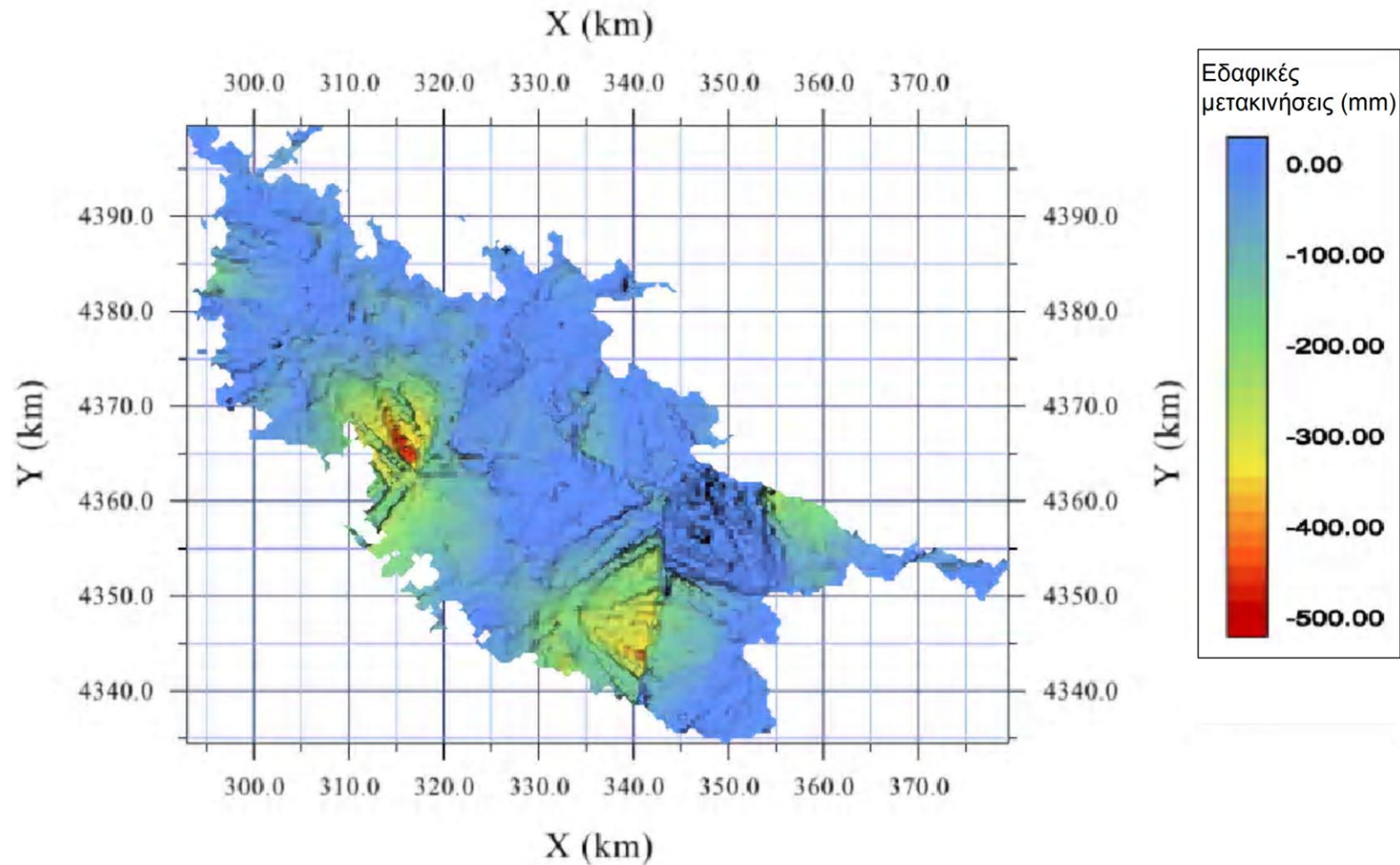
Εικόνα 9.12: Χωροχρονική εκτίμηση της εξέλιξης των εδαφικών μετακινήσεων με τον αλγόριθμο kriging. Ο άξονας z δίνεται σε μήνες. Ο μήνας μηδέν αντιστοιχεί στον Δεκέμβριο του έτους 1971 (Modis & Sideri, 2015).



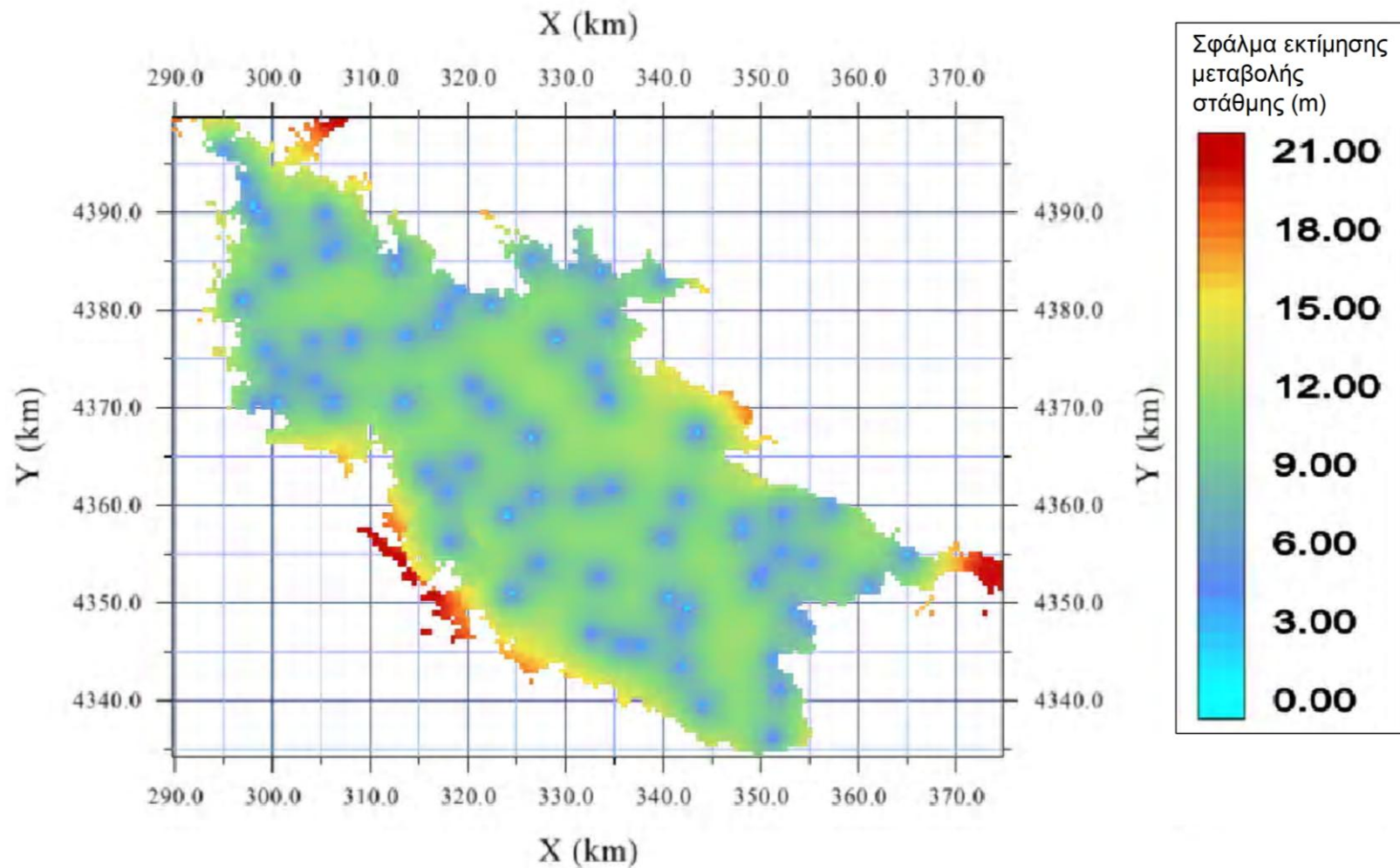
Εικόνα 9.13: Χωροχρονική εκτίμηση της εξέλιξης των εδαφικών μετακινήσεων με τον αλγόριθμό cokriging. Ο άξονας z δίνεται σε μήνες. Ο μήνας μηδέν αντιστοιχεί στον Δεκέμβριο του έτους 1971 (Modis & Sideri, 2015).



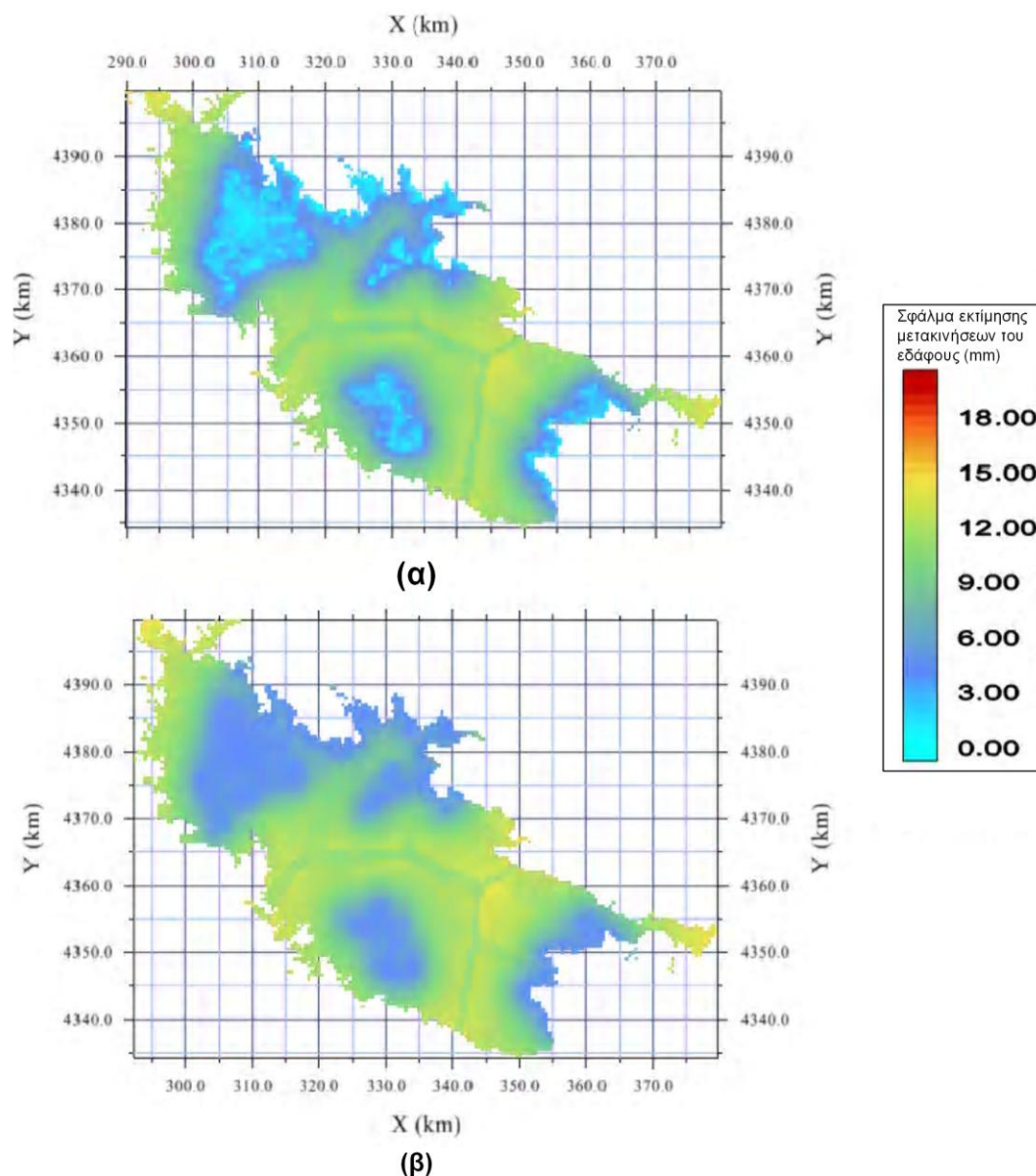
Εικόνα 9.14: Αθροιστική εκτίμηση των μεταβολών της πιεζομετρίας. Χρονικό διάστημα: Οκτώβριος έτους 1974 έως Οκτώβριος έτους 1995. Οι αρνητικές τιμές καταδεικνύουν πτώση της στάθμης του ύδατος (Modis & Sideri, 2015).



Εικόνα 9.15: Αθροιστική εκτίμηση των μεταβολών των εδαφικών μετακινήσεων, κατά το χρονικό διάστημα Μαρτίου έτους 1995 – Νοεμβρίου έτους 2003 (Modis & Sideri, 2015).



Εικόνα 9.16: Σφάλμα εκτίμησης των μεταβολών της πιεζομετρίας, τον Οκτώβριο του έτους 1995 με τον αλγόριθμο kriging (Modis & Sideri, 2015).



Εικόνα 9.17: Σφάλμα εκτίμησης των εδαφικών μετακινήσεων, τον Οκτώβριο του έτους 1995, (α) με τον αλγόριθμο cokriging (βοηθητική μεταβλητή η πιεζομετρική στάθμη) και (β) με τον αλγόριθμο kriging (Modis & Sideri, 2015).

Συμπερασματικά, η διερεύνηση των μεταβλητών της πιεζομετρίας και των υποχωρήσεων του εδάφους στη λεκάνη του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου με τη χρήση της γεωστατιστικής, έδειξε ότι είναι δυνατό να πραγματοποιηθεί χωροχρονική εκτίμηση αυτών. Από τα αποτελέσματα των αναλύσεων διαπιστώνεται ότι στην περιοχή έρευνας και για τη χρονική περίοδο των ετών 1971 έως 2010 παρατηρείται συνεχής πτώση της στάθμης του υπόγειου νερού (Εικόνα 9.11). Επίσης, κατά την περίοδο των ετών 1995 έως 2003 στην εν λόγω περιοχή εντοπίζεται αύξηση των υποχωρήσεων του εδάφους (Εικόνες 9.12, και 9.13).

Από την απεικόνιση των αθροιστικών αποτελεσμάτων της μοντελοποίησης, η οποία παρουσιάζεται στις Εικόνες 9.14 και 9.15, εντοπίζεται έντονη πτώση της

στάθμης του νερού, καθώς και αύξηση των εδαφικών υποχωρήσεων στις νοτιοανατολικές και βορειοδυτικές περιοχές του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου. Σε γενικές γραμμές, η χωροχρονική συσχέτιση μεταξύ των δύο μεταβλητών είναι ορατή από τα από τα ετερο-βαριογράμματα, όπως άλλωστε αναμένονταν.

Όσον αφορά στη δυνατότητα εφαρμογής της μεθόδου kriging κατά τη μοντελοποίηση της πιεζομετρίας, το μοντέλο βαριογράμματος υποδεικνύει χωρική ακτίνα επιρροής περίπου 40 km, καθώς επίσης και περιοδική συνεχώς μειούμενη χρονική συσχέτιση. Οι ανωτέρω παράμετροι καταδεικνύουν ότι η παρεμβολή είναι επιτρεπτή σε χωρική ακτίνα 40 km. Επίσης, υπάρχει η δυνατότητα πρόβλεψης των τιμών της πιεζομετρικής στάθμης σύμφωνα με τα ανωτέρω όρια. Υπέρβαση των ορίων αυτών μπορεί να οδηγήσει σε πολύ μεγάλα σφάλματα εκτίμησης (Εικόνα 9.16). Από την Εικόνα 9.16 διαπιστώνεται ότι στις περιοχές με μικρή απόσταση από τη θέση των δειγμάτων, το σφάλμα εκτίμησης είναι σχεδόν μηδενικό, ενώ αυτό αυξάνεται σταδιακά στις περιοχές όπου η πυκνότητα του δικτύου δειματοληψίας είναι χαμηλή.

Η ομοιομορφία που παρουσιάζεται στην κατανομή των θέσεων δειματοληψίας του νερού και η χρήση της στάθμης αυτού, ως βοηθητική μεταβλητή για τον υπολογισμό των μετακινήσεων του εδάφους με τον αλγόριθμο cokriging, βελτιώνει τα αποτελέσματα της εκτίμησης. Το ανωτέρω συμπέρασμα εξάγεται από την Εικόνα 9.17, στην οποία παρουσιάζεται το σφάλμα της εκτίμησης. Η χρήση του αλγόριθμου kriging οδηγεί σε μεγαλύτερα σφάλματα, σε αντίθεση με τη χρήση της μεθόδου cokriging.

Συμπερασματικά, η χρήση της πιεζομετρίας ως βοηθητικής μεταβλητής για την εκτίμηση και πρόβλεψη των μετακινήσεων του εδάφους οδηγεί σε περισσότερο ρεαλιστικά αποτελέσματα, μειώνοντας σημαντικά το σφάλμα εκτίμησης (Εικόνα 9.16). Επιπροσθέτως, ο αλγόριθμος cokriging δίνει τη δυνατότητα πρόβλεψης των εδαφικών υποχωρήσεων για χρονική περίοδο έως και 10 έτη.

Προκειμένου να ελαχιστοποιηθούν τα σφάλματα εκτίμησης όταν η πρόβλεψη πραγματοποιείται για οριακές τιμές του μοντέλου, είναι απαραίτητη η επιπρόσθετη χρήση άλλων παραμέτρων, όπως η κατηγορία του εδαφικού σχηματισμού και η υδραυλική αγωγιμότητα. Οι εν λόγω παράμετροι μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως βοηθητικές μεταβλητές κατά την εφαρμογή της μεθόδου cokriging, με στόχο την περαιτέρω βελτίωση των αποτελεσμάτων της εκτίμησης.

10. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΠΕΡΑΙΤΕΡΩ ΕΡΕΥΝΑ

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή διερευνήθηκαν τα φαινόμενα των εδαφικών υποχωρήσεων από υπεράντληση υπόγειων υδροφόρων οριζόντων στον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο. Η εξέλιξη των φαινομένων αυτών σχετίζεται κυρίως με τη φυσική κατάσταση και την τεχνικογεωλογική συμπεριφορά των σχηματισμών, σε συνδυασμό με τον δραστικό υποβιβασμό τοπικά της πιεζομετρικής στάθμης. Συνεπώς, η διατριβή εστιάζει τόσο στον προσδιορισμό και την απεικόνιση της γεωλογικής δομής, των φυσικών χαρακτηριστικών και των μηχανικών ιδιοτήτων των σχηματισμών, όσο και στην ορθή εκτίμηση των μεταβολών της πιεζομετρίας, αλλά και της χωροχρονικής εξέλιξης των προκαλούμενων από αυτήν εδαφικών υποχωρήσεων με βάση δορυφορικές μετρήσεις.

Για τη διευκόλυνση της έρευνας, οι Τεταρτογενείς σχηματισμοί του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου διαχωρίστηκαν σε έξι (6) τεχνικογεωλογικές ενότητες, ανάλογα με τα εύρη διακύμανσης των φυσικών χαρακτηριστικών και μηχανικών τους ιδιοτήτων. Οι υπόλοιποι σχηματισμοί της ευρύτερης περιοχής έρευνας διαχωρίστηκαν σε δύο (2) τεχνικογεωλογικές ενότητες, οι οποίες περιγράφονται συνοπτικά. Η μία απεικονίζει τους Μολασσικούς σχηματισμούς και η άλλη τους σχηματισμούς του Αλπικού υποβάθρου.

Αναλυτικότερα, οι οκτώ (8) τεχνικογεωλογικές ενότητες που διακρίθηκαν στο Κεφάλαιο 6 της διατριβής, έχουν ως ακολούθως:

- Αργιλοίλυες ή ιλυώδεις άργιλοι τεφρού χρώματος
- Αμμώδεις αργιλοίλυες ή ιλυώδεις άργιλοι τεφρού χρώματος
- Αργιλοίλυες ή ιλυώδεις άργιλοι καστανού χρώματος
- Αμμώδεις αργιλοίλυες ή ιλυώδεις άργιλοι καστανού χρώματος
- Άμμοι ή ιλυώδεις άμμοι
- Αμμοχάλικα ή και χάλικες
- Μολασσικοί σχηματισμοί
- Σχηματισμοί αλπικού υποβάθρου

Σύμφωνα με τα παραπάνω, συντάχθηκε ο Τεχνικογεωλογικός χάρτης των σχηματισμών της περιοχής έρευνας. Ο χάρτης αυτός, ο οποίος παρουσιάζεται στο Κεφάλαιο 6 και στο Παράρτημα II της διατριβής σε κλίμακα 1:150.000, περιλαμβάνει τα κυριότερα φυσικομηχανικά χαρακτηριστικά των ενοτήτων που διακρίθηκαν, ενώ συνέβαλε στην επαλήθευση του τρισδιάστατου λιθολογικού μοντέλου που αναπτύχθηκε στο Κεφάλαιο 8.

Ακολούθως, πραγματοποιήθηκε η εξέταση της χωρικής μεταβολής του δείκτη συμπίεστότητας σε σχέση με άλλες γεωτεχνικές παραμέτρους των Τεταρτογενών

σηματισμών. Από την εξέταση του Τεχνικογεωλογικού χάρτη διαπιστώθηκε αρχικά, ότι οι τεφρές - μελανότεφρες αργιλοϊλίες ή ιλυώδεις άργιλοι και οι τεφρές - μελανότεφρες αμμόδεις αργιλοϊλίες ή ιλυώδεις άργιλοι (πρώτη και δεύτερη τεχνικογεωλογική ενότητα), παρουσιάζουν υψηλούς δείκτες συμπιεστότητας, σε αντίθεση με τις υπόλοιπες ενότητες.

Από την αρχική διερεύνηση των γεωτρητικών δεδομένων, δεν εντοπίστηκε σαφής συσχέτιση μεταξύ του δείκτη συμπιεστότητας και του βάθους των Τεταρτογενών σχηματισμών. Η έλλειψη συσχέτισης αποδόθηκε στη διαφορετική κλίμακα παρατήρησης που χρησιμοποιήθηκε. Η παρατήρηση όσον αφορά στη λιθολογική περιγραφή πραγματοποιήθηκε μακροσκοπικά, ενώ αντίθετα ο προσδιορισμός των γεωτεχνικών παραμέτρων του εδάφους έγινε πειραματικά.

Στη συνέχεια, στο Κεφάλαιο 7 εκτιμήθηκε η χωρική μεταβολή του δείκτη συμπιεστότητας με την εφαρμογή των μεθόδων cokriging και ανάλυσης κύριων συνιστωσών. Τα πειραματικά βαριογράμματα, τα οποία κατασκευάστηκαν για κάθε μία από τις γεωτεχνικές παραμέτρους C_c , w_c , e_0 και n , αλλά και τα ετεροβαριογράμματα του συνόλου των ζευγών των εξεταζόμενων μεταβλητών, παρουσίασαν ανισότροπη μεταβλητότητα κατά την κάθετη και την οριζόντια διεύθυνση. Το εύρος κατά την κάθετη διεύθυνση προσδιορίστηκε στα 8 m και κατά την οριζόντια στα 10.100 m.

Η περιοχή του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου παρουσιάζει ανομοιομορφία, όσον αφορά στον τρόπο απόθεσης των Τεταρτογενών σχηματισμών, με αποτέλεσμα να μην είναι εύκολη η διάκριση των ορίων μεταξύ των Τεχνικογεωλογικών ενοτήτων, τόσο κατά την οριζόντια όσο και κατά την κατακόρυφο διεύθυνση. Συνεπώς, η ανισοτροπία, η οποία παρατηρήθηκε στα πειραματικά βαριογράμματα αποδόθηκε στην πολυπλοκότητα της γεωλογικής δομής. Τα αποτελέσματα της εκτίμησης του δείκτη συμπιεστότητας (C_c) με τη μέθοδο cokriging παρουσίασαν αρνητικές τιμές, οι οποίες μπορούν να ερμηνευθούν ως συνέπεια της δυσκολίας πλήρους προσαρμογής των θεωρητικών μοντέλων στα πειραματικά βαριογράμματα.

Η μέθοδος ανάλυσης κύριων συνιστωσών εφαρμόστηκε, τόσο για να αναδειχτούν οι σχέσεις μεταξύ των γεωτεχνικών παραμέτρων, όσο και για τη σύνθεση όλων των διαθέσιμων πληροφοριών με σκοπό την αποτελεσματικότερη εφαρμογή του kriging. Μέσω των Παραγόντων 1 και 2, ερμηνεύθηκε σε ποσοστό περίπου 80% η συνολική μεταβλητότητα. Αναλυτικότερα, μέσω του Παράγοντα 1 η συνολική μεταβλητότητα ερμηνεύθηκε σε ποσοστό 66,91% και μέσω του Παράγοντα 2 σε ποσοστό 13,02%. Ο Παράγοντας 1 παρουσίασε ισχυρή συσχέτιση με τις παραμέτρους C_c , w_c , e_0 , n , γ_b , γ_a , ενώ ο Παράγοντας 2 συσχετίστηκε περισσότερο με τις παραμέτρους w_i , w_p και No200.

Από την εφαρμογή της μεθόδου ανάλυσης κύριων συνιστωσών διαπιστώθηκε ότι σε αντίθεση με τη μέθοδο cokriging, δεν παράγονται αρνητικές τιμές. Αυτό συμβαίνει ακόμα και με τη χρήση οκτώ (8) βοηθητικών μεταβλητών για την εκτίμηση του C_c , έναντι τριών (3), οι οποίες χρησιμοποιούνται κατά την εκτίμηση με τη μέθοδο cokriging. Η βελτίωση των τιμών του μοντέλου μπορεί να ερμηνευθεί ως αποτέλεσμα της ανεξαρτησίας της εν λόγω μεθόδου από τις περίπλοκες δομές του ετερο-βαριογράμματος, το οποίο χρησιμοποιείται κατά την εφαρμογή του cokriging.

Συνολικά, από τα αποτελέσματα της ανάλυσης, συμπεραίνεται ότι η χρήση της μεθόδου kriging, με δύο παράγοντες PCA και παράλληλη εφαρμογή αντίστροφου μετασχηματισμού, βελτιώνει το αποτέλεσμα της εκτίμησης. Τα αποτελέσματα της εκτίμησης παρουσιάζουν υψηλή συσχέτιση μεταξύ των πραγματικών και των εκτιμώμενων τιμών του Cc ($\rho=0,77$).

Η χωρική εκτίμηση του Cc, οδήγησε στον εντοπισμό των περιοχών στις οποίες επικρατούν συμπίστοι εδαφικοί ορίζοντες. Οι υψηλότερες τιμές του δείκτη συμπίστοτητας και κατά συνέπεια οι πιο συμπίστοι σχηματισμοί, εμφανίζονται κυρίως στο ΝΑ/κό, αλλά και στο ΒΔ/κό τμήμα της περιοχής έρευνας. Πιο συγκεκριμένα, διαπιστώθηκε ότι οι περιοχές στις οποίες δύναται να προκληθούν εδαφικές αστοχίες σε περίπτωση δραστικής πτώσης της στάθμης του νερού και επομένως να εκδηλωθούν νέες εδαφικές υποχωρήσεις και κατά συνέπεια φαινόμενα επιφανειακής εκδήλωσης αυτών, όπως εδαφικές ρωγματώσεις κ.λπ., είναι η ευρύτερη περιοχή των Τρικάλων, των Σοφάδων και του Παλαμά. Ακόμα, συμπίστοι σχηματισμοί επικρατούν στις περιοχές Σταυρού και Φαρσάλων, στις οποίες οι εδαφικές υποχωρήσεις έχουν ήδη εκδηλωθεί.

Επισημαίνεται ότι λόγω του μικρού βάθους των γεωτεχνικών γεωτρήσεων, δεν κατέστη δυνατόν να υπολογιστεί η τιμή του δείκτη συμπίστοτητας σε μεγαλύτερα των 70 m βάθη. Συνεπώς, για τον εντοπισμό του συνόλου των συμπίστον σχηματισμών του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, εφαρμόστηκε στο Κεφάλαιο 8, η προσομοίωση της λιθολογικής δομής των σχηματισμών του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου με την εφαρμογή της μεθόδου πολλαπλά Γκαουσιανής προσομοίωσης.

Η εφαρμογή της εν λόγω μεθόδου, επιβεβαίωσε και στην τρίτη διάσταση, την ύπαρξη μεγαλύτερου ποσοστού αδρομερών σχηματισμών στο ΒΔ/κό τμήμα της λεκάνης συγκριτικά με το ΝΑ/κό τμήμα αυτής. Η διαφορά αυτή είχε ήδη διαπιστωθεί και από την έρευνα πεδίου. Η συγκεκριμένη διαφοροποίηση, η οποία συσχετίζεται με τη χωρική μεταβολή του δείκτη συμπίστοτητας, επαληθεύεται και από έρευνες οι οποίες έχουν πραγματοποιηθεί κατά το παρελθόν στην εν λόγω περιοχή.

Για την περαιτέρω διερεύνηση της αξιοπιστίας των υπολογισμών, πραγματοποιήθηκε, συσχέτιση των πραγματικών με τις προσομοιωμένες τιμές. Από την ανωτέρω συσχέτιση, διαπιστώθηκε ότι η μεγαλύτερη διαφοροποίηση μεταξύ των πραγματικών και των υπολογισμένων τιμών των λιθολογικών φάσεων εμφανίζεται στις άμμους, καθώς και στους λεπτόκοκκους σχηματισμούς χωρίς οργανικά. Αντίθετα, τα ποσοστά των τιμών αυτών για τα αμμοχάλικα, τους λεπτόκοκκους σχηματισμούς με οργανικά αλλά και τις υπόλοιπες ενότητες ταυτίζονται. Συνολικά, η τιμή του συντελεστή συσχέτισης για όλες τις λιθολογικές φάσεις είναι 0,94.

Μετά τον εντοπισμό των περιοχών οι οποίες δύνανται υπό συνθήκες να υποστούν εδαφική υποχώρηση με τη χρήση των μεθόδων kriging και cokriging, διερευνήθηκε στο Κεφάλαιο 9 η ποσοτική εξάπλωση του φαινομένου στον χώρο και τον χρόνο, σε σχέση με το γενεσιουργό αίτιο, δηλαδή την πτώση στάθμης του υπόγειου υδροφορέα. Από τα αποτελέσματα των δορυφορικών μετρήσεων εντοπίστηκαν αρχικά οι περιοχές οι οποίες παρουσιάζουν έντονες εδαφικές μετακινήσεις. Με βάση τα αποτελέσματα αυτά και τη χρήση των μεθόδων kriging και cokriging εκτιμήθηκαν οι αλληλοσχετιζόμενες χωροχρονικές μεταβολές των

μετακινήσεων του εδάφους και της στάθμης του υπόγειου νερού και πραγματοποιήθηκε πρόβλεψη των τιμών τους.

Συμπερασματικά, η διερεύνηση των μεταβολών της πιεζομετρίας και των μετακινήσεων του εδάφους στον Δυτικό Θεσσαλικό κάμπο έδειξε ότι είναι δυνατό να πραγματοποιηθεί χωροχρονική εκτίμηση αυτών εντός συγκεκριμένων ορίων, με τη βοήθεια της γεωστατιστικής. Από τα αποτελέσματα των αναλύσεων διαπιστώθηκε ότι στην περιοχή έρευνας κατά τη χρονική περίοδο των ετών 1971 έως 2010 παρατηρείται συνεχής πτώση της στάθμης του υπόγειου νερού. Επίσης, κατά την περίοδο των ετών 1995 έως 2003 στην εν λόγω περιοχή εντοπίζεται αύξηση των υποχωρήσεων του εδάφους. Από την απεικόνιση των αθροιστικών αποτελεσμάτων της μοντελοποίησης, εντοπίστηκε ισχυρή πτώση της στάθμης του νερού, καθώς και αύξηση των εδαφικών υποχωρήσεων στις Νοτιοανατολικές και Βορειοδυτικές περιοχές του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου. Σε γενικές γραμμές, η χωροχρονική συσχέτιση μεταξύ των δύο μεταβλητών είναι ορατή από τα ετερο-βαριογράμματα, όπως άλλωστε αναμένονταν.

Όσον αφορά στη δυνατότητα εφαρμογής της μεθόδου kriging κατά τη μοντελοποίηση της πιεζομετρίας, το μοντέλο βαριογράμματος υποδεικνύει χωρική ακτίνα επιρροής περίπου 40 km, καθώς επίσης και περιοδική συνεχώς μειούμενη χρονική συσχέτιση. Οι ανωτέρω παράμετροι καταδεικνύουν ότι η παρεμβολή είναι επιτρεπτή σε χωρική ακτίνα 40 km. Επίσης, υπάρχει η δυνατότητα πρόβλεψης των τιμών της πιεζομετρικής στάθμης σύμφωνα με τα ανωτέρω όρια. Υπέρβαση των ορίων αυτών μπορεί να οδηγήσει σε πολύ μεγάλα σφάλματα εκτίμησης. Επιπροσθέτως, διαπιστώθηκε ότι στις περιοχές με μικρή απόσταση από τη θέση των δειγμάτων, το σφάλμα εκτίμησης είναι σχεδόν μηδενικό, ενώ αυτό αυξάνεται σταδιακά στις περιοχές όπου η πυκνότητα του δικτύου δειγματοληψίας είναι χαμηλή.

Από τον υπολογισμό του σφάλματος της εκτίμησης διαπιστώθηκε ότι η ομοιομορφία που παρουσιάζεται στην κατανομή των θέσεων δειγματοληψίας του νερού και η χρήση της στάθμης αυτού, ως βοηθητική μεταβλητή για τον υπολογισμό των μετακινήσεων του εδάφους με τον αλγόριθμο cokriging, βελτιώνει τα αποτελέσματα της εκτίμησης. Παράλληλα, η χρήση του αλγόριθμου kriging οδηγεί σε μεγαλύτερα σφάλματα, σε αντίθεση με τη χρήση της μεθόδου cokriging.

Προκειμένου να ελαχιστοποιηθούν τα σφάλματα εκτίμησης όταν η πρόβλεψη πραγματοποιείται για οριακές τιμές του μοντέλου, είναι απαραίτητη η επιπρόσθετη χρήση άλλων παραμέτρων, όπως η κατηγορία του εδαφικού σχηματισμού και η υδραυλική αγωγιμότητα. Οι εν λόγω παράμετροι μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως βοηθητικές μεταβλητές κατά την εφαρμογή της μεθόδου cokriging, με στόχο την περαιτέρω βελτίωση των αποτελεσμάτων της εκτίμησης.

Συνολικά από την έρευνα που πραγματοποιήθηκε, διαπιστώθηκε ότι η εντατική εκμετάλλευση των υπόγειων νερών κατά τις τελευταίες δεκαετίες, έχει προκαλέσει συστηματική πτώση της στάθμης των υδροφορέων, αλλά και μείωση των υπόγειων υδάτινων αποθεμάτων. Τα αποθέματα αυτά, τα τελευταία χρόνια δεν αναπληρώνονται επαρκώς. Η φύση των σχηματισμών του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, σε συνδυασμό με την υπεράντληση των υδροφόρων οριζόντων οδήγησε στην εμφάνιση εδαφικών υποχωρήσεων, σε πολλές περιοχές της εν λόγω λεκάνης. Οι μετακινήσεις του

εδάφους, οι οποίες συσχετίζονται με τη μεταβολή της πιεζομετρίας, εξελίσσονται χρονικά με αποτέλεσμα, εάν δεν μεταβληθούν οι παρούσες συνθήκες, το φαινόμενο να ενταθεί και να πλήξει και άλλες περιοχές του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου, οι οποίες εντοπίζονται στην παρούσα διατριβή ως επικίνδυνες.

Πέραν των ανωτέρω, στα πλαίσια της παρούσας διατριβής επιχειρήθηκε και η απόδοση επικινδυνότητας σε όλα τα σημεία της περιοχής έρευνας, ανεξάρτητα από την πτώση της στάθμης. Η εκτίμηση αυτή γίνεται συνήθως βάσει μετρηθέντων φυσικών χαρακτηριστικών και μηχανικών ιδιοτήτων του κάθε εδαφικού σχηματισμού, οι οποίες σχετίζονται με τη ιδιότητά του να συμπιέζεται με την απομάκρυνση του νερού από τους πόρους του. Με τη μέθοδο αυτή όμως, δεν αξιοποιούνται οι περιγραφές των πυρήνων γεωτρήσεων, οι οποίες είναι γενικά διαθέσιμες σε μεγαλύτερα βάθη. Για την αντιμετώπιση του προβλήματος αυτού και την καλύτερη αξιοποίηση των διαθέσιμων δεδομένων, χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά στην παρούσα διατριβή η μέθοδος της πολλαπλά Γκαουσιανής προσομοίωσης για την ανάπτυξη ενός τρισδιάστατου γεωλογικού μοντέλου με απώτερο στόχο την απόδοση κινδύνου. Ο κάθε σχηματισμός του εν λόγω μοντέλου, αντιπροσωπεύει ένα μέτρο επικινδυνότητας, ανάλογα με τη μέση τιμή του δείκτη συμπιεστότητας που είναι διαθέσιμη από τα πειραματικά δεδομένα. Τέλος, ο τεχνικογεωλογικός χάρτης, ο οποίος συντάχθηκε στο πρώτο στάδιο της έρευνας συνέβαλε στην αξιολόγηση του γεωλογικού μοντέλου. Σημειώνεται σχετικά, ότι ο χάρτης αυτός αποτελεί σημαντική πρωτότυπη εργασία για την περιοχή, καθώς είναι πολύ χρήσιμο εργαλείο στον χωρικό σχεδιασμό και στην οικιστική ανάπτυξη αυτής.

Από την ανάπτυξη του θέματος, αναδεικνύονται αρκετά ενδιαφέροντα προβλήματα για περαιτέρω μελλοντική έρευνα. Στις μελλοντικές προεκτάσεις του αντικειμένου της παρούσας διδακτορικής διατριβής, δηλαδή στη διερεύνηση του προβλήματος των εδαφικών υποχωρήσεων από υπεράντληση υδροφορέων, προτείνονται τα ακόλουθα ερευνητικά πεδία:

- Η διερεύνηση της χρήσης της υδραυλικής αγωγιμότητας (συντελεστή υδροπερατότητας, k), ως βοηθητικής μεταβλητής, για τον υπολογισμό των μετακινήσεων του εδάφους, σε συνδυασμό με τη χρήση της πιεζομετρίας.
- Η ανάπτυξη τρισδιάστατου στοχαστικού μοντέλου ροής για την εκτίμηση των εδαφικών υποχωρήσεων και η σύγκριση των αποτελεσμάτων με το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε στη διατριβή αυτή.
- Η σύγκριση των σημερινών τιμών της πιεζομετρίας και των μετακινήσεων του εδάφους με τις προβλεφθείσες τιμές του μοντέλου.

SUMMARY

Subsidence phenomena due to overexploitation of aquifers have been observed in many regions around the world, but also in the Greek territory. In the latter, these phenomena have been also manifested in the Western plain of Thessaly basin during the last few decades. The occurrence of land subsidence depends on the nature of the formations of the subsoil and particularly of their geotechnical properties. In order to investigate the subsidence mechanism at the above plain, the data regarding lithology and geomechanical properties of soil horizons were examined and analysed, by means of geostatistical methods.

Thessaly basin is located in Central Greece and consists a lowland area that is mainly drained by Pinios River. This basin is subdivided by a group of hills in two well distinguished sub-basins, the Western and the Eastern ones. They are two individual hydrologic basins, developing high potential aquifers. According to geological studies of Western Thessaly basin, Mesozoic alpine formations and Molassic formations outcrop in the margins of the study area, while post alpine deposits occupy in the lowland of the basin. The Mesozoic alpine formations consist of schist-cherts, ophiolites, limestones and flysch (Mariolakos et al., 2001; Rozos & Tzitziras, 2002), while the Molassic formations mainly of conglomerates and locally sandstones. The Alpine formations belong to the Pelagonian - Subpelagonian geotectonic zones and they constitute the bedrock of post alpine deposits of the West Thessaly basin.

The alluvial deposits of this basin (the Western one) which is the study area of this Thesis constitute a system of unconfined shallow aquifers, extending in the upper layers and successive confined - artesian aquifers developing in the deeper permeable layers (Marinos et al. 1995, 1997). This system apart from the percolated surface water is also supplied by water through the lateral infiltration from the karstic aquifers of the alpine carbonate formations, outcropping in the margins of the basin. In general, the richest aquifers are developed in the western sub-basin of Thessaly plain, due to their rich supply both from the big infiltrating part of surface runoff and lateral infiltration (Kallergis, 1971, 1973; Andronopoulos et al., 1991).

The overexploitation of these aquifers during the last decades, followed by a continuous lowering of the ground water level year by year, led to the manifestation of land subsidence phenomena, with extended damages in certain sites. In the Eastern Thessaly basin the land subsidence phenomena occurred for the first time in 1996 (Soulis 1997; Soulios 1980). On the contrary, in Western Thessaly basin (the study area) these phenomena were firstly manifested in 2002 as surface ruptures in the eastern part of it, namely in Farsala and Stavros sites (Rozos et al., 2010).

Farsala city is built partly on the bedrock alpine formations and on the Pleistocene deposits. The variations of the geotechnical behaviour for the foundation formations led to the manifestation of numerous tensile fractures, in several sections of the town. Precisely, in the center of the town, an area extending 50 m x 360 m was damaged. For example, the road pavements present multiple fractures, redisplayed

afterwards any repair works. Also, several buildings intersected by ruptures were intensively damaged requiring expensive reconstruction works. Small ground ruptures have also been occurred in the northern part of the town and in an area covering $180\text{ m} \times 200\text{ m}$. In addition, beyond the south western limits of the town and at the west of the railway line, two more extensive ruptures were observed with total length 1,000 m and 2,500 m respectively.

In Stavros small town, the main ground rupture was found westwards the railway line. This tensile rupture has a total length of about 2,100 m, and a vertical displacement at a rate of 60 cm. The trace of the rupture affects road pavements and numerous buildings (Apostolidis & Georgiou, 2007). The buildings founded along the trace of the ruptures present several damages, such as cracks in the stonework, distortions in doors, windows, stockyards and pavements. Furthermore, several ground ruptures are located at the south of the town, intersecting cultivated areas.

The overexploitation of the ground water resulted in the activation of the subsidence mechanism of the discharged aquifers and subsequently led to the manifestation of the accompanying phenomena on the surface, apart from the land depression. Therefore, along the margins of the basin where the bedrock outcrops and consequently the thickness of the Quaternary formations are small, ruptures of the ground occur, as a result of the tensile forces action (Rozos et al., 2010). On the contrary, in the parts of the basin with thick Quaternary formations, the compaction of the formations can become noticeable at the first stages mainly by the rising of well pipes from the ground.

In order to investigate the mechanism of land subsidence and its future manifestation in some other parts of the basin, data regarding the lithology and the geomechanical characteristics of the involved soil horizons were examined and analysed. The evaluated data, were collected both from several hundreds of sampling boreholes, which had been drilled by local authorities and private companies for various technical works, but also from laboratory tests carried out in the frame of this study (Sideri et al., 2014). Based on the above data but also on an extensive field work, a study of the distinction of the soil horizons regarding their physical characteristics and mechanical properties as well as their classification was conducted. This led in the establishment of a clear relationship between some mechanical properties related to subsidence manifestation and the classification of the distinguished soil horizons.

The research results in combination with field work, led to the compilation of two maps. The first one includes the location of all geotechnical and hydrogeological boreholes used in order to assess and evaluate the physical characteristics and mechanical properties of the main engineering geological units. The extended field work along with the evaluated data from these boreholes led to compilation of the second map i.e. the Engineering geological map of the Quaternary deposits of Western Thessaly plain. This map shows the surface development of the eight (8) main lithological - engineering geological units on a topographic background with contour intervals of 200 m especially in the surroundings highlands of the study plain. This map was designed to facilitate the study of land subsidence in the Western

Thessaly plain and it is a very useful tool for local public services, as well as individuals involved in urban planning and land development.

Apart from the study of the geotechnical characteristics for the separated units of the Quaternary formations and their special development, techniques of multivariate statistics and geostatistics were combined and compared to evaluate the estimation methods of the main mechanical properties, with special reference to compression index (C_c) from oedometer tests. Principal Component Analysis (PCA) was applied in order to highlight the relationships between the geotechnical parameters (Sideri et al., 2014). Through cross-validation analysis, kriging and cokriging were tested as estimators of the C_c .

The dataset included geotechnical information of 4,671 samples taken from 813 boreholes. The spatial distribution of the samples with the elevation was uniform, namely 2,338 samples (approximately 55%) between 100 m and 120 m a.s.l. and just 382 samples (approximately 9%) above 150 m a.s.l. The selected samples had a set of geotechnical information comprising the most relevant 21 physical properties - gravel, sand, silt, clay and silty clay fragment percentage %, liquid limit (w_l), plastic limit (w_p), plasticity index (I_p), clay activity (A), natural water content (w_c), consistency index (I_c), bulk unit weight (γ_b), dry unit weight (γ_d), particle specific gravity (G_s), void ratio (e), porosity (n), organic matter percentage (%) - and 12 mechanical parameters - max unconfined compressive strength (q_u) and corresponding strain (ε) from unconfined compression test, cohesion (c) and friction angle (ϕ) from shear test, cohesion (c) and friction angle (ϕ) from triaxial test (UU, CUPP) compression index (C_c) and void ratio from oedometer test (e_0).

The analysis of the geotechnical information revealed the relationships between soil classification in various units and their mechanical properties. According to USCS, the alluvial deposits in the Western Thessaly plain were subdivided into 28 classes. Those classes were grouped into six (6) engineering geological units, the spatial development of which helped in the examination of the mechanism of subsidence manifestation.

The scatter plots of the main geotechnical characteristics (compression index – (C_c) and void ratio (e_0)) versus depth as a function of the lithologic/textural classes did not highlight any clear correlation between the classification characteristics and the selected properties of the samples. The lack of a clear relationship between soil classification and geotechnical properties is mainly due to the different scale of observation used for the lithologic description, which is done macroscopically and also due to the geotechnical parameterisation, which is done experimentally (Raspa et al., 2008). Despite that the lithologic description of the various horizons is continuous in a sampling borehole, the punctual character of the samples is restricted in a small area around the borehole and therefore the information gained referred to this small area. This fact is generally eliminated through modelling geological and geotechnical data.

Therefore, the correlations did not result to a clear relationship between the examined properties and the soil classification of a sample. Thus, because of the numerous variables involved, the spatial extent of the soil horizons and the complex

relationships existing among the physical/mechanical properties are more effectively investigated with geostatistics.

Interpolation with cokriging was performed in a 100 km x 75 km x 250 m horizontal orthogonal parallelepiped grid, divided to 1,560,000 elements of 500 m x 500 m x 5 m. 271 samples with Cc value were employed. An isotropic structure with zero nugget effect was used as a model for the variogram. Cokriging was realized by using Cc as target variable with w , e_0 and n as auxiliary variables, recorded on a set of 3,021 samples.

A correlogram model was adjusted on the experimental variograms, which were calculated with a lag size of 1 m on the vertical direction and 2,750 m on the horizontal plane. Experimental variograms show an anisotropic variability, which is typical of fluvial sedimentary successions: a small range (8 m) in the vertical direction and a large range (10,100 m) in the horizontal direction. The anisotropy in the range is related to the difference in the sedimentary process along the vertical and horizontal directions. The vertical range of 8 m is also indicative to the dimensions of possible sedimentary bodies, which might have a thickness of about 8 m and much larger horizontal dimensions. The variogram model fitted with the experimental variograms follows the linear correlogram model. Sill matrixes were automatically adjusted by the software through the conditional fitting of the experimental variograms.

The negative Cc values observed in the interpolation results could be explained due to certain inconsistencies between experimental and model covariogram. These inconsistencies cannot be avoided, due to the limitations imposed by the application of positive definiteness to the model. This is the reason why employment of more auxiliary variables for the application of cokriging, could probably result to a very complicated model and is not feasible in general.

The complete set of geotechnical information was available for just 219 samples. These samples were analysed to characterize the seven (7) most relevant physical properties and two (2) mechanical parameters. Principal Component Analysis was the first step for subsequent geostatistical analysis. PCA was indeed applied both i) to highlight the relationships among the geotechnical parameters and ii) to synthesize all the information available for kriging application. PCA results showed the sum of the projections of the nine (9) variables on the direction of each of the nine (9) Factors. Due to the redundancy of information related to correlations existing among the parameters, the first two Factors of the PCA explain about 80% of the total variability. Factor 1, which explains 66.91% of the total variability, is highly correlated to Cc, w_c , e_0 , n , γ_b , γ_d . Factor 2, which explains 13.02% of the total variability, is correlated to w_l , w_p and No200.

Kriging was applied to the first two Factors, on the same grid as in the previous paragraphs. After that, using the inverse transformation on these two Factors, the Cc value was calculated for each grid element. The cross validation of the results showed a high correlation between true and estimated values of Cc. In addition, unlike cokriging this method does not produce negative Cc values. This is true even though PCA uses eight (8) auxiliary variables for the estimation of Cc, instead of three (3) used in cokriging. The improvement on the model efficiency could be explained as a

result of the method's independence on complicated covariogram structures. The results show that spatial correlation of the target variable is less important than its correlation to the auxiliary variables. Cross-validation demonstrates that kriging with two Principal Component Analysis (PCA) Factors and application of inverse transform gives the best results for Cc estimates (Sideri et al., 2014).

Integrating properties, such as relative positions and proportions of different lithofacies, is of highest importance in order to render realistic geological patterns. Plurigaussian Simulation (PS) is an alternative method for conceptual and deterministic modelling for the characterization of lithofacies distribution (Modis & Sideri, 2013). The spatial differentiation of lithofacies was studied in the alluvial aquifer system of West Thessaly basin. For this, PS technique was applied to an extensive set of borehole data from the basin. The main characteristic of the Plurigaussian Simulation technique is that it allows incorporating geological concept in the stochastic simulations. This unique feature of the Plurigaussian Simulation Method is difficult to establish in other similar simulation techniques. The geological rule is not only derived from a statistical analysis of the borehole data but it also allows the inclusion of other forms of geological and empirical knowledge.

The PS technique provides a valid indicator cross covariance model because the indicator covariances are directly deduced from the covariance model of the Gaussian variables. Assigning a standard covariance model to these Gaussian variables, guarantees that the indicator covariances are valid covariance functions. The two Gaussian variables are assumed to have stationary covariances. To perform a conditional simulation of the Gaussian variables, experimental multi-Gaussian values are required at the data points. To obtain these values that respect the Gaussian covariance model, a Gibbs sampler algorithm is used. The Gibbs sampler is an iterative algorithm based on Markov chain Monte Carlo (MCMC) simulation techniques. The Gaussian values that are assigned to the drill holes are used as conditioning data for the conditional simulation.

The two alluvial aquifer systems existing in the Western Thessaly sub-basin can be approximately defined by three boundary surfaces. A thin impermeable layer separates the two aquifer systems, and the lower surface is the limit between the alluvial deposits and the bedrock. The upper aquifer lies between elevations 70 m and 170 m, while the bottom surface of the lower aquifer reaches in depth up to -450 m. The total working area is discretized into 180 x 140 x 71 (1,789,200) blocks of 500 m x 500 m x 10 m. This discretization allows each model block to approximately contain at least one sample. The coordinates of the center of the lower left block are $x = 290,000$ m, $y = 4,330,000$ m, $z = -450$ m.

Before starting the stochastic modelling, it is important to take into account the main directions of continuity of the lithology of each horizon because they generally alter in both directions horizontally and vertically (they are not constant in space). Apart from this special arrangement, the base of each horizon imposes a certain kind of spatial continuity. In order to follow this continuity in the simulations, each horizon is deformed to a new shape, with a plane base this time. This deformation is

performed by coordinate transformations, while the base of each horizon is used as a reference surface.

The lithofacies proportions at each domain must be modelled as a function of the point considered in the field. This modelling procedure is guided mainly by the experimental data. Vertical Proportion Curves (VPCs), first proposed by Matheron et al. (1987), are a simple tool for quantifying the evolution in the amount of each facies or lithotype present as a function of depth. They were computed along lines that are vertical to the chosen reference level.

As a first-pass approach, a simple moving average of the experimental indicator values over the study area was considered, in order to adjust the data distribution to the grid. The individual VPCs were used as constraining information to calculate the proportions on the whole 3D grid through kriging estimation. The differentiation between these domains was apparent. A higher proportion of peat-silty clay with organic matter was observable in the second VPC. This was an indication of increased compressibility of the lower aquifer related to the upper one. Similarly, the proportions of sand with gravels were greater in the lower aquifer. Considering the hydraulic conductivity values of the lithofacies in the database, they suggest that the sand with gravels is the most permeable structure. In the PS method, two Gaussian functions G_1 and G_2 were used. G_1 represented the transition between clay - silt grey facies and peat - sand with gravels facies, sand with gravels facies and sand facies, sand facies and basement formations. G_2 represented the transition between clay and silt brown facies and all the other hydrofacies.

The next step of the PS technique was the inference of the variogram models for the underlying multi-Gaussian functions. Direct adjustment to the experimental variograms was not possible since the only available experimental variograms were the variograms of the indicator functions describing the hydrofacies (one per hydrofacies, plus all the bivariate combinations), while the two variograms needed for the model were the variograms of the underlying and continuous multi-Gaussian functions. The links between all these variograms are complex functions of the truncation process and of the conditioning to the hydrofacies proportions. Therefore, the variogram inference was based on an inverse trial and error procedure in which the ranges of the variograms of the multi-Gaussian fields were adjusted iteratively as follows. Firstly, the type and parameters of the initial variogram models were defined and then the variograms were used to construct an unconditional PS. The variograms of the indicators of the facies were computed numerically from the simulated field. Finally, the initial ranges of the variograms of the multi-Gaussian fields were adjusted manually until an acceptable match was obtained between the experimental and the computed variograms.

In the case of West Thessaly basin, the Plurigaussian simulation technique is shown to be effective in reproducing the spatial characteristics of the different lithofacies and their distributions across the study area as determined by the proportions of the borehole samples. Histograms of model vs. experimental lithofacies proportions and indicative cross sections were plotted in order to validate the results. The PS technique was shown to be effective in reproducing the spatial characteristics

of the different lithofacies and their distribution across the study area (Modis & Sideri, 2013).

In order to investigate the mechanism of land subsidence phenomena and of its future occurrences in the study area, data regarding the temporal variation of ground deformations and water level were examined and analysed. Commonly used methods to measure land subsidence include conventional surveying, borehole extensometers, Global Positioning Systems (GPS), conventional InSAR Interferometric synthetic aperture radar (InSAR) and its recent development PSI technique (Galloway et al, 1999; Maliva & Missimer, 2012). The methods vary in the resolution, cost, and practical spatial density of measurements. Borehole extensometers have the finest resolution and greatest accuracy, but are expensive to be constructed. As a result, there is typically a low spatial density of extensometers in most study areas. Ideally, multiple methods should be used in which, for example, extensometer data may served, for example, as a control regarding less accurate methods with coarser resolutions. In any case, exclusive application of PSI technique in hydrogeological research and monitoring within the past decade, has led to improved results (Ferretti et al. 2000, 2001).

Through out of Western Thessaly basin, several water wells were drilled, in order to provide data for various hydro-geological studies (Kallergis 1973; Sogreah S.A. 1974). PSI measurements are also available from the European Space Agency (ESA). The dataset included two types of information: (a) Monthly piezometric time series taken from of 82 water wells from 1974 to 2010 and (b) PSI deformation time series were taken using 68,767 points, from 1992 to 2003. The distribution of water level and ground deformation measurements was not uniform in space and time. The PSI has been applied primarily in urban environments, where the density of stable scatterers typically is quite high (as many as a few hundred per square kilometre). Over natural terrain, the scarcity of stable targets severely limits PSI's successful application and results in a strong differentiation in sampling density (Galloway & Burbey, 2011).

Due to the gaps in the sampling grid as explained above, it was important in the next steps of this work to examine the use of one variable as auxiliary for the estimation of the other. A necessary condition for this is the existence of a certain degree of correlation between the two variables. An initial quantitative examination of the correlation between the piezometric level and the deformation pattern in the PSI data was performed, by linear regression at selected experimental locations. The results did not indicate a clear relation between the above variables. Moderate correlation coefficients between the PSI dataset and the water level fluctuation have been observed, while, in some points, poor correlation coefficients were found.

In order to investigate analytically the correlation between deformation and piezometric level measurements in space and time, it was necessary to study the individual variograms and the cross variogram of the above variables. The experimental variograms of ground displacements and water level and also the cross variograms between them were calculated in space and time with a lag size of 1 month on the temporal direction and 1000 m in the spatial domain. These variograms

showed an anisotropic variability, which was expected due to the differentiation between the spatial and temporal directions. The sills of the cross variograms were indicative of the correlation between ground deformations and water level in space and time. The above result was in accordance to the theoretically expected: It is well known (Galloway & Burbey, 2011) that there is a direct relation between water level decline and land subsidence.

The theoretical variogram fitted to the experimental data followed the linear correlogram model. Three nested structures, two gaussian and one exponential cosine (Chilès & Delfiner, 2012) were linearly combined to express the spatiotemporal inter-dependencies of ground deformation and water level, individually and between them. The first gaussian model was adjusted to reproduce mainly the spatial continuity of ground deformations and water level individually. This continuity extended isotropically up to 40,000 m. The second gaussian model affects mostly the temporal continuity of both variables, which extended practically up to 10 years. The exponential cosine model with 12 month period simulated the yearly variation of water level due to seasonal fluctuation of rainfall.

Since the two variables of interest were correlated, as indicated by their cross variogram, the application of cokriging was expected to be useful for the improvement of estimation. In this direction, both kriging and cokriging were compared for the estimation of ground deformations, with water level as an auxiliary variable. The numerical model was calculated in a spatiotemporal grid (Appiah et al., 2011), extending on 180 km x 140 km in space and 500 months in time, divided to 12,600,000 elements of 500 m x 500 m x 1 month. The coordinates of the center of the lower left block were $x= 290,000$ m, $y= 4,330,000$ m and $z= 0$ which corresponds to December 1971.

Study of the variograms of piezometric level and ground deformations in the Western Thessaly basin has shown that it is possible to perform spatiotemporal estimation of these variables, using geostatistics. The cross variogram model indicates that these variables were spatiotemporally correlated. The use of the uniformly sampled water level as an auxiliary variable for the estimation of ground deformations produced more realistic results, by considerably reducing the estimation error (Modis & Sideri, 2015). Model parameters indicated that is safe to interpolate piezometric level within a spatial range of 40 km. It was also possible to predict future values of water level fluctuation. Concerning ground deformations, the variogram model indicated a range of safe interpolation approximately at 40 km. Prediction of future values of ground deformations was also allowable up to 10 years.

In order to decrease the estimation errors when forecasting distant values of the model, additional use of other parameters such as soil quality, hydraulic conductivities or various boundary conditions might be of use (Modis & Sideri, 2015). A further future step of the research will be to take into account the above parameters via the incorporation of deterministic laws of ground water flow to the stochastic model.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ελληνική

- Αντωνάκος, Α. (2012).** Χρήση Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών (G.I.S.) για επίλυση προβλημάτων περιβαλλοντικής υδρογεωλογίας στον νομό Κορινθίας. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Εφαρμοσμένης Γεωλογίας και Γεωφυσικής, 307 σελ.
- Αποστολίδης, Ε. (2014).** Τεχνικογεωλογικές συνθήκες στη λεκάνη Δυτικής Θεσσαλίας – Γεωμηχανικά χαρακτηριστικά των τεταρτογενών αποθέσεων. Ανάλυση με χρήση γεωγραφικών συστημάτων πληροφοριών. Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών, 633 σελ.
- Αποστολίδης, Ε., Γεωργίου, Χ. (2007).** Τεχνικογεωλογική έρευνα των επιφανειακών εδαφικών διαρρήξεων σε περιοχές της Θεσσαλίας. Καταγραφή, αποτύπωση και τεκμηρίωση. Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, 118 σελ.
- Γεωργόπουλος, Γ.Δ. (1993).** Ανίχνευση καθιζήσεων και προσδιορισμός του πεδίου τους στην περιοχή του Μοσχάτου, Πυρφόρος, τ. 10.
- Ι.Γ.Μ.Ε., Γεωλογικοί Χάρτες Ελλάδας, κλίμακας 1:50.000.** Γεωλογικά φύλλα: Παναγιά (1980), Καστανέα (1961), Αγίοφυλλον (1979), Δεσκάτη (1987), Καλαμπάκα (1972), Τρίκαλα (1969), Φαρκαδών (1998), Μυρόφυλλον (1993), Μουζάκιον (1993), Καρδίτσα (1969), Φουρνάς (1991), Σοφάδες (1969), Φάρσαλα (1969), Λεοντάριον (1962), Δομοκός (1957), Βελεστίον (1983), Ευξινούπολις ή Ανάβρα (1957), Λαμία (1967) και Στυλίσ (1963).
- Ι.Γ.Μ.Ε. (1993).** Γεωτεχνικός χάρτης της Ελλάδας, κλίμακας 1:500.000, Δ/ση Τεχνικής Γεωλογίας, Αθήνα.
- Καββαδάς, Μ. (2006).** Στοιχεία εδαφομηχανικής. Έκδοση Ε. Μ. Πολυτεχνείου.
- Καλλέργης, Γ. (1986).** Εφαρμοσμένη Υδρογεωλογία (Τόμοι Α' και Β'). Έκδοση Τ.Ε.Ε., Αθήνα.
- Καλλέργης, Γ., Σκαγιάς, Σ. (1980).** Απογραφή καρστικών πηγών Ελλάδος. ΙΙΙ: Θεσσαλία. Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Καλλέργης, Γ., Μόρφης, Α., Παπασπυρόπουλος, Χ., Χριστοδούλου, Θ. (1973).** Υδρογεωλογική έρευνα λεκάνης Δυτικής Θεσσαλίας, Ινστιτούτο Γεωλογικών Μεταλλευτικών Ερευνών, Υδρολογικές και Υδρογεωλογικές Έρευνες, Αρ. 8, σελ. 166.
- Καλλέργης, Γ. (1970).** Υδρογεωλογική έρευνα υπολεκάνης Καλαμπάκας (Δυτική Θεσσαλία). Ινστιτούτο Γεωλογικών Μεταλλευτικών Ερευνών, τομ. XIV, Νο 1, Αθήνα.
- Κατσιάτσος, Γ. (1992).** Γεωλογία της Ελλάδας, 451 σελ.
- Κούκης, Γ. (1993).** Έρευνα των κατολισθητικών φαινομένων στον Ελληνικό χώρο και οι επιπτώσεις τους στον αστικό σχεδιασμό και τη βέλτιστη χρήση γης (Ερευνητικό έργο 89ΕΔ 158, για τη Γενική Γραμματεία Έρευνας και

- Τεχνολογίας). Πανεπιστήμιο Πατρών, Τομέας Εφαρμοσμένης Γεωλογίας και Γεωφυσική, Πάτρα, 103 σελ.
- Κούκης, Γ. (1978).** Γεωλογικές – γεωτεχνικές χαρτογραφήσεις και η χρησιμότητά τους στα τεχνικά έργα. Δελτίο Κ.Ε.Δ.Ε., 2: 106 – 149.
- Κουτσόπουλος, Κ., Ανδρουλακάκης, Ν. (2012).** Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών. Θεωρία και πράξη. Εκδόσεις Παπασωτηρίου, Αθήνα, 641 σελ.
- Κωνσταντινίδης, Δ., Περγιαλιώτης, Π. (1986).** Ανάπτυξη υπόγειων υδάτων Θεσσαλίας. Μαθηματικά μοντέλα. Αναρρύθμιση των μοντέλων υπόγειων υδροφορέων, Υπουργείο Γεωργίας, Αθήνα.
- Λαμπράκης, Ν., Βουδούρης, Κ., Τηνιακός, Λ., Καλλέργης, Γ. (1994).** Τα αποτελέσματα της συνδυασμένης δράσης ξηρασίας και υπερεντατικών αντλήσεων στον υδροφόρο ορίζοντα των τεταρτογενών της λεκάνης του Γλαύκου ποταμού. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Πρακτικά 7ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσσαλονίκη, Τόμος XXX/4: 239 – 248.
- Λέκκας, Ε. (1988).** Γεωλογική δομή και γεωδυναμική εξέλιξη της οροσειράς του Κόζιακα (Δυτική Θεσσαλία). Διδακτορική διατριβή, Γεωλογικό Τμήμα, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπ. Αθηνών, Γεωλογικές μονογραφίες, Νο 1, 281 σελ.
- Μανάκος, Α. (2010).** Υδρογεωλογική μελέτη – Υδατικό διαμέρισμα Θεσσαλίας. Γ' Κ.Π.Σ., Υποέργο: Υπόγειο Υδατικό δυναμικό Θεσσαλίας, Ι.Γ.Μ.Ε., Θεσσαλονίκη, 547 σελ.
- Μαρίνος, Π., Περγλέρος, Β., Καββαδάς, Μ. (1997).** Προσχωματικές και καρστικές υδροφορίες του Θεσσαλικού κάμπου. Νεώτερα στοιχεία για το καθεστώς της υπερεκμετάλλευσής τους. Πρακτικά 4ου Υδρογεωλογικού Συνεδρίου, Θεσσαλονίκη, σελ. 243 – 258.
- Μαρίνος, Π. (1995).** Υδατικό δυναμικό Θεσσαλικής πεδιάδας. Επιπτώσεις από την υπερεκμετάλλευση του. 3ο Υδρογεωλογικό συνέδριο, Ηράκλειο Κρήτης.
- Μαρίνος, Π., Κούκης, Γ., Τσιαμπάος, Γ., Σκιάς, Σ., Στουρνάρας, Γ. (1985).** Η Γεωτεχνική χαρτογράφηση στον αστικό σχεδιασμό και στην περιφερειακή ανάπτυξη. Πρακτικά του 1ου Πανελληνίου Γεωλογικού Δημέρου, Αθήνα, Δελτίο Ε.Γ.Ε., XVII: 158 – 163.
- Μαριολάκος, Η., Λέκκας, Σ., Παπαδόπουλος, Τ., Αλεξόπουλος, Α., Φουντούλης, Ι., Αλεξόπουλος, Ι., Σπυρίδωνος, Ε., Μαντέκας, Ι., Ανδρεαδάκης, Ε. (2001).** Υπεδαφική τεκτονική δομή στη λεκάνη των Φαρσάλων (Θεσσαλία) ως καθοριστικός παράγων διαμόρφωσης των υδρογεωλογικών συνθηκών της περιοχής υπό ανακοίνωση στο 9ο Συνέδριο της Ε.Γ.Ε.
- Μόδης, Κ. (2010).** Εισαγωγή στη γεωστατιστική. Σχολή Μηχανικών Μεταλλίων – Μεταλλουργών, Ε.Μ.Π., Αθήνα.
- Μουντράκης, Δ. (2010).** Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, 373 σελ.
- Μουντράκης, Δ. (1985).** Γεωλογία της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, 207 σελ.

- Παπανικολάου, Δ., Σίδερης, Χ. (1977).** Συμβολή εις την γνώσιν της Μολάσσης του Ελλαδικού χώρου. Ι. Προκαταρκτική έρευνα εις την περιοχή Καναλιών Καρδίτσης, *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 28: 387 – 417.
- Παπανικολάου, Δ. (1986).** Γεωλογία της Ελλάδας. Εκδόσεις Επτάλοφος Α.Β.Ε.Ε., Αθήνα, 240 σελ.
- Παπαπέτρος, Π. κ.ά. (2002).** Υδρογεωλογική έρευνα ανθρακικών και οφιολιθικών μαζών Δυτικής και Ανατολικής Θεσσαλίας. Πρόγραμμα Β΄ Κ.Π.Σ., αδημοσίευτη μελέτη Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Ρόζος, Δ., Λουπασάκης, Κ. (2012).** Εδαφικές υποχωρήσεις από υπεράντληση υδροφόρων στον Ελληνικό χώρο. *Ορυκτός Πλούτος*, 166/2012, σελ. 33-45.
- Ρόζος, Δ. (2007).** Εγχειρίδιο Τεχνικής Γεωλογίας Ι, Κατολισθήσεις - Εδαφικές υποχωρήσεις - Καθιζήσεις, Τομέας Γεωλογικών Επιστημών, Εργαστήριο Τεχνικής Γεωλογίας - Υδρογεωλογίας, Σχολή Μηχ. Μεταλλείων-Μεταλλουργών, ΕΜΠ, Αθήνα.
- Ρόζος, Δ., Τζιτζιρας, Α. (2002).** Έκθεση τεχνικογεωλογικής εξέτασης εδαφικών αστοχιών στο Δημοτικό Διαμέρισμα Φαρσάλων του Δήμου Φαρσάλων, Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Αθήνα.
- Ρόζος, Δ. (1991).** Τεχνικογεωλογικές συνθήκες στον νομό Αχαΐας – Γεωμηχανικοί χαρακτήρες των πλειοπλειστοκαινικών ιζημάτων. Διδακτορική διατριβή, τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών. Έκδοση Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα, Γεωτεχνικές έρευνες, Αρ. 15, 453 σελ.
- Ρόζος, Δ., Χατζηνάκος, Ι., Νικολάου, Ν. (1989).** Καταγραφή και ταξινόμηση των κατολισθητικών φαινομένων στο ορεινό οδικό δίκτυο του νομού Καρδίτσας, *Δελτίο Ε.Γ.Ε.*, XXIII/3: 95 – 109.
- Σίδερης, Δ. (2008).** Υδρογεωλογικό καθεστώς περιοχής Σταυρού – Φαρσάλων Δυτικής Θεσσαλίας με έμφαση στις εδαφικές υποχωρήσεις λόγω υπεράντλησης. Μεταπτυχιακή Εργασία, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, Διεπιστημονικό – Διατμηματικό Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών Επιστήμη και Τεχνολογία Υδατικών Πόρων, Ε.Μ.Π.
- Σούλιος, Γ. (1980).** Καθιζήσεις προσχωσιγενών λόγω αντλήσεως υποκειμένων υδροφόρων οριζόντων. Παραδείγματα από τον Ελληνικό χώρο. Τεχνικά χρονικά, Τεύχος Οκτωβρίου – Δεκεμβρίου, σελ. 205 – 210.
- Τζώτσος, Α., Αργιαλάς, Δ. (2007).** Σύγχρονες τεχνολογίες τηλεπισκόπησης για την ανίχνευση, καταγραφή, αποτίμηση πυρκαγιών και προστασία των πληγέντων περιοχών. Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης, Τομέας Τοπογραφίας, Σχολή Αγρονόμων Τοπογράφων Μηχανικών, Ε.Μ.Π.
- Τσολάκης, Δ.Ν. (2013).** G.I.S. Εισαγωγή στα Συστήματα Γεωγραφικών Πληροφοριών. Σεμινάριο με τίτλο: «Συλλογή δεδομένων Πηγές και Εισαγωγή τους σε ΣΓΠ», Εκπαιδευτική ενότητα 4, Έκδοση 1.1, 27 σελ.
- Φούμελης, Μ. (2009).** Μελέτη επιφανειακής παραμόρφωσης ευρύτερης περιοχής Αθηνών βάσει διαφορικών μετρησιών GPS και Συμβολομετρίας Ραντάρ. Διδακτορική διατριβή, Ε.Κ.Π.Α., Τμήμα Γεωλογίας και Περιβάλλοντος, Αθήνα.

- Χιονίδη, Μ. (1998).** Καθιζήσεις σε σχέση με υπεραντλήσεις υπόγειων νερών. Οι περιπτώσεις Μοσχάτου-Καλλιθέας και ΝΑ Θεσσαλίας, Διπλωματική Εργασία, Ε.Μ.Π., Σχολή Μηχανικών Μεταλλείων Μεταλλουργών, Τομέας Γεωλογικών Επιστημών, Αθήνα.
- Χριστοδούλου, Γ. (1982).** Στρωματογραφία της Ελλάδας, Πάτρα, 303 σελ.

Διεθνής

- Andronopoulos, V., Rozos, D., Hatzinakos, I. (1991).** Subsidence phenomena in the area of Kalohori, Greece. Land subsidence, IAHS Publ. No 200, USA.
- Appiah, S.K., Mueller, U., Cross, J. (2011).** Spatio-temporal modelling of malaria incidence for evaluation of public health policy interventions in Ghana. West Africa, 19th International Congress on Modelling and Simulation, Perth, Australia.
- Armstrong, M., Galli, A., Beucher, H., Le Loc'h, G., Renard D., Doligez, B., Eschard, R., Geffroy, F. (2011).** Plurigaussian Simulations in Geosciences. Berlin, Springer-Verlag.
- Armstrong, M., Chetboun, G., Hubert, P. (1993).** Kriging the rainfall in Lesotho. A. Soares, ed., Geostatistics Troia '92, Vol. 2: Kluwer Academic Publ., Dordrecht, p. 661–672.
- Asli, M., Marcotte, D. (1995).** Comparison of approaches to spatial estimation in a bivariate context. *Mathematical Geology*, 27 (5), 641-658.
- Astori, B., Bezoari, G. (1991).** Experiences of land subsidence measurements in Italy and related problems. In International Symposium on Land subsidence, Dhanbad, India.
- Barends, F.B.J., Brouwer, F.J.J., Schröder, F.H. (1995).** Land subsidence. Proceedings of the Fifth International Symposium on Land Subsidence, The Hague, Netherlands, IAHS Publ. 234, IASH, Wallingford, U.K.
- Bell, J.W., (1981).** Subsidence in Las Vegas Valley: Nevada Bureau of Mines and Geology Bulletin 95, 84 p.
- Betzhold, J., Roth, C. (2000).** Characterizing the mineralogical variability of a Chilean copper deposit using plurigaussian simulations. *Journal of the South African Institute of Mining and Metallurgy*, pp. 111-120.
- Bogaert, P., Christakos, G. (1997a).** Spatiotemporal analysis and processing of thermometric data over Belgium. *Jour. Geoph. Res.*, v. 102, no. D22, p. 25831–25846.
- Bras, R. L., Rodrigues-Iturbe, I. (1984).** Random functions and hydrology: Addison-Wesley, Reading, MA, 559 p.
- Bierkens, M.F.P, Burrough, P.A. (1993).** The indicator approach to categorical soil data. I. Theory. *Journal of Soil Sciences*, 44, 361-368.
- Brunn, J.H. (1956).** Contribution a l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. *Ann. Geol. Pays Hell. Athènes*, 7: 1 – 358.
- Caputo, R. (1990).** Geological and structural study of the recent and active brittle deformation of the Neogene – Quaternary basins of Thessaly (Central Greece). Ph.D. Thesis, Scientific Annals Aristotle University of Thessaloniki, Thessaloniki, 255 pp.

- Carbognin, L., Gambolati, G., Johnson, A.I. (2000).** Land subsidence. Proceedings of the Sixth International Symposium on Land Subsidence, Ravenna, Italy, 24–29 Sept 2000, vols 1–2. La Garagola, Padova, Italy.
- Carpenter M.C. (2001).** South Central Arizona. Earth fissures and subsidence complicate development of desert water resources. U.S. Geological Survey, Tucson, Arizona, pp. 65-78.
- Carreón-Freyre, D., Cerca, M., Galloway, D.L., Silva-Corona, J.J. (2010).** Land subsidence, associated hazards and the role of natural resources development (EISOLS 2010). IAHS Publ. 339, IAHS, Wallingford, UK.
- Chilès J.P., Delfiner P. (1999).** Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty, Wiley series in Probability and Statistics, New-York, 695p.
- Clark, I., (1979).** Does Geostatistics work? 16th international symposium on Application of Computers and Operations Research in the Mineral Industry (APCOM), T. J. O'Neil (editor), American Institute of Mining Engineers, Inc, New York.
- Dazzi, R., Gatto, P., Mozzi, G., Zambon, G. (1994).** La rete di monitoraggio delle pressioni di strato, parte seconda in: Lo sfruttamento degli acquiferi artesiani di Venezia e i suoi riflessi sulla situazione altimetrica del suolo (Monitoring of the aquifers pressure. 2nd part in: Exploitation of the Venetian aquifer system as a cause of land subsidence). Progetto Sistema Lagune Veneziano, Linea di Ric. 2.8, CNR, ISDGM, Venezia.
- Dearman, W. (1991).** Engineering geological mapping. Butterworth – Heineman Ltd., London, 387 pp.
- Dearman, W. (1979).** The Engineering Geological mapping. Commission of the International Association of Engineering Geology. Bulletin of IAEG, 19: 346 – 348.
- Dearman, W., Matula, M. (1976).** Environmental aspects of Engineering Geological Mapping. Bulletin of IAEG, 14: 141 – 146.
- Dearman, W., Fookes, R. (1974).** Engineering geological mapping for civil engineering practice in the United Kingdom. Q. Jl. Eng. Geol., Vol. 7:223 – 256.
- Deutsch, C.V. (2006).** A sequential indicator simulation program for categorical variables with point and block data: BlockSIS. Computers & Geosciences Vol. 32, pp. 1669-1681.
- Deutsch, C. V., Journel, A. G. (1998).** GSLIB: Geostatistical software library and user's guide (Applied Geostatistics Series) (2nd ed.). New York: Oxford University Press.
- Doutsos, T. (1994).** Late orogenic uplift of the Hellenides. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Πρακτικά 7ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσσαλονίκη, τόμος XXX/2: 37 – 34.
- Doutsos, T., Koukouvelas, I., Zelilides, A., Kontopoulos, N. (1994).** Intracontinental wedging and post – orogenic collapse in the Mesohellenic Trough. Geol. Rundschau, 83: 257 – 275.

- Doutsos, T., Pe – Piper, G., Boronkay, K., Koukouvelas, I. (1993).** Kinematics of the Central Hellenides. *Tectonics*, 12/4: 936 – 953.
- Elachi, C., Cimino, J., Settle, M. (1986).** Overview of the Shuttle Imaging Radar-B preliminary scientific results. *Science*, 232, 1511-1516.
- Emery, X. (2004).** Properties and limitations of sequential indicator simulation. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, Vol. 18 (6): pp. 414-424.
- European Space Agency (ESA) (1991).** ERS-1 special issue. *ESA Bulletin*, 65.
- European Space Agency (ESA) (1995).** ERS-2 special issue. *ESA Bulletin*, 83.
- Falivene, O., Cabrera, L., Muñoz, J.A., Arbués, P., Fernández, O. & Sáez, A. (2007).** Statistical grid-based facies reconstruction and modelling for sedimentary bodies. Alluvial-palustrine and turbiditic examples. *Geologica Acta*, 5, 199-230.
- Ferretti, A., Pratti, C., Rocca, F. (2001).** Permanent Scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(1), 8-20.
- Ferretti, A., Pratti, C., Rocca, F. (2000).** Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 38:2202–2212.
- Fleury, J.J. (1980).** Les zones de Gavrovo – Tripolitza et du Pinde – Olonos (Grèce continentale) et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate – forme et d'une bassin dans leur cadre alpin. *Publ. Soc. Géol. Nord, Lille*, 4, 648 pp.
- Galli, A., Beucher, H., Le Loc'h, G., Doligez, B., and the Heresim Group (1994).** The pros and cons of the truncated gaussian method, *Geostatistical Simulations: Proceedings of the Geostatistical Workshop*, Fontainebleau, France, M. Armstrong & P. Dowd, eds, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 217–233.
- Galloway, D.L., Burbey, T.J. (2011).** Review: Regional land subsidence accompanying groundwater extraction. *Hydrogeology Journal*, Vol. 19, pp. 1459–1486.
- Galloway, D.L., Riley, F.S. (2001).** San Joaquin Valley, California. Largest human alteration of the Earth's surface. USGS.
- Galloway, D., Ingebritsen, S. E., Riley, F. S., Ikehara, M. E., & Carpenter, M. C. (1999).** Land subsidence in the United States. In D. Galloway, D. R. Jones, & S. E. Ingebritsen (Eds.), *Land subsidence in the United States: U.S. Geological Survey Circular 1182*, 141–158.
- Geological Society of London (1972).** The Geological Society Engineering Group Working Party. The preparation of maps and plans in terms of engineering geology, *Q. Jl. Eng. Geol.*, 5: 293 – 382.
- Goovaerts, P. (1997).** *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press 483 p.
- Goovaerts, P. (1994).** Comparative performance of indicator algorithms for modeling conditional probability distribution functions. *Mathematical Geology* 26 (3), pp. 385–410.

- Goovaerts, P., Sonnet, P. (1993).** Study of spatial and temporal variations of hydrogeochemical variables using factorial kriging analysis. In A. Soares, ed., *Geostatistics Troia '92*, Vol. 2: Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 745–756.
- Gomez-Hernandez, J.J., Srivastava, R.M. (1990).** ISIM3D: An ANSI-C three dimensional multiple indicator conditional simulation program. *Computers & Geosciences* 16 (4), pp. 395–410.
- Goodchild, M.F. (1985).** Geographic information systems in undergraduate geography: A contemporary dilemma. *The operational geographer*, 8:34-38.
- Handcock, M. S., Wallis, J. R. (1994).** An approach to statistical spatial-temporal modeling of meteorological fields (with discussion): *Jour. Am. Sta-tistical Assoc.*, v. 89, no. 426, p. 368–390.
- Härdle, W., Simar, L. (2007).** *Applied Multivariate Statistical Analysis*, Second edition. Springer–Verlag, Berlin. 458 pp.
- Haslett, J., Raftery, A. E. (1989).** Space-time modeling with long-memory dependence: Assessing Ireland's wind power resource (with discussion): *Appl. Statistics*, v. 38, no. 1, p. 1–50.
- Heuvelink, G.B.M., Musters, P., Pebesma, E. J. (1997).** Spatio-temporal kriging of soil water content. In Baaffi, E., and Schofield, N., eds., *Geostatistics Wollongong '96*, Vol. 2: Kluwer Academic Publ., Dordrecht, p. 1020–1030.
- Holzer, T.L. (1988).** State and local response to damaging land subsidence in United States urban areas. *Engineering Geology*, 27, pp. 449-466.
- IAEG (1979).** Commission of Engineering Geological mapping of the I.A.E.G., Part I, Rock and Soil materials, Classification of rocks and soils for engineering geological mapping. *Bulletin of International Association for Engineering Geology and the Environment*, 19: 364 – 371.
- Jaëger, P. (1979).** *Géologie du massif du Koziakas et de la chaîne du Pinde face a Mouzaki (Grèce continentale)*. Thèse 3eme Cycle, Univ. Paris, VI.
- Johnson, A.I. (1991).** Land subsidence. *Proceedings of the Fourth International Symposium on Land Subsidence*, 12–17 May 1991, Houston, TX. IAHS Publ. 200.
- Johnson, A.I., Carbognin, L., Ubertini, L. (1986).** Land subsidence. *Proceedings of the Third International Symposium on Land Subsidence*, Venice, Italy, IAHS Publ. 151.
- Journel, A.G., Alabert, F. (1990).** New method for reservoir mapping. *Journal of Petroleum Technology*, SPE paper 20781.
- Journel, A.G., Huijbregts, Ch.J. (1978).** *Mining Geostatistics*. Academic Press, London, p. 600.
- Kaplanides, A., Fountoulis, D. (1997).** Subsidence phenomena and ground fissures in Larissa, Karla basin, Greece: Their results in urban and rural environment. *Proceedings International Symposium on Engineering Geology and the Environment*. Balkema, Rotterdam.
- Kenny, R. (1992).** Fissures: Legacy of a drought. *Earth Magazine*, Vol. 1 (3): pp. 34-41.

- Kerrou, J., Renard, P., Hendricks-Franssen, H.-J., Lunati, I., (2007).** Issues in characterizing heterogeneity and connectivity in non-multi-Gaussian media. *Advances in Water Resources* Vol. 31 (1): pp.147–159.
- Kitanidis, P. (1997).** Introduction to geostatistics: applications in hydrogeology. Cambridge, U.S.A.: Press Syndicato of the University of Cambridge.
- Koukis, G. (1982b).** Engineering geological conditions in Greece related to urban planning and development. *Proc. Int. Symposium on Soil, Geology and Landforms: Impact on land use planning in developing countries.* Bangkok, Thailand, B6: 1 – 10.
- Koumantakis, I., Rozos, D., Markantonis, K. (2008).** Ground subsidence in Thermaikos municipality of Thessaloniki county, Greece, *GroPro International Conference ATV jord og Grundvand, Klarskovgaard.*
- Komnitsas, K., Modis, K. (2006).** Soil risk assessment of As and Zn contamination in a coal mining region using geostatistics. *Science of the Total Environment* Vol. 371, pp. 190–196.
- Kyriakidis, P.C., Journel, A.G. (1999).** Geostatistical space-time methods: a review. *Mathematical Geology*, 31, 651-684.
- Lambrakis, N., Daskalaki, P. (1999).** Environmental aspects and the exploitation of groundwater resources in Greece. *Proceedings of the XXIX Congress of IAH, Hydrogeology and Land Use Management, 6 – 10 September, Bratislava, Slovak Republic, pp. 189 – 195.*
- Lame, D.B., Born, G.H. (1982).** SEASAT measurement system evaluation: Achievement and limitations. *Journal of Geophysical Research*, 87(C5), 3175-3178.
- Le Loc’h, G., Beucher, H., Galli, A., Doligez, B., and the Heresim Group (1994).** Improvement in the truncated gaussian method: combining several gaussian functions, *ECMOR IV: 4th European Conference on the Mathematics of Oil Recovery, Roros, Norway, Conference Proceedings, 13 pp.*
- Longley, P.A., Goodchild, M.F., Maguire, D.J., Rhind, D.W. (2005).** *Geographic Information Systems and Science. Second Edition, Wiley, New York.*
- Loupasakis, C., Rozos, D., Raspini, F., Moretti S (2013).** FEM simulation of large vertical deformations caused by land subsidence and verification of the results by using radar interferometry techniques, *Installation Effects in Geotechnical Engineering, Taylor & Francis Group, London, pp. 51-57.*
- Maliva, R., Missimer, T. (2012).** *Arid Lands Water Evaluation and Management.* Springer, Berlin, 1076 p.
- Mariethoz, G., Renard, P., Cornaton, F., Jaquet, O. (2009).** Truncated Plurigaussian Simulations to Characterize Aquifer Heterogeneity. *Ground Water*, Vol. 47(1), pp. 13–24.
- Marinos P., Koukis, G., Tsiambaos, G., Sabatakakis, N. (1991).** The engineering geological environment in Greece and cases from urban areas. *Proceedings of the 7th International Congress of the International Symposium of Urban Geology, Sfax, Tunisia, 14 – 19 October, Vol. I: 376 – 400.*

- Matheron, G., Beucher H., de Fouquet, C., Galli, A., Guerillot, D., Ravenne, C. (1987).** Conditional simulation of the geometry of fluvio-deltaic reservoirs. SPE 1987 Annual technical conference and exhibition, Dallas, Texas, pp 591–599. SPE 16753.
- Matheron, G. (1965).** Les variables regionalisees et leur estimation. Paris: Masson.
- Matheron, G. (1963).** Traite de geostatistique appliqué. Tome I: Memoires du Bureau de Recherches Geologiques et Minieres, Editions Technip, Paris, 333 p.
- Modis, K., Sideri, D. (2015).** Spatiotemporal estimation of land subsidence and ground water level decline in West Thessaly basin, Greece. *Natural Hazards*, Vol. 76 (2), pp. 939-954.
- Modis, K., Sideri, D. (2013).** Geostatistical Simulation of Hydrofacies Heterogeneity of the West Thessaly Aquifer Systems in Greece. *Natural Resources Research*, Vol. 22 (2), pp. 123-138.
- Modis, K., Stavrou, S., Terezopoulos, N., Vattis, D. (2008).** Geostatistics versus inverse distance squares in ore reserves estimation: comparative case study in copper ore body in Cyprus. *Mining Technology*, 117, 48-52.
- Nemoto, Y., Nishino, H., Ono, M., Mizutamari, H., Nishikawa, K., Tanaka, K. (1991).** Japanese Earth Resources Satellite-1 Synthetic Aperture Radar. *Proceedings of IEEE*, 79, 800-809.
- Nishidai, T., Yoshie, T., Tsu, H. (1994).** Overall results of the Earth Resources Satellite “Fuyo-1” and data evaluation. Presented in the Results Reporting meeting of JERS-1 System Verification Program, vol. I, Tokyo, Japan, 33-39.
- Papritz, A., Fluhler, H. (1994).** Temporal change of spatially autocorrelated soil properties: Optimal estimation by cokriging. *Geoderma*, v. 62, p. 29–43.
- Papoulis, A., Pillai, S. U. (2002).** Probability, Random Variables and Stochastic Processes. 4th ed., McGraw-Hill, New York.
- Pavelko, M. T., Wood, D. B., Laczniak R. J. (2001).** Las Vegas, Nevada. Gambling with water in the desert. U.S. Geological Survey, Las Vegas, Nevada, pp. 49-64.
- Phien-wej, N., Giao, P.H. and Nutalaya, P. (2006).** Land subsidence in Bangkok, Thailand. *Engineering Geology*, 82, pp. 187-210.
- Poland, J.F. (1984).** Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal. UNESCO Studies and Reports in Hydrology 40, UNESCO, Paris.
- Poland, J.F., Davis, G.H. (1969).** Land subsidence due to withdrawal of fluids. *Rev Eng Geol* 2:187–269.
- Poland, J.F., Davis, G.H. (1956).** Subsidence of the land surface in Tulare-Wasco and Los Banos-Kettleman City area, San Joaquin Valley California. *Trans Am. Geophys. Union* 37, 287–296.
- Pyrzcz, M., Deutsch, C. (2014).** Geostatistical reservoir modeling, Oxford University Press, p. 433.
- Raney, R.K., Luscombe, A.P., Langham, E.J., Ahmed, S. (1991).** RADARSAT. *Proceedings of the IEEE*, 79(6), 839-849.
- Raspa, G., Moscatelli, M., Stigliano, F., Patera, A., Marconi, F., Folle, D., Vallone, R., Mancini, M., Cavinato, G.P., Milli, S., Costa, J. (2008).**

- Geotechnical characterization of the upper Pleistocene–Holocene alluvial deposits of Roma (Italy) by means of multivariate geostatistics: Cross-validation results. *Engineering Geology* 101, pp. 251–268.
- Rivera, A., Ledoux, E. (1991).** Non-linear modelling of groundwater flow and total subsidence in the Mexico City aquifer-aquitard system. *Proc. of Fourth International Symposium on Land Subsidence, IAHS, No. 200*, 45-58.
- Rondogianni, Th. (1984).** Etude néotectonique des rivages occidentaux du canal d’Atalanti (Grèce central). These 3eme Cycle, Univ. Paris, Sud., Orsay, pp. 190.
- Rouhani, S., Wackernagel, H. (1990).** Multivariate geostatistical approach to space-time data analysis: *Water Resources Res.*, v. 26, no. 4, p. 585–591.
- Rozos, D., Sideri, D., Loupasakis, C., Apostolidis, E. (2010).** Land Subsidence Due to Excessive Ground Water Withdrawal. A Case Study from Stavros - Farsala Site, West Thessaly, Greece. *Proceedings of the 12th International Congress of the Geological Society of Greece, Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XLIII, No 4*, pp. 1850-1857, Patras.
- Seguret, S., Huchon, P. (1990).** Trigonometric kriging: A new method for re-moving the diurnal variation fom geomagnetic data. *Jour. Geophys. Res.*, v. 95, no. B13, p. 21383–21397.
- Sideri D., Modis K., Rozos, D. (2014).** Multivariate Geostatistical Modelling of Geotechnical Characteristics of the Alluvial Deposits in West Thessaly, Greece. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment, Vol. 73 (3)*, pp. 709-722.
- Sideri D., Modis K., Rozos, D. (2013).** Application of Geostatistical Simulation Models in the Characterization of Complex Geological Structures. *Proceedings of the 13th International Congress of the Geological Society of Greece, Bulletin of the Geological Society of Greece, Crete*.
- Sideri, D., Rozos, D., Loupasakis, C., Kotsanis, D. (2012).** New Data on Land Subsidence Phenomena Due to Excessive Groundwater Withdrawal in the Western Thessaly Basin. *EGU General Assembly, Vienna, Austria*, p.11562.
- Soares, A. (2001).** Direct sequential simulation and cosimulation. *Mathematical Geology, Vol. 33(8)*, pp. 911–926.
- Sogreah S.A. (1974).** Groundwater development project of the plain of Thessaly. Republic of Greece, Ministry of Agriculture, Directorate General of Agricultural Development and Research Land Reclamation Service, Final Report R 11971, Athens.
- Solas, G. A., Gatelli, F., Campbell, G. (1996).** Initial testing of ERS tandem data quality for InSAR applications. *ESA Technical Report, RS/ED96 D002/1.0*.
- Soulios, G. (1997).** Subsidence de terrains alluviaux dans le sud-est de la plaine de Thessalie, Grece. *Proceedings of International Symposium on Engineering Geology and the Environment, Balkema, Rotterdam*, pp. 1067 – 1072.
- Stafleu, J., Maljers, D., Gunnink, J. L., Menkovic, A., Busschers, F. S. (2011).** 3D modelling of the shallow subsurface of Zeeland, The Netherlands. *Netherlands Journal of Geosciences, Vol. 90(4)*, pp. 293-310.

- Terzaghi, K. (1925).** Settlement and consolidation of clay. McGraw-Hill, New York, pp 874–878.
- Terzaghi, K. (1923).** Die berechnung der durchlässigkeitziffer des tones aus dem verlauf der hydrodynamischen spannungserscheinungen (The computation of permeability of clays from the progress of hydrodynamic strain). Sitzungsberichte, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Part Iia 132, Akademie der Wissenschaften, Vienna, pp 125–138.
- Tison, L.J. (1969).** Land subsidence. Proceedings of the Tokyo Symposium, Sept 1969, UNESCO Studies and Reports in Hydrology 8, IAHS Pub., pp 88–89.
- Tolman, C.F., Poland, J.F. (1940).** Ground-water, salt-water infiltration, and ground-surface recession in Santa Clara Valley, Santa Clara County, California. Transactions, American Geophysical Union.
- Unesco/IAEG (1976).** Engineering geological maps. A guide to their preparation. The Unesco Press, Paris, 79pp.
- Water Science Photo Gallery,** U.S.G.S. (<http://water.usgs.gov/edu/photo-gallery.html>).
- Werner, C., Wegmüller, U., Strozzi, T., Weismann, A. (2003).** Interferometric Point Target Analysis for deformation mapping. Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), Toulouse, France, 4362-4364.
- Wilson, A.M., Gorelick, S. (1996).** The effects of pulsed pumping on land subsidence in the Santa Clara Valley, California. Journal of Hydrology 174, 375–396.
- Wiley, C. A. (1954).** Change detection in SAR images. In: International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Espoo, Finland, 3-6 June, 1421-1424.
- Zhang, A., Gong, S., Carbognin, L., Johnson, A.I. (2005).** Land subsidence. Proceedings of the 7th International Symposium on Land Subsidence, Oct 2005, vols 1–2. Shanghai Scientific., Shanghai.
- Zvorykin, I.A., Vrissimdj, S.E. (1947).** Soil map of Thessaly. Scale 1:150.000.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι

A. ΔΗΜΟΣΙΕΥΜΕΝΟ ΕΡΓΟ

Διεθνή περιοδικά

Modis, K., Sideri, D. (2015). *Spatiotemporal estimation of land subsidence and ground water level decline in West Thessaly basin, Greece*, Natural Hazards, Vol. 76 (2), pp. 939-954.

Sideri, D., Modis, K., Rozos, D. (2014). *Multivariate Geostatistical Modelling of Geotechnical Characteristics of the Alluvial Deposits in West Thessaly, Greece*, Bulletin of Engineering Geology and the Environment, Vol. 73 (3), pp. 709-722.

Modis, K., Sideri, D. (2013). *Geostatistical Simulation of Hydrofacies Heterogeneity of the West Thessaly Aquifer Systems in Greece*, Natural Resources Research, Vol. 22 (2), pp. 123-138.

Διεθνή συνέδρια

Sideri, D., Modis, K., Rozos, D. (2013). *Application of Geostatistical Simulation Models in the Characterization of Complex Geological Structures*, Proceedings of the 13th International Congress of the Geological Society of Greece, Bulletin of the Geological Society of Greece, Crete.

Sideri, D., Rozos, D., Loupasakis, C., Kotsanis, D. (2012). *New Data on Land Subsidence Phenomena Due to Excessive Groundwater Withdrawal in the Western Thessaly Basin*, EGU General Assembly, Vienna, Austria, p.11562.

Rozos, D., Sideri, D., Loupasakis, C., Apostolidis, E. (2010). *Land Subsidence Due to Excessive Ground Water Withdrawal. A Case Study from Stavros - Farsala Site, West Thessaly, Greece*, Proceedings of the 12th International Congress of the Geological Society of Greece, Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XLIII, No 4, pp. 1850-1857, Patras.

B. ΛΕΞΙΛΟΓΙΟ ΓΕΩΣΤΑΤΙΣΤΙΚΩΝ ΟΡΩΝ

Η απόδοση των εννοιών και της ορολογίας του επιστημονικού πεδίου της γεωστατιστικής στην ελληνική γλώσσα, όπως πραγματοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή, δίνεται κατά τρόπο οργανωμένο στις σελίδες που ακολουθούν.

Τα διαθέσιμα λεξικά για τη μετάφραση των όρων από την αγγλική στην ελληνική γλώσσα είναι τα εξής:

Olea R. (1991). Geostatistical glossary and multilingual dictionary, New York: Oxford University Press.

Παναγόπουλος Κ.Ι. (1981). Λεξιλόγιο γεωστατιστικής. Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο. Έδρα Εκμετάλλευσης Μεταλλείων.

Ένα σημαντικό μέρος των όρων μεταφράστηκε με βάση τα εν λόγω λεξικά. Επίσης, χρησιμοποιήθηκαν διάφορες ελληνικές ιστοσελίδες από το διαδίκτυο.

English	Ελληνικά
accuracy	ακρίβεια
anisotropy	ανισοτροπία
a priori covariance	συνδιακύμανση εκ των προτέρων
a priori variance	διακύμανση εκ των προτέρων
autocorrelation	αυτοσυσχέτιση
autocovariance	αυτοσυνδιασπορά
average	μέσος όρος
bias	μεροληψία
cell (grid)	κελί (πλέγματος)
coefficient of	συντελεστής
conditional simulation	προσομοίωση υπό συνθήκη
conditioning data	δεδομένα δέσμευσης
confidence interval	διάστημα εμπιστοσύνης
continuous random variable	συνεχής τυχαία μεταβλητή
contour	ισοϋψής
coregionalisation	συμμεταβλητότητα
correlation	συσχέτιση
correlation coefficient	συντελεστής συσχέτισης
correlogram	συσχετόγραμμα
covariance	συνδιασπορά
critical probability threshold	κρίσιμο πιθανοτικό όριο
cross - (e.g., covariance)	ετερο - (π.χ. συνδιασπορά)
cross-correlation	ετερο-συσχέτιση

English	Ελληνικά
cross-semivariogram	ετερο-ημιβαριόγραμμα
cross-validation	διακρίβωση
deterministic	αιτιοκρατικός
estimate / estimation	εκτίμηση
estimation error	σφάλμα εκτίμησης
estimator	εκτιμητής
expected value	αναμενόμενη τιμή
experimental	πειραματικός
exploratory analysis	διερευνητική ανάλυση
exponential	εκθετικό
Geographic Information Systems	Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών
geostatistics	γεωστατιστική
global estimation	ολική εκτίμηση
grid	πλέγμα, κάρναβος
heterotopic	ετεροτοπικός
homogeneity	ομοιογένεια
indicator	δείκτης
indicator variable	μεταβλητή-δείκτης
interpolation	παρεμβολή
isotropy	ισοτροπία
kriging	τεχνική του Krige
lag size	απόσταση
linear estimator	γραμμική εκτίμηση

English	Ελληνικά
local estimation	τοπική εκτίμηση
mean value	μέση τιμή / αριθμητικός μέσος όρος
model semivariogram	μοντέλο ημιβαριογράμματος
multivariate	πολυμεταβλητή
nugget effect	επίδραση κόκκου
omnidirectional semivariogram	ημιβαριόγραμμα πάσας κατεύθυνσης
Plurigaussian	Πολλαπλά Γκαουσιανή
Principal Component Analysis	Ανάλυση Κύριων Συνιστωσών
power	δύναμη
probability density function	συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας
random sampling	τυχαία δειγματοληψία
random variable	τυχαία μεταβλητή
range	εμβέλεια / διάστημα επιρροής
regionalized variable	χωρική μεταβλητή
sample	δείγμα
sampling	δειγματοληψία
scale	κλίμακα
scatter diagram	διάγραμμα διασποράς
semivariogram	ημιβαριόγραμμα
Sequential Gaussian Simulation	Διαδοχική Γκαουσιανή Προσομοίωση
standard deviation	τυπική απόκλιση
sill	οριακή τιμή

English	Ελληνικά
simulation	προσομοίωση
smoothing	εξομάλυνση
spherical	σφαιρικό
stochastic variable	στοχαστική μεταβλητή
structural analysis	δομική ανάλυση
threshold	κατώφλι
Truncated Gaussian	κατατετμημένη Γκαουσιανή
unbiased	αμερόληπτος
unconditional	χωρίς δέσμευση
validation	επικύρωση
variance	διασπορά
variogram	βαριόγραμμα
zone of influence	ζώνη επιρροής

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ

Α. ΦΥΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΚΑΙ ΜΗΧΑΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ ΤΩΝ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ

Πίνακας ΙΙ-1: Φυσικά χαρακτηριστικά Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 1

	Χ. Χαλίκια (%)	Μ. Χαλίκια (%)	Λ. Χαλίκια (%)	Χ. Άμμος (%)	Μ. Άμμος (%)	Λ. Άμμος (%)	ΐλος (%)	Άργιλος (%)	No200 (%)	LL (%)	PL (%)	PI (%)
Μέση τιμή	0	0	0	1	1	4	57	36	94	51	22	29
Μέγιστη τιμή	4	0	4	10	6	10	83	66	100	99	38	71
Ελάχιστη τιμή	0	0	0	0	0	0	24	9	86	24	11	7
Αριθμός δειγμάτων	528	528	528	528	528	528	98	98	528	538	538	538
Τυπική απόκλιση	0,2	0,0	0,5	1,6	1,1	2,6	14,6	14,2	2,7	14,2	4,1	12,4

	Οργανικά (%)	Ενεργότητα	Υγρασία (%)	IL	IC	γb (kN/m ³)	γd (kN/m ³)	Gs	e	n (%)	S (%)
Μέση τιμή	7	0,81	30	0,36	0,67	19	15	3	0,83	46	96
Μέγιστη τιμή	22	2,26	68	2,02	2,20	26	19	3	1,63	62	120
Ελάχιστη τιμή	3	0,00	10	-0,10	-1,45	16	6	2	0,45	31	64
Αριθμός δειγμάτων	52	98	403	187	246	354	253	80	205	158	56
Τυπική απόκλιση	3,3	0,3	7,9	0,3	0,4	1,2	1,6	0,1	0,2	5,7	12,3

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ – Α. ΦΥΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΚΑΙ ΜΗΧΑΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ ΤΩΝ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ

Πίνακας ΙΙ-2: Μηχανικές ιδιότητες τεχνικογεωλογικής Ενότητας 1

	qu (Ανεμπ.) (kPa)	ε (Ανεμπ.) (%)	cs (Διάτμ.) (kPa)	φs (Διάτμ.) (°)	cu (Τριαξ. UU) (kPa)	φu (Τριαξ. UU) (°)
Μέση τιμή	140	8,6	49,8	15,2	58,2	4,8
Μέγιστη τιμή	487	21,2	93,0	25,0	220,0	13,1
Ελάχιστη τιμή	11	1,3	13,0	4,0	7,0	0,0
Αριθμός δειγμάτων	221	202	11	11	81	79
Τυπική απόκλιση	98,8	4,2	26,0	6,2	41,1	4,2

	c (Τριαξ. CUPP) (kPa)	φ (Τριαξ. CUPP) (°)	c' (Τριαξ. CUPP) (kPa)	φ' (Τριαξ. CUPP) (°)	Cc (Στερ.)	eo (Στερ.)	Cv (Στερ.) cm ² /sec	T.Δ. (Στερ.) (kPa)
Μέση τιμή	42,1	17,7	27,3	22,5	0,3	0,9	7,08 x 10 ⁻⁴	15,6
Μέγιστη τιμή	88,0	25,0	57,1	28,0	1,7	3,4	1,36 x 10 ⁻³	25,0
Ελάχιστη τιμή	10,0	7,0	0,0	16,0	0,1	0,2	1,48 x 10 ⁻⁴	12,5
Αριθμός δειγμάτων	11	11	15	15	99	108	5	4
Τυπική απόκλιση	20,7	4,9	21,4	3,7	0,2	0,3	4,52 x 10 ⁻⁴	6,3

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ – Α. ΦΥΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΚΑΙ ΜΗΧΑΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ ΤΩΝ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ

Πίνακας ΙΙ-3: Φυσικά χαρακτηριστικά Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 2

	Χ. Χαλίκια (%)	Μ. Χαλίκια (%)	Λ. Χαλίκια (%)	Χ. Άμμος (%)	Μ. Άμμος (%)	Λ. Άμμος (%)	ΐλος (%)	Άργιλος (%)	No200 (%)	LL (%)	PL (%)	PI (%)
Μέση τιμή	0	0	1	3	3	19	50	24	74	37	18	19
Μέγιστη τιμή	9	13	16	45	29	49	71	53	84	91	63	65
Ελάχιστη τιμή	0	0	0	0	0	0	29	5	50	22	6	2
Αριθμός δειγμάτων	347	347	347	347	347	347	86	86	347	309	309	309
Τυπική απόκλιση	0,97	0,70	2,35	7,34	4,13	10,70	11,31	12,47	8,57	13,41	5,05	11,35

	Οργανικά (%)	Ενεργότητα	Υγρασία (%)	IL	IC	γb (kN/m ³)	γd (kN/m ³)	Gs	e	n (%)	S (%)
Μέση τιμή	6	1	27,41	0	0,54	19,94	16	3	1	41,39	95
Μέγιστη τιμή	24	4	124,70	2	1,90	25,80	19	3	2	69,60	125
Ελάχιστη τιμή	0	0	10,20	-1	-6,17	13,10	8	2	0	31,97	49
Αριθμός δειγμάτων	49	83	238	99	144	189	131	72	96	67	49
Τυπική απόκλιση	4,08	0,53	12,91	0,42	0,71	1,35	1,46	0,08	0,27	5,59	15,10

Πίνακας ΙΙ-4: Μηχανικές ιδιότητες Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 2

	qu (Ανεμπ.) (kPa)	ε (Ανεμπ.) (%)	cs (Διάτμ.) (kPa)	φs (Διάτμ.) (°)	cu (Τριαξ. UU) (kPa)	φu (Τριαξ. UU) (°)
Μέση τιμή	114,73	8,69	31,02	25,54	47,45	5,83
Μέγιστη τιμή	446,00	20,90	63,00	39,80	183,00	21,00
Ελάχιστη τιμή	4,50	1,42	1,00	15,50	10,00	0,00
Αριθμός δειγμάτων	198	188	32	32	44	42
Τυπική απόκλιση	88,02	4,09	19,16	6,59	32,54	5,08

	c (Τριαξ. CUPP) (kPa)	φ (Τριαξ. CUPP) (°)	c' (Τριαξ. CUPP) (kPa)	φ' (Τριαξ. CUPP) (°)	Cc (Στερ.)	eo (Στερ.)	Cv (Στερ.) cm ² /sec	T.Δ. (Στερ.) (kPa)
Μέση τιμή	36,99	22,83	26,23	25,73	0,24	0,77	4,53 x 10 ⁻⁴	54,375
Μέγιστη τιμή	94,10	32,00	85,80	35,00	0,88	2,51	7,44 x 10 ⁻⁴	155
Ελάχιστη τιμή	3,00	12,00	0,00	13,00	0,07	0,41	1,76 x 10 ⁻⁴	12,5
Αριθμός δειγμάτων	12	12	16	16	86	94	6	4
Τυπική απόκλιση	21,66	5,91	22,18	5,75	0,14	0,25	2,56 x 10 ⁻⁴	67,34

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ – Α. ΦΥΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΚΑΙ ΜΗΧΑΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ ΤΩΝ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ

Πίνακας ΙΙ-5: Φυσικά χαρακτηριστικά Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 3

	Χ. Χαλίκια (%)	Μ. Χαλίκια (%)	Λ. Χαλίκια (%)	Χ. Άμμος (%)	Μ. Άμμος (%)	Λ. Άμμος (%)	Ιλύς (%)	Αργίλος (%)	No200 (%)	LL (%)	PL (%)	PI (%)
Μέση τιμή	0	0	0	0	1	4	66	28	94	47	20	27
Μέγιστη τιμή	6	0	4	9	7	14	87	66	100	90	38	68
Ελάχιστη τιμή	0	0	0	0	0	0	32	0	86	16	12	2
Αριθμός δειγμάτων	1016	1016	1016	1016	1016	1016	192	192	1016	1002	1002	1002
Τυπική απόκλιση	0,22	0,00	0,37	0,99	1,27	2,52	10,02	10,47	2,98	12,78	3,41	11,46

	Οργανικά (%)	Ενεργότητα	Υγρασία (%)	IL	IC	γb (kN/m ³)	γd (kN/m ³)	Gs	e	n (%)	S (%)
Μέση τιμή	2	1	26,14	0	0,76	20,10	16	3	1	40,42	97
Μέγιστη τιμή	3	2	53,80	2	3,53	28,00	24	3	1	57,98	110
Ελάχιστη τιμή	1	0	10,40	-1	-2,45	16,69	12	3	0	26,47	79
Αριθμός δειγμάτων	15	187	836	404	583	768	589	82	528	369	17
Τυπική απόκλιση	0,77	0,23	5,73	0,23	0,31	1,12	1,42	0,07	0,15	5,23	8,79

Πίνακας ΙΙ-6: Μηχανικές ιδιότητες Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 3

	qu (Ανεμπ.) (kPa)	ε (Ανεμπ.) (%)	cs (Διάτμ.) (kPa)	φs (Διάτμ.) (°)	c _u (Τριαξ. UU) (kPa)	φ _u (Τριαξ. UU) (°)
Μέση τιμή	208,79	10,10	38,81	20,42	87,29	5,69
Μέγιστη τιμή	500,00	23,80	85,00	32,00	270,00	13,00
Ελάχιστη τιμή	10,00	1,30	4,00	6,00	20,00	0,00
Αριθμός δειγμάτων	553	528	16	16	80	80
Τυπική απόκλιση	129,89	4,50	28,79	7,61	54,32	4,31

	c (Τριαξ. CUPP) (kPa)	φ (Τριαξ. CUPP) (°)	c' (Τριαξ. CUPP) (kPa)	φ' (Τριαξ. CUPP) (°)	Cc (Στερ.)	eo (Στερ.)	T.Δ. (Στερ.) (kPa)
Μέση τιμή	52,85	21,05	48,85	23,49	0,18	0,72	31,25
Μέγιστη τιμή	93,00	25,00	96,00	31,50	0,28	1,02	50
Ελάχιστη τιμή	23,00	7,00	16,00	8,00	0,07	0,38	12,5
Αριθμός δειγμάτων	33	33	35	35	127	124	8
Τυπική απόκλιση	17,13	3,69	19,45	4,64	0,05	0,12	16,37

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ – Α. ΦΥΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΚΑΙ ΜΗΧΑΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ ΤΩΝ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ

Πίνακας ΙΙ-7: Φυσικά χαρακτηριστικά Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 4

	Χ. Χαλίκια (%)	Μ. Χαλίκια (%)	Λ. Χαλίκια (%)	Χ. Άμμος (%)	Μ. Άμμος (%)	Λ. Άμμος (%)	ΐλος (%)	Άργιλος (%)	No200 (%)	LL (%)	PL (%)	PI (%)
Μέση τιμή	0	0	1	3	4	21	52	19	72	35	18	17
Μέγιστη τιμή	9	14	26	48	33	49	76	57	85	84	44	62
Ελάχιστη τιμή	0	0	0	0	0	0	17	2	50	17	10	1
Αριθμός δειγμάτων	1298	1298	1298	1298	1298	1298	324	324	1298	1141	1141	1141
Τυπική απόκλιση	0,50	0,64	2,37	6,04	4,30	10,98	10,70	8,26	9,57	10,04	2,99	9,38

	Οργανικά (%)	Ενεργότητα	Υγρασία (%)	IL	IC	γb (kN/m ³)	γd (kN/m ³)	Gs	e	n (%)	S (%)
Μέση τιμή	3	0,76	23	0,39	0,60	20	17	3	0,62	38	94
Μέγιστη τιμή	8	2,75	51	4,00	3,59	26	21	3	2,18	59	148
Ελάχιστη τιμή	0	0,04	3	-1,97	-8,18	15	12	2	0,31	24	57
Αριθμός δειγμάτων	30	310	880	343	602	750	587	225	478	277	80
Τυπική απόκλιση	2,16	0,36	5,82	0,54	0,73	1,07	1,31	0,08	0,18	5,16	14,95

Πίνακας ΙΙ-8: Μηχανικές ιδιότητες Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 4

	qu (Ανεμπ.) (kPa)	ε (Ανεμπ.) (%)	cs (Διάτμ.) (kPa)	φs (Διάτμ.) (°)	cu (Τριαξ. UU) (kPa)	φu (Τριαξ. UU) (°)
Μέση τιμή	181,24	9,67	26,56	27,61	93,39	8,30
Μέγιστη τιμή	496,00	22,40	114,00	38,00	414,00	21,00
Ελάχιστη τιμή	8,00	0,74	0,00	14,63	8,25	0,00
Αριθμός δειγμάτων	520	487	86	86	137	130
Τυπική απόκλιση	138,83	4,54	21,37	6,08	72,45	5,88

	c (Τριαξ. CUPP) (kPa)	φ (Τριαξ. CUPP) (°)	c' (Τριαξ. CUPP) (kPa)	φ' (Τριαξ. CUPP) (°)	Cc (Στερ.)	eo (Στερ.)	Cv (Στερ.) cm ² /sec	Τ.Δ. (Στερ.) (kPa)
Μέση τιμή	47,58	23,24	40,80	26,13	0,16	0,65	3,32 x 10 ⁻⁴	23,4375
Μέγιστη τιμή	94,20	35,00	91,70	39,00	0,28	1,60	8,97 x 10 ⁻⁴	50
Ελάχιστη τιμή	7,00	11,00	0,00	11,50	0,06	0,36	7,5 x 10 ⁻⁵	12,5
Αριθμός δειγμάτων	46	46	51	51	220	219	8	8
Τυπική απόκλιση	18,97	4,86	22,98	5,41	0,05	0,15	2,68 x 10 ⁻⁴	12,39

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ – Α. ΦΥΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΚΑΙ ΜΗΧΑΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ ΤΩΝ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ

Πίνακας ΙΙ-9: Φυσικά χαρακτηριστικά Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 5

	Χ. Χαλίκια (%)	Μ. Χαλίκια (%)	Λ. Χαλίκια (%)	Χ. Άμμος (%)	Μ. Άμμος (%)	Λ. Άμμος (%)	ΐλος (%)	Άργιλος (%)	No200 (%)	LL (%)	PL (%)	PI (%)
Μέση τιμή	1	1	7	8	15	40	21	8	28	25	16	9
Μέγιστη τιμή	33	30	44	84	66	93	46	37	50	49	38	33
Ελάχιστη τιμή	0	0	0	0	0	0	2	0	1	15	5	0
Αριθμός δειγμάτων	678	678	678	678	678	678	190	190	678	248	248	248
Τυπική απόκλιση	3,03	4,45	10,45	14,48	13,79	22,60	10,59	5,07	12,95	6,86	3,12	6,49

	Οργανικά (%)	Υγρασία (%)	IL	IC	γb (kN/m ³)	γd (kN/m ³)	Gs	e	n (%)	S (%)
Μέση τιμή	2	18,78	0	0,72	20,24	17	3	1	31,71	89
Μέγιστη τιμή	5	55,00	3	9,70	24,93	23	3	2	60,32	228
Ελάχιστη τιμή	0	1,10	-4	-15,50	14,56	10	2	0	15,97	50
Αριθμός δειγμάτων	21	282	36	99	205	163	113	87	25	34
Τυπική απόκλιση	1,43	7,39	0,98	2,82	1,65	1,98	0,08	0,21	9,86	31,67

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ – Α. ΦΥΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΚΑΙ ΜΗΧΑΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ ΤΩΝ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ

Πίνακας ΙΙ-10: Μηχανικές ιδιότητες Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 5

	qu (Ανεμπ.) (kPa)	ε (Ανεμπ.) (%)	cs (Διάτμ.) (kPa)	φs (Διάτμ.) (°)	c _u (Τριαξ. UU) (kPa)	φ _u (Τριαξ. UU) (°)
Μέση τιμή	120,27	7,83	21,00	33,69	84,22	13,77
Μέγιστη τιμή	356,00	21,90	128,00	47,00	245,60	35,00
Ελάχιστη τιμή	19,00	1,71	0,00	21,00	15,00	4,00
Αριθμός δειγμάτων	44	43	47	47	13	12
Τυπική απόκλιση	93,76	4,17	24,16	6,04	68,96	8,35

	c (Τριαξ. CUPP) (kPa)	φ (Τριαξ. CUPP) (°)	c' (Τριαξ. CUPP) (kPa)	φ' (Τριαξ. CUPP) (°)	Cc (Στερ.)	e _o (Στερ.)	C _v (Στερ.) cm ² /sec	T.Δ. (Στερ.) (kPa)
Μέση τιμή	26,33	28,00	18,90	32,75	0,11	0,57	1,9 x 10 ⁻⁴	12,5
Μέγιστη τιμή	38,00	30,00	25,00	35,00	0,21	1,22	1,9 x 10 ⁻⁴	12,5
Ελάχιστη τιμή	17,00	25,00	14,20	29,00	0,04	0,28	1,9 x 10 ⁻⁴	12,5
Αριθμός δειγμάτων	4	4	4	4	43	60	1	2
Τυπική απόκλιση	8,68	2,16	5,19	2,63	0,05	0,17		0,00

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ – Α. ΦΥΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΚΑΙ ΜΗΧΑΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ ΤΩΝ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ

Πίνακας ΙΙ-11: Φυσικά χαρακτηριστικά Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 6

	Χ. Χαλίκια (%)	Μ. Χαλίκια (%)	Λ. Χαλίκια (%)	Χ. Άμμος (%)	Μ. Άμμος (%)	Λ. Άμμος (%)	ΐλος (%)	Άργιλος (%)	No200 (%)	LL (%)	PL (%)	PI (%)
Μέση τιμή	4	19	32	10	13	10	10	4	12	24	15	9
Μέγιστη τιμή	75	85	91	26	29	48	19	11	50	53	25	37
Ελάχιστη τιμή	0	0	0	0	0	0	3	0	1	16	10	2
Αριθμός δειγμάτων	378	378	378	378	378	378	30	30	378	174	174	174
Τυπική απόκλιση	10,98	16,31	14,38	4,76	5,61	7,61	4,60	2,29	7,96	6,00	2,31	5,13

	Οργανικά (%)	Υγρασία (%)	IL	IC	γb (kN/m ³)	γd (kN/m ³)	Gs	e	n (%)	S (%)
Μέση τιμή	1	9,86	-1	2,30	21,11	18	3	0	30,23	77
Μέγιστη τιμή	3	26,00	1	6,50	22,30	21	3	1	35,90	77
Ελάχιστη τιμή	0	0,90	-6	-0,12	20,22	16	2	0	24,24	77
Αριθμός δειγμάτων	4	53	17	30	9	7	15	3	3	1
Τυπική απόκλιση	1,64	6,87	1,75	1,40	0,71	1,30	0,07	0,12	5,83	

Πίνακας ΙΙ-12: Μηχανικές ιδιότητες (λεπτόκοκκου κλάσματος) Τεχνικογεωλογικής Ενότητας 6

	qu (Ανεμπ.) (kPa)	ε (Ανεμπ.) (%)	cs (Διάτμ.) (kPa)	φs (Διάτμ.) (°)	Cc (Στερ.)	eo (Στερ.)
Μέση τιμή	97,50		8,25	39,19	0,17	0,44
Μέγιστη τιμή	166,00		14,00	48,00	0,41	0,81
Ελάχιστη τιμή	29,00		4,00	30,00	0,07	0,27
Αριθμός δειγμάτων	2		4	8	8	8
Τυπική απόκλιση	96,87		4,65	5,35	0,12	0,21

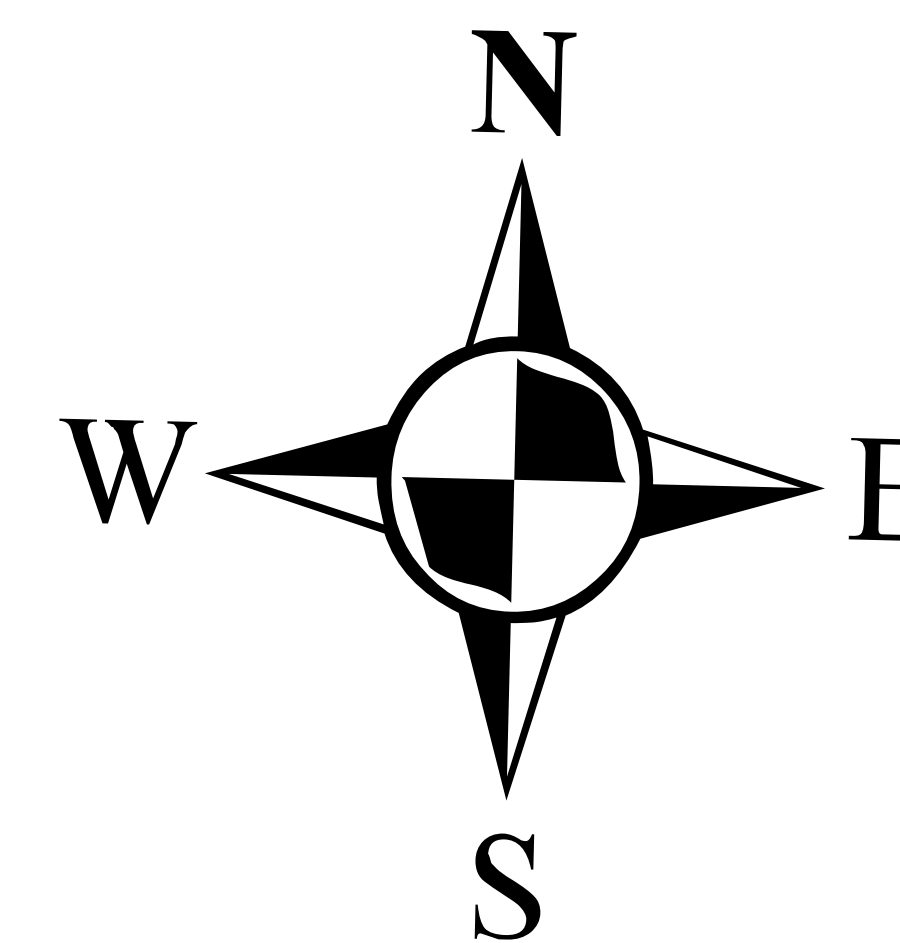
Β. ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ

260000 280000 300000 320000 340000 360000 380000

ΥΠΟΜΝΗΜΑ

● Πόλη

ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΕΝΟΤΗΤΕΣ



Αργιλοΐλυες ή ιλυώδεις άργιλοι τεφρές

Λεπτομερή υλικά με τοπική συμμετοχή μικρού (ως επί το πλείστον) ποσοστού άμμου, ψηφίδων ή χάλικων. Οι λεπτομερείς αυτές αποθέσεις εναλλάσσονται κατά την κατακόρυφο ανάπτυξή τους με αμμώδεις ή και χαλικώδεις ορίζοντες.

Φυσικά και μηχανικά χαρακτηριστικά

γ_b (kN/m³) = 16 - 26 n (%) = 31 - 62
LL (%) = 24 - 99 G_s = 2 - 3
PL (%) = 11 - 38 q_u (kPa) = 11 - 487
PI (%) = 7 - 71 C_c = 0,1 - 1,7

Αμμώδεις αργιλοΐλυες ή ιλυώδεις άργιλοι τεφρές

Οι σχηματισμοί της ενότητας αυτής διαφοροποιούνται κοκκομετρικά από την πρώτη βάση του αυξημένου ποσοστού άμμου. Εκτός από την άμμο συμμετέχουν κατά θέσεις ψηφίδες ή και χάλικες σε πολύ μικρό ποσοστό. Οι αποθέσεις της ενότητας αυτής αποτελούν πλευρικές μεταβάσεις της 1ης ενότητας και συνεπώς εγκλιβωτίζουν τους αδρομερέστερους ορίζοντες της 5ης και 6ης ενότητας.

Φυσικά και μηχανικά χαρακτηριστικά

γ_b (kN/m³) = 13 - 26 n (%) = 32 - 70
LL (%) = 22 - 91 G_s = 2 - 3
PL (%) = 6 - 63 q_u (kPa) = 4,5 - 446
PI (%) = 2 - 65 C_c = 0,07 - 0,88

Αργιλοΐλυες ή ιλυώδεις άργιλοι καστανές

Οι σχηματισμοί της ενότητας αυτής διαφοροποιούνται κοκκομετρικά από την πρώτη βάση του αυξημένου ποσοστού άμμου. Εκτός από την άμμο συμμετέχουν κατά θέσεις ψηφίδες ή και χάλικες σε πολύ μικρό ποσοστό. Οι αποθέσεις της ενότητας αυτής αποτελούν πλευρικές μεταβάσεις της 1ης ενότητας και συνεπώς εγκλιβωτίζουν τους αδρομερέστερους ορίζοντες της 5ης και 6ης ενότητας.

Φυσικά και μηχανικά χαρακτηριστικά

γ_b (kN/m³) = 17 - 28 n (%) = 27 - 40
LL (%) = 16 - 90 G_s = 3
PL (%) = 12 - 38 q_u (kPa) = 10 - 500
PI (%) = 2 - 68 C_c = 0,07 - 0,28

Αμμώδεις αργιλοΐλυες ή ιλυώδεις άργιλοι καστανές

Καστανού χρώματος αμμώδεις αργιλοΐλυες και ιλυώδεις άργιλοι με συμμετοχή κατά θέσεις άμμου, ψηφίδων ή χάλικων. Οι σχηματισμοί της ενότητας αυτής διαφοροποιούνται κοκκομετρικά από την πρώτη ενότητα, βάσει του αυξημένου ποσοστού άμμου. Οι αποθέσεις αυτής, συνήθως αποτελούν πλευρικές και σε βάθος μεταβάσεις της 3ης ενότητας και συνεπώς εγκλιβωτίζουν τους αδρομερέστερους ορίζοντες της 5ης και 6ης ενότητας.

Φυσικά και μηχανικά χαρακτηριστικά

γ_b (kN/m³) = 15 - 26 n (%) = 24 - 59
LL (%) = 17 - 84 G_s = 2 - 3
PL (%) = 10 - 44 q_u (kPa) = 8 - 496
PI (%) = 1 - 62 C_c = 0,06 - 0,28

Άμμοι και ιλυώδεις άμμοι

Οι σχηματισμοί της ενότητας αυτής είναι αμμώδεις, καστανού έως τεφρού χρώματος, με τοπικά αυξημένο ποσοστό αργιλοΐλυες. Κατά θέσεις απαντούν ψηφίδες και χάλικες σε κυμαινόμενο αλλά γενικά μικρό ποσοστό, το οποίο αυξάνεται σε θέσεις που προσεγγίζουν τους σχηματισμούς του υποβάθρου.

Φυσικά και μηχανικά χαρακτηριστικά

γ_b (kN/m³) = 15 - 25 n (%) = 16 - 60
LL (%) = 15 - 49 G_s = 2 - 3
PL (%) = 5 - 38 q_u (kPa) = 19 - 356
PI (%) = 0 - 33 C_c = 0,04 - 0,21

Αμμοχάλικο ή χάλικες

Τα υλικά της ενότητας αυτής είναι αδρομερή κυρίως και συνίστανται από χάλικες, ψηφίδες, αραιές κροκάλες ή λατύπες και άμμου με τη συμμετοχή πολύ μικρού ποσοστού λεπτομερών υλικών κατά θέσεις, κυρίως αργιλοΐλυώδους έως αμμοΐλυώδους σύστασης. Στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται και αραιοί ογκόλιθοι διαφόρων μεγεθών, ποικίλης λιθολογικής σύστασης. Τα αδρομερή στοιχεία προέρχονται από τους διάφορους σχηματισμούς του υποβάθρου (κυρίως ασβεστολιθικούς, ψαμμιτικούς και κερατολιθικούς).

Φυσικά και μηχανικά χαρακτηριστικά

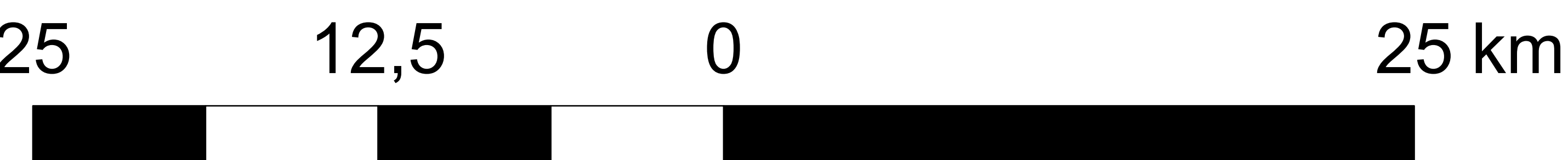
γ_b (kN/m³) = 15 - 25 n (%) = 16 - 60
LL (%) = 15 - 49 G_s = 2 - 3
PL (%) = 5 - 38 q_u (kPa) = 19 - 356
PI (%) = 0 - 33 C_c = 0,04 - 0,21

Μολασσικοί σχηματισμοί

Οι μολασσικοί σχηματισμοί εντοπίζονται στον χώρο της Μεσοελληνικής Αύλακας και αποτελούν το υπόβαθρο των πλειο-πλειστοκαινικών και των σύγχρονων ολόκαινικών αποθέσεων της λεκάνης του Δυτικού Θεσσαλικού κάμπου. Οι σχηματισμοί αυτοί παρουσιάζονται ως ενιαία ενότητα χωρίς ιδιαίτερο σχολιασμό και διάκριση.

Άλπικό υπόβαθρο

Το άλπικό υπόβαθρο αποτελείται από πετρώματα τα οποία ανήκουν στην Πελαγονική και Υποπελαγονική ζώνη, από μεταβατικά ιζημάτα της Πινδικής ζώνης, τα οποία αποτελούν την Υπερπινδική, και τέλος από σχηματισμούς της ζώνης Πίνδου. Οι σχηματισμοί οι οποίοι εμφανίζονται είναι φλύσχης, ασβεστόλιθοι, αυτοί της σχιστοψαμμιτοκερατολιθικής διάπλασης, σχιστόλιθοι, κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι, γνεύσιοι, σχιστογνεύσιοι και τέλος οφιόλιθοι. Οι σχηματισμοί αυτοί παρουσιάζονται ως ενιαία ενότητα χωρίς ιδιαίτερο σχολιασμό.



260000 280000 300000 320000 340000 360000 380000

4420000
4400000
4380000
4360000
4340000
4320000