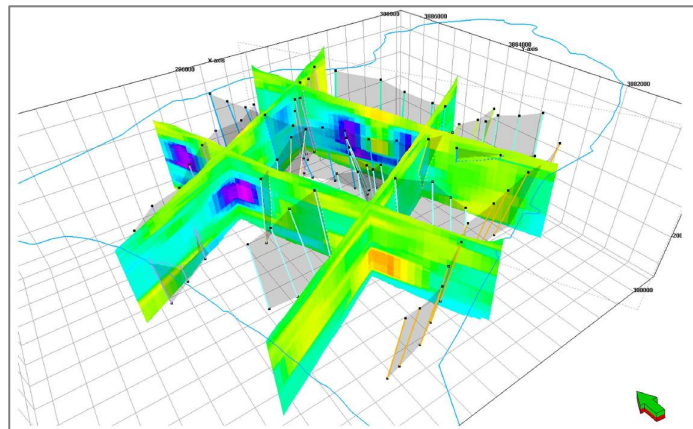


**Τεκτονοστρωματογραφική χωρική (3D)
προσομοίωση των σχηματισμών Μεταλπικής ηλικίας
της λεκάνης της Μεσσαράς, Κεντρική Κρήτη**



Χανιά, 2024

Τεκτονοστρωματογραφική χωρική (3D) προσομοίωση των σηματισμών Μεταλπικής ηλικίας της λεκάνης της Μεσσαράς, Κεντρική Κρήτη

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

Γεώργιος Παναγόπουλος

Επταμελής Εξεταστική Επιτροπή

Μανούτσουλου Εμμανουήλ, *Επιβλέπων*

Καθηγητής, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων Πολυτεχνείου Κρήτης

Βαφείδης Αντώνιος, *Μέλος τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής*

Καθηγητής, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων Πολυτεχνείου Κρήτης

Σουπιός Παντελεήμων, *Μέλος τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής*

Professor, College of Petroleum Engineering & Geosciences, King Fahd University of Petroleum and Minerals

Κοκκίνου Ελένη, *Μέλος επταμελούς εξεταστικής επιτροπής*

Καθηγήτρια, Τμήμα Γεωπονίας Ελληνικού Μεσογειακού Πανεπιστημίου

Παπαθεοδώρου Γεώργιος, *Μέλος επταμελούς εξεταστικής επιτροπής*

Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας Πανεπιστημίου Πατρών

Πασαδάκης Νικόλαος, *Μέλος επταμελούς εξεταστικής επιτροπής*

Καθηγητής, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων Πολυτεχνείου Κρήτης

Hamdan Ali Hamdan, *Μέλος επταμελούς εξεταστικής επιτροπής*

Assistant Professor, Department of Applied Physics University of Sharjah

Αφιερωμένο στο Νικολάκη μου

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα Διδακτορική Διατριβή πραγματοποιήθηκε στην Ερευνητική Μονάδα Γεωλογίας (Στρωματογραφία, Τεκτονική, Περιβαλλοντική Γεωλογία) της Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης, με την επίβλεψη και καθοδήγηση του Καθηγητή Εμμανουήλ Μανούτσογλου, τον οποίο και τον ευχαριστώ θερμά. Πάνω από όλα όμως τον ευχαριστώ που μου στάθηκε αρωγός ιδίως και κατά τη διάρκεια της επαγγελματικής μου σταδιοδρομίας κατά την οποία ο διαθέσιμος χρόνος που είχα για την ολοκλήρωση της διδακτορικής διατριβής ήταν περιορισμένος. Είναι γεγονός ότι οι «τονωτικές» παρεμβάσεις του αποδείχθηκαν ιδιαιτέρως χρήσιμες που με κράτησαν ενεργό Υποψήφιο Διδάκτορα. Έχουν περάσει πλέον αρκετά χρόνια που συνεργαζόμαστε και εκτιμώ την ελευθερία που μου έδωσε στο να προσεγγίζω τα επιστημονικά θέματα και να επιλύω τα προβλήματα που ανακύπτουν, σημάδι της εμπιστοσύνης του προς το πρόσωπό μου. Ο πηγαϊμός για την Ιθάκη αποδείχθηκε όντως μακρύς, αλλά ήταν σίγουρα γεμάτος εμπειρίες που συνετέλεσαν να γίνει πιο τεκμηριωμένη η τελική μορφή της Διδακτορικής Διατριβής. Για όλα αυτά λοιπόν θα ήθελα να του πω ένα μεγάλο «Ευχαριστώ Δάσκαλε».

Βεβαίως, η ολοκλήρωση του Διδακτορικής Διατριβής δεν θα ήταν εφικτή χωρίς τη συμβολή και στήριξη ανθρώπων τόσο στο ακαδημαϊκό όσο και στο οικογενειακό περιβάλλον και τους οποίους επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω.

Αρχικά, θα ήθελα να απευθύνω τις ευχαριστίες μου στα υπόλοιπα μέλη της συμβουλευτική επιτροπή, τους κ.κ. Καθηγητές Βαφείδη Αντώνιο και Σουπιό Παντελεήμων για την επιστημονική και ερευνητική καθοδήγηση, αλλά και την αगाστή συνεργασία που είχαμε εντός και εκτός των πλαισίων της παρούσας Διδακτορικής Διατριβής. Θυμάμαι για παράδειγμα με λεπτομέρεια τις εργασίες πεδίου που πραγματοποιήσαμε είτε γιατί χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή είτε γιατί συνετέλεσαν στην αναβάθμιση των γνώσεων μου συνολικότερα.

Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω τα υπόλοιπα μέλη της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής: Καθηγήτρια Κοκκίνου Ελένη, Καθηγητή Παπαθεοδώρου Γεώργιο, Καθηγητή Πασαδάκη Νικόλαο και Assistant Professor Hamdan Ali Hamdan, για τα σχόλιά τους επί της διατριβής και το χρόνο που αφιέρωσαν.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω και τον Καθηγητή του Πανεπιστημίου Πατρών Ζεληλίδη Αβραάμ για τις επιστημονικές συζητήσεις και κατευθύνσεις που είχα στα αρχικά στάδια της διατριβής αυτής.

Τα δεδομένα στα οποία βασίστηκε η παρούσα Διατριβή προέκυψαν τόσο από εργασίες υπαίθρου όσο και από εργαστηριακές αναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν εξ' ολοκλήρου στα εργαστήρια της σχολής και για αυτό θα ήθελα να ευχαριστήσω τους Διευθυντές των εργαστηρίων Καθηγητές Μανούσσογλου Εμμανουήλ, Βαφείδη Αντώνιο και Πασαδάκη Νικόλαο καθώς και τα μέλη των εργαστηρίων: Πυλιώτη Ιωάννη και Βάχλα Γεώργιο της ερευνητικής μονάδας γεωλογίας, Αδρονικίδη Νικόλαο, Κρητικάκη Γεώργιο, Οικονόμου Νικόλαο και Hamdan Ali Hamdan του εργαστηρίου εφαρμοσμένης γεωφυσικής, Χαμηλάκη Ελένη και Μαρινάκη Δημήτριο του εργαστηρίου Ανάλυσης Ρευστών & Πυρήνων Υπογείων Ταμιευτήρων και της ερευνητικής μονάδας Χημείας & Τεχνολογίας Υδρογονανθράκων. Μου στάθηκαν συνοδοιπόροι, συμπαραστάτες, βοηθητικοί και φίλοι και τους ευχαριστώ.

Η βάση δεδομένων που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή εμπλουτίστηκε με δεδομένα που παραχωρήθηκαν από το Υπουργείο Περιβάλλοντος και Ενέργειας, το Υπουργείο Αγροτικής Ανάπτυξης και Τροφίμων, την Περιφέρεια Ηρακλείου και το Δήμο Φαιστού. Σημαντικό ήταν και το γεγονός ότι για τις ανάγκες ερμηνείας των σεισμικών δεδομένων και της κατασκευής των τριδιάστατων γεωλογικών ομοιωμάτων χρησιμοποιήθηκε το εξειδικευμένο λογισμικό Petrel της εταιρίας Schlumberger που είχε παραχωρηθεί δωρεάν για εκπαιδευτικούς σκοπούς στο μεταπτυχιακό πρόγραμμα σπουδών «Μηχανική Πετρελαίου» της σχολής μηχανικών ορυκτών πόρων.

Τέλος, οφείλω ένα ευχαριστώ και στην οικογένειά μου, σύζυγό μου Στέλλα και γιο μου Νικόλα, που έκαναν υπομονή τις περιόδους που ασχολούμουν με τη διατριβή και ας τους στερούσα χρόνο από την καθημερινότητά μας.

ΣΥΝΑΦΕΙΣ ΔΗΜΟΣΙΕΥΣΕΙΣ

1. Diakoparaskevas P., Varouchakis E.A., **Panagopoulos G.**, Soupios P., Vafidis A., Karatzas G.P., Manoutsoglou E., 2022. Groundwater flow simulation in the Tymbaki aquifer by using different subsurface geological models. Bulletin of the Geological Society of Greece, Sp. Publ. 10 Ext. Abs. GSG2022-137, 16th International Congress of the Geological Society of Greece, 17-19 October, Patras, Greece.
2. **Panagopoulos G.**, Vafidis A., Soupios P., Manoutsoglou E., 2022. A study on the Gas-bearing Miocene Sediments of MESSARA Basin in Crete (Greece) by Using Seismic Reflection, Geochemical and Petrophysical Data. Arabian Journal for Science and Engineering, V. 47, p. 7449-7465. <https://doi.org/10.1007/s13369-022-06727-3>
3. **Panagopoulos G.**, Soupios P., Vafidis A., Manoutsoglou E., 2021. Integrated use of well and geophysical data for constructing 3D geological models in shallow aquifers: a case study at the Tymbakion basin, Crete, Greece. Environmental Earth Sciences, 80:142. <https://doi.org/10.1007/s12665-021-09461-5>
4. Kourgialas N. N., Dokou Z., Karatzas G.P., **Panagopoulos G.**, Soupios P., Vafidis A., Manoutsoglou E., Schafmeister M., 2016. Saltwater intrusion in an irrigated agricultural area: combining density-dependent modeling and geophysical methods. Environ Earth Sci, 75:15, DOI 10.1007/s12665-015-4856-y.
5. Maravelis A., **Panagopoulos G.**, Piliotis I., Pasadakis N., Manoutsoglou E., Zelilidis A., 2016. Pre-Messinian (sub-salt) source rock potential on back-stop basins of the hellenic trench system (Messara Basin, Central Crete, Greece). Issue Oil Gas Sci. Technol. – RevIFP Energies nouvelles V.71, p. 1–16.
6. Soupios P., Kourgialas N., Dokou Z., Karatzas G., **Panagopoulos G.**, Vafidis A., Manoutsoglou E., 2015. Modeling Saltwater Intrusion at an Agricultural Coastal Area Using Geophysical Methods and the FEFLOW Model. In: Lollino, G., Arattano, M., Rinaldi, M., Giustolisi, O., Marechal, JC., Grant, G. (eds) Engineering Geology for Society and Territory – Vol. 3, Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-09054-2_51.
7. Vafidis A., Soupios P., Economou N., Hamdan H., Andronikidis N., Kritikakis G., **Panagopoulos G.**, Manoutsoglou E., Steiakakis M., Candansayar E., Schafmeister M., 2014. Near Surface Geoscience Seawater intrusion imaging at Tybaki, Crete, using geophysical data and joint inversion of electrical and seismic data. First break, V. 32, August 2014, pp.107-114.
8. **Panagopoulos G.**, Giannakakos E., Manoutsoglou E., Steiakakis E., Soupios P., Vafidis A., 2013. Definition of inferred faults using 3D geological modeling techniques: a case study in Tympaki basin in Crete, Greece. Proceedings of the 13th International Congress, Chania, Sept. 2013, Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XLVII 2013, No. 2, pp. 605-615.
9. Vafidis A., Andronikidis N., Hamdan H., Kritikakis G., Economou N., **Panagopoulos G.**, Soupios P., Steiakakis E., Manoutsoglou E., 2013. The CLEARWATER project: preliminary results from the geophysical survey in Tympaki, Crete, Greece. Proceedings of the 13th International Congress, Chania, Sept. 2013. Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XLVII 2013, No. 3, pp.1338-1344.

10. Vafidis A., Andronikidis N., Economou N., **Panagopoulos G.**, Zelilidis A., Manoutsoglou E., 2012. Reprocessing and interpretation of seismic reflection data at Messara Basin, Crete, Greece. Journal of the Balkan Geophysical Society, Vol. 15, No. 2, p. 31-40.
11. **Panagopoulos G.**, Pylitis I., Zelilidis A., Spyridonos E., Hamdan H., Vafidis A., Manoutsoglou E., 2011. 3D modeling of biogenic gas-bearing Neogene deposits at Arkalochori region, Messara, Crete, Greece. in 2011 Int. Ass. for Mathematical Geos. (IAMG), 5-9 September, Salzburg, Austria. doi:10.5242/iamg.2011.0281.
12. **Panagopoulos G.**, Hamdan H., Spyridonos E., Pylitis I., Zelilidis A., Vafidis A., Manoutsoglou E., 2011. 3D Geological modeling using VES data. An application on methane-bearing Neogene deposits at Arkalochori region, Messara. in 6th Congress of Balkan Geophysical Society, 3-6 October, Budapest, Hungary.

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ	I
ΣΥΝΑΦΕΙΣ ΔΗΜΟΣΙΕΥΣΕΙΣ	III
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	1
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	4
1.1 Περιγραφή αντικειμένου Διδακτορικής Διατριβής	4
1.1.1 Σκοπός της 3D γεωλογική προσομοίωσης της Λεκάνης της Μεσσαράς	4
1.1.2 Σκοπός της 3D γεωλογική προσομοίωσης του αλλουβιακού υδροφόρου της υπολεκάνης του Τυμπακίου	5
1.2 Στόχος διατριβής	6
1.3 Διάρθρωση κεφαλαίων	7
1.4 Βιβλιογραφία 1 ^{ου} Κεφαλαίου	9
2. ΤΡΙΔΙΑΣΤΑΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ	12
2.1 Εισαγωγικά	12
2.1.1 Στατικά Έναντι Δυναμικών Ομοιωμάτων	15
2.1.2 Ντετερμινιστικά Έναντι Στοχαστικών Ομοιωμάτων	16
2.2 Κατασκευή Τριδιάστατων Γεωλογικών Ομοιωμάτων	17
2.2.1 Γεωμετρικό Ομοίωμα	17
2.2.2 Ομοίωμα Ιδιοτήτων	20
2.2.2.1 Κανονικά ομοιώματα 3D σταθερού κελιού	20
2.2.2.2 Κανονικά ομοιώματα 3D μεταβλητού κελιού	21
2.2.2.3 Μη κανονικά ομοιώματα 3D μεταβλητού κελιού	21
2.2.3 Εκτίμηση Τιμών Ιδιοτήτων	22
2.3 Εκτίμηση Αβεβαιότητας	27
2.4 Λογισμικά που χρησιμοποιήθηκαν	33

2.5	Βιβλιογραφία Κεφαλαίου 2	34
3.	ΤΕΚΤΟΝΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ	40
3.1	Γεωτεκτονική Επισκόπηση Ελλαδικού Χώρου	40
3.2	Γεωφυσικά Χαρακτηριστικά	45
3.3	Τεκτονική Επισκόπηση Κρήτης.....	48
3.4	Οι Νεογενείς Αποθέσεις της Κρήτης.....	54
3.4.1	Ομάδα Πρίνα.....	56
3.4.2	Ομάδα Τεφελίου	57
3.4.3	Ομάδα Βρυσσών	58
3.4.4	Ομάδα Ελληνικού.....	58
3.4.5	Ομάδα Φοινικιάς (σχηματισμός Κούρτες).....	59
3.4.6	Ομάδα Αγίας Γαλήνης (σχηματισμός Αγίας Γαλήνης)	59
3.5	Παλαιογεωγραφική Εξέλιξη της Κεντρικής Κρήτης Κατά το Νεογενές-Τεταρτογενές.....	61
3.6	Βιβλιογραφία Κεφαλαίου 3	75
4.	ΣΥΛΛΟΓΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	84
4.1	Εισαγωγικά	84
4.2	Διαθέσιμα Προϋπάρχοντα Στοιχεία	85
4.2.1	Στοιχεία Επιφανειακής Γεωλογίας/Γεωμορφολογίας	85
4.2.2	Γεωτρητικά Δεδομένα.....	87
4.2.3	Σεισμικά Δεδομένα Ανάκλασης	96
4.2.4	Ηλεκτρικές Διασκοπήσεις	99
4.3	ΣΥΜΠΛΗΡΩΜΑΤΙΚΑ ΝΕΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	103
4.3.1	Εργασίες Πεδίου	103
4.3.1.1	Εισαγωγή	103
4.3.1.2	Θέση Καστελλιανά	104
4.3.1.3	Θέση Δεμάτι	105
4.3.1.4	Θέση Σκινιάς.....	107
4.3.1.5	Θέση Μέση	108
4.3.1.6	Θέση Αρκαλοχώρι-Μάρθα	109

4.3.1.7	Θέση Τεφέλι Νότια	110
4.3.1.8	Θέση Τεφέλι Βόρεια	111
4.3.1.9	Θέση Δούλι	111
4.3.1.10	Θέση Δούλι-Άγιος Γεώργιος	112
4.3.1.11	Θέση Μούλια	113
4.3.1.12	Θέση Λαγόλιο	114
4.3.2	Εργαστηριακές Αναλύσεις	114
4.3.2.1	Μέτρηση οργανικού υλικού	114
4.3.2.1.1	Εισαγωγή	114
4.3.2.1.2	Εργαστηριακά αποτελέσματα	116
4.3.2.2	Μέτρηση Πορώδους	120
4.3.2.2.1	Εισαγωγή	120
4.3.2.2.2	Εργαστηριακά αποτελέσματα	127
4.3.2.3	Μέτρηση Διαπερατότητας	129
4.3.2.3.1	Εισαγωγή	129
4.3.2.3.2	Εργαστηριακά αποτελέσματα	131
4.3.2.4	Συσχέτιση πορώδους και διαπερατότητας	138
4.4	Βιβλιογραφία Κεφαλαίου 4	147
5.	ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΤΡΙΔΙΑΣΤΑΤΩΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΟΜΟΙΩΜΑΤΩΝ	152
5.1	Εισαγωγικά	152
5.2	Επεξεργασία δεδομένων σε λογισμικό 3D προσομοίωσης	153
5.2.1	Εισαγωγή δεδομένων	153
5.2.1.1	Γενικά	153
5.2.2	Γεωτρητικά δεδομένα	155
5.2.2.1	Εισαγωγή	155
5.2.2.2	Ερμηνεία γεωτρητικών δεδομένων	156
5.2.3	Γεωηλεκτρικά δεδομένα	157
5.2.3.1	Εισαγωγή	157
5.2.3.2	Ερμηνεία γεωηλεκτρικών δεδομένων	158
5.2.4	Σεισμικά δεδομένα ανάκλασης	161
5.2.4.1	Εισαγωγή	161
5.2.4.2	Ερμηνεία σεισμικών τομών	162
5.3	Τριδιάστατο Γεωλογικό Ομοίωμα της Νεογενούς Λεκάνης της Μεσσαράς	168
5.3.1	Περιγραφή στόχου προσομοίωσης	168

5.3.2	Γεωλογική θεώρηση (concept) και παραδοχές	169
5.3.3	Περιγραφή επιμέρους βημάτων προσομοίωσης	170
5.3.3.1	Σεισμική ερμηνεία	170
5.3.3.2	Μοντέλο ταχυτήτων και μετατροπή από χρόνο σε βάθος (Depth conversion).....	171
5.3.3.3	Εκτίμηση αβεβαιότητας των ταχυτήτων	174
5.3.3.4	Ερμηνείες γεωτρητικών και γεωηλεκτρικών δεδομένων	175
5.4	Τριδιάστατο Γεωλογικό Ομοίωμα Πλειο-τεταρτογενων ιζημάτων της λεκάνης του Τυμπακίου	179
5.4.1	Περιγραφή στόχου προσομοίωσης	179
5.4.2	Γεωλογική θεώρηση (concept) και παραδοχές	181
5.4.3	Περιγραφή επιμέρους βημάτων προσομοίωσης	184
5.4.3.1	Εισαγωγή	184
5.4.3.1	Κατασκευή ενδιάμεσου/βοηθητικού 3D γεωηλεκτρικού ομοιώματος	184
5.4.3.2	Τελικό 3D γεωλογικό ομοίωμα.....	189
5.4.3.2.1	3D γεωμετρικό ομοίωμα	189
5.4.3.2.2	3D ομοίωμα ιδιοτήτων.....	191
5.4.3.2.3	Ογκομετρήσεις	200
5.4.3.3	Εκτίμηση αβεβαιότητας	200
5.5	Βιβλιογραφία Κεφαλαίου 5	202
6.	ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	208
6.1	Υποεπιφανειακή Δομή της Λεκάνης Μεσσαράς	208
6.2	Εμφάνισεις Βιογενούς Αερίου στη Λεκάνη Μεσσαράς	213
6.3	Υποεπιφανειακή Δομή του Ελευθέρου Υδροφόρου της Υπο-Λεκάνης Τυμπακίου.....	219
6.4	Βιβλιογραφία Κεφαλαίου 6	225
7.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ.....	228
7.1	Συμπεράσματα	228
7.1.1	3D Γεωλογική Προσομοίωση	228
7.1.2	Υποεπιφανειακή Δομή της Λεκάνης Μεσσαράς.....	229
7.1.3	Εμφάνισεις Βιογενούς Αερίου στη Λεκάνη Μεσσαράς	230
7.1.4	Υπο-λεκάνη Τυμπακίου	232
7.2	Προτάσεις	233

Λίστα Εικόνων

- Εικόνα 2-1: Σχηματικό παράδειγμα καθορισμού ενός ορίζοντα (Horizon 1) σε ένα στατικό μοντέλο με βάση τα 2 σημεία ελέγχου (control points / well-tops) στις 2 γεωτρήσεις (wells). Η κόκκινη επιφάνεια προκύπτει από την βέλτιστη γραμμική αμερόληπτη μεσοσταθμική μέθοδο εκτίμησης Kriging. Οι υπόλοιπες επιφάνειες αποτελούν τα διαφορετικά τυχαία σενάρια που προκύπτουν από τη χρήση στοχαστικών αλγορίθμων. Και στα 5 σενάρια η πρωτογενής πληροφορία (Hard data) που προέρχεται από τις γεωτρήσεις (well-tops) ακολουθείται (honored). 17
- Εικόνα 2-2: Παράδειγμα ακολουθίας βημάτων για την κατασκευή του γεωμετρικού ομοιώματος με βάση 3D σεισμικών δεδομένων. Από πάνω προς τα κάτω: Σεισμικές ερμηνείες οριζόντων και ρηγμάτων όπως απεικονίζονται κατά μήκος μιας από τις πολλές τυχαίας σεισμικής τομής. Κατασκευή του 3D συστήματος ρηγμάτων. Κατασκευή των οριζόντων του γεωμετρικού ομοιώματος βάσει των ερμηνειών και των αλμάτων των ρηγμάτων (Gulfaks database at Petrel tutorial, Schlumberger, 2014). 18
- Εικόνα 2-3: Γεωλογικό ομοίωμα με τη μέθοδο κανονικού μοντέλου 3D σταθερού κελιού. Οι τιμές που έχουν αποδοθεί σε κάθε γεωλογική ζώνη ίδια σε όλο την έκταση της ζώνης (Gulfaks database at Petrel tutorial, Schlumberger, 2014). 20
- Εικόνα 2-4: Κατασκευή 3D γεωμορφής χρησιμοποιώντας διαδοχικές τομές (David, 1977) 21
- Εικόνα 2-5: Χρήση των γεωτρητικών δεδομένων προκειμένου να αποδοθούν τιμές μια ιδιότητας και στα υπόλοιπα κελιά του ομοιώματος (Gulfaks database at Petrel tutorial, Schlumberger, 2014). Ως είθισται, τα γεωτρητικά δεδομένα είναι χωρικά περιορισμένα και η παρεμβολή των τιμών μεταξύ των γεωτρήσεων πρέπει να ακολουθεί συγκεκριμένους κανόνες. 22
- Εικόνα 2-6: Σχηματική απεικόνιση των πολλαπλών στοχαστικών σεναρίων. Η διακύμανση των διαφορετικών σεναρίων καθορίζεται από τις στατιστικές παραμέτρους του αρχικού σεναρίου βέλτιστης πρόβλεψης (initial base case) (Bentley & Smith, 2008). 30
- Εικόνα 2-7: Το αποτέλεσμα της εκτίμησης αβεβαιότητας με προσομοίωση Monte-Carlo. Το πλήθος των διαφορετικών σεναρίων δημιουργεί μια ζώνη γύρω από τη βασικό σενάριο βέλτιστης εκτίμησης, χωρίς όμως να επιτυγχάνει να καλύψει την πραγματική κατάσταση. Συνεπώς η εκτίμηση της αβεβαιότητας απέτυχε να πιάσει το πραγματικό σενάριο εξαιτίας του γεγονότος ότι ήταν δεμένη σε ένα αρχικό σενάριο με μικρό εύρος διακύμανσης (Bentley, 2016). 31

Εικόνα 2-8: Σχηματική απεικόνιση του καθορισμού χαμηλού και υψηλού σεναρίου με κάποιο ποσοστό αβεβαιότητας + / - γύρω από το σενάριο βάσης (Bentley & Smith, 2008).....	32
Εικόνα 2-9: Σχηματική απεικόνιση των πολλαπλών ντετερμινιστικών σεναρίων. Κάθε ένα από αυτά τα σεναρία είναι ανεξάρτητο από το άλλο και αναλόγως της θεώρησης στην οποία βασίζεται το καθένα να απαιτείται διαφορετική παραμετροποίηση. Κανένα από αυτά τα σεναρία δεν επιλέγεται ως το βασικό σενάριο (Bentley & Smith, 2008).....	32
Εικόνα 3-1: Τεκτονοστρωματογραφικά πεδία των Ελληνίδων. 1) Εξωτερική Ανθρακική πλατφόρμα, 2) Λεκάνη ή ωκεανός Πίνδου, 3) Εσωτερική Ανθρακική Πλατφόρμα, 4) ωκεανός Αξιού, 5) Τέμαχος Πάικου, 6) Περιροδοπική ζώνη, 7) Μάζα Ροδόπης, 8) Οφιόλιθοι Βόλβης-Αν.Ροδόπης, 9) Μάζα Βερτίσκου (Paranikolaou, 1997)	41
Εικόνα 3-2: Γεωδυναμική εξέλιξη της Τηθύος στο Ελληνικό Τόξο από το Αν.Τριαδικό μέχρι σήμερα. (Παπανικολάου, 1986).....	42
Εικόνα 3-3: Χάρτης που αποτυπώνει τον εφελκυσμό του Αιγαίου σε δύο στάδια (Τροποποιημένο από Brun and Sokoutis (2010)). Τα μπλε και πράσινα κουτιά αντιπροσωπεύουν τη διάρκεια της ανάδυσης των HP και HT μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Τα κίτρινα κουτιά αντιπροσωπεύουν τη διάρκεια της εκτεταμένης θραυσυγενούς παραμόρφωσης που επηρέασε ολόκληρο τον Αιγαίο χώρο.	44
Εικόνα 3-4: Χάρτης ανωμαλιών βαρύτητας της Ανατολικής Μεσογείου (Makris et al., 1998)	45
Εικόνα 3-5: Λιθοσεισμική τομή B-N διεύθυνσης στο νησιωτικό τόξο (Bonhoff et al., 2001)	46
Εικόνα 3-6: Οριοθέτηση των σεισμογενών ζωνών νότια της κεντρικής και ανατολικής Κρήτης. Οι κύκλοι αντιπροσωπεύουν υπόκεντρα μικροσεισμών. Οι τάφροι του Πτολεμαίου και του Πλίνιου θεωρούνται ως αριστερόστροφες πλαγιοκανονικές δομές, ενώ δεν έχει αποσαφηνιστεί ακόμη για του Στράβωνα. Το βέλος υποδηλώνει την άνοδο της Κρήτης πιθανόν εξαιτίας της ροής κατά μήκος της υποβιθυζόμενης πλάκας (Becker et al., 2010). ..	47
Εικόνα 3-7: Τεκτονοστρωματογραφικά επεισόδια στην Κεντρική και Ανατολική Κρήτη. Οι έντονες γραμμές υποδεικνύουν ενεργές δομές (ρήγματα και πτυχές) και οι γκρι τα επαναδραστηριοποιηθέντα ρήγματα (J.H. ten Veen & P. Th. Meijer 1998)	53
Εικόνα 3-8: Οι μεταλλικές ιζηματολογικές λεκάνες της Κρήτης (Meulenkaamp et al., 1979).	56
Εικόνα 3-9: Σχηματική λιθοστρωματογραφία της Κρήτης. Απεικονίζονται οι κύριες φασικές ομάδες με την πλευρική και κατακόρυφη συσχέτισή τους (ten Veen & Postma., 1999).....	59
Εικόνα 3-10: Παλαιογεωγραφική εξέλιξη των Νεογενών ιζημάτων στην Κρήτη (Meulenkaamp et al., 1994).	64
Εικόνα 3-11: Γεωλογικός χάρτης της λεκάνης Μεσσαράς σε συνδυασμό με χάρτη σκιασμένου αναγλύφου, όπως προέκυψε από την επεξεργασία όλων των στοιχείων που παρουσιάστηκαν	

στα προηγούμενα κεφάλαια. Τεταρτογενείς αποθέσεις (1), κορήματα (2), σχ. Αγ. Γαλήνης (3), σχ. Φοινικιάς (4), σχ. Σγ. Βαρβάρας (5), σχ. Αμπελούζου (6), σχ. Πρ. Ηλία (7), σχ. Σκινιά (8), σχ. Βιάννου (9) αλπικό υπόβαθρο αδιαίρετο (10). Σημειώνονται τα ρήγματα (11), οι μεγάλες ενεργές ρηξιγενείς ζώνες που παρουσιάζουν σημαντικές κατοπτρικές επιφάνειες και έντονη παρουσία κορημάτων (12) και οι πιθανές ή καλυμμένες ρηξιγενείς ζώνες (13). (Βασιλάκης, 2006)	67
Εικόνα 3-12: Αντίστοιχα σχηματικά στερεοδιαγράμματα με αυτά της εικόνας 9-3, με γωνία θέασης προς τα ΒΑ. Οι τομές γίνονται κατά μήκος των ρηξιγενών επιφανειών οριζόντιας ολίσθησης (PZNEO, PZΛ), ενώ τα βέλη υποδηλώνουν την κίνηση του τεμάχους που έχει αφαιρεθεί. (Βασιλάκης, 2006)	69
Εικόνα 3-13: Η λεκάνη της Βιάννου με την ανατολική επέκταση και τις ποτάμιες αποθέσεις κατά τη χρονική περίοδο 10.4 Ma, λίγο πριν την απόθεση των ολισθολίθων (Zachariasse et al., 2011).	70
Εικόνα 3-14: Η μορφή της βαθιάς λεκάνης Σκινια-Ιεράπτερας κατά τη χρονική περίοδο 10,3-9,7 Ma (Zachariasse et al., 2011)	71
Εικόνα 3-15: Η γένεση των ρηξιτεμαχών της λεκάνης του Σκινιά κατά την περίοδο 9,7-9,6 Ma (Zachariasse et al., 2011).	72
Εικόνα 3-16: Διαχωρισμός της ενιαίας λεκάνης στο βόρειο τμήμα (Λεκάνη Ηρακλείου) και νότιο τμήμα (Λεκάνη Μεσσαράς) με τη δράση του «Ρήγματος Κεντρικού Ηρακλείου» 8,8 Ma (Zachariasse et al., 2011).	73
Εικόνα 3-17: Παλαιογεωγραφία της ευρύτερης περιοχής της λεκάνης της Μεσσαράς 7,8 Ma. Η λεκάνη της Μεσσαράς αποτελούσε λεκάνη βαθιάς θάλασσας (Zachariasse et al., 2011).....	74
Εικόνα 3-18:Επικράτηση συνθηκών βαθιάς θάλασσας στο μεγαλύτερο μέρος των λεκανών Μεσσαράς-Ηρακλείου 7,0 Ma (Zachariasse et al., 2011).	74
Εικόνα 4-1: Ψηφιοποιημένος γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της Μεσσαράς με ενοποιημένο λιθολογικό/στρωματογραφικό υπόμνημα. Η ψηφιοποίηση βασίστηκε στα επιμέρους 6 γεωλογικά φύλλα του ΙΓΜΕ. Η σκίαση δημιουργείται από το ψηφιακό μοντέλο επιφανείας (DTM) που βρίσκεται κάτω από επίπεδο γεωλογικής πληροφορίας.	86
Εικόνα 4-2: Παράδειγμα έντυπης γεωτρητικής πληροφορίας από γεώτρηση του προγράμματος FAO (1972). Τα στοιχεία συλλέχθηκαν από το αρχείο υδρογεωλογίας του Υπουργείου Αγροτικής Ανάπτυξης (ΥΠΑΑΤ). Τα στοιχεία της γεώτρησης και η λιθολογική περιγραφή εισήχθησαν στη ψηφιακή βάση δεδομένων.	89

Εικόνα 4-3: Παράδειγμα έντυπης γεωτρητικής πληροφορίας από γεώτρηση του αρχείου υδρογεωλογίας του Υπουργείου Αγροτικής Ανάπτυξης (ΥΠΑΑΤ). Τα στοιχεία της γεώτρησης και η λιθολογική περιγραφή εισήχθησαν στη ψηφιακή βάση δεδομένων.	90
Εικόνα 4-4: Οι 28 λιθολογικές ομάδες που περιγράφονται στις γεωτρήσεις. Οι λιθολογικές ομάδες ενοποιήθηκαν σε 3 λιθοστρωματογραφικές ενότητες.....	91
Εικόνα 4-5: ψηφιοποιημένη λιθολογική περιγραφή της γεώτρησης FAO-07 και η ομαδοποίησή τους σε λιθοστρωματογραφικές ενότητες.....	93
Εικόνα 4-6: Απόσπασμα γεωλογικού χάρτη του ΙΓΜΕ (Βιδάκης κ.α., 1994) με την τοποθεσία των 4 γεωτρήσεων (Από Πασαδάκης κ.α., 2012).	94
Εικόνα 4-7: Λιθολογική και λιθοστρωματογραφική περιγραφή των τεσσάρων γεωτρήσεων που διανοίχθηκαν στην ευρύτερη περιοχή των Αμουργελών-Λιγόρτунου (Βάχλας, 2009)	95
Εικόνα 4-8: Αποτελέσματα γεωχημικής ανάλυσης (Πυρόλυσης RockEval) των γεωτρητικών τριμμάτων της γεώτρησης «Δέλτα» (Πασαδάκης κ.α. 2012).	95
Εικόνα 4-9: Ενοποιημένος γεωλογικός χάρτης (έκδοσης ΙΓΜΕ) με την απεικόνιση του δικτύου σεισμικών γραμμών ανάκλασης.....	96
Εικόνα 4-10: Γεωμετρικά χαρακτηριστικά του δικτύου πηγής-γεωφώνων (Vafidis et al, 2012).	97
Εικόνα 4-11: RMS ταχύτητες της σεισμικής γραμμής 1 (Vafidis et al, 2012).	98
Εικόνα 4-12: Η χωροθετημένη τομή με την μέθοδο Kirchhoff της γραμμής 1 πριν (α) και μετά (β) την εφαρμογή του της μορφοποίησης του φάσματος (Vafidis et al., 2012). Στη δεύτερη περίπτωση η ευκρίνεια των κύριων ανακλαστήρων είναι καλύτερη.	98
Εικόνα 4-13: Συγκεντρωτική παράθεση των επανεπεξεργασμένων σεισμικών γραμμών ανάκλασης της λεκάνης της Μεσσαράς που πραγματοποιήθηκε από το εργαστήριο εφαρμοσμένης γεωφυσικής της σχολής Μηχ. Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης.	99
Εικόνα 4-14: Δίκτυο ηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων (VES) που διενεργήθηκαν στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος του οργανισμού FAO το 1969. Το δίκτυο καλύπτει όλη την έκταση της πεδιάδας της Μεσσαράς συμπεριλαμβανομένης και της πεδιάδας του Τυμπακίου. ...	100
Εικόνα 4-15: Παράδειγμα βαθμονόμησης των τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με λιθολογίες από παρακείμενες γεωτρήσεις στη υπολεκάνη του Τυμπακίου (Panagopoulos et al., 2021).	101
Εικόνα 4-16: Ομαδοποίηση των λιθολογιών με βάση τα εύρη τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Η ομαδοποίηση βασίστηκε στη σύγκριση 17 ζευγών γεωτρήσεων και TEM/VES (Panagopoulos et al., 2021).	102
Εικόνα 4-17: Δίκτυο γεωηλεκτρικών και ηλεκτρομαγνητικών διασκοπήσεων (πράσινα: TEM, κόκκινα: VES) και γεωτρητικών δεδομένων (μπλε) στην λεκάνη του Τυμπακίου (Panagopoulos et al., 2021)	102

Εικόνα 4-18: Το κατώτερο ως μεσαίο τμήμα της τομής Καστελλιανά σύμφωνα με Zachariasse et al. (2011) και η θέση των 7 δειγμάτων που ελήφθησαν.....	105
Εικόνα 4-19: Σημεία δειγματοληψίας με κόκκινες γραμμές οι κύριες ομάδες διαρρήξεων. Με κίτρινη γραμμή ο διαχωρισμός του κατώτερου πηλινικού τμήματος και του ανώτερου αμμούχου.	106
Εικόνα 4-20: Σκαφοειδής διασταυρούμενη στρώση.....	106
Εικόνα 4-21: Το κατώτερο τμήμα της τομής (όψη προς Βορρά). Δείγματα SKI 1, 2. Εναλλαγές αμμούχων και αργιλομαργαϊκών αποθέσεων, δείγματα SKI 3, 4.	107
Εικόνα 4-22: Τομή «Μέση».	108
Εικόνα 4-23: Τομή «Αρκαλοχώρι-Μάρθα».....	109
Εικόνα 4-24: Τομή «Τεφέλι Νότια».	110
Εικόνα 4-25: Τομή δειγματοληψίας, Τεφέλη Βόρεια.	111
Εικόνα 4-26: Τομή Δούλι όπου φαίνονται οι δύο σχηματισμοί. Επίσης στη φωτογραφία τοποθετούνται τα δείγματα Douli. Οι ψαμμιτικές αποθέσεις καταλαμβάνουν το κύριο μέρος της τομής. Όψη προς το βορρά.	112
Εικόνα 4-27: Δείγμα 1 (αργιλικό για γεωχημικές αναλύσεις). Πάνω από το ρήγμα εμφανίζονται οι ψαμμιτικές αποθέσεις οι οποίες μεταβαίνουν σε ψηφιδωπαγή-κροκαλοπαγή.....	112
Εικόνα 4-28: Δείγμα KOT 3 πηλούχα άμμος. Όψη προς τη Δύση.	113
Εικόνα 4-29: Το όργανο Delsi RockEval-2 της Ερευνητική μονάδα Χημείας και Τεχνολογία Υδρογονανθράκων της Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης. ...	116
Εικόνα 4-30: Απλουστευμένο διάγραμμα πυρόλυσης RockEval. Η πράσινη γραμμή παρουσιάζει την διακύμανση της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια τη πυρόλυσης. Οι κόκκινες περιοχές αντιπροσωπεύουν τους υδρογονάνθρακες που απελευθερώνονται/δημιουργούνται (S_1 και S_2) και την ποσότητα CO_2 που δημιουργείται (S_3). (από Hart & Steen, 2015).....	118
Εικόνα 4-31: Γεωχημικά διαγράμματα με τα δείγματα που αναλύθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής (Πορτοκαλί κύκλοι) και των ήδη δημοσιευμένων στοιχείων από επιφανειακά δείγματα και τρίμματα γεωτρήσεων της λεκάνης της Μεσσαράς (πράσινα τρίγωνα). (Στοιχεία από Pasadakis et al., 2012, Maravelis et al., 2016, Kontakiotis et al., 2020).....	119
Εικόνα 4-32: Τύποι πορώδους (από Πομόνη Παπαϊωάννου, 2005)	122
Εικόνα 4-33: Διάταξη μέτρησης ολικού όγκου δείγματος με την μέθοδο των Hg (από Παντόπουλος, 2009)	126
Εικόνα 4-34: Σχηματική απεικόνιση ισοθέρμου προσρόφησης αζώτου σε απλό πόρο. (N) είναι ο αριθμός προσροφημένων μορίων, (P^*) είναι η κρίσιμη πίεση και (P^0) είναι η πίεση κορεσμού (από Παντόπουλος, 2009).....	126

Εικόνα 4-35: Δοκίμια διαμέτρου 1 ίντσας που χρησιμοποιήθηκαν για τις εργαστηριακές μετρήσεις πορώδους και διαπερατότητας.	128
Εικόνα 4-36: Αρχή υπολογισμού της διαπερατότητας σε εργαστηριακές μετρήσεις κυλινδρικών δοκιμίων.....	130
Εικόνα 4-37: Διαπερατόμετρο Hassler εργαστηρίου Ανάλυσης Ρευστών και Πυρήνων Υπόγειων Ταμιευτήρων (Βαρότσης 2014).....	132
Εικόνα 4-38: Τυπική μορφή των διαφορετικών βαθμίδων πίεσης σε συνάρτηση με το βάθος ενταφιασμού (Khan & Islam, 2007). Η υδροστατική βαθμίδα ορίζει το όριο των συνθηκών υποπίεσης (underpressure) και υπερπίεσης (overpressure). Η σταδιακή αύξηση της πίεσης των ρευστών οδηγεί στη θραύση του σχηματισμού μόλις προσεγγίσει τη βαθμίδα θραύσης.	133
Εικόνα 5-1: Εισαγωγή τοπογραφίας της ευρύτερης περιοχής μελέτης στο περιβάλλον Petrel. Ισοδιάσταση 50μ.....	154
Εικόνα 5-2: Εισαγωγή επιφανειακής γεωλογίας από γεωλογικά φύλλα του ΙΓΜΕ της ευρύτερης περιοχής μελέτης από περιβάλλον GIS σε περιβάλλον Petrel.....	154
Εικόνα 5-3: Θέσεις των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων σε όλη την έκταση της πεδιάδας της Μεσσαράς (FAO, 1972).....	157
Εικόνα 5-4: Σύγκριση γεωτρήσεων (αριστερά) με γεωηλεκτρικά δεδομένα (δεξιά). Τα ζεύγη γεώτρηση/ VES ή TEM χρησιμεύουν για να συσχετισθούν οι τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με παρακείμενες λιθολογίες. Οι γεωτρήσεις παρουσιάζουν λεπτομερή λιθολογική περιγραφή και προκειμένου να συγκριθούν με τα παχύτερα διαστήματα ηλεκτρικών αντιστάσεων, οι λιθολογικές περιγραφές αντιπροσωπεύτηκαν από τον κυρίαρχο λιθολογικό τύπο. Το αποτέλεσμα της σύγκρισης παρουσιάζεται στην Εικόνα 5-1.....	159
Εικόνα 5-5: Εύρη τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ανά λιθολογικό τύπο, που προέκυψαν από τη σύγκριση 17 ζευγών γεωτρήσεων / γεωηλεκτρικών δεδομένων.....	160
Εικόνα 5-6: Συνθετική σεισμική τομή (composite line) σε TWT αποτελούμενη από τις τομές 11, 1 και 3. Η γενική διεύθυνση είναι Δ-Α. Τα κύρια στοιχεία που ερμηνεύτηκαν είναι: α) η ανύψωση του Προνεογενούς υποβάθρου στην ένωση των τομών 1 & 3, και στο δυτικό άκρο της τομής 1, β) η θετική δομή λουλουδιού (positive flower structure) στο κέντρο σχεδόν της τομής 1.	164
Εικόνα 5-7: Σεισμικές τομές 2 & 6 διεύθυνσης κάθετης στον άξονα της λεκάνης της Μεσσαράς (TWT). Στη τομή 2 παρουσιάζεται το βαθύτερο σημείο της Νεογενούς λεκάνης. Στη τομή 6 παρουσιάζεται μια δομή θετικής δομής λουλουδιού (positive flower structure). Η δομή αυτή βρίσκεται πλησίον της αντίστοιχης δομής στην τομή 1. Με διακεκομμένες γραμμές είναι η	

ερμηνεία των ρηγμάτων. Η ερμηνεία των επιμέρους Νεογενών οριζόντων είναι θεωρητική που προκύπτει από προέκταση των επιφανειακών ορίων των αντίστοιχων λιθοστρωματογραφικών ενοτήτων του Νεογενούς.....	165
Εικόνα 5-8: Σεισμική ερμηνεία της οροφής του Προνεογενούς υποβάθρου στις τομές 4, 8 και 10. Η ποιότητα των συγκεκριμένων τομών χαρακτηρίζεται ως φτωχή και συνεπώς η ερμηνεία καθορίστηκε συνδυαστικά και με την επιφανειακή εμφάνιση του υποβάθρου. Ο κατακόρυφος άξονας είναι σε ms TWT.....	166
Εικόνα 5-9: Απεικόνιση σε 3Δ περιβάλλον στο Petrel των ερμηνευμένων ρηγμάτων ως fault sticks επί των σεισμικών τομών και της οροφής του Προνεογενούς υποβάθρου (κίτρινες γραμμές) σε time domain. Μαζί εμφανίζεται ως επιφάνεια αναφοράς και η επιφάνεια που αντιπροσωπεύει την οροφή του Προνεογενούς υποβάθρου. Η πλειονότητα των ρηγμάτων βρίσκεται κάτω από την επιφάνεια του υποβάθρου. Με εξαίρεση τα δύο ρήγματα στο δυτικό άκρο της λεκάνης (αριστερή άκρη της εικόνας), οι ερμηνείες των ρηγμάτων εμφανίζονται ως αποκομμένα fault sticks χωρίς να είναι δυνατή η σύνδεση των ρηγμάτων από τη μια σεισμική τομή στην άλλη έτσι ώστε να σχηματιστεί η προέκταση των ρηξιγενών επιφανειών.	171
Εικόνα 5-10: Κατασκευή του μοντέλου ταχυτήτων σε περιβάλλον Petrel. Οι μέσες τιμές ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκαν βασίζονται σε στις τιμές του Πίνακα 5-2.	172
Εικόνα 5-11: Χωροθέτηση των σεισμικών τομών σε περιβάλλον 3Δ στο λογισμικό Petrel και ερμηνεία της οροφής του Προνεογενούς υποβάθρου. Τόσο οι σεισμικές τομές όσο και η επιφάνεια έχουν μετατραπεί σε βάθος (depth domain) με εφαρμογή του μοντέλου ταχυτήτων. Από τις ερμηνείες κατασκευάστηκε η επιφάνεια του Προνεογενούς υποβάθρου. Επίσης, εμφανίζεται η σημερινή τοπογραφία της περιοχής πέριξ της επιφάνειας.	173
Εικόνα 5-12: Η επιφάνεια του Προνεογενούς υποβάθρου όπως προέκυψε από τις σεισμικές ερμηνείες (κόκκινες γραμμές) και τις επιφανειακές εμφανίσεις (γκρι σκιάσεις).....	173
Εικόνα 5-13: Παράδειγμα επί της σεισμικής τομής 3, όπου αποτυπώνονται η ρηχότερη (πράσινη γραμμή), η μέση (κόκκινη γραμμή) και η βαθύτερη (μπλε γραμμή) επιφάνεια της οροφής του Προνεογενούς υποβάθρου. Οι επιφάνειες αυτές προέκυψαν μετά την εφαρμογή των ακραίων και της μέσης τιμής ταχύτητας.	174
Εικόνα 5-14: Απεικόνιση των διαθέσιμων στοιχείων στο Petrel σε περιβάλλον βάθους (Depth domain). Οι κόκκινες γραμμές είναι η σεισμική ερμηνεία της οροφής του Προνεογενούς, τα χρωματιστά σημεία είναι οι θέσεις των γεωτρήσεων και των γεωηλεκτρικών διασκοπήσεων στα οποία έχουν ερμηνευτεί η οροφή του Νεογενούς. Η χρωματική κλίμακα αφορά το απόλυτο υψόμετρο στο οποίο ερμηνεύτηκε η οροφή του Νεογενούς. Επίσης, με μαύρη στικτή γραμμή απεικονίζονται τα επιφανειακά όρια των Νεογενών αποθέσεων.....	176

Εικόνα 5-15: Οι 166 ερμηνείες της οροφής του Νεογενούς σε 3D προοπτική όψη από τα ΝΔ. Το βάθος κάθε σημείου ακολουθεί τη χρωματική κλίμακα του υπομνήματος. Η επιφάνεια του Προνεογενούς υποβάθρου με λευκό διαφανές χρώμα χρησιμοποιείται σε αυτήν την εικόνα ως επιφάνεια αναφοράς για να γίνει ευκολότερα αντιληπτή η 3D διαβάθμιση του βάθους.	176
Εικόνα 5-16: Η επιφάνεια της οροφής του Νεογενούς όπως προκύπτει από τις γεωτρήσεις, τις γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις και τα όρια των επιφανειακών εμφανίσεων. Η επιφάνεια αφορά το τμήμα των Νεογενών που βρίσκονται υποεπιφανειακά.....	177
Εικόνα 5-17: Χάρτης ισοπαχούς των Πλειο-τεταρτογενών αποθέσεων στην λεκάνη της Μεσσαράς.(Ισοδιάσταση 20μ.).....	177
Εικόνα 5-18: Χάρτης ισοπαχών των Νεογενών αποθέσεων στην λεκάνη της Μεσσαράς (ισοδιάσταση 50μ).	178
Εικόνα 5-19: Χάρτης ισοπαχών των μετα-Απλικών ιζημάτων στη λεκάνη της Μεσσαράς (ισοδιάσταση 100μ).	178
Εικόνα 5-20: Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του Τυμπακίου (Bonneau et al. 1984, Bonneau 1985).....	180
Εικόνα 5-21: Τα γεωφυσικά και γεωτρητικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την αποτύπωση της υποεπιφανειακής δομής της λεκάνης του Τυμπακίου. Πράσινα-TEM, Κόκκινα-VES, Μπλε-Γεωτρήσεις. Η λεκάνη οριοθετείται από τα περιφερειακά ρήγματα (κόκκινα σπό ΙΓΜΕ) και εσωτερικά η γεωμετρία της λεκάνης τροποποιείται από τα μαύρα διακεκομμένα ρήγματα κατά(Peterek & Schwarze, 2004 (Panagopoulos et al., 2021).	182
Εικόνα 5-22: Ακολουθία βημάτων (workflow) για την κατασκευή του 3D γεωλογικού ομοιώματος του ελεύθερου υδροφόρου του Τυμπακίου (Panagopoulos et al., 2021).	185
Εικόνα 5-23: Χάρτης της οροφής του Νεογενούς χωρίς ρήγματα. Οι απότομες μεταβολές στα βάθη θα μπορούσαν να εξηγηθούν από τη δράση πιθανών ρηγμάτων.	186
Εικόνα 5-24: Παράδειγμα 3D απεικόνισης γεωηλεκτρικών τιμών (resistivity logs) (επάνω) βάσει των οποίων αποδόθηκαν τιμές ηλεκτρικής αντίστασης σε κάθε κελί που διαπερνούσαν (resistivity upscaled logs) (κάτω). Η διαδικασία ονομάζεται Logs-upscaling.....	186
Εικόνα 5-25: Παράθυρο παραμέτρων του αλγορίθμου παρεμβολής συνεχών ιδιοτήτων (continuous properties) στο Petrel.	187
Εικόνα 5-26: Γεωηλεκτρική τομή κατά μήκος πολλών ηλεκτρομγνητικών σταθμών μετρήσεων. Στην τομή σημειώνονται με λευκή διακεκομμένη γραμμή οι ζώνες όπου παρατηρούνται απότομες πλευρικές μεταβολές της ηλεκτρικής αντίστασης και αποδίδονται ως πιθανά ρήγματα (Panagopoulos et al., 2021).	188

Εικόνα 5-27: Προοπτική όψη από τα ΝΔ επάλληλων γεωηλεκτρικών τομών και του σκετ των πιθανών ρηγματών που προέκυψαν από την ερμηνεία των ηλεκτρομαγνητικών τομών. Το μπλε περίγραμμα είναι τα επιφανειακά όρια της λεκάνης του Τυμπακίου. Σημειώνεται ότι τα πιθανά ρήγματα που εντοπίζονταν σε παρακείμενες τομές ήταν αυτά που επιλέχθηκαν στην τελική διαλογή έτσι ώστε το τελικό σύστημα ρηγματών να παρουσιάζει γεωλογική συνοχή (Panagopoulos et al., 2021).	188
Εικόνα 5-28: Παράθυρο παραμέτρων γεωμετρικής προσομοίωσης των οριζόντων.	189
Εικόνα 5-29: Ο ορίζοντας της οροφής του Νεογενούς χωρίς ρήγματα (αριστερά) και με ρήγματα (δεξιά) (Panagopoulos et al., 2021).	190
Εικόνα 5-30: Γεωηλεκτρική τομογραφία (ERT-3) στην περιοχή του Τυμπακίου στην οποία ερμηνεύτηκε η παρουσία των Νεογενών μαργών σε βάθος 70m περίπου (Vafidis et al., 2013).	190
Εικόνα 5-31: Χάρτης ισοπαχών των Πλειο-τεταρτογενών αποθέσεων. Τα μεγαλύτερα πάχη παρατηρούνται στο ανατολικό τμήμα της περιοχής προσομοίωσης (Panagopoulos et al., 2021).	191
Εικόνα 5-32: Παράθυρο παραμέτρων για τη διαίρεση του χώρου σε διακριτά κελιά (layering).....	192
Εικόνα 5-33: Παράδειγμα 4 γεωτρήσεων στις οποίες η λιθο-ηλεκτρική περιγραφή μετέβη από κλίμακα γεώτρησης (well-log) σε κλίμακα κελιού προσομοίωσης (upscaled well-log). Οι δύο πάνω εικόνες είναι η 3Δ προοπτική όψη από ΝΔ που απεικονίζει τις 4 γεωτρήσεις με τα well-logs και μετά τις ίδιες γεωτρήσεις με τα upscaled well-logs. Η τελευταία απεικόνιση δείχνει τις ίδιες γεωτρήσεις σε 2Δ παράθυρο στις με τα well-logs και τα upscaled well-logs δίπλα-δίπλα για σύγκριση. Η διαδικασία αυτή είναι ευρύτερα γνωστή ως “Well-logs upscaling”.193	
Εικόνα 5-34: Παράθυρο παραμέτρων για την επιλογή αλγορίθμου παρεμβολής διακριτών ιδιοτήτων (λιθολογίας). Αριστερά για την ενότητα των Πλειο-τεταρτογενών, δεξιά για την ενότητα του Νεογενούς.....	194
Εικόνα 5-35: Κατακόρυφη τάση κατανομής των λιθολογικών τύπων όπως προκύπτει από τις διαθέσιμες γεωτρήσεις για την ενότητα του Πλειο-τεταρτογενούς.....	195
Εικόνα 5-36: Κατακόρυφη τάση κατανομής των λιθολογικών τύπων όπως προκύπτει από τις διαθέσιμες γεωτρήσεις για την ενότητα του Νεογενούς.....	196
Εικόνα 5-37: Παράθυρο παραμέτρων για την επιλογή αλγορίθμου παρεμβολής συνεχών ιδιοτήτων (ηλεκτρικής αντίστασης). Αριστερά για την ενότητα των Πλειο-τεταρτογενών, δεξιά για την ενότητα του Νεογενούς. Τα βαριογράμματα είναι ίδια με αυτά που χρησιμοποιήθηκαν στην παρεμβολή των λιθολογικών τύπων.	196

Εικόνα 5-38: 3Δ προοπτική απεικόνιση των 3Δ ομοιωμάτων των λιθολογικών τύπων (επάνω) και της ηλεκτρικής αντίστασης (κάτω). Σε κάθε περίπτωση απεικονίζονται επίσης και το πλήθος και η χωρική κάλυψη των γεωτρήσεων (επάνω) και των TEM & VES (κάτω) από τα οποία προέκυψαν τα 3Δ ομοιώματα ιδιοτήτων αντιστοίχως.....	197
Εικόνα 5-39: Κατανομές της λιθολογίας (αριστερά) και της ηλεκτρικής αντίστασης (δεξιά) σε διαφορετικά βάθη σε οριζόντιες τομές (horizontal slices) μόνο για την ενότητα του Πλειο-τεταρτογενούς. Απεικονίζεται επίσης το δίκτυο των ρηγμάτων και το όριο της λεκάνης του Τυμπακίου με μπλε γραμμή (Panagoroulos et al., 2021).	198
Εικόνα 5-40: Κατηγοριοποίηση των κελίων σε λεπτομερείς και αδρομερείς αποθέσεις βάσει της 3Δ λιθολογικής ιδιότητας.....	199
Εικόνα 5-41: 3Δ ιδιότητα του πορώδους βασισμένο σε αντιπροσωπευτικές τιμές για κάθε κατηγορία αποθέσεων (αδρομερή/λεπτομερή).	199
Εικόνα 5-42: Πίνακας μεταβλητών και εύρη διακύμανσης κατά την εκτίμηση αβεβαιότητας.....	200
Εικόνα 6-1: Υποεπιφανειακή δομή του Προ-Νεογενούς υποβάθρου της λεκάνης της Μεσσαράς. Α) Σε κάτοψη μαζί με τα επιφανειακά όρια του Προ-Νεογενούς (γκρι) και των Νεογενών αποθέσεων (κίτρινο). Β) Σε προοπτική όψη από τα ΒΑ μαζί με το τοπογραφικό ανάγλυφο. Γ) Σε ισοβαθείς (200m ισοδιάσταση) μαζί με το υδρογραφικό δίκτυο και την επισήμανση των υβωμάτων που διαχωρίζουν τη λεκάνη της Μεσσαράς σε 3 τμήματα (ανατολικό, κεντρικό και δυτικό).....	211
Εικόνα 6-2: Μηχανισμοί γένεσης σεισμών στην ευρύτερη περιοχή της κεντρικής Κρήτης και στο λιβυκό πέλαγος (Delibasis et al. 1999). Στην Κεντρική Κρήτη παρατηρείται η ευθυγράμμιση των μηχανισμών σε γενική διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, με αρκετούς από αυτούς να παρουσιάζουν και πλάγια συνιστώσα.	212
Εικόνα 6-3: Συνθετικές στρωματογραφικές στήλες του Νεογενούς χαρακτηριστικές του δυτικού τμήματος της λεκάνης της Μεσσαράς (αριστερή στήλη) και του ανατολικού τμήματος (δεξιά στήλη). Από Meulenkamp et al., 1979.....	215
Εικόνα 6-4: Γεωσεισμική τομή επί της σεισμικής τομής 2. Με γκρι χρώμα αποτυπώνεται το Προνεογενές υπόβαθρο. Με πράσινο, πορτοκαλί και κίτρινο χρώμα αποτυπώνονται οι λιθοστρωματογραφικές ενότητες της Βιάννου, του Σκινιά και του Αμπελούζου αντίστοιχα. Οι κλίσεις των ενοτήτων ακολουθούν τις επιφανειακές μετρήσεις γωνίας και διεύθυνσης μέγιστης κλίσης. Τα μαύρα βέλη αντιπροσωπεύουν την προτεινόμενη γενική διεύθυνση μετανάστευσης του παραγόμενου βιογενούς αερίου κυρίως από τις ενότητες της Βιάννου και του Σκινιά οι οποίες φέρουν τα μεγαλύτερα ποσοστά συνολικού οργανικού άνθρακα (TOC%). Κατακόρυφη κλίμακα μεγεθυμένη x2.	217

Εικόνα 6-5: Παράδειγμα RMS ανωμαλίας στη Σεισμική τομή 2. Το τμήμα που έχει σκιαστεί με σκούρο χρώμα είναι το Προνεογενές υπόβαθρο. Το υπόλοιπο ανώτερο τμήμα της τομής αποτελείται από τις Νεογενείς αποθέσεις όπου ενδεικτικά παρουσιάζεται η εντονότερη ανωμαλία πλάτους (amplitude) RMS που θα μπορούσε να αποδοθεί σε ταμειυτήρες που φέρουν αέριο.	219
Εικόνα 6-6: Χρήση των τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την αποτύπωση των αντίστοιχων λιθολογικών τύπων. Από πάνω προς τα κάτω αποτυπώνεται η χωροθέτηση των αποθέσεων κροκαλοπαγών, των κροκάλων/χαλίκων και των άμμων. Και στις τρεις περιπτώσεις απεικονίζονται μόνο οι περιοχές που έχουν συνολικό πάχος των αντίστοιχων αποθέσεων άνω των 20m.	221
Εικόνα 6-7: Ερμηνεία των χαρτών της Εικόνα 6-6. Το βέλος υποδεικνύει τη διεύθυνση κατά την οποία παρατηρείται αύξηση του κοκκομετρικού μεγέθους των αποθέσεων του Πλειο-τεταρτογενούς. Η περιοχή στη αρχή του βέλους χαρακτηρίζεται από και οι αργίλλο-πηλινικές αποθέσεις εξαιρούνται. Η ερμηνεία αυτή αφορά πάχη αποθέσεων άνω των 20m.	223
Εικόνα 6-8: Περιοχή όπου εμφανίζονται τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης μικρότερης των 2 Ω.m που θεωρείται αντιπροσωπευτική των σχηματισμών που φέρουν υπόγειο νερό (είτε γλυκό είτε υφάλμυρο). Παρουσιάζονται μόνο οι περιοχές που είναι συνδεδεμένες μεταξύ τους. Η ζώνη αυτή αναφέρεται μόνο στην ενότητα των Πλειο-τεταρτογενών.	224

Λίστα Διαγραμμάτων

Διάγραμμα 2-1: Ενδεικτική διάγραμμα ροής για την κατασκευή 3D γεωλογική ομοιώματος που θα χρησιμοποιηθεί σε επόμενο βήμα ως τη βάση την υδρογεωλογική προσομοίωση δηλαδή την αριθμητική προσομοίωση υπόγειας ροής υδάτων (Thornton et al, 2018).....	19
Διάγραμμα 2-2: Αποποιημένο παράδειγμα ενός πειραματικού βαριογράμματος και του θεωρητικού μοντέλου που εφαρμόστηκε (εκθετικό). Επίσης παρουσιάζονται και τα βασικά στοιχεία του βαριογράμματος, επιρροή (range), nugget, C_0) και οροφή (sill, C_0+C_1). (Li and Hear, 2008). 25	25
Διάγραμμα 2-3: Παραδείγματα από τα τέσσερα πιο συνηθισμένα θεωρητικά μοντέλα βαριογράμματος: (a) σφαιρικό (spherical), (b) εκθετικό (exponential), (c) γραμμικό (linear) και (d) Gaussian (Li and Hear, 2008).	26
Διάγραμμα 2-4: Προβολή των πολλαπλών αποτελεσμάτων βάσει το συνολικού όγκου του 3D γεωλογικού ομοιώματος σε ένα ιστόγραμμα, όπως προέκυψαν με χρήση στοχαστικών αλγορίθμων. Από το ιστόγραμμα αυτό προκύπτουν τα 3 διαφορετικά σενάρια πιθανότητας	

10%, 50%, 90% τα οποία θεωρούνται ως αντιπροσωπευτικά της αβεβαιότητας που υπάρχουν στους υπολογισμούς.....	30
Διάγραμμα 4-1. Κατανομή πορώδους ανά στρωματογραφική ενότητα που προέκυψε από τη μέτρηση 82 δειγμάτων υπαίθρου	129
Διάγραμμα 4-2: Εργαστηριακές μετρήσεις διαπερατότητας (σε αέρα) δείγματος της λιθοστρωματογραφικής ενότητας της Βιάννου. Η μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν σε 3 στάδια εγκάρσιας πίεσης / διαφορετικού βάθους ενταφιασμού	135
Διάγραμμα 4-3: Εργαστηριακές μετρήσεις διαπερατότητας (σε αέρα) δειγμάτων της λιθοστρωματογραφικής ενότητας του Σκινιά. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν σε 3 στάδια εγκάρσιας πίεσης / διαφορετικού βάθους ενταφιασμού.....	135
Διάγραμμα 4-4: Εργαστηριακές μετρήσεις διαπερατότητας (σε αέρα) δειγμάτων της λιθοστρωματογραφικής ενότητας των Καστελιανών/Αμπελούζου. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν σε 3 στάδια εγκάρσιας πίεσης / διαφορετικού βάθους ενταφιασμού.	136
Διάγραμμα 4-5: Εργαστηριακές μετρήσεις διαπερατότητας (σε αέρα) δειγμάτων της ενότητας του Lago Mare. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν σε 3 στάδια εγκάρσιας πίεσης / διαφορετικού βάθους ενταφιασμού.	136
Διάγραμμα 4-6. Παράδειγμα διόρθωσης Klinkenberg στις τιμές διαπερατότητας. Η τομή της γραμμής τάσης με τον κατακόρυφο άξονα, δίνει τη διαπερατότητα Klinkenberg (K_L).....	138
Διάγραμμα 4-7: Τυπική απεικόνιση των διαφορετικών ομάδων πετρώματος (rock type) που παρουσιάζουν διακριτά πετροφυσικά χαρακτηριστικά.....	139
Διάγραμμα 4-8: Βιβλιογραφικό παράδειγμα διαγράμματος πορώδους/διαπερατότητας χωρίς τη ταξινόμηση (A) και με την ταξινόμηση κατά Lucia (2007) ανάλογα με το κοκκομετρικό μέγεθος (B).	140
Διάγραμμα 4-9: Ομαδοποίηση βάσει της μεθόδου Winland R35. Διαγράμματα πορώδους προς διαπερατότητα σε αέρα (k_a), εκτός από το διάγραμμα πάνω δεξιά που είναι προς διαπερατότητα klinkenberg (k_L). Στα διαγράμματα αναγράφεται και η ακτινωτή (εγκάρσια) πίεση στην οποία πραγματοποιήθηκε η μέτρηση της διαπερατότητας. Οι διακεκομμένες γραμμές αποτελούν τις ισάριθμες της διαμέτρου του πορώδους συστήματος στην οποία μετράται κορεσμός υδραργύρου 35%.....	141
Διάγραμμα 4-10: Επιμέρους διαγράμματα πορώδους/διαπερατότητας για διαφορετικές τιμές ακτινωτής πίεσης που αντιπροσωπεύει τις αντίστοιχες πιέσεις υπερκειμένων (overburden pressure). Κάθε πίεση υπερκειμένων αντιστοιχεί σε 200m, 400m και 800m αντίστοιχα. Στην πρώτη στήλη παρουσιάζονται τα σημεία ανά στρωματογραφική ενότητα που ανήκουν. Στη	

δεύτερη στήλη παρουσιάζονται τα ίδια σημεία ομαδοποιημένα σε «άνω του 1mD» και «κάτω του 1mD». Σημειώνεται ότι κάθε ομάδα δε ξεπερνά τις 2 τάξεις μεγέθους σε διαπερατότητα.	143
Διάγραμμα 4-11: Επιμέρους διαγράμματα πορώδους/διαπερατότητας για διαφορετικές τιμές ακτινωτής πίεσης που αντιπροσωπεύει τις αντίστοιχες πιέσεις υπερκειμένων (overburden pressure). Κάθε πίεση υπερκειμένων αντιστοιχεί σε 200m, 400m και 800m αντίστοιχα. Στην πρώτη στήλη παρουσιάζονται τα σημεία ανά στρωματογραφική ενότητα που ανήκουν. Στη δεύτερη στήλη παρουσιάζονται τα ίδια σημεία ομαδοποιημένα σε «FZI<0,4μm» και «FZI>0,4μm».	144
Διάγραμμα 4-12: Στατιστικά στοιχεία των δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό των υδραυλικών μονάδων ροής (HFU). Αριστερά: Ο αριθμός δειγμάτων ανά στρωματογραφική ενότητα. Δεξιά: Ποσοστό δειγμάτων που ανήκουν στην ομάδα των καλών πετροφυσικών χαρακτηριστικών (FZI>0.4μm) ανά στρωματογραφική ενότητα.	146
Διάγραμμα 5-1: Διάγραμμα «ανεμοστρόβιλου» όπου κατατάσσονται με σειρά σημαντικότητας οι μεταβλητές και τις μεταβολές που προκαλούν στην παράμετρο αναφοράς (pore volume).	201
Διάγραμμα 5-2: Ιστόγραμμα κατανομής των τιμών Pore volume για τα 500 τυχαία σενάρια.	202

Λίστα Πινάκων

Πίνακας 3-1: Τα χαρακτηριστικά των ομάδων ρηγμάτων που έδρασαν από το Ολιγόκαινο ως σήμερα (ten Veen & Postma 1999).	53
Πίνακας 3-2: Λιθοστρωματογραφικές ομάδες των Νεογενών ιζημάτων της Κρήτης (Meulenkamp et al., 1979).	56
Πίνακας 3-3: Συνοπτικός πίνακας των χαρακτηριστικών κάθε λιθοστρωματογραφικής ομάδας των Νεογενών αποθέσεων της Κρήτης (όπως τις όρισαν οι Meulenkamp et al., 1979) και οι αντίστοιχοι σχηματισμοί που απατώνται στη λεκάνη της Μεσσαράς.	60
Πίνακας 4-1: Λίστα γεωτρήσεων που διανοίχτηκαν στην πεδιάδα της Μεσσαράς στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος του FAO, 1972.	88
Πίνακας 4-2: Παράμετροι λήψης των σεισμικών καταγραφών (Vafidis et al, 2012)	97
Πίνακας 4-3: Ακολουθία επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων από τη ΔΕΠ (Vafidis et al, 2012)	97
Πίνακας 4-4: Συντεταγμένες (σε ΕΓΣΑ'87) των θέσεων δειγματοληψίας	104

Πίνακας 4-5: Αποτελέσματα της πυρόλυσης RockEval-2 στα δείγματα επιφανείας ηλικίας Μειοκαίνου.....	119
Πίνακας 4-6: Στατιστικές παράμετροι τιμών πορώδους (%) ανά στρωματογραφική ενότητα	129
Πίνακας 4-7: Δείγματα στα οποία μετρήθηκε η διαπερατότητα σε 3 διαφορετικά στάδια (Κ ₁ , διαπερατότητα Klippenberg). Ταυτόχρονα παρουσιάζονται η αρχική λιθολογική περιγραφή και οι αντίστοιχες τιμές πορώδους.....	134
Πίνακας 4-8: Συγκεντρωτικός πίνακας των τιμών πορώδους και διαπερατότητάς σε κάθε διακριτό στάδιο πίεσης υπερκειμένων (25Atm, 100Atm, 200Atm) και η υπολογισμένη τιμή FZI. Σε κάθε πίνακα τα δείγματα κατηγοριοποιήθηκαν σε 2 ομάδες με όριο την τιμή FZI=0,4μm.	145
Πίνακας 5-1: Εύρη τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ανά λιθο-ηλεκτρικό τύπο.	160
Πίνακας 5-2: Τυπικές τιμές ταχυτήτων ανά στρωματογραφική ενότητα, ακολουθώντας τις τιμές των Kokkalas et al., 2012.....	172
Πίνακας 5-3: Ογκομετρήσεις των Πλειο-τεταρτογενών ιζημάτων του αλλουβιακού υδροφόρου του Τυμπακίου.....	200

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η αποτύπωση της υποεπιφανειακής γεωλογίας, διδιάστατα ή τριδιάστατα, αποτελεί ακόμη και σήμερα μια εργασία το αποτέλεσμα της οποίας εξαρτάται από τη ποσότητα και ποιότητα των δεδομένων που χρησιμοποιούνται, τη σωστή χωρική τους συσχέτιση και τη συνδυαστική ερμηνεία τους που να εντάσσεται σε ορθολογιστικό πλαίσιο. Τις περισσότερες φορές, απαιτούνται πολλά δεδομένα για να αποτυπωθεί ικανοποιητικά η υποεπιφανειακή γεωλογική δομή, των οποίων η σύνδεση είναι πολλές φορές πολύπλοκη. Σε κάθε περίπτωση, τόσο η επιλογή των δεδομένων όσο και η ερμηνεία τους είναι αναπόφευκτα υποκειμενική που μπορεί να οδηγεί σε διαφορετικά αποτελέσματα μεταξύ διαφορετικών γεωλόγων. Στο σημείο αυτό η χρήση σύγχρονων εργαλείων, όπως λογισμικών τριδιάστατης γεωλογικής απεικόνισης και προσομοίωσης, βοηθούν προς την κατεύθυνση μείωσης της απόκλισης των διαφορετικών αποτελεσμάτων μιας και διευκολύνονται ο εντοπισμός προβληματικών/λανθασμένων δεδομένων, οι χωρικές συσχετίσεις των δεδομένων και κυρίως οι (υπο)περιοχές που παρουσιάζουν μεγαλύτερο βαθμό αβεβαιότητας στα αποτελέσματά τους. Η εφαρμογή τέτοιων μεθοδολογιών έχουν αυξηθεί τα τελευταία χρόνια με την ραγδαία ανάπτυξη των ηλεκτρονικών υπολογιστών που μπορούν πλέον να διαχειρίζονται μεγάλο αριθμό δεδομένων και να τα απεικονίζουν ως τριδιάστατες γεωμορφές ακόμα και σε οικιακούς υπολογιστές.

Στην παρούσα διατριβή περιγράφεται η χρήση αυτών των μεθοδολογιών στη λεκάνη της Μεσσαράς με την κατασκευή 2 τριδιάστατων γεωλογικών ομοιωμάτων διαφορετικής κλίμακας και διαφορετικού σκοπού. Το ένα αφορά στην κατασκευή του γεωμετρικού ομοιώματος ολόκληρης της λεκάνης της Μεσσαράς στην Κρήτη και το άλλο αφορά την κατασκευή του στατικού γεωλογικού ομοιώματος (γεωμετρικό ομοίωμα και ομοίωμα ιδιοτήτων) του αλλουβιακού υδροφόρου του Τυμπακίου (δυτική Μεσσαρά) στην Κρήτη.

Η κατασκευή του γεωμετρικού μοντέλου της Μεσσαράς βασίστηκε κυρίως σε ένα δίκτυο 8 διδιάστατων σεισμικών γραμμών ανάκλαση που κάλυπταν το πεδινό κυρίως τμήμα της λεκάνης. Τα σεισμικά δεδομένα υπέδειξαν το πάχος των ιζημάτων της μεταλπικής λεκάνης, με βασικό συμπέρασμα την ύπαρξη υποκέντρου περίπου 1500μ (απόλυτο βάθος) στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς. Με δεδομένο ότι στην ίδια περιοχή έχουν αναφερθεί κατά το παρελθόν διαφυγές φυσικού αερίου, τα αποτελέσματα της τριδιάστατης προσομοίωσης χρησιμοποιούνται συνδυαστικά με γεωχημικές αναλύσεις, στρωματογραφικές συσχετίσεις και εξέλιξης της λεκάνης για να τεκμηριωθεί ένα πιθανό σενάριο γένεσης βιογενούς αερίου στην περιοχή. Για τις ανάγκες αυτής της προσπάθειας πραγματοποιήθηκαν εργασίες πεδίου και εργαστηριακές αναλύσεις για να εκτιμηθούν όλα τα απαραίτητα στοιχεία γένεσης βιογενούς αερίου (οργανικό

υλικό/ταμιευτήρας/παγίδα). Η μελέτη έδειξε ότι η ποσότητα του οργανικού υλικού που βρίσκεται στις αργιλλικές ενστρώσεις χαρακτηρίζεται οριακά ως μητρικό πέτρωμα, κάτι το οποίο αναμένεται να έχει επίπτωση στο δυναμικό γένεσης αερίου αυτών των ιζημάτων και κατ' επέκταση στην ποσότητα αερίου που φέρουν οι σχηματισμοί αυτοί. Στον αντίποδα, το υψηλό πορώδες και η διαπερατότητα των ψαμμιτών αλλά και οι κατακόρυφες και πλευρικές εναλλαγές τους με αργιλλικές ενστρώσεις παρέχουν ικανές συνθήκες συσσώρευσης του αερίου σε διαφορετικούς θύλακες, που κατά τα φαινόμενα είναι αντίστοιχοι με αυτούς που τρύπησαν οι υδρογεωτρήσεις της περιοχής. Τα υφιστάμενα στοιχεία δεν επαρκούν σε καμία περίπτωση για να αποτιμηθεί η εμπορική εκμεταλλευσιμότητα του εν λόγω εκλυόμενου αερίου.

Το δεύτερο τριδιάστατο γεωλογικό ομοίωμα που κατασκευάστηκε είχε ως στόχο να αποτυπώσει την υποεπιφανειακή δομή του αλλουβιακού Πλειο-πλειστοκαινικού ελεύθερου υδροφόρου του Τυμπακίου και να εκτιμηθεί με τη χρήση γεωηλεκτρικών / ηλεκτρομαγνητικών μετρήσεων υπαίθρου τόσο ο λιθολογικός χαρακτήρας των ιζημάτων που δομούν τον υδροφόρο όσο και να αποτυπωθεί το μέτωπο και η γεωμετρία της υφαλμύρισης στη λεκάνη μελέτης. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν ένα πυκνό δίκτυο από υδρογεωτρήσεις, γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις (VES) και ηλεκτρομαγνητικές μετρήσεις παροδικού πεδίου (TEM) που επέτρεψαν τη χωρική συσχέτιση των λιθολογικών περιγραφών των υδρογεωτρήσεων με τις τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους. Συνεπώς, πέρα από την αποτύπωση της διακύμανσης του πάχους του υδροφόρου και την αναγνώριση 12 πιθανών ρηγμάτων που δεν αναγνωρίζονται επιφανειακά, έγινε και η χωρική κατανομή των τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε όλο τον υδροφόρο ως προσπάθειας έμμεσης αναγνώρισης των λιθολογιών που απαρτίζουν τον υδροφόρο αλλά και του μετώπου υφαλμύρισης. Προτείνεται δε, τα αποτελέσματα του ομοιώματος αυτού να χρησιμοποιηθούν σε επόμενο στάδιο και στην προσομοίωση της υπόγειας ροής υδάτων στον εν λόγω υδροφόρο. Σε αυτή την περίπτωση αναμένεται βελτιστοποίηση των αποτελεσμάτων της προσομοίωσης που με τη σειρά της οδηγεί σε βελτιστοποίηση του σχεδιασμού εκμετάλλευσης των υπογείων υδάτων.

Και στις δύο περιπτώσεις, ο απώτερος σκοπός είναι να αναδειχθεί η χρησιμότητα των τριδιάστατων γεωλογικών ομοιωμάτων ως ενός σύγχρονου και εύχρηστου εργαλείου για την κατά το δυνατό καλύτερη αποτύπωση της υποεπιφανειακής γεωλογίας. Και στις δύο περιπτώσεις δεν εξαντλήθηκαν οι δυνατότητες που παρέχονται με τη χρήση τέτοιων εργαλείων/μεθοδολογιών καθώς αυτό θα έπρεπε να αποτελούσε ξεχωριστή μελέτη. Παρόλα αυτά, τα αποτελέσματα μπορούν άμεσα να χρησιμοποιηθούν για το σχεδιασμό των επόμενων βημάτων για την ενδεδειγμένη μελέτη τους.

Κεφάλαιο 1

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	4
1.1 Περιγραφή αντικειμένου Διδακτορικής Διατριβής	4
1.1.1 Σκοπός της 3Δ γεωλογική προσομοίωσης της Λεκάνης της Μεσσαράς.....	4
1.1.2 Σκοπός της 3Δ γεωλογική προσομοίωσης του αλλουβιακού υδροφόρου της υπολεκάνης του Τυμπακίου.....	5
1.2 Στόχος διατριβής.....	6
1.3 Διάρθρωση κεφαλαίων	7
1.4 Βιβλιογραφία 1^{ου} Κεφαλαίου	9

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟΥ ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Η παρούσα διατριβή πραγματεύεται την τριδιάστατη (3Δ) γεωλογική αποτύπωση των Νεογενών αποθέσεων της λεκάνης της Μεσσαράς, νομού Ηρακλείου, Κρήτης. Η αποτύπωση αυτή πραγματοποιήθηκε με την κατασκευή του ψηφιακού 3Δ γεωλογικού ομοιώματος με χρήση λογισμικού τριδιάστατης προσομοίωσης Petrel της εταιρίας Schlumberger. Η κατασκευή του βασίστηκε σε πλήθος επιφανειακών και υποεπιφανειακών γεωλογικών δεδομένων που εκτείνονται σε όλη την έκταση της λεκάνης της Μεσσαράς, με κυριότερα τις διδιάστατες σεισμικές τομές ανάκλασης, γεωτρητικά δεδομένα και γεωφυσικές διασκοπήσεις.

Η 3Δ γεωλογική προσομοίωση που προέκυψε αποτελεί ένα μέσο για την καλύτερη κατανόηση της υποεπιφανειακής δομής της λεκάνης και για τη διαστασιολόγησή της. Η χρησιμότητα του 3Δ γεωλογικού ομοιώματος της λεκάνης Μεσσαράς παρουσιάζεται με δύο υποθέσεις εργασίας. Η μία αφορά στη διερεύνηση των εμφανίσεων βιογενούς αερίου στο ανατολικό τμήμα της Μεσσαράς. Η άλλη στην αποτύπωση του αλλουβιακού υδροφόρου της υπολεκάνης του Τυμπακίου ως μέσου για τη βελτιστοποίηση της εκμετάλλευσής του, ελαχιστοποιώντας την ποιοτική του υποβάθμιση από την υφαλμύριση.

1.1.1 Σκοπός της 3Δ γεωλογική προσομοίωσης της Λεκάνης της Μεσσαράς.

Ο λόγος που επιλέχθηκε η λεκάνη της Μεσσαράς ως περιοχή έρευνας, αφορά το γεγονός της εμφάνισης αερίου σε υδρογεωτρήσεις. Πιο συγκεκριμένα, κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 1990 αναφέρθηκαν αρκετές περιπτώσεις που κατά τη διάρκεια διάτρησης υδρογεωτρήσεων στις Νεογενείς αποθέσεις της ανατολικής Μεσσαράς παρατηρήθηκαν φουσαλίδες στη στήλη του νερού. Μάλιστα σε μία από τις περιπτώσεις προκλήθηκε φωτιά που έκαψε το γεωτρητικό εξοπλισμό χωρίς ευτυχώς τραυματισμούς. Αν και η ύπαρξη αερίου στις Νεογενείς αποθέσεις της Μεσσαράς αναφέρεται για πρώτη φορά από την Παπασταματίου-Ζαμάνη (1966) στα πλαίσια της κοιτασματολογικής έρευνας για τη λιγνιτοφορία της περιοχής Αλμυρή Παναγιά, κατά την οποία σε δύο εκ των τεσσάρων προγραμματισμένων γεωτρήσεων παρατηρήθηκε έκλυση **«ελαιογενών αερίων»** εντός αποθέσεων άμμου, που συνετέλεσε στην αύξηση της πίεσης της γεωτρητικής στήλης με συνέπεια τη διακοπή των γεωτρήσεων, χωρίς το φαινόμενο αυτό να εξετάζεται περαιτέρω. Παρομοίως, αντίστοιχο γεγονός ανάφλεξης αερίων κατά τη διάρκεια υδρογεωτρήσεων αναφέρθηκε

και στην περιοχή Μαγαρικάρι της δυτικής Μεσσαράς χωρίς να έχει διερευνηθεί περαιτέρω. Ως εκ τούτου, τα απαραίτητα δεδομένα για την επιστημονική επεξήγηση του φαινομένου, για τις προκαταρκτικές ογκομετρήσεις και κατ' επέκταση για την αποτίμηση της δυνητικής εμπορικής εκμεταλλευσιμότητας του αερίου δεν είναι διαθέσιμα.

Το θέμα αυτό επαναπροσεγγίστηκε στο δεύτερο μισό της δεκαετίας του 2000 με την εκπόνηση του επιστημονικού έργου «Εντοπισμός και αξιολόγηση βιοαερίου νεογενών σχηματισμών της περιοχής Αρκαλοχωρίου Ηρακλείου Κρήτης για ενεργειακή χρήση» με χρηματοδότηση τη Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας (ΓΓΕΤ) και ανάδοχο το Πολυτεχνείο Κρήτης, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων. Στα πλαίσια αυτού του έργου, διενεργήθηκαν σειρά εργασιών υπαίθρου, δειγματοληψίας και εργαστηριακών αναλύσεων που έφεραν στο φως χρήσιμα γεωχημικά δεδομένα (Pasadakis *et al.* 2009, 2012; Maravelis *et al.* 2016). Επιπλέον, διενεργήθηκαν 4 ερευνητικές γεωτρήσεις στην ευρύτερη περιοχή Τεφελίου-Λιγόρτυνου-Νεοχωρίου της δυτικής Μεσσαράς με μέγιστο βάθος 500m εντός των Νεογενών αποθέσεων. Τα στοιχεία αυτού του έργου ενσωματώθηκαν στη βάση δεδομένων που δημιουργήθηκε για τις ανάγκες αυτής της διδακτορικής διατριβής.

Το σημαντικό στοιχείο που έδωσε τη δυνατότητα για την κατασκευή του 3D γεωλογικού μοντέλου της λεκάνης της Μεσσαράς ήταν η άδεια που δόθηκε το 2011 από το Υπουργείο Περιβάλλοντος και Ενέργειας (ΥΠΕΝ) για επεξεργασία και δημοσίευση των σεισμικών δεδομένων ανάκλησης που είχαν διενεργηθεί από τη Δημόσια Επιχείρηση Πετρελαίου (ΔΕΠ) τη δεκαετία του 1980 για έρευνα υδρογοναθράκων στη λεκάνη της Μεσσαράς. Οι Vafidis *et al.* (2013) παρουσίασαν το αποτέλεσμα της σεισμικής επαναεπεξεργασίας των δεδομένων αυτών. Οι διαθέσιμες διδιάστατες σεισμικές τομές φανέρωσαν τη βασική γεωμετρία της λεκάνης και έδωσαν τη δυνατότητα να αποτυπωθεί ψηφιακά η τριδιάστατη γεωμετρία της, έστω και σε προκαταρκτικό στάδιο.

Ο συνδυασμός όλων των διαθέσιμων στοιχείων οδήγησε στην κατασκευή του 3D ψηφιακού γεωμετρικού μοντέλου της λεκάνης της Μεσσαράς που αποτέλεσε τη βάση για την μελέτη του φαινομένου έκλυσης βιογενών αερίων από τα Νεογενή ιζήματα της ανατολικής Μεσσαράς, τα αποτελέσματα της οποίας παρουσιάζονται στην παρούσα διατριβή.

1.1.2 Σκοπός της 3D γεωλογική προσομοίωσης του αλλουβιακού υδροφόρου της υπολεκάνης του Τυμπακίου.

Στο δυτικότερο τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς βρίσκεται η υπολεκάνη του Τυμπακίου που αποτελεί μια από τις μεγαλύτερες και πιο εύφορες πεδιάδες της χώρας με μεγάλη αγροτική παραγωγή και παράλληλα αυξημένη τουριστική κίνηση κατά την καλοκαιρινή περίοδο. Συνεπώς, οι

ανάγκες για ύδρευση και άρδευση είναι αυξημένες που καλύπτονται σε μεγάλο βαθμό από την εκμετάλλευση του αλλουβιακού υδροφόρου του Τυμπακίου (Κριτσωτάκης Μ., 2009). Η εκμετάλλευση των υπογείων υδάτων γίνεται από ένα εκτεταμένο δίκτυο δημόσιων και ιδιωτικών υδρογεωτρήσεων. Δυστυχώς, τα φαινόμενα υπαλμύρισης που έχουν διαπιστωθεί (Paritsis 2005) αναδεικνύουν την υπερ-εκμετάλλευση του υδροφόρου, η ποιότητα και η βιωσιμότητα του οποίου εξαρτάται πλέον από την εφαρμογή ενός οργανωμένου σχεδίου διαχείρισης και εκμετάλλευσης (Kourgialas et al. 2016).

Προς αυτήν την κατεύθυνση, έχει επικρατήσει τις τελευταίες δεκαετίες η χρήση 3D μαθηματικών προσομοιώσεων της ροής των υπογείων υδάτων για τη βελτιστοποίηση της εκμετάλλευσης των υδροφόρων. Η ανάπτυξη των ηλεκτρονικών υπολογιστών βοηθά στην ανάπτυξη προσομοιώσεων μεγαλύτερης πολυπλοκότητας που επεξεργάζονται μεγάλες βάσεις δεδομένων. Σε κάθε περίπτωση, η ακρίβεια των αποτελεσμάτων εξαρτάται και από την ποσότητα αλλά και από την ποιότητα των δεδομένων που θα μπορούν να περιγράψουν με επαρκή τρόπο τις υποεπιφανειακές συνθήκες. Στην παρούσα διατριβή, σχολιάζεται πώς η ανάπτυξη ψηφιακών 3D γεωλογικών ομοιωμάτων που θα χρησιμοποιηθούν ως βάση για την ανάπτυξη των προσομοιώσεων ροής υπόγειων υδάτων συντελεί στην εξαγωγή ακριβέστερων αποτελεσμάτων. Αντίστοιχα παραδείγματα βρίσκονται και στη διεθνή βιβλιογραφία που παρουσιάζουν τα πλεονεκτήματα της χρήσης 3D γεωλογικών προσομοιώσεων στην υδρογεωλογικές προσομοιώσεις (π.χ. Bowling et al. 2005; Raiber et al. 2012; Moya et al. 2014; Du et al. 2016; Kourgialas et al. 2016; Martinez et al. 2017, Diakoparaskevas et al., 2022).

1.2 ΣΤΟΧΟΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Ο στόχος της διατριβής έχει δύο άξονες. Ο πρώτος σχετίζεται με τη μελέτη των μεταλλικών ιζημάτων της λεκάνης της Μεσσαράς όσον αφορά την υποεπιφανειακή έκτασή τους καθώς και την απόδοση αντιπροσωπευτικών τιμών ιδιοτήτων, όπως πορώδους, διαπερατότητας, περιεχομένου οργανικού άνθρακα και ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Οι τιμές αυτές βασίστηκαν σε εργαστηριακές αναλύσεις δειγμάτων που ελήφθησαν από εργασίες υπαίθρου και σε μετρήσεις πεδίου.

Ο δεύτερος άξονας είναι η ανάδειξη της χρήσης των μεθοδολογιών της 3D προσομοίωσης ως βασικού εργαλείου, μεταξύ άλλων, για τη μελέτη υποεπιφανειακών γεωλογικών δομών, τη διαστασιολόγησή τους και τη διεξαγωγή ογκομετρήσεων. Σημειώνεται ότι η κατασκευή 3D γεωλογικών ομοιωμάτων μπορούν να αποτελέσουν τη βάση για περαιτέρω δυναμικές προσομοιώσεις που να προβλέπουν την μελλοντική εξέλιξη ενός φαινομένου, την πρόβλεψη παραγωγής νερού από υπόγειους υδροφορείς, τη διάρκεια ζωής ενός κοιτάσματος υδρογονανθράκων κτλ.

Για την επίτευξη των παραπάνω στόχων ακολουθήθηκαν τα παρακάτω βασικά βήματα:

- Εργασίες υπαίθρου για τον εμπλουτισμό της βάσης δεδομένων.
- Εργαστηριακές αναλύσεις για τον εμπλουτισμό της βάσης δεδομένων.
- Δημιουργία ενοποιημένης ψηφιακής βάσης γεωλογικών δεδομένων που θα χρησιμοποιηθούν ως βάση για την κατασκευή τριδιάστατων γεωλογικών ψηφιακών ομοιωμάτων.
- Κατασκευή θεματικών 3D γεωλογικών ομοιωμάτων προσαρμοσμένα στο εκάστοτε υπό-εξέταση θέμα.
- Παράδειγμα από την κατασκευή 3D προσομοίωσης των μεταλλικών ιζημάτων της λεκάνης της Μεσσαράς με εφαρμογή στις συγκεντρώσεις βιογενούς αερίου.
- 3D αποτύπωση της υποεπιφανειακής δομής της μεταλλικής λεκάνης της Μεσσαράς.
- Προκαταρκτική αξιολόγηση των Μειοκαινικών αποθέσεων της Μεσσαράς ως δυνητικών ταμειυτήρων βιογενούς αερίου.
- Παράδειγμα από την κατασκευή 3D γεωλογικού ομοιώματος του πλειο-τεταρτογενούς υδροφόρου της λεκάνης του Τυμπακίου με εφαρμογή στην υδρογεωλογική έρευνα.
- 3D αποτύπωση του πλειο-τεταρτογενούς ελεύθερου αλλουβιακού υδροφόρου της υπολεκάνης του Τυμπακίου.
- Ανάδειξη της 3D προσομοίωσης ως ενός σύγχρονου και εύχρηστου εργαλείου διαχείρισης της γεωλογικής πληροφορίας.

1.3 ΔΙΑΡΘΡΩΣΗ ΚΕΦΑΛΑΙΩΝ

Στο πρώτο κεφάλαιο της παρούσας διατριβής περιγράφεται ο στόχος της διατριβής καθώς και το πλαίσιο μέσα στο οποίο κινείται η έρευνα.

Στο δεύτερο κεφάλαιο περιγράφεται η θεωρία της 3D γεωλογικής προσομοίωσης ως του βασικού κορμού της διατριβής. Αναφέρονται οι διαφορές των στατικών έναντι των δυναμικών προσομοιώσεων, τι είναι το γεωμετρικό ομοίωμα και τί το ομοίωμα ιδιοτήτων. Τέλος, αναφέρονται και οι αβεβαιότητες που υπεισέρχονται στη διαδικασία της προσομοίωσης και πώς αντιμετωπίζονται.

Στο τρίτο κεφάλαιο περιγράφεται η τεκτονοστρωματογραφία της περιοχής μελέτης με ιδιαίτερη έμφαση στις Νεογενείς αποθέσεις της Μεσσαράς. Η σημερινή γεωγραφική κατανομή, τα ιζηματολογικά χαρακτηριστικά των αποθέσεων Μειόκαινου της Μεσσαράς και η παλαιογεωγραφική

εξέλιξη της λεκάνης της Μεσσαράς αποτέλεσαν τα στοιχεία στα οποία βασίστηκε τόσο ο σχεδιασμός των εργασιών υπαίθρου, όσο και η προτεινόμενη θεώρηση (conceptual model) για την παρουσία βιογενούς αερίου στις νεογενείς αποθέσεις του ανατολικού τμήματος της Μεσσαράς.

Στο πέμπτο κεφάλαιο περιγράφονται τα επιμέρους στάδια για την κατασκευή των δύο 3D γεωλογικών ομοιωμάτων, ένα για ολόκληρη τη λεκάνη της Μεσσαράς και το δεύτερο για τον αλλουβιακό υδροφόρο του Τυμπακίου. Συγκεκριμένα, περιγράφεται η εισαγωγή των δεδομένων στο λογισμικό 3D προσομοίωσης, που έδωσε πολλές δυνατότητες για την 3D ερμηνεία των δεδομένων, και τη συσχέτισή τους. Μεγάλη έκταση δίνεται στα αποτελέσματα της ερμηνείας και σύνθεσης των δεδομένων μέσω του λογισμικού που αποτέλεσαν και τη βάση για την προτεινόμενη θεώρηση (concept) της παρουσίας βιογενούς αερίου στις νεογενείς αποθέσεις του ανατολικού τμήματος της Μεσσαράς. Τελικώς περιγράφεται και παρουσιάζεται το 3D γεωμετρικό ομοίωμα για τη λεκάνη της Μεσσαράς και πώς το 3D στατικό γεωλογικό ομοίωμα για τον αλλουβιακό υδροφόρο του Τυμπακίου με 3D κατανομή των διαθέσιμων τιμών ιδιοτήτων.

Στο έκτο κεφάλαιο γίνεται η σύνθεση και συζήτηση όλων των παραπάνω αποτελεσμάτων για την α) υποεπιφανειακή γεωμετρία της λεκάνης της Μεσσαράς, β) την παρουσία βιογενούς αερίου στο ανατολικό τμήμα της Μεσσαράς και γ) για τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της υπολεκάνης του Τυμπακίου και την επίδραση που έχει στη χωρική κατανομή των ιδιοτήτων. Ουσιαστικά, στο κεφάλαιο αυτό αναδεικνύεται η χρησιμότητα των μεθόδων 3D γεωλογικής προσομοίωσης για την κατανόηση των υποεπιφανειακών γεωλογικών συνθηκών και για την εξαγωγή γεωλογικών θεωρήσεων (geological concepts) για να ερμηνευτούν συγκεκριμένα γεωλογικά φαινόμενα,

Τέλος, στο έβδομο κεφάλαιο αναφέρονται συγκεντρωτικά τα συμπεράσματα της παρούσας διατριβής, όσον αφορά την κατά το δυνατόν ακριβέστερη αποτύπωση των υποεπιφανειακών δομών στις επιμέρους περιοχές μελέτης και κατ' επέκταση την ερμηνεία των γεωλογικά φαινόμενων, όσο και στην ανάδειξη της χρήσης των μεθόδων 3D γεωλογικής προσομοίωσης. Το κεφάλαιο κλείνει με τις προτάσεις για μελλοντικές ενέργειες.

1.4 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 1^{ΟΥ} ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ

Ξενόγλωσση

- Bowling J.C., Rodriguez A.B., Harry D.L., Zheng C., 2005. Delineating alluvial aquifer heterogeneity using resistivity and GPR data. *Ground Water*, 43(6), pp.890–903
- Diakoparaskevas P., Varouchakis E.A., Panagopoulos G., Soupios P., Vafidis A., Karatzas G.P., Manoutsoglou E., 2022. Groundwater flow simulation in the Tymbaki aquifer by using different subsurface geological models. *Bulletin of the Geological Society of Greece, Sp. Publ. 10 Ext. Abs. GSG2022-137*, 16th International Congress of the Geological Society of Greece, 17-19 October, Patras, Greece
- Du M., Zavatiero E., Ma Q., Delestre O., Gourbesville P., Fouché O., 2016. 3D hydraulic modeling of a complex alluvial aquifer for groundwater resource management. *Proc Eng*, 154, pp.340–347.
- Kourgialas N., Dokou Z., Karatzas G.P., Panagopoulos G., Soupios P., Vafidis A., Manoutsoglou E., Schafmeister M., 2016. Saltwater intrusion in an irrigated agricultural area: combining density dependent modeling and geophysical methods. *Environ Earth Sci*, 75(1), pp. 1–15.
- Maravelis A., Panagopoulos G., Piliotis I., Pasadakis N., Manoutsoglou E., Zelilidis A., 2016. Pre-Messinian (sub-salt) source rock potential on back-stop basins of the hellenic trench system (Messara Basin, Central Crete, Greece). *Issue Oil Gas Sci. Technol. – RevIFP Energies nouvelles* V.71, p. 1–16.
- Martinez J.L., Raiber M., Cendón D.I., 2017. Using 3D geological modelling and geochemical mixing models to characterize alluvial aquifer recharge sources in the upper Condamine River catchment, Queensland, Australia. *Sci Total Environ*, 574, pp. 1–18.
- Moya C.E., Raiber M., Cox M.E., 2014. Three-dimensional geological modelling of the Galilee and central Eromanga basins, Australia: New insights into aquifer/aquitard geometry and potential influence of faults on inter-connectivity. *J Hydrol: Region Stud* 2:119–139.
- Paritsis S.N., 2005. Simulation of seawater intrusion into the Tymbakion aquifer, South Central Crete, Greece. Report within MEDIS project, Study implemented on behalf of the Department of Management of Water Resources of the Region of Crete. Heraklion, Crete, Greece.

- Pasadakis N., Manoutsoglou E., Zelilidis A., Lic M., 2009. Source rock geochemical study of shallow biogenic methane accumulations in Crete (Greece) island. 24th International Meeting on Organic Geochemistry. September 6 –11, Bremen, Germany, 466.
- Pasadakis N., Dagounaki V., Chamilaki E., Vafeidis A., Zelilidis A., Piliotis I., Panagopoulos G., Manoutsoglou E., 2012. Organic geochemical evaluation of neogene formations in Messara (Heraklion, Crete) basin as source rocks of biogenetic methane. Mineral Wealth, v. 166, pp. 7–26.
- Raiber M, White PA, Daughney CJ, Tschritter C, Davidson P, Bainbridge SE (2012) Three-dimensional geological modelling and multivariate statistical analysis of water chemistry data to analyse and visualise aquifer structure and groundwater composition in the Wairau Plain, Marlborough District, New Zealand. J Hydrol, 436, pp. 13–34.
- Vafidis A., Andronikidis N., Economou N., Panagopoulos G., Zelilidis A., Manoutsoglou E., 2012. Reprocessing and interpretation of seismic reflection data at Messara Basin, Crete, Greece. Journal of the Balkan Geophysical Society, Vol. 15, No. 2, p. 31-40.

Ελληνική

- Κριτσωτάκης Μαρίνος, 2009. ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΜΕΣΑΡΑΣ ΚΡΗΤΗΣ. Διδακτορική διατριβή. Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος, Πολυτεχνείο Κρήτης, σελ. 736, Χανιά
- Παπασταματίου Ι., Βετούλης Δ., Μπρουσούλης Ι., 1966. Κοιτασματολογική έρευνα των λιγνιτοφόρων λεκανών Αλμυρής Παναγιάς (Μεσσαράς), Βρυσών Αποκορώνου και Κανδάνου Κρήτης. ΙΓΕΥ, σελ. 21, Αθήνα.

Κεφάλαιο 2

2. ΤΡΙΔΙΑΣΤΑΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ.....	12
2.1 Εισαγωγικά	12
2.1.1 Στατικά Έναντι Δυναμικών Ομοιωμάτων	15
2.1.2 Ντετερμινιστικά Έναντι Στοχαστικών Ομοιωμάτων	16
2.2 Κατασκευή Τριδιάστατων Γεωλογικών Ομοιωμάτων	17
2.2.1 Γεωμετρικό Ομοίωμα.....	17
2.2.2 Ομοίωμα Ιδιοτήτων	20
2.2.2.1 Κανονικά ομοιώματα 3D σταθερού κελιού	20
2.2.2.2 Κανονικά ομοιώματα 3D μεταβλητού κελιού	21
2.2.2.3 Μη κανονικά ομοιώματα 3D μεταβλητού κελιού	21
2.2.3 Εκτίμηση Τιμών Ιδιοτήτων	22
2.3 Εκτίμηση Αβεβαιότητας	27
2.4 Λογισμικά που χρησιμοποιήθηκαν	33
2.5 Βιβλιογραφία Κεφαλαίου 2	34

2. ΤΡΙΔΙΑΣΤΑΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ

"All models are wrong, but some are useful."

George Box, 1978

2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ

Τα τριδιάστατα (3D) γεωλογικά ομοιώματα είναι ψηφιακές αναπαραστάσεις επιφανειακών αλλά κυρίως και υποεπιφανειακών σχηματισμών με τα σχετικά χαρακτηριστικά τους. Τα τελευταία έτη, η αναγνώριση της χρησιμότητάς τους σε διάφορους κλάδους έχει αυξηθεί, και τα εργαλεία λογισμικού που επιτρέπουν την κατασκευή τους έχουν πολλαπλασιαστεί (Jones et al., 2009). Στους τομείς των γεωλογικών επιστημών και μηχανικής, έχουν χρησιμοποιηθεί μεταξύ άλλων στην ανάπτυξη βελτιωμένων καταλόγων των θέσεων των σεισμών (Béthoux et al., 2016), σε έργα εκσκαφής και διάνοιξης σηράγγων (Vanneschi et al., 2014; Bistacchi et al., 2008) και στην εκτίμηση κατάλληλων χώρων αποθήκευσης ραδιενεργών αποβλήτων (Mont Terri Project, 2017). Επιπλέον, εκτεταμένη χρήση γίνεται και στην υδρογεωλογία βοηθώντας στην εκτίμηση των υπόγειων πόρων (Hassen et al., 2016), στο χαρακτηρισμό γεωμετριών καρστικών υδροφορέων, στην απεικόνιση των ροών υπογείων υδάτων (Jeannin et al., 2013; Ballesteros et al., 2015; Malard et al., 2015; Turk et al., 2015), και το βασικότερο παρέχοντας τη βάση για τα αντίστοιχα αριθμητικά μοντέλα που σχετίζονται τόσο με τα υπόγεια ύδατα όσο και με τη διερεύνηση γεωθερμικής ενέργειας μέσω της ροής των γεωθερμικών ρευστών (Guglielmetti et al., 2013).

Σε τεκτονικά και τοπογραφικά πολύπλοκα ιζηματογενή περιβάλλοντα, όπως για παράδειγμα οι Ευρωπαϊκές Άλπεις, τα 3D ομοιώματα πρέπει να είναι γενικά λεπτομερή, υψηλής ανάλυσης και ακριβή, ώστε να είναι κατάλληλα για το σκοπό τον οποίο εξυπηρετούν. Στη συγκεκριμένη περίπτωση ο όρος «λεπτομερή» αναφέρεται στη δυνατότητα αναπαράστασης συγκεκριμένων χαρακτηριστικών όπως πτυχών, ρηγμάτων και σχηματισμών με μεταβλητά πάχη. Για την ανάπτυξη ομοιώματος με υψηλή χωρική ανάλυση, συνήθως απαιτείται η χρήση ψηφιακού μοντέλου εδάφους (DTM) υψηλής ευκρίνειας (π.χ. μέγεθος κελιού ≤ 10 m) για τον καθορισμό της τοπογραφικής επιφάνειας ή/και ακόμα και η χρήση επαρκούς πυκνότητας γεωαναφερόμενων σημείων ώστε να αναπαράγουν όσο το δυνατόν πιστότερα τα σχήματα των παρατηρούμενων γεωλογικών δομών (Thornton et al, 2018).

Αξίζει να σημειωθεί στο σημείο αυτό, ότι το τί θεωρείται σημαντικό για το 3D γεωλογικό ομοίωμα εξαρτάται από το στόχο της προσομοίωσης και τους σκοπούς που εξυπηρετεί. Κατά την κατασκευή ενός μοντέλου πρέπει να επιδεικνύεται προσοχή ώστε οι διαστάσεις του τριδιάστατου πλέγματος (μέγεθος κελιού καννάβου διακριτοποίησης) να είναι ανάλογη του μεγέθους των χαρακτηριστικών που προσομοιώνονται. Στον αντίποδα, θα πρέπει η διακριτική ικανότητα να είναι τόσο μεγάλη όσο απαιτείται αφενός από τους στόχους της προσομοίωσης, και αφετέρου από τις τεχνικές δυνατότητες και περιορισμούς των ηλεκτρονικών υπολογιστών. Τέλος, ένα ομοίωμα θα πρέπει να ακολουθείται στο τέλος από μια εκτίμηση της αβεβαιότητας που εμπεριέχει.

Ανεξάρτητα από τις τεχνικές δυσκολίες και την πολυπλοκότητα των γεωλογικών δομών που αναπαραστώνται κάθε φορά, τα 3D γεωλογικά ομοιώματα συγκριτικά με τους παραδοσιακούς 2D χάρτες και τομές, είναι πολύ πιο χρήσιμα και ισχυρά τόσο στη μελέτη, όσο και στην οπτικοποίηση των υποεπιφανειακών δομών που τελικώς οδηγούν σε αύξηση της γεωλογικής κατανόησης. Παρέχουν επίσης τη βάση για μεταγενέστερη (3D) δυναμική προσομοίωση (Thornton et al, 2018).

Οι δυνατότητες της 3D γεωλογικής προσομοίωσης είναι πολλαπλές και μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε πολλά πεδία των γεωεπιστημών και μηχανικής (Xue et al., 2004), αλλά στην πλειονότητα των περιπτώσεων χρησιμοποιείται στην έρευνα και παραγωγή υδρογονανθράκων (Perrin et al., 2005; Chile's et al., 2004). Αν και η ανάπτυξη εξειδικευμένων λογισμικών είναι ραγδαία τα τελευταία έτη και επιτρέπει τη 3D προσομοίωση σύνθετων γεωλογικών δομών, η κατασκευή ενός σωστού ομοιώματος εξακολουθεί να αποτελεί πρόκληση. Η πρόκληση έγκειται στο γεγονός ότι τα δεδομένα υπεδάφους είναι συνήθως είτε διάσπαρτα, ή ρηχότερα από το επιθυμητό βάθος και πολλές φορές ακολουθούνται από διφορούμενες ερμηνείες. Συνήθως, οι γεωλογικοί χάρτες επιφανείας αποτελούν την πιο προσιτή και άφθονη πηγή γεωλογικών πληροφοριών σε μια περιοχή. Σε πιο ευνοϊκές καταστάσεις είναι επίσης διαθέσιμα γεωφυσικά δεδομένα, όπως σεισμικά ανάκλασης, βαρυτικά, μαγνητικά, ηλεκτρικά επιτρέποντας έναν καλύτερο περιορισμό στην ερμηνεία των γεωλογικών δομών (Martelet et al., 2004).

Μία από τις κύριες δυσκολίες στη χρήση τέτοιων πληροφοριών σε 3D γεωλογικά μοντέλα έγκειται στην ετερογένεια των περιγραφών και των ερμηνειών. Κρίσιμο βήμα στην προετοιμασία της βάσης δεδομένων είναι ο έλεγχος της ποιότητας των δεδομένων που θα χρησιμοποιηθούν στην κατασκευή του 3D ομοιώματος, καθώς η ποιότητα του τελικού προϊόντος κρίνεται εν πολλοίς στην ποιότητα των αρχικών δεδομένων. Ανάμεσα στην ποικιλία από πρόσφατα και παλαιότερα διαθέσιμα δεδομένα για την προσομοίωση της γεωλογίας του υπεδάφους, μόνο μερικά κρίνονται συνήθως αξιοποιήσιμα, εννοώντας ότι είναι εύκολα προσβάσιμα, αρκετά ακριβή και αντιπροσωπευτικά της κλίμακας ενδιαφέροντος (Kaufmann & Martin, 2009). Το πρώτο βήμα σε μια διαδικασία γεωλογικής

μοντελοποίησης είναι η συλλογή, ταξινόμηση και στη συνέχεια η επιλογή των αξιοποιήσιμων δεδομένων. Αυτή η αρχική εργασία είναι σχολαστική αλλά απαραίτητη για την κατασκευή ενός αποδεκτού ομοιώματος. Στη συνέχεια, τα δεδομένα πρέπει να υποβληθούν σε επεξεργασία για να δημιουργηθεί ένα ομοιογενές σύνολο δεδομένων. Για παράδειγμα, στην περίπτωση που τα επιλεγμένα δεδομένα είναι γεωαναφερμένα σε πολλά διαφορετικά συστήματα συντεταγμένων (συνήθως ανάλογα της χρονολογίας του συντάχθηκαν) τότε θα πρέπει να μετατραπούν όλα στο ίδιο σύστημα συντεταγμένων. Επιπλέον, οι ερμηνείες των γεωλογικών περιγραφών και ερμηνειών είναι είτε υποκειμενικές που εξαρτώνται από την κρίση του παρατηρητή/ερμηνευτή και τις επικρατούσες απόψεις της εποχής, είτε είναι σε διαφορετικές κλίμακες. Ως εκ τούτου, συνήθως απαιτείται επανερμηνεία και ομογενοποίηση των δεδομένων προκειμένου να μπορούν να χρησιμοποιηθούν αυτές οι πληροφορίες σε μια κοινή βάση δεδομένων.

Γενικότερα, η μέθοδος της τρισδιάστατης γεωλογικής απεικόνισης παρουσιάζει τα εξής πλεονεκτήματα σε σύγκριση με την κλασσική, στατικού τύπου 2Δ απεικόνιση (γεωλογικό χάρτη):

- Ο μελετητής υποστηρίζεται στην κατασκευή ενός λογικά ορθού προτύπου. Σφάλματα και αντινομίες γίνονται εμφανή κατά τη διαδικασία της γεωμετρικής προσομοίωσης και μπορούν να διορθωθούν.
- Στα πρώιμα στάδια της μελέτης υποστηρίζονται οι αποφάσεις για τη συλλογή επιπλέον στοιχείων, ενώ η διαδικασία για μετατροπή, ενημέρωση, και αναθεώρηση του γεωλογικού μοντέλου γίνεται γρήγορα και αξιοποιώντας όλα τα προϋπάρχοντα στοιχεία.
- Τα σφάλματα ερμηνείας, σε σχέση με τον κλασσικό γεωλογικό χάρτη περιορίζονται αισθητά, επειδή στο ψηφιακό ομοίωμα μεταφέρονται και συνδυάζονται με μεγαλύτερη ακρίβεια τόσο τα συλλεγόμενα πρωτογενή στοιχεία, τα υπάρχοντα βιβλιογραφικά δεδομένα, όσο και οι εμπειρίες και απόψεις του ερευνητή.
- Το γεωλογικό μοντέλο δεν υποστηρίζεται μόνο από αντιπροσωπευτικές γεωλογικές τομές αλλά από την δυνατότητα κατασκευής οποιασδήποτε τομής ή τομών σε κάθε διεύθυνση.
- Οι πληροφορίες που περιέχονται στο πρότυπο μπορούν εύκολα να αναπαραχθούν και να παρουσιαστούν π.χ. με τη μορφή τομών σε διάφορες διευθύνσεις, υπεδαφικών χαρτών, τρισδιάστατων μπλοκ διαγραμμάτων.
- Γίνεται δυνατή η εύκολη και ακριβής ποσοτικοποίηση της γεωλογικής πληροφορίας (όγκοι, πάχη, άλμα ρηγμάτων, κλπ.) και η αντίστοιχη παρουσίαση (π.χ. χάρτες ισοπαχών, ομαδοποίηση, ή γενεές ρηγμάτων).

- Γίνεται εύκολη η ενσωμάτωση ψηφιακών εικόνων και στοιχείων από τηλεπισκοπικούς δορυφόρους, ψηφιακά φωτογραμμετρικά όργανα, μοντέρνα τοπογραφικά όργανα, και δορυφορικά συστήματα εντοπισμού (GPS).

Σε κάθε περίπτωση, ο τελικό στόχος είναι η κατασκευή του 3D ομοιώματος που θα βοηθήσει στην κατανόηση της δομής και των ιδιοτήτων του υπεδάφους. Στην προσπάθεια αυτή, είναι χρήσιμο να ταξινομήσουμε τα 3D ομοιώματα με βάση δύο διαφορετικές έννοιες που ακολουθούν.

2.1.1 Στατικά Έναντι Δυναμικών Ομοιωμάτων

Ένα στατικό ομοίωμα αναπαριστά ένα σύστημα σε μία συγκεκριμένη χρονική στιγμή, ή αναπαριστά ένα σύστημα στο οποίο ο χρόνος δεν έχει σημασία. Σε αυτήν την κατηγορία ανήκουν κυρίως γεωλογικά ομοιώματα, στα οποία αποτυπώνονται κάποιες χωρικές ιδιότητες όπως για παράδειγμα το πορώδους, η διαπερατότητα, η χωρική κατανομή λιθολογικών φάσεων κτλ., ή κάποιες γεωμετρικές ιδιότητες όπως για παράδειγμα η χωρική τοποθέτηση των στρωματογραφικών οριζόντων, τα ρήγματα κτλ., τα οποία δεν μεταβάλλονται με το χρόνο.

Η κατασκευή του στατικού ομοιώματος χωρίζεται σε δύο βασικά στάδια. Πρώτα στο καθορισμό του γεωμετρικού μοντέλου που περιλαμβάνει το συνδυασμό των γεωμετρικών στοιχείων, όπως των στρωματογραφικών οριζόντων, των ρηγμάτων, της επιφανειακής τοπογραφίας, των γεωτρήσεων κτλ., σε ένα ενιαίο χωροθετημένο κέλυφος. Σε δεύτερο στάδιο, το κέλυφος αυτό υποδιαιρείται σε επιμέρους κελιά (cells) στα οποία αποδίδονται τιμές ιδιοτήτων (πορώδες, διαπερατότητα, λιθολογικές φάσεις) κατασκευάζονται με αυτό τον τρόπο το ομοίωμα ιδιοτήτων.

Αντίθετα, ένα δυναμικό ομοίωμα αναπαριστά ένα σύστημα, όπως αυτό εξελίσσεται με την πάροδο του χρόνου. Για παράδειγμα η μεταβολή της στάθμης του υπόγειου υδροφόρου μιας ευρύτερης περιοχής κατά τη διάρκεια της άντλησης νερού από υδρογεωτρήσεις, η μείωση του κορεσμού σε υδρογονάνθρακες εξαιτίας της άντλησης υδρογονανθράκων από ένα κοίτασμα, η μεταβολή της πίεσης της υπόγειας αποθήκης διοξειδίου το άνθρακα με τις μεταβολές στους ρυθμούς εισπίεσης διοξειδίου του άνθρακα, είναι μερικές από τις δυνατότητες του δυναμικού ομοιώματος. Σε πρώτη φάση ορίζονται οι οριακές συνθήκες και το δυναμικό ομοίωμα βαθμονομείται. Κατόπιν, η προσομοίωση «τρέχει» για τον προκαθορισμένο χρόνο αποδίδοντας σε κάθε χρονική στιγμή τις μεταβολές του συστήματος που προσομοιώνεται. Η διαδικασία αυτή συνήθως απαιτεί αυξημένες υπολογιστικές δυνατότητες και διαρκεί αρκετό χρόνο για να ολοκληρωθεί.

Η σωστή βαθμονόμηση και ο καθορισμός των οριακών συνθήκων λοιπόν θα εξασφαλίσει ότι η πρόγνωση των τιμών των ιδιοτήτων σε βάθος χρόνου θα είναι αξιόπιστη. Η δυσκολία να εξαχθούν ακριβή αποτελέσματα στη δυναμική προσομοίωση αυξάνεται με την πολυπλοκότητα του συστήματος που προσομοιώνεται. Επομένως σε τέτοιες περιπτώσεις θα πρέπει να μειώνεται η αβεβαιότητα που εμπεριέχεται σε κάθε παράμετρο προτού τρέξει η προσομοίωση. Προς την κατεύθυνση αυτή, στην περίπτωση των 3D γεωλογικών προσομοιώσεων η ενδεδειγμένη οδός είναι η χρήση ενός στατικού ομοιώματος ως βάση πάνω στην οποία θα κατασκευαστεί το δυναμικό ομοίωμα (Thornton et al., 2018). Με τον τρόπο αυτό επιτυγχάνεται η εισαγωγή στο δυναμικό ομοίωμα όλων των γεωμετρικών χαρακτηριστικών και των στατικών ιδιοτήτων τα οποία έχουν καθοριστεί με αρκετή λεπτομέρεια στο στατικό ομοίωμα. Με τον τρόπο αυτόν επιτυγχάνεται η μείωση της αβεβαιότητας που αφορά τα προαναφερθέντα στοιχεία της δυναμικής προσομοίωσης.

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, κατασκευάστηκαν και παρουσιάζονται μόνο τα στατικά ομοιώματα της λεκάνης της Μεσσαράς και του υπόγειου υδροφόρου του Τυμπακίου.

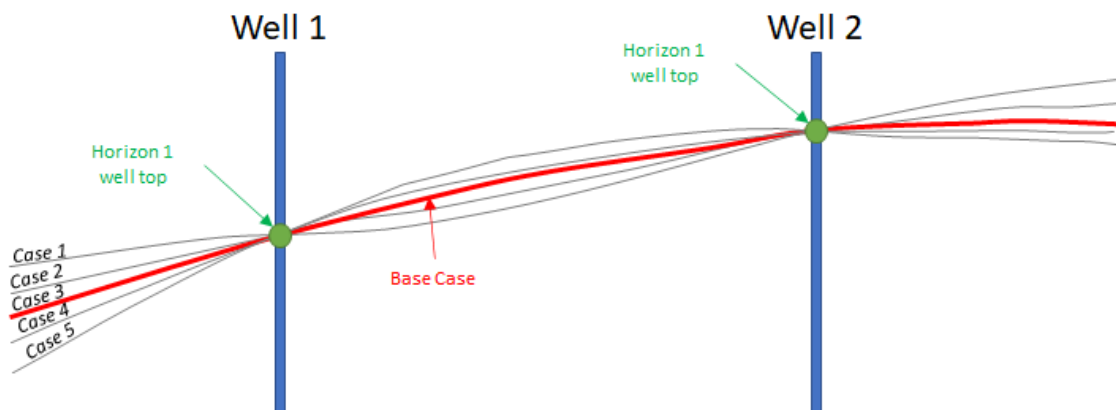
2.1.2 Ντετερμινιστικά Έναντι Στοχαστικών Ομοιωμάτων

Στη ντετερμινιστική προσέγγιση οι παράμετροι της προσομοίωσης καθορίζονται με μια συγκεκριμένη τιμή και οι αλγόριθμοι που συσχετίζουν τις παραμέτρους οδηγούν σε συγκεκριμένες λύσεις έτσι ώστε το αποτέλεσμα να είναι πάντοτε το ίδιο. Μία τέτοια περίπτωση αλγορίθμου είναι το kriging που αποτελεί τη βέλτιστη γραμμική αμερόληπτη μεσοσταθμική μέθοδο εκτίμησης, το οποίο πρακτικά συνεπάγεται ότι θα καταλήγει πάντοτε στην ίδια λύση (Εικόνα 2-1). Η δυνατότητα που παρέχει το Kriging συγκριτικά με τις απλές μεθόδους παρεμβολής είναι ότι μπορεί να εκτιμήσει εκτός της μέσης τιμής ενός κελιού και τη διακύμανση του. Εξασφαλίζεται δηλαδή μία ένδειξη κατά πόσο η εκτιμώμενη μέση τιμή ενός μπλοκ είναι αξιόπιστη.

Αντίθετα, αν η προσομοίωση περιλαμβάνει πιθανοτικά (δηλαδή "τυχαία") τμήματα, ονομάζεται στοχαστικό. Στη στοχαστική προσέγγιση, οι αλγόριθμοι έχουν τουλάχιστον ορισμένα τμήματα με "τυχαία" είσοδο που οδηγούν κάθε φορά σε διαφορετικά αποτελέσματα παρά το γεγονός ότι χρησιμοποιούνται οι ίδιες τιμές για τις παραμέτρους. Σε αυτή την κατηγορία ανήκει και κάποιες παραλλαγές του Kriging που είναι η Sequential Gaussian simulation (SGS) για τις συνεχείς ιδιότητες (continuous properties) και η Sequential indicator simulation (SIS) για διακριτές ιδιότητες (discrete properties) (Εικόνα 2-1). Και σε αυτές τις περιπτώσεις, υπολογίζεται η διακύμανση των τιμών από τη μέση τιμή.

Θεωρητικά υπάρχουν άπειρα σενάρια που μπορούν να προκύψουν από τους στοχαστικούς αλγορίθμους και στο σύνολό τους χαρακτηρίζονται ως ισοπιθανά (equiprobable), υπό την έννοια ότι δημιουργήθηκαν ως τυχαίες μεν αλλά ακολουθώντας μια προκαθορισμένη χωρική κατανομή. Κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης δημιουργούνται τυχαίες τιμές που ακολουθούν την ίδια αρχική κατανομή. Παρόλα αυτά, το αρχικό ιστόγραμμα δεν αναπαράγεται επ' ακριβώς. Συνεπώς, κάποια από τα σενάρια έχουν ελαφρώς διαφορετική κατανομή που συγκριτικά με το Kriging αποτελεί χειρότερη εκτίμηση. Παρόλα αυτά, συνολικά όλα τα σενάρια μαζί έχουν κατά μέσο όρο παρόμοια πρόβλεψη με αυτή του Kriging.

Τόσο η ντετερμινιστική όσο και η στοχαστική μέθοδος χρησιμοποιούνται και στις στατικές και στις δυναμικές προσομοιώσεις, χωρίς η μια μέθοδος να αποκλείει την άλλη. Η χρησιμότητά τους είναι για την εκτίμηση της αβεβαιότητας. Στην παρούσα διατριβή κατασκευάστηκαν 3 διαφορετικά ντετερμινιστικά γεωμετρικά ομοιώματα της επιφάνειας του Προνεογενούς της λεκάνης της Μεσσαράς καθώς και οι στοχαστική μέθοδος για την κατανομή των ιδιοτήτων στο στατικό ομοίωμα του υπόγειου υδροφόρου του Τυμπακίου.

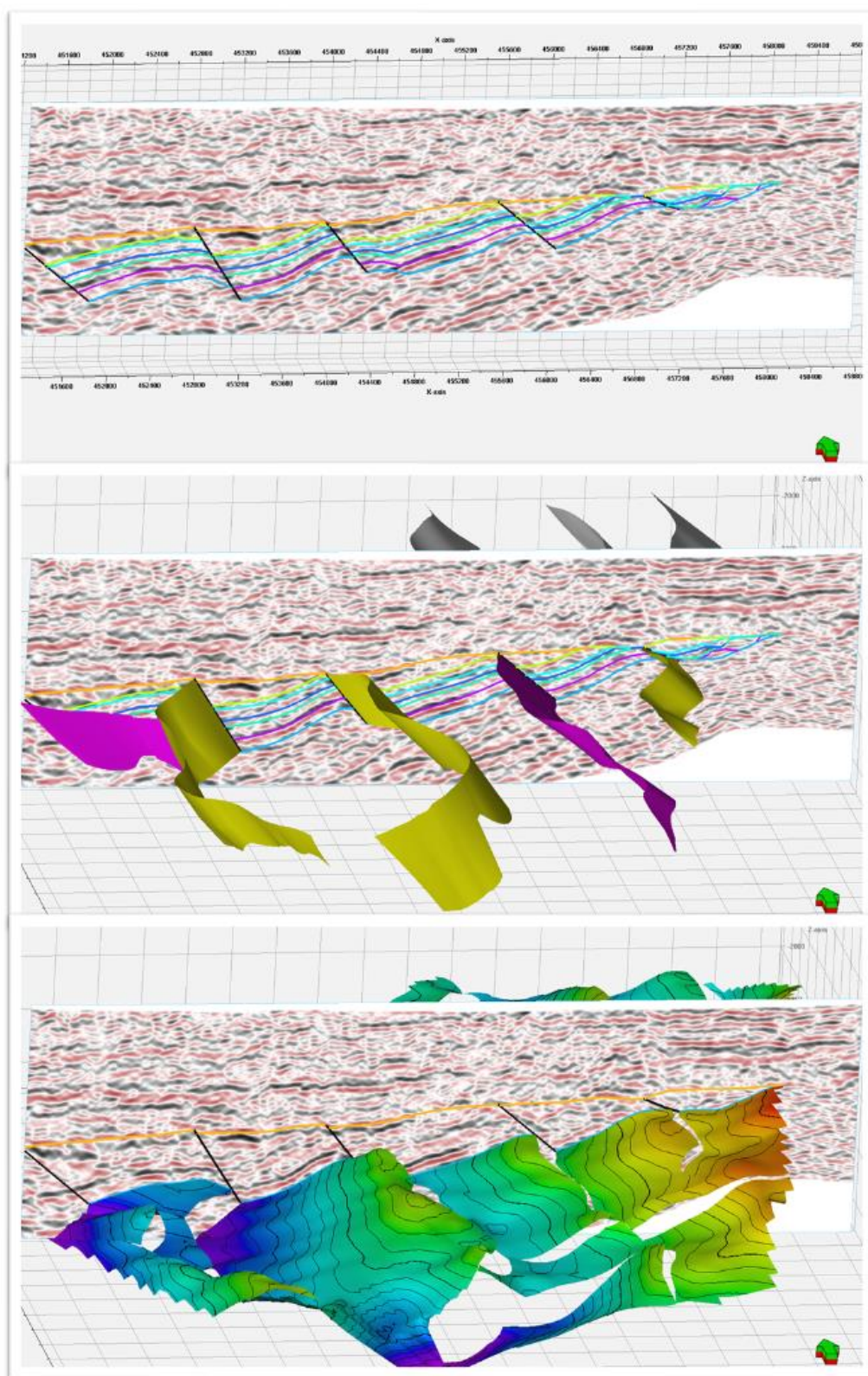


Εικόνα 2-1: Σχηματικό παράδειγμα καθορισμού ενός ορίζοντα (Horizon 1) σε ένα στατικό μοντέλο με βάση τα 2 σημεία ελέγχου (control points / well-tops) στις 2 γεωτρήσεις (wells). Η κόκκινη επιφάνεια προκύπτει από την βέλτιστη γραμμική αμερόληπτη μεσοσταθμική μέθοδο εκτίμησης Kriging. Οι υπόλοιπες επιφάνειες αποτελούν τα διαφορετικά τυχαία σενάρια που προκύπτουν από τη χρήση στοχαστικών αλγορίθμων. Και στα 5 σενάρια η πρωτογενής πληροφορία (Hard data) που προέρχεται από τις γεωτρήσεις (well-tops) ακολουθείται (honored).

2.2 ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΤΡΙΔΙΑΣΤΑΤΩΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΟΜΟΙΩΜΑΤΩΝ

2.2.1 Γεωμετρικό Ομοίωμα

Κατά τη γεωμετρική προσομοίωση μιας γεωλογικής δομής χρησιμοποιούνται όλα τα διαθέσιμα γεωμετρικά στοιχεία για να συνδυαστούν και να προκύψει το τελικό 3D ψηφιακό γεωμετρικό ομοίωμα που δεν είναι κάτι άλλο παρά το κέλυφος που θα περικλείσει το τελικό γεωλογικό ομοίωμα.

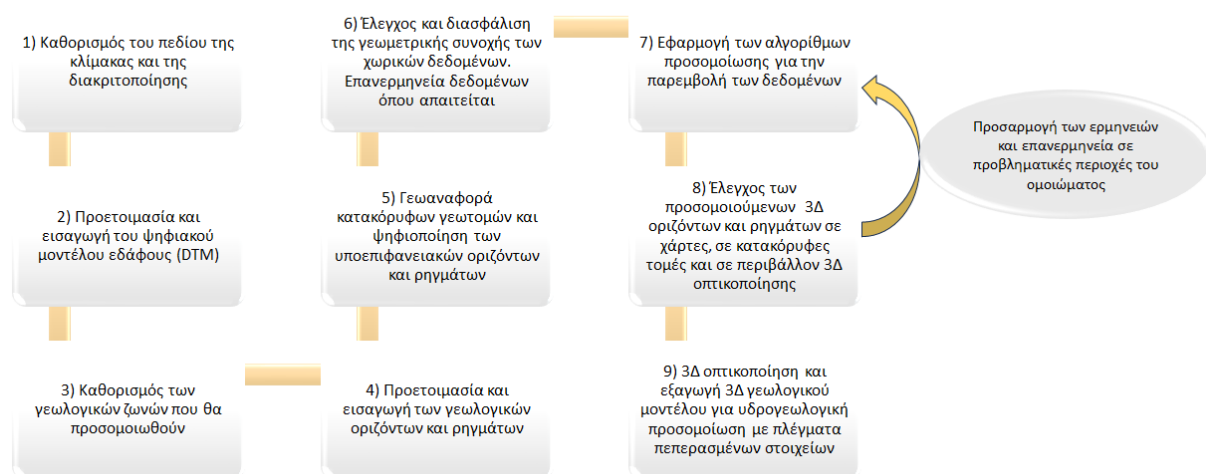


Εικόνα 2-2: Παράδειγμα ακολουθίας βημάτων για την κατασκευή του γεωμετρικού ομοιώματος με βάση 3D σεισμικών δεδομένων. Από πάνω προς τα κάτω: Σεισμικές ερμηνείες οριζόντων και ρηγμάτων όπως απεικονίζονται κατά μήκος μιας από τις πολλές τυχαίες σεισμικής τομής. Κατασκευή του 3D συστήματος ρηγμάτων. Κατασκευή των οριζόντων του γεωμετρικού ομοιώματος βάσει των ερμηνειών και των αλμάτων των ρηγμάτων (Gulfaks database at Petrel tutorial, Schlumberger, 2014).

Τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται για την κατασκευή αυτού του μοντέλου είναι μεταξύ άλλων η τοπογραφία, η γεωλογική χαρτογράφηση, γεωλογικές τομές, γεωφυσικά στοιχεία, στοιχεία γεωτρήσεων, σεισμικά ανάκλασης και τα υπάρχοντα βιβλιογραφικά δεδομένα για την περιοχή μελέτης. Ο βαθμός γεωμετρικής λεπτομέρειας του κελύφους εξαρτάται από τα διαθέσιμα αρχικά δεδομένα. Θα μπορούσε επομένως να είναι από ένα απλό κέλυφος με μόνο 2 ορίζοντες (οροφή και βάση ενός γεωλογικού σχηματισμού) μέχρι ένα άκρως πολύπλοκο κέλυφος με πολλαπλούς ορίζοντες, με ασυνέχειες και στρωματογραφικά κενά, διαπειρικές δομές, που όλα αυτά αποκόπτονται από μια συστοιχία ρηγμάτων (Εικόνα 2-2).

Στην πράξη τέτοιου είδους πολύπλοκες δομές μπορούν να αποτυπωθούν μονό εφόσον είναι διαθέσιμα σεισμικά δεδομένα και κυρίως τριδιάστατα σεισμικά δεδομένα. Όταν η περιοχή έρευνας βρίσκεται στη χέρσο, το κέλυφος θα πρέπει να είναι «δεμένο» και με τα στοιχεία επιφανείας.

Μια ενδεικτική ροή εργασιών (workflow) για τη χρήση διαφορετικού είδους δεδομένων, σαν αυτά που περιεγράφηκαν παραπάνω, και την ενσωμάτωσή τους σε ένα ενιαίο 3D γεωλογικό ομοίωμα παρουσιάζεται στο Διάγραμμα 2-1. Η ροή εργασιών τροποποιείται αναλόγως των διαθέσιμων δεδομένων και των επιθυμητών στόχων. Σε κάθε περίπτωση όμως, το αποτέλεσμα όλων αυτών των εργασιών είναι το γεωμετρικό μοντέλο (κέλυφος), που αποτελεί τη βάση για τις παραπέρα εργασίες της εκτίμησης ιδιοτήτων (μοντέλο ιδιοτήτων).



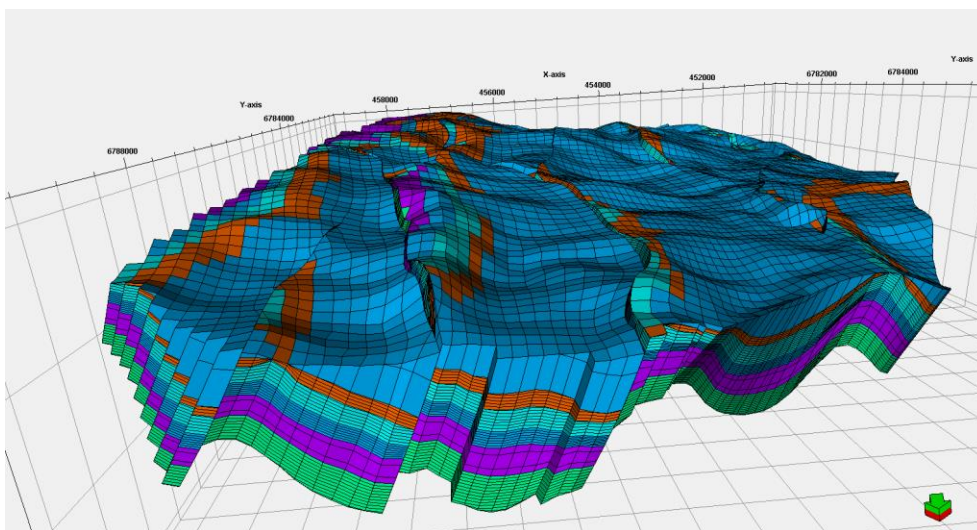
Διάγραμμα 2-1: Ενδεικτικό διάγραμμα ροής για την κατασκευή 3D γεωλογική ομοιώματος που θα χρησιμοποιηθεί σε επόμενο βήμα ως τη βάση την υδρογεωλογική προσομοίωση δηλαδή την αριθμητική προσομοίωση υπόγειας ροής υδάτων (Thornton et al, 2018).

2.2.2 Ομοίωμα Ιδιοτήτων

Τα 3D γεωλογικά ομοιώματα διαφοροποιούνται από τις περισσότερες εφαρμογές 3D προσομοίωσης από το γεγονός ότι συνήθως απαιτείται εκτός από τη 3D γεωμετρία και η χωρική κατανομή των ιδιοτήτων (διακριτών ή συνεχών) του γεωλογικού σχηματισμού που προσομοιώνουν. Οι διακυμάνσεις των συνεχών χαρακτηριστικών στο χώρο προσομοιώνονται με το διαχωρισμό σε διακριτούς όγκους (κελιά / κυψέλες) ομοιόμορφου ή και μεταβλητού μεγέθους. Στον εσωτερικό χώρο κάθε κελιού η κατανομή των παραμέτρων θεωρείται ομογενής. Επομένως γίνεται αντιληπτό ότι το μέγεθος του κελιού καθορίζει και το επίπεδο της λεπτομέρειας (διακριτική ικανότητα – resolution) που θα κατασκευαστεί το τελικό γεωλογικό ομοίωμα. Βάσει της γεωμετρίας των κελίων διαχωρίζονται οι παρακάτω κατηγορίες.

2.2.2.1 Κανονικά ομοιώματα 3D σταθερού κελιού

Στην κατηγορία αυτή ανήκουν στην πλειονότητά τους τα 3D γεωλογικά ομοιώματα, όπως επίσης και αυτά που θα παρουσιαστούν στην παρούσα διατριβή. Σε αυτήν την κατηγορία το γεωλογικό σώμα χωρίζεται σε κελιά ίσου όγκου και ίδιου σχήματος (Εικόνα 2-3), με εξαίρεση τις περιοχές που είναι πλησίον ρηγμάτων όπου αναμένονται τοπικές παραμορφώσεις των κελιών που μεταβάλλουν το σχήμα τους. Ο τρόπος αυτός επιτρέπει την εύκολη εκτίμηση της χωρικής κατανομής των ιδιοτήτων του γεωλογικού σώματος από σημειακές μετρήσεις (π.χ. γεωτρήσεις) με τη χρήση μεθόδων μαθηματικής παρεμβολής και γεωστατιστικής (IDW, Kriging). Μειονέκτημα της μεθόδου είναι η αδρή προσέγγιση της γεωμετρίας στα όρια του μοντέλου, σχετικά μεγάλος χώρος αποθήκευσης στον υπολογιστή και μέτρια αποτελέσματα σε περίπτωση ανομοιομερούς κατανομής των δειγμάτων.



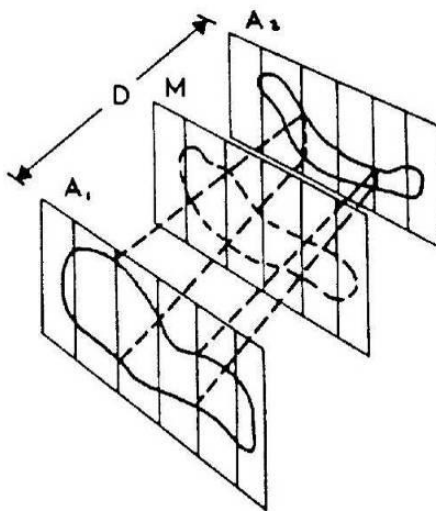
Εικόνα 2-3: Γεωλογικό ομοίωμα με τη μέθοδο κανονικού μοντέλου 3D σταθερού κελιού. Οι τιμές που έχουν αποδοθεί σε κάθε γεωλογική ζώνη ίδια σε όλο την έκταση της ζώνης (Gulfaks database at Petrel tutorial, Schlumberger, 2014).

2.2.2.2 Κανονικά ομοιώματα 3D μεταβλητού κελιού

Σε αυτά τα ομοιώματα, τα γειτονικά κελιά με ίδιες ιδιότητες ομαδοποιούνται σε ένα μεγαλύτερο κελί, μειώνοντας σημαντικά τον απαιτούμενο χώρο αποθήκευσης σε σχέση με τα μοντέλα σταθερού κελιού. Τα κελιά έχουν ίδιο σχήμα αλλά διαφορετικό όγκο. Επιπλέον επιτρέπουν την καλύτερη προσέγγιση της γεωμετρίας, επιλέγοντας μικρότερο μέγεθος κελιού στις περιοχές που υπάρχει αυξημένη πληροφορία ή σημαντική αντίθεση ιδιοτήτων (contrast) και το αντίθετο στα άκρα του ομοιώματος. Είναι συμβατά τόσο με λύσεις των εξισώσεων ροής και θερμικής διάχυσης και μεταφοράς με πεπερασμένες διαφορές όσο και με πεπερασμένα στοιχεία.

2.2.2.3 Μη κανονικά ομοιώματα 3D μεταβλητού κελιού

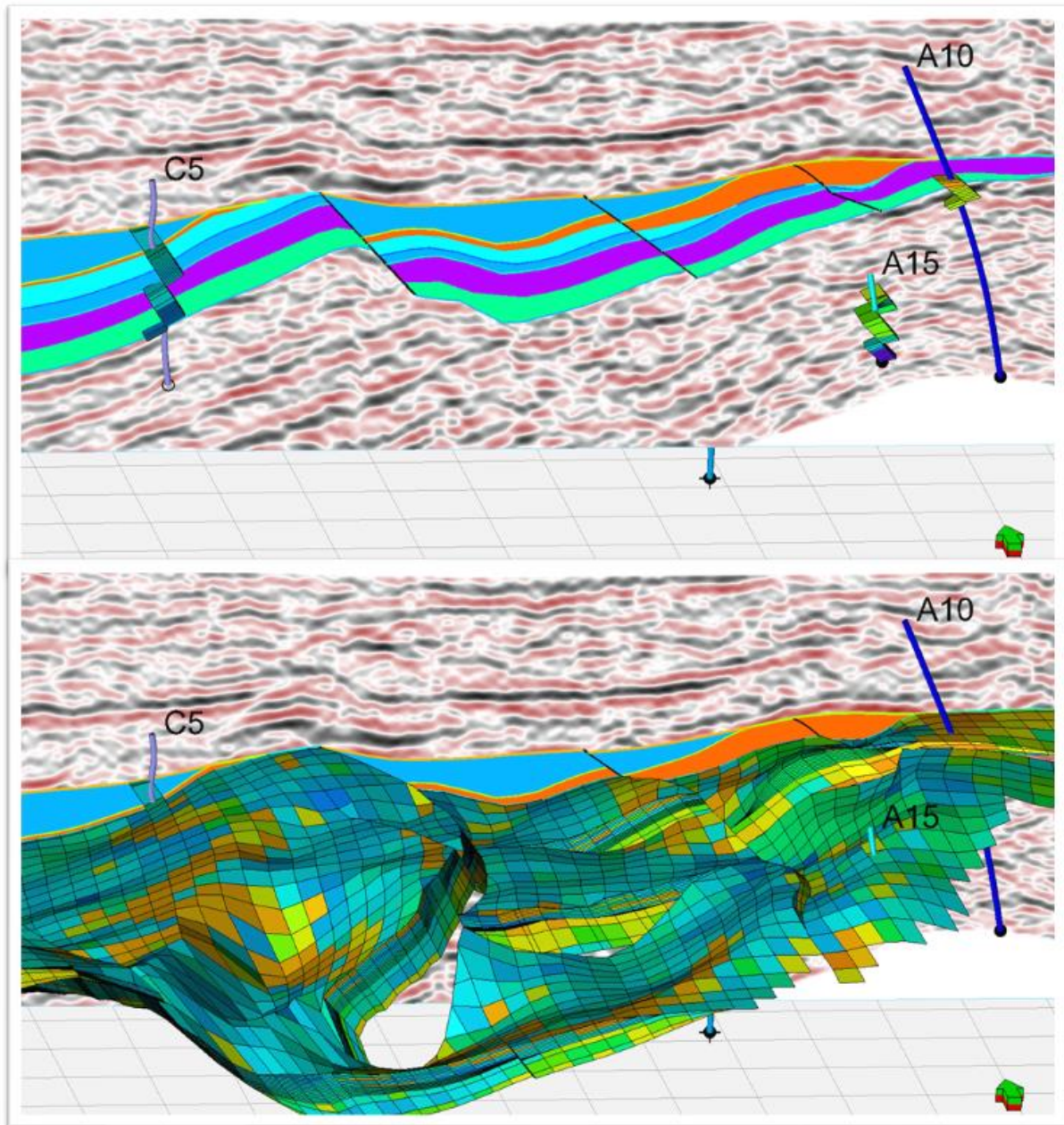
Με αυτά τα ομοιώματα τα γεωλογικά αντικείμενα διακριτοποιούνται σε κελιά διαφορετικού όγκου και σχήματος και έτσι προσαρμόζονται καλύτερα στη διαφορετική πυκνότητα και είδος των διαθέσιμων στοιχείων (π.χ. γεωλογικές τομές, σεισμικές ιδιότητες - seismic attributes). Το αποτέλεσμα αυτής της μεθόδου είναι η δημιουργία μιας 3D “γεωμορφής” (geobody) (Εικόνα 2-4). Με αυτήν ένα γεωλογικό σώμα κατασκευάζεται με τη σύνδεση διαδοχικών παράλληλων τομών. Η γεωμορφή αυτή έχει ακανόνιστο σχήμα και περικλείει ένα χώρο που του αποδίδεται μια κοινή ιδιότητα. Η μέθοδος εφαρμόζεται περισσότερο για γεωμετρική προσομοίωση και λιγότερο για προσομοίωση ιδιοτήτων, αφού προϋποθέτει ενιαίες ιδιότητες σε όλη την έκταση της τομής. Παρόλα αυτά, η γεωμορφή αυτή μπορεί να εξεταστεί είτε αποσπασματικά, είτε να ενσωματωθεί σε επόμενο βήμα σε κάποιο υπάρχον κανονικό γεωλογικό ομοίωμα σταθερού κελιού.



Εικόνα 2-4: Κατασκευή 3D γεωμορφής χρησιμοποιώντας διαδοχικές τομές (David, 1977)

2.2.3 Εκτίμηση Τιμών Ιδιοτήτων

Η απόδοση μιας τιμής σε κάθε κελί εξαρτάται από το πλήθος των διαθέσιμων δεδομένων και την επιφανειακή κάλυψη που αυτά έχουν σε σχέση με τη συνολική έκταση της περιοχής μελέτης. Ο πιο συνηθισμένος τύπος δεδομένων που χρησιμοποιούνται για την απόδοση τιμών σε κελιά είναι αυτός των γεωτρητικών δεδομένων (Εικόνα 2-5). Τα γεωτρητικά στοιχεία αποτελούν την πλέον άμεση πηγή πραγματικών μετρούμενων ιδιοτήτων των πετρωμάτων.



Εικόνα 2-5: Χρήση των γεωτρητικών δεδομένων προκειμένου να αποδοθούν τιμές μια ιδιότητας και στα υπόλοιπα κελιά του ομοιώματος (Gulfaks database at Petrel tutorial, Schlumberger, 2014). Ως είθισται, τα γεωτρητικά δεδομένα είναι χωρικά περιορισμένα και η παρεμβολή των τιμών μεταξύ των γεωτρήσεων πρέπει να ακολουθεί συγκεκριμένους κανόνες.

Αναλόγως του σκοπού της γεώτρησης, μπορεί να προκύψουν από αυτή οι ακόλουθες χρήσιμες πληροφορίες:

- Γεωφυσικές διαγραφίες (well-logging), που είναι μια σειρά μετρήσεων των φυσικών παραμέτρων των πετρωμάτων που πραγματοποιούνται κατά μήκος της γεώτρησης σε πραγματικές συνθήκες περιβάλλοντος.
- Τρίμματα γεωτρήσεων (drilling cuttings), που είναι τα τμήματα του πετρώματος που αποσπώνται από το κοπτικό άκρο (drilling bit) κατά τη διάρκεια της διάτρησης και ανέρχονται στην επιφάνεια με τη βοήθεια του γεωτρητικού πολφού/λάσπης (drilling mud). Ο γεωτρητικός πολφός κυκλοφορεί συνεχώς μέσα στη γεώτρηση καθώς εισπιέζεται από την επιφάνεια μέσα στα διατρητικά στελέχη (drilling pipes), εξέρχεται από το κοπτικό άκρο και στη συνέχεια ανέρχεται από το κενό χώρο των τοιχωμάτων των πετρωμάτων που ορύχθηκαν (annulus) και του διατρητικού στελέχους παρασύροντας στην επιφάνεια τα τρίμματα των πετρωμάτων. Τα τρίμματα των πετρωμάτων δίνουν μια άμεση εικόνα της φύσης των πετρωμάτων και μπορούν να χρησιμοποιηθούν για εργαστηριακές μετρήσεις.
- Πυρήνες γεωτρήσεων (drilling cores), που αποτελούν την πιο αντιπροσωπευτική πηγή για τον καθορισμό των ιδιοτήτων των πετρωμάτων. Οι πυρήνες χρησιμοποιούνται συνήθως για μια πλήρη σειρά εργαστηριακών αναλύσεων / μετρήσεων που δίνουν άμεσες τιμές ιδιοτήτων (π.χ. ποσοστά λιθολογικά/ορυκτολογικά, πορώδες, διαπερατότητα) που μπορούν να χρησιμοποιηθούν άμεσα στο 3D γεωλογικό ομοίωμα.
- Επιτόπου δοκιμές παραγωγής (π.χ. pumping tests, DST), που δίνουν πληροφορίες για τη δυναμική συμπεριφορά του σχηματισμού, από την οποία μπορούν επίσης να εξαχθούν πληροφορίες που σχετίζονται με τις ιδιότητες του πετρώματος (π.χ. διαπερατότητα).

Οι διαθέσιμες γεωτρήσεις είναι συνήθως είτε λίγες που δεν καλύπτουν σε μεγάλο βαθμό τη περιοχή μελέτης είτε με ελλιπή δεδομένα, που πρακτικά μπορεί να τις καθιστούν μη αξιοποιήσιμες. Το κενό αυτό συνήθως καλύπτουν οι γεωφυσικές διασκοπήσεις. Τέλος αναφέρεται και η περίπτωση που όταν δεν υπάρχουν δεδομένα τότε χρησιμοποιούνται αντίστοιχες τιμές από γεωλογικά ανάλογα (geological analogues). Η επιλογή των γεωλογικών αναλόγων είναι συνήθως υποκειμενική και τελικώς οι προτεινόμενες τιμές μπορεί να έχουν μεγάλη διακύμανση αυξάνοντας τη γεωλογική αβεβαιότητα των υπολογισμών και του τελικού ομοιώματος.

Συνεπώς, το τελικό γεωλογικό ομοίωμα μπορεί να λάβει για κάθε ιδιότητα που προσομοιώνει μία τιμή σε όλη την έκταση του έως μια λεπτομερέστατη χωρική διακύμανση που βασίζεται σε πυκνό δίκτυο γεωλογικών δεδομένων.

Οι μέθοδοι χωρικής παρεμβολής μπορούν να διαφοροποιηθούν σε δύο κατηγορίες (Li and Hear, 2008):

- Στις ντετερμινιστικές μεθόδους (deterministic methods) και που χρησιμοποιούν μαθηματικά μοντέλα για την παραγωγή της χωρικής επιφάνειας, αλλά δε λαμβάνουν υπόψη τις σχέσεις μεταξύ των πραγματικών δεδομένων και δεν παρέχουν μέτρο της ακρίβειας των εκτιμήσεων. Οι μέθοδοι αυτοί αποκαλούνται και «μη-γεωστατιστικές». Στην κατηγορία αυτή ανήκουν αρκετές μέθοδοι εκτίμησης με τις πιο συνηθισμένες να είναι αυτές του κοντινότερου δείγματος (nearest neighbor), του ακανόνιστου τριγωνικού δικτύου (Triangular Irregular Network - TIN) και η σταθμισμένη αντίστροφη απόσταση (Inverse Distance Weighting – IDW), που μειώνει την επίδραση των δειγμάτων στην εκτιμώμενη τιμή ανάλογα με την απόστασή τους από το μπλοκ.
- Στις γεωστατιστικές μεθόδους (geostatistical methods) που χρησιμοποιούν στατιστικά μοντέλα για την παραγωγή της χωρικής επιφάνειας, λαμβάνουν υπόψη το χωρικό αυτοσυσχετισμό μεταξύ των δεδομένων. Η μεταβλητότητα των δεδομένων αναλύεται σε διαφορετικές διευθύνσεις και περιγράφεται από ένα ανισότροπο βαριόγραμμα. Μειονέκτημα τους, σε αντίθεση με τις ντετερμινιστικές, είναι ότι είναι πολύπλοκες και απαιτείται η λήψη αρκετών αποφάσεων σχετικά με τις παραμέτρους του μοντέλου (Johnston et al., 2003, Krivoruchko, 2011, de Smith et al., 2013). Τα βασικά χαρακτηριστικά τους είναι ότι αποτελούν τη βέλτιστη γραμμική ανεπηρέαστη εκτίμηση (best linear unbiased estimation – BLUE) των αποτελεσμάτων, χρησιμοποιούν τη λύση με το ελάχιστο σφάλμα εκτίμησης και παρέχουν εκτίμηση της αβεβαιότητας των παρεμβαλλόμενων σημείων (De Rubeis et al., 2005). Η πιο διαδεδομένη γεωστατιστική μέθοδος χωρικής συσχέτισης είναι η μέθοδος Kriging, που στην ουσία αποτελεί μία οικογένεια γενικευμένων αλγορίθμων ελαχίστων τετραγώνων (Li and Hear, 2008). Ο γενικός μαθηματικός τύπος είναι:

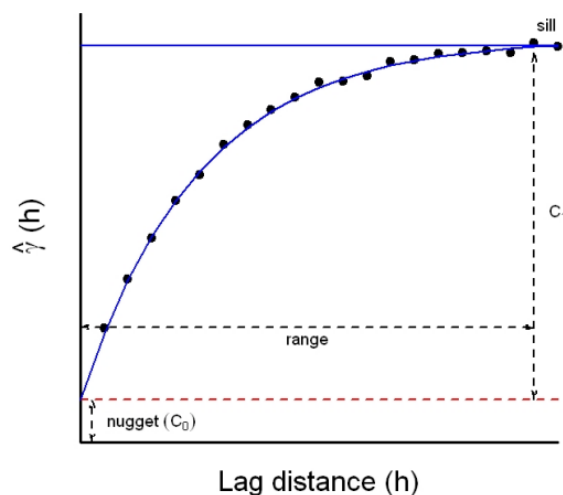
$$\hat{Z}(s_o) = \sum_1^N w_i Z(s_i)$$

όπου $Z(s_i)$ η μετρημένη τιμή στο σημείο i , w_i το άγνωστο βάρος για τη μετρημένη τιμή στο σημείο i , το σημείο πρόβλεψης και N ο αριθμός των σημείων μέτρησης.

Οι γεωστατιστικές μέθοδοι βασίζονται σε τυχαίες διεργασίες με εξάρτηση (dependence). Η εξάρτηση αυτή καλείται αυτοσυσχέτιση, και προκειμένου να γίνουν προβλέψεις πρέπει πρώτα να καθοριστεί η αυτοσυσχέτιση. Έτσι και η μέθοδος Kriging βασίζεται στη γεωστατιστική δομική ανάλυση και

προϋποθέτει την ύπαρξη αρκετών στοιχείων, για τον υπολογισμό της συνάρτησης του βαριόγραμματος που περιγράφει τη μεταβολή του συσχετισμού των στοιχείων στο χώρο. Το βαριόγραμμα είναι διανυσματική συνάρτηση της απόστασης μεταξύ των δειγμάτων. Σε περίπτωση που μπορεί να υπολογιστεί το τρισδιάστατο ελλειψοειδές των βαριογραμμάτων, η μέθοδος Kriging δίνει πολύ καλά αποτελέσματα και επιτυγχάνεται αξιόπιστη αναπαράσταση της τρισδιάστατης δομής των ιδιοτήτων του γεωλογικού σώματος. Επιπλέον η μέθοδος παρέχει και τιμές του σφάλματος εκτίμησης, για καλύτερο έλεγχο της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων. Σημειώνεται ότι πριν από τη γεωστατιστική εκτίμηση των τιμών των κελιών, γίνεται στατιστική επεξεργασία των στοιχείων (μορφή κατανομής, μέσος όρος, διασπορά), έλεγχος για πιθανές τιμές εκτός των ορίων. Αυτό το στάδιο είναι απαραίτητο για την επιλογή της μεθόδου επεξεργασίας, επειδή ορισμένες μέθοδοι απαιτούν συγκεκριμένες κατανομές των δεδομένων. Ακόμη τα στατιστικά χαρακτηριστικά των δεδομένων που θα προκύψουν από την εκτίμηση πρέπει να είναι συγκρίσιμα με αυτά του αρχικού δείγματος (Houlding, 1994, 2000, Καπαγερίδης, 2006).

Επομένως το Kriging βασίζεται: α) στην εκτίμηση του βαριογράμματος και της χωρική αυτοσυσχέτιση των εξαρτώμενων τιμών και β) στην πρόβλεψη των άγνωστων τιμών με χρήση γενικευμένων γραμμικών τεχνικών παλινδρόμησης (de Smith et al., 2013).



Διάγραμμα 2-2: Αποποιημένο παράδειγμα ενός πειραματικού βαριογράμματος και του θεωρητικού μοντέλου που εφαρμόστηκε (εκθετικό). Επίσης παρουσιάζονται και τα βασικά στοιχεία του βαριογράμματος, επιρροή (range), nugget, C_0 και οροφή (sill, $C_0 + C_1$). (Li and Heap, 2008).

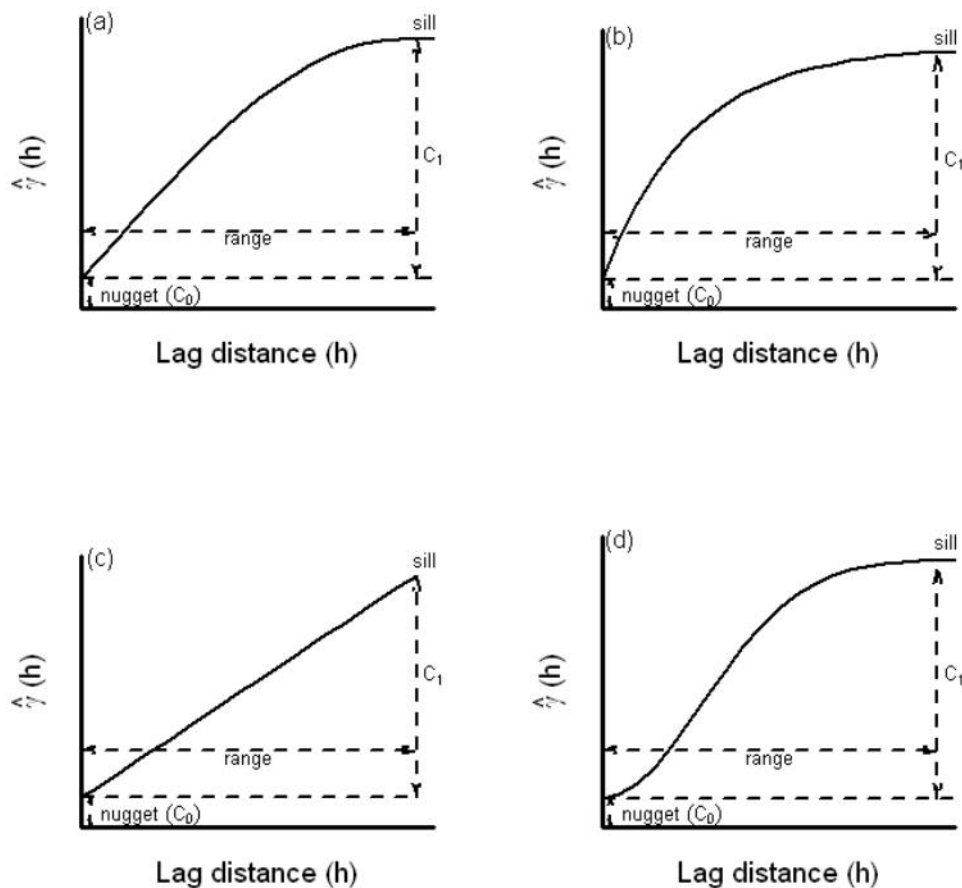
Το βαριόγραμμα αποτελεί το βασικό εργαλείο χωρικής ανάλυσης της μεθόδου και είναι το διάγραμμα της μεταβλητότητας $\gamma(h)$ ως προς την απόσταση h , δηλαδή, της συσχέτισης των τιμών όταν συγκρίνονται κατά ζεύγη τιμών που βρίσκονται σε συγκεκριμένες αποστάσεις κάθε φορά. Το βαριόγραμμα δίνεται από τη σχέση:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N} \sum_1^N [z(s_i) - z(s_i + h)]^2$$

όπου N είναι ο αριθμός των ζευγών των σημείων δειγματοληψίας της μεταβλητής Z που απέχουν μεταξύ τους απόσταση h (Houlding, 2000, Johnston et al., 2003, Krivoruchko 2011, de Smith et al., 2013).

Για τη δημιουργία ενός ημιβαριογράμματος, τα δεδομένα ομαδοποιούνται βάσει της μεταξύ τους απόστασης σε κλάσεις σημείων (lag bin), για τις οποίες υπολογίζεται η μέση μεταβλητότητα $\gamma(h)$. Η τιμή αυτή (άξονας Y) μαζί με την αντίστοιχη απόσταση για την οποία υπολογίστηκε (άξονας X) αναπαριστούν το πειραματικό ημιβαριόγραμμα (experimental semivariogram) (Διάγραμμα 2-2).

Μετά τη δημιουργία του πειραματικού ημιβαριογράμματος απαιτείται η προσαρμογή κατάλληλων μαθηματικών μοντέλων (θεωρητικό ημιβαριόγραμμα) που να προσεγγίζουν το πλήθος των σημείων στο διάγραμμα. Τα πιο συνήθη θεωρητικά μοντέλα είναι το γραμμικό (linear), το σφαιρικό (spherical), το εκθετικό (exponential) και το μοντέλο Gauss (Gaussian) (Διάγραμμα 2-3).



Διάγραμμα 2-3: Παραδείγματα από τα τέσσερα πιο συνηθισμένα θεωρητικά μοντέλα βαριογράμματος: (a) σφαιρικό (spherical), (b) εκθετικό (exponential), (c) γραμμικό (linear) και (d) Gaussian (Li and Heap, 2008).

Από τη στιγμή που η χωρική συσχέτιση έχει καθοριστεί, μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να εκτιμηθούν οι τιμές στις περιοχές μεταξύ των δεδομένων με μεγαλύτερη ακρίβεια. Οι συνηθέστερες γεωστατιστικές μέθοδοι που χρησιμοποιούνται είναι το Kriging (με τις παραλλαγές του, ordinary Kriging, universal Kriging κ.α.) που θεωρείται ως η βέλτιστη γραμμική αμερόληπτη μεσοσταθμική μέθοδος εκτίμησης (Isaaks and Srivastava, 1989). Ωστόσο, όπως συμβαίνει και σε κάθε άλλη μεσοσταθμική μέθοδο εκτίμησης και στις ντετερμινιστικές μεθόδους, το Kriging έχει την τάση να υπερεκτιμά τις χαμηλές τιμές και ταυτόχρονα να υποτιμά τις μεγάλες τιμές, στενεύοντας με αυτόν τον τρόπο το την κατανομή των τιμών περίξ της μέσης τιμής (Yamamoto, 2005). Επίσης, το Kriging ως βέλτιστη γραμμική αμερόληπτη μέθοδος εκτίμησης πρακτικά σημαίνει ότι όσες φορές και αν εφαρμοστεί στα ίδια δεδομένα, θα δίνει την ίδια μία και μοναδική λύση ως τη βέλτιστη εκτίμηση. Παρά το γεγονός ότι μαζί με την εκτίμηση της μοναδικής βέλτιστης τιμής δίνει και την εκτίμηση της αβεβαιότητας για την τιμή αυτή, δεν μπορεί να αποτιμήσει την αβεβαιότητα που σχετίζεται με την πιθανότητα το ίδιο σημείο να λαμβάνει πλήθος άλλων διαφορετικών τιμών. Συνεπώς, το Kriging δεν μπορεί να εκτιμήσει την αβεβαιότητα της εκτίμησης σε προβλήματα των γεωεπιστημών (Bai and Tahmasebi, 2022).

2.3 ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΑΣ

Με τον όρο αβεβαιότητα εννοείται ο βαθμός εμπιστοσύνης που έχουμε στον τελικό υπολογισμό του αποτελέσματος. Δηλαδή πόσο διαφορετικό μπορεί να είναι το αποτέλεσμα στην πραγματικότητα από αυτό που έχουμε υπολογίσει και με τί ποσοστό βεβαιότητας μπορεί να συμβαίνει αυτό. Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, οι γεωστατιστικοί αλγόριθμοι επιτρέπουν υπολογισμό της διακύμανσης των τιμών κάθε παραμέτρου, οδηγώντας με αυτόν τον τρόπο σε ποσοτικοποίηση της αβεβαιότητας. Παρόλα αυτά όμως, δεν μπορούν να υπολογίσουν όλες τις πιθανές τιμές που μπορεί να λάβει το ίδιο σημείο και συνεπώς να υπολογίσει την πραγματική αβεβαιότητα της εκτίμησης.

Το κενό αυτό έρχονται να καλύψουν οι στοχαστικοί αλγόριθμοι που μπορούν να υπολογίσουν πολλές και διαφορετικές τιμές/αποτελέσματα απλώς αλλάζοντας την «τυχαία» είσοδο (seed number). Ένας τέτοιος αλγόριθμος είναι ο Sequential Gaussian Simulation (SGS) (Deutsch and Journel, 1998). Κατά τη διάρκεια της διαδικασίας εκτίμησης για κάθε άγνωστο σημείο λαμβάνει υπόψη και τις δεδομένες τιμές αλλά και τις τιμές των αγνώστων σημείων που έχουν ήδη υπολογιστεί. Επιπλέον, με τη χρήση διαφορετικών τιμών εισόδου δημιουργείται κάθε φορά και διαφορετική διαδρομή εκτίμησης των αγνώστων σημείων. Με τον τρόπο αυτόν το SGS δημιουργεί πολλαπλές ισοπιθανές λύσεις για να εκτιμηθεί η αβεβαιότητα (Verly, 1993).

Ο τρόπος που λειτουργεί ο αλγόριθμος είναι (Bai and Tahmasebi, 2022):

1. Μετατροπή των τιμών σε κανονική κατανομή (normal score transformation).
2. Υπολογισμός του πειραματικού βαριογράμματος και εφαρμογή του κατάλληλου τύπου βαριογράμματος.
3. Λαμβάνει υπόψη τα αρχικά δεδομένα αλλά και τις τιμές που εκτιμήθηκαν για τις προηγούμενες άγνωστες θέσεις.
4. Για την εκτίμηση της τιμής στην επόμενη άγνωστη θέση, εφαρμόζεται το Kriging γιατί τιμές που ανήκουν στη γειτονιά της άγνωστης θέσης προκειμένου να εκτιμηθεί η γραμμική εκτίμηση και η διακύμανση.
5. Τυχαία επιλέγεται μια τιμή από την κανονική κατανομή με μέση τιμή στο μηδέν και διακύμανση τη διακύμανση που υπολογίστηκε στο Kriging (βήμα 4). Η τυχαία αυτή τιμή προτίθεται στη βέλτιστη τιμή Kriging που υπολογίστηκε στο προηγούμενο βήμα και με αυτόν τον τρόπο προκύπτει η νέα τυχαία εκτίμηση τιμής.
6. Η νέα τυχαία τιμή χρησιμοποιείται με τη σειρά της για να εκτιμηθεί η επόμενη τιμή στην επόμενη άγνωστη θέση ακολουθώντας το τύπο βαριογράμματος που έχει οριστεί.
7. Επαναμετατροπή των υπολογισμένων / εκτιμώμενων τιμών στο αρχικό περιβάλλον τιμών (values back-transform).

Με τη διαδικασία αυτή μπορούν να δημιουργηθούν πολλαπλές ισοπιθανές λύσεις (equi-probable realizations) για κάθε διαφορετική διαδρομή εκτίμησης των τιμών. Πρακτικά αυτό γίνεται με τη χρήση διαφορετικού τυχαίου αριθμού εισόδου (random seed number). Συγκρίνοντας ένα μεγάλο αριθμό αποτελεσμάτων/σεναρίων (realizations/cases) προκύπτει η ποσοτική εκτίμηση της αβεβαιότητας του τελικού αποτελέσματος. Σε κάθε περίπτωση το σύνολο των διαφορετικών τιμών ακολουθούν μια κανονική κατανομή (normal distribution) γύρω από τη μέση τιμή.

Το βασικό εργαλείο για την εκτίμηση της αβεβαιότητας είναι η προσομοίωση “Monte Carlo” κατά την οποία η προσομοίωση επαναλαμβάνεται για προκαθορισμένο αριθμό σεναρίων με διαφορετικές παραμέτρους κάθε φορά ή και με διαφορετικές τιμές ιδιοτήτων. Η εφαρμογή του Monte Carlo δεν θα πρέπει να περιλαμβάνει μόνον τον τυχαίο αριθμό εισόδου (seed number), αλλά και οποιαδήποτε άλλη παράμετρο ή τιμή ιδιότητας που θεωρείται ως αβέβαιη. Τα βασικά βήματα στη δημιουργία ενός 3D γεωλογικού ομοιώματος μαζί με εκτίμηση αβεβαιότητας είναι:

- Δημιουργία πολλαπλών τιμών/αποτελεσμάτων για κάθε κελί του ομοιώματος αλλάζοντας κάθε φορά τον τυχαίο αριθμό εισόδου (seed number) ή εισάγοντας εύρη τιμών για τις

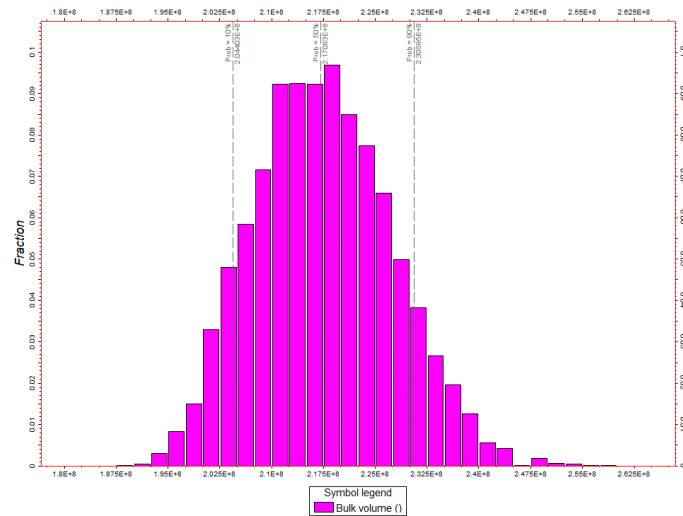
ιδιότητες που παρουσιάζουν διακύμανση τιμών. Οι πρωτογενείς πληροφορίες/τιμές βάσει των οποίων γίνονται οι υπολογισμοί, παραμένουν πάντοτε οι ίδιες.

- Ταξινόμηση των αποτελεσμάτων όσον αναφορά ένα φυσικό μέγεθος, πχ., ο συνολικός όγκος των πόρων (pore volume).
- Καθορισμός διαφορετικών πιθανολογικών σεναρίων P10, P50, και P90 όπως προκύπτουν από την κανονική κατανομή των αποτελεσμάτων (βάσει της τιμής του φυσικού μεγέθους). Οι όροι P10, P50 και P90 αντιπροσωπεύουν αντιστοίχως την πιθανότητα κατά 90%, 50% και 10% το αντίστοιχο αποτέλεσμα να είναι η πραγματικότητα (Διάγραμμα 2-4).

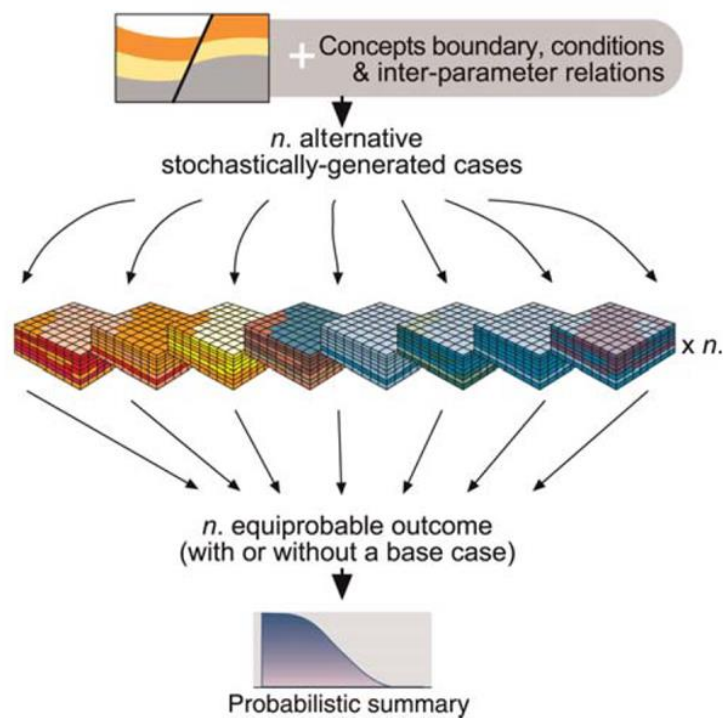
Ένα βασικό επιχείρημα εναντίον αυτής της μεθοδολογίας είναι ότι καλύπτει ένα μόνο μέρος της πραγματικής αβεβαιότητας. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τείνουμε να καθορίζουμε την αβεβαιότητα στη βάση της στοχαστικής τυχαίας συνάρτησης και όχι σε (γεωλογικούς) παράγοντες που έχουν φυσική υπόσταση και νόημα. Τέτοιοι παράγοντες που περιγράφουν γεωλογική αβεβαιότητα σε ένα γεωλογικό ομοίωμα είναι οι παρακάτω (Dubrule, O. 1998; Journel & Ying, 2001):

1. Αβεβαιότητες στην ποιότητα των αρχικών δεδομένων και στην ερμηνεία τους. Δηλαδή, το σφάλμα που υπεισέρχεται στις αναλύσεις/μετρήσεις δεν λαμβάνεται υπόψη κατά την κατασκευή του γεωλογικού ομοιώματος. Ή ακόμα και η υποκειμενικότητα στην ερμηνεία των σεισμικών οριζόντων.
2. Αβεβαιότητα στην κατασκευή του γεωμετρικού ομοιώματος. Για παράδειγμα, τα γεωμετρικά ομοιώματα συνήθως βασίζονται σε ντετερμινιστικές επιφάνειες που προέκυψαν από τη μετατροπή των σεισμικών ερμηνειών από χρόνο διπλής διαδρομής (TWT) σε βάθος (depth). Αυτές οι επιφάνειες θεωρούνται ως τα βασικά δεδομένα που δύσκολα αλλάζουν σε επόμενο στάδιο, μιας και όλα τα επόμενα βήματα κατασκευής του στατικού αλλά και του δυναμικού ομοιώματος βασίζονται σε αυτά. Τέτοιου είδους αβεβαιότητες αποτελούν μια από τις μεγαλύτερες αβεβαιότητες ολόκληρου του 3D γεωλογικού ομοιώματος και έχει μεγάλο αντίκτυπο στις τελικές ογκομετρήσεις.
3. Αβεβαιότητα στην στρωματογραφική ερμηνεία και στη θεώρηση του ιζηματολογικού καθεστώτος. Η αβεβαιότητα αυτή έχει επιπτώσεις στον τρόπο με τον οποίο συνδέονται χωρικά οι διαφορετικές πληροφορίες που μπορεί να οδηγήσουν σε λανθασμένες εσωτερικές γεωμετρίες.
4. Αβεβαιότητα στην επιλογή του κατάλληλου αλγορίθμου και των παραμέτρων αυτού. Ακόμα και στο ίδιο γεωμετρικό ομοίωμα η επιλογή του στοχαστικού αλγορίθμου μπορεί να δώσει διαφορετικά αποτελέσματα. Συνήθως, όμως τα διαφορετικά αποτελέσματα επικαλύπτονται σε μεγάλο βαθμό.

5. Αβεβαιότητα που αφορά στην τυχαιότητα του στοχαστικού σεναρίου. Είναι η πιο συνηθισμένη αβεβαιότητα των στοχαστικών αλγορίθμων, που όμως δεν προκαλεί σημαντικές αποκλίσεις στις τελικούς υπολογισμούς.



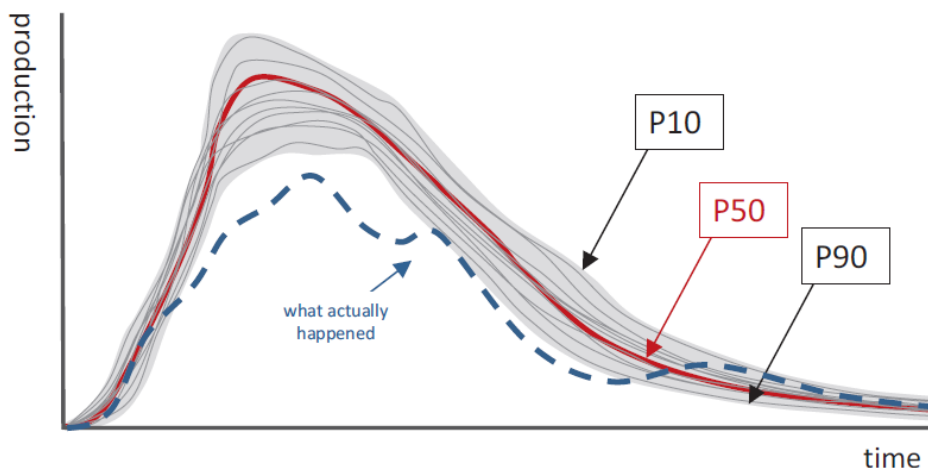
Διάγραμμα 2-4: Προβολή των πολλαπλών αποτελεσμάτων βάσει το συνολικού όγκου του 3D γεωλογικού ομοιώματος σε ένα ιστόγραμμα, όπως προέκυψαν με χρήση στοχαστικών αλγορίθμων. Από το ιστόγραμμα αυτό προκύπτουν τα 3 διαφορετικά σενάρια πιθανότητας 10%, 50%, 90% τα οποία θεωρούνται ως αντιπροσωπευτικά της αβεβαιότητας που υπάρχουν στους υπολογισμούς.



Εικόνα 2-6: Σχηματική απεικόνιση των πολλαπλών στοχαστικών σεναρίων. Η διακύμανση των διαφορετικών σεναρίων καθορίζεται από τις στατιστικές παραμέτρους του αρχικού σεναρίου βέλτιστης πρόβλεψης (initial base case) (Bentley & Smith, 2008).

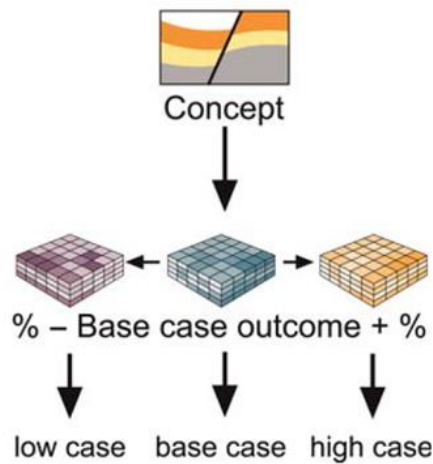
Οι παραπάνω αβεβαιότητες είναι σε σειρά σημαντικότητας. Προκειμένου όμως να επιτύχουμε όσο το δυνατόν ακριβέστερους υπολογισμούς θα πρέπει να λαμβάνονται υπόψη όλες οι αβεβαιότητες. Είναι όμως επαρκής αυτή η μεθοδολογία για να αποτυπώσει πλήρως τις αβεβαιότητες ενός 3D γεωλογικού ομοιώματος; Κατά τον Bentley (2016) η απάντηση είναι πως όχι. Η εξήγηση που δίνεται είναι πως με τα πολλαπλά στοχαστικά σενάρια δημιουργείται μεν ένας μεγάλος αριθμός διαφορετικών σεναρίων, που όλα όμως έχουν ως κοινό σημείο εκκίνησης το ντετερμινιστικό σενάριο βέλτιστης πρόβλεψης (Base Case scenario) (Εικόνα 2-6).

Στην περίπτωση αυτή, το σενάριο βέλτιστης πρόβλεψης χρησιμοποιείται ως το αρχικό σενάριο από το οποίο αποκλίνει κάθε άλλο σενάριο σχηματίζοντας μια κανονική κατανομή γύρω από το Base Case scenario. Με τον τρόπο αυτό κάθε διαφορετικό σενάριο είναι «δεμένο» (anchored) στην αρχική βέλτιστη εκτίμηση, χωρίς να επιτρέπει μεγάλες αποκλίσεις από αυτό (Εικόνα 2-7).



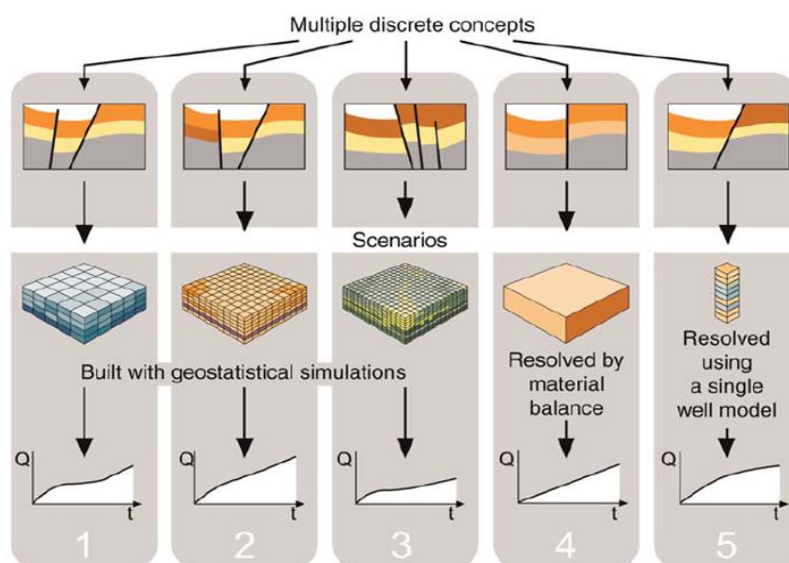
Εικόνα 2-7: Το αποτέλεσμα της εκτίμησης αβεβαιότητας με προσομοίωση Monte-Carlo. Το πλήθος των διαφορετικών σεναρίων δημιουργεί μια ζώνη γύρω από τη βασικό σενάριο βέλτιστης εκτίμησης, χωρίς όμως να επιτυγχάνει να καλύψει την πραγματική κατάσταση. Συνεπώς η εκτίμηση της αβεβαιότητας απέτυχε να πιάσει το πραγματικό σενάριο εξαιτίας του γεγονότος ότι ήταν δεμένη σε ένα αρχικό σενάριο με μικρό εύρος διακύμανσης (Bentley, 2016).

Μια πιο απλουστευμένη παραλλαγή αυτής της μεθόδου είναι να καθορίζεται το ντετερμινιστικό σενάριο βέλτιστης πρόβλεψης και να αποδίδεται ένα ποσοστό αβεβαιότητας + / - στο τελικό αποτέλεσμα (Εικόνα 2-8). Και σε αυτήν την περίπτωση η διακύμανση του τελικού αποτελέσματος είναι «δεμένη» στο αρχικό σενάριο βάσης (Bentley & Smith, 2008).



Εικόνα 2-8: Σχηματική απεικόνιση του καθορισμού χαμηλού και υψηλού σεναρίου με κάποιο ποσοστό αβεβαιότητας + / - γύρω από το σενάριο βάσης (Bentley & Smith, 2008).

Ως εναλλακτική μέθοδο, οι Bentley & Smith, (2008) και Bentley (2016) προτείνουν να κατασκευάζονται πολλαπλά ντετερμινιστικά σενάρια. Με τον τρόπο αυτόν αποφεύγεται η επιλογή ενός και μόνο σεναρίου ως το βέλτιστο σενάριο βάσης (Base case scenario). Τελικώς δημιουργούνται μικρός αριθμός γεωλογικών ομοιωμάτων κάθε ένα από τα οποία αντιπροσωπεύει τη διαφορετική θεώρηση στην οποία βασίζονται (Εικόνα 2-9). Κάθε ένα από αυτά τα σενάρια είναι ανεξάρτητο από το άλλο και κανένα από αυτά δεν επιλέγεται ως το βασικό σενάριο (Base Case). Στη μέθοδο αυτή δύναται να χρησιμοποιηθούν στοχαστικές μέθοδοι για την κατασκευή του γεωλογικού ομοιώματος, αλλά η επιλογή των διαφορετικών σεναρίων παραμένει ντετερμινιστική (van de Leemput et al. 1995).



Εικόνα 2-9: Σχηματική απεικόνιση των πολλαπλών ντετερμινιστικών σεναρίων. Κάθε ένα από αυτά τα σενάρια είναι ανεξάρτητο από το άλλο και αναλόγως της θεώρησης στην οποία βασίζεται το καθένα να απαιτείται διαφορετική παραμετροποίηση. Κανένα από αυτά τα σενάρια δεν επιλέγεται ως το βασικό σενάριο (Bentley & Smith, 2008).

2.4 ΛΟΓΙΣΜΙΚΑ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ

Στα πλαίσια τη παρούσας διατριβής, χρησιμοποιήθηκαν 3 λογισμικά πακέτα.

1. Για τα επιφανειακά δεδομένα χρησιμοποιήθηκε το ArcGIS (ESRI) που ήταν ιδιαιτέρως χρήσιμο στη διαχείριση και επεξεργασία των δεδομένων επιφανείας. Για παράδειγμα, η μετατροπή των διαφορετικών συστημάτων συντεταγμένων σε ένα κοινό σύστημα έγινε με χρήση αυτού του λογισμικού. Σημαντική ήταν και η χρήση του για τη γεωαναφορά πλήθους έντυπων χαρτών προερχόμενοι από μελέτες προηγούμενων δεκαετιών. Η βασική λειτουργία του όμως ήταν ως βάση δεδομένων όπου συλλέγονταν όλα τα δεδομένα και απεικονίζονταν σε διάφορες κλίμακες ως ένα ακόμα εποπτικό μέσο της χωρικής (επιφανειακής) πληροφορίας. Η απώτερη χρήση αυτού του λογισμικού ήταν η εξαγωγή των απαραίτητων ψηφιακών δεδομένων που θα χρησιμοποιούνταν σε λογισμικό 3D προσομοίωσης.
2. Οι πολυάριθμες δυνατότητες του ArcGIS περιορίζονται όταν έρχεται η στιγμή της επεξεργασίας απεικόνισης και διαχείρισης χωρικών δεδομένων που αφορούν πέραν της επιφανείας και το υπέδαφος. Το κενό αυτό έρχονται να καλύψουν τα εξειδικευμένα λογισμικά πακέτα 3D προσομοίωσης. Στην παρούσα διατριβή, αρχικά χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό RockWorks-2006 ως το εργαλείο αποθήκευσης, διαχείρισης, ανάλυσης και απεικόνισης γεωλογικών δεδομένων. Συγκεκριμένα, το λογισμικό αυτό ειδικεύεται στην απεικόνιση υποεπιφανειακών δεδομένων υπό μορφή γεωτρήσεων, τομών, επάλληλων τομών (fence diagrams), στερεομετρικών μοντέλων και χαρτών τόσο σε διδιάστατο όσο και σε τριδιάστατο περιβάλλον. Οι κύριες επιφάνειες εργασίας του λογισμικού είναι η Borehole data manager και η Rock Ware Utilities.
 - a. Η «Borehole data manager» χρησιμεύει στην εισαγωγή δεδομένων γεωτρήσεων: γεωφυσικές / γεωτεχνικές / γεωχημικές μετρήσεις, στρωματογραφικές επαφές και λιθολογικές περιγραφές πυρήνων, πιεζομετρικές επιφάνειες και διακλάσεις. Με τα δεδομένα αυτά κατασκευάζονται λιθολογικοί / στρωματογραφικοί χάρτες, απεικονίσεις χωροθέτησης γεωτρήσεων, ισοπληθείς χάρτες, τομές προς την επιθυμητή κάθε φορά διεύθυνση και τρισδιάστατα μοντέλα.
 - b. Η «Rock Ware Utilities» είναι ένα απλό φύλλο εισαγωγής δεδομένων παρόμοιο με τα φύλλα του MS Excel. Χρησιμοποιείται στην κατασκευή χαρτών και τριδιάστατων κατανομών από δεδομένα που δεν προέρχονται από γεωτρήσεις, όπως μετρήσεις υψομέτρων για την κατασκευή χαρτών ισοϋψών και τρισδιάστατων ψηφιακών μοντέλων επιφανείας (DEMs ή DTMs). Επιπλέον, περιέχει εργαλεία δημιουργίας στερεών μοντέλων, στατιστικής επεξεργασίας, διδιάστατης και τριδιάστατης

ανάλυσης διαρρήξεων (ροδοδιαγράμματα, στερεοδιαγράμματα, χάρτες γραμμώσεων), υδρολογικών και υδρογεωλογικών διαγραμμάτων (διαγράμματα ροής, διαγράμματα Piper και Stiff).

3. Κατά τη διάρκεια της παρούσας διατριβής, έγινε μετάβαση της αρχικής βάσης δεδομένων από το RockWorks στο Petrel (Schlumberger), το οποίο σαφώς χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερη ευχέρεια στη διαχείριση, επεξεργασία, ερμηνεία και απεικόνιση της υποεπιφανειακής χωρικής πληροφορίας. Το Petrel είναι ένα από τα βασικά λογισμικά που χρησιμοποιούνται ευρέως στη παγκόσμια βιομηχανία υδρογονανθράκων. Παρόλα αυτά η χρήση του δεν περιορίζεται μόνο σε μελέτες υδρογονανθράκων αλλά μπορεί να χρησιμοποιηθεί εξίσου εύκολα και σε άλλα πεδία των γεωεπιστημών που βασίζονται σε χωρικά γεωλογικά δεδομένα. Στην παρούσα διατριβή παρατίθενται δύο παραδείγματα κατασκευής τριδιάστατων γεωλογικών ομοιωμάτων, το ένα εξ' αυτών υδρογεωλογικού ενδιαφέροντος στην υπολεκάνης του Τυμπακίου και το άλλο κινείται στο πεδίο της διεύρυνσης ύπαρξης βιογενούς αερίου στο υπέδαφος της λεκάνης της Μεσσαράς.

2.5 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ 2

Ξενόγλωσση

- Bai T., Tahmasebi P., 2022. Sequential Gaussian simulation for geosystems modeling: A machine learning approach. Geoscience Frontiers, 13, 101258. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101258>
- Ballesteros, D., Malard, A., Jeannin, P.Y., Jiménez-Sánchez M., García-Sansegundo J., Meléndez-Asensio M., Sendra G., 2015. KARSYS hydrogeological 3D modeling of alpine karst aquifers developed in geologically complex areas: Picos de Europa National Park (Spain). Environ. Earth Sci, 74, pp. 7699–7714.
- Bentley M., 2016. Modelling for comfort? Petroleum Geoscience, 22:1, 3-10. doi: <https://doi.org/10.1144/petgeo2014-089>
- Bentley M. and Smith S., 2008. Scenario-based reservoir modelling: the need for more determinism and less anchoring. Geological Society, London, Special Publications 2008, v.309, pp. 145-159. doi: 10.1144/SP309.11

- Béthoux N., Theunissen T., Beslier M.O., Font Y., Thouvenot F., Dessa J.X., Simon S., Courrioux G., Guille A., 2016. Earthquake relocation using a 3D a-priori geological velocity model from the western Alps to Corsica: Implication for seismic hazard. *Tectonophysics*, 670, pp. 82–100. doi: 10.1016/j.tecto.2015.12.01
- Bistacchi A., Massironi M., Dal Piaz G.V., Dal Piaz G., Monopoli B., Schiavo A., Toffolon G., 2008. 3D fold and fault reconstruction with an uncertainty model: An example from an Alpine tunnel case study. *Comput. Geosci.* 34, pp. 351–372.
- Chiles, J. P., Aug, C., Guillen, A., Lees, T., 2004. Modelling the geometry of geological units and its uncertainty in 3D from structural data: the potential-field method. In: *Proceedings of International Symposium on Orebody Modelling and Strategic Mine Planning*, Perth, Australia, 22–24 November 2004, pp. 313–320.
- De Rubeis, V., Tosi, P., Gasparini, C. and Solipaca, A., 2005. Application of Kriging Technique to Seismic Intensity Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.95, No.2, pp. 540-548
- De Smith, M., Goodchild, M. and Longley, P., 2013. *Geospatial Analysis. A Comprehensive Guide to Principles, Techniques and Software Tools*, 4th Edition, ebook, The Winchelsea Press, Winchelsea, UK.
- David M., 1977. *Geostatistical Ore Reserve Estimation*.- 364 p., (Elsevier), Amsterdam - New York.
- Deutsch C.V., Journel A.G., 1998. *GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide*. Oxford University Press, New York.
- Dubrule, O. 1998. *Geostatistics in Petroleum Geology*, AAPG Course Note Series, AAPG, Tulsa, 38, 52.
- Guglielmetti L., Comina C., Abdelfettah Y., Schill E., Mandrone G., 2013. Integration of 3D geological modeling and gravity surveys for geothermal prospection in an Alpine region. *Tectonophysics*, 608, pp. 1025–1036.
- Hassen, I., Gibson, H., Hamzaoui-Azaza, F., Negro, F., Rachid, K., Bouhlila, R., 2016. 3D geological modeling of the Kasserine Aquifer System, Central Tunisia: New insights into aquifer-geometry and interconnections for a better assessment of groundwater resources. *J. Hydrol.*, 539, pp. 223–236.
- Houlding, W. S. 1994. *3D geoscience modeling. Computer techniques for geological characterization*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. [HYPERLINK "<https://doi.org/10.1007/978-3-642-79012-6>"].

- Houlding, W. S. 2000. Practical geostatistics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 142.
- Isaaks H.B., Srivastava R.M., 1989. An Introduction to Applied Geostatistics. Oxford University Press. 10.1016/0040-1951(74)90006-7.
- Jeannin P.Y., Eichenberger U., Sinreich M., Vouillamoz J., Malard A., Weber E., 2013. KARSYS: A pragmatic approach to karst hydrogeological system conceptualisation. Assessment of groundwater reserves and resources in Switzerland. Environ. Earth Sci, 69, pp. 999–1013.
- Johnston, K., Jay, M., Hoef, V., Krivoruchko, K. and Lucas, N., 2003. Using ArcGIS Geostatistical Analyst, ESRI Publications, USA.
- Jones, R. R., McCaffrey K.J.W., Clegg P., Wilson R.W., Holliman N.S., Holdsworth R.E., Imber J., Waggott S., 2009. Integration of regional to outcrop digital data: 3D visualisation of multi-scale geological models. Comput. Geosci., 35, pp. 4–18.
- Journel, A.G. and Ying, Z. 2001. The Theoretical Links Between Sequential Gaussian, Gaussian Truncated Simulation, and Probability Field Simulation. Mathematical Geology 33: 31.
- Kaufmann, O., Martin, T., 2008. 3D geological modelling from boreholes, cross-sections and geological maps, application over former natural gas storages in coal mines. Comput. Geosci., 34, pp. 278–290, doi:10.1016/j.cageo.2007.09.005
- Krivoruchko, K., 2011. Spatial Statistical Data Analysis for GIS Users, e-book, ESRI Press, New York, USA.
- Li, J. and Heap, A.D., 2008. A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists, Geoscience Australia, Record 2008/23, 137 pp.
- Malard A., Jeannin P.Y., Vouillamoz J., Weber E., 2015. An integrated approach for catchment delineation and conduit-network modeling in karst aquifers: application to a site in the Swiss tabular Jura. Hydrogeol. J., 23, pp. 1341–1357.
- Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., Brun, J.P., 2004. Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). Tectonophysics, 352, pp. 117–128.
- Mont Terri Project. 3D geological model <https://www.mont-terri.ch/en/geology%20/3D-geological-model.html>, 2017.

- Perrin, M., Zhu, Z., Rainaud, J.-F., Schneider, S., 2005. Knowledge-driven applications for geological modelling. *Journal of Petroleum Science Engineering*, 47, pp. 89–104.
- Schlumberger, 2014. Petrel tutorial, Gullfaks field.
- Thornton J., Mariethoz G., Brunner P.A., 2018. 3D geological model of a structurally complex Alpine region as a basis for interdisciplinary research. *Sci Data* 5, 180238. <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.238>
- Turk J., Malard A., Jeannin P.Y., Petrič M., Gabrovšek F., Ravbar N, Vouillamoz J., Slabe T., Sordet V., 2015. Hydrogeological characterization of groundwater storage and drainage in an alpine karst aquifer (the Kanin massif, Julian Alps). *Hydrol. Process.* 29, pp. 1986–1998. doi: 10.1002/hyp.10313.
- Van de Leemput L.E.C, Bertram D., Bentley M.R., Gelling, R., 1995. Full field reservoir modelling of Central Oman gas/condensate fields. SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas, USA, SPE n8 30757.
- Vann J., Bertoli O., Jackson S., 2002. An Overview of Geostatistical Simulation for Quantifying Risk. Geostatistical Association of Australian Symposium.
- Vanneschi C., Salvini R., Massa G., Riccucci S., Borsani A., 2014. Geological 3D modeling for excavation activity in an underground marble quarry in the Apuan Alps (Italy). *Comput. Geosci.* 69, pp. 41–54.
- Verly, G., 1993. Sequential Gaussian simulation: a Monte Carlo method for generating models of porosity and permeability. In: *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons III*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 345–356. 10.1007/978-3-642-77859-9_28.
- Xue, Y., Sun, M., Ma, A., 2004. On the reconstruction of the three-dimensional complex geological objects using Delaunay triangulation. *Future Generation Computer Systems* 20, pp. 1227–1234.
- Yamamoto, J.K., 2005. Correcting the smoothing effect of ordinary kriging estimates. *Math. Geol.*, 37 (1), pp. 69–94. <https://doi.org/10.1007/s11004-005-8748-7>

Ελληνική

Καπαγερίδης, Κ., Ιωάννης (2006). Εισαγωγή στη γεωστατιστική. Εκδόσεις Ίων, Αθήνα.

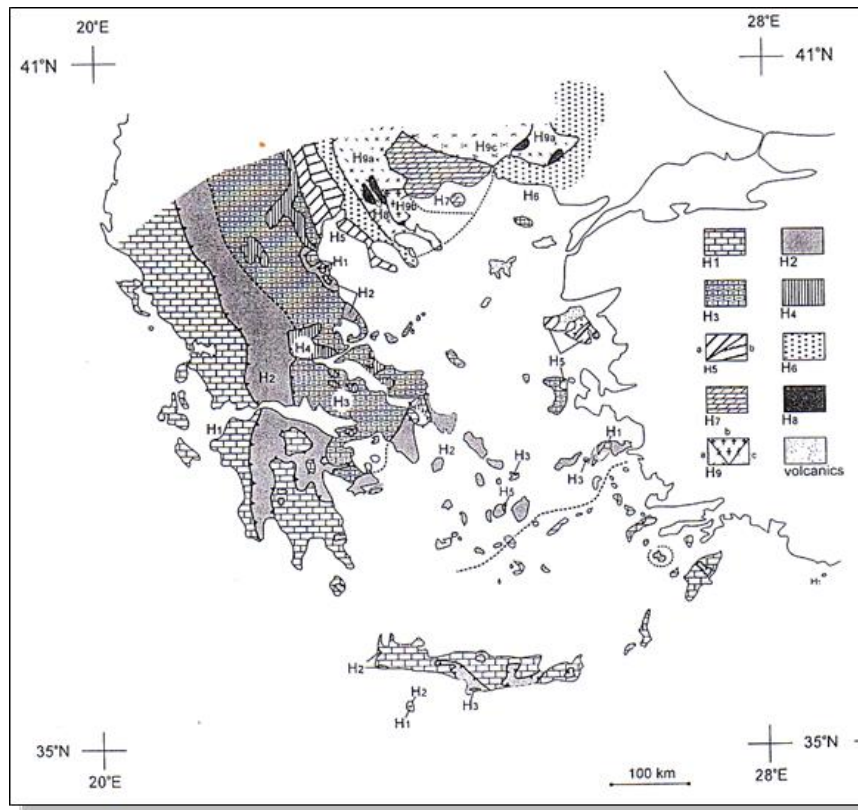
Κεφάλαιο 3

3. ΤΕΚΤΟΝΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ	40
3.1 Γεωτεκτονική Επισκόπηση Ελλαδικού Χώρου	40
3.2 Γεωφυσικά Χαρακτηριστικά	45
3.3 Τεκτονική Επισκόπηση Κρήτης.....	48
3.4 Οι Νεογενείς Αποθέσεις της Κρήτης.....	54
3.4.1 Ομάδα Πρίνα.....	56
3.4.2 Ομάδα Τεφελίου	57
3.4.3 Ομάδα Βρυσσών	58
3.4.4 Ομάδα Ελληνικού.....	58
3.4.5 Ομάδα Φοινικιάς (σχηματισμός Κούρτες).....	59
3.4.6 Ομάδα Αγίας Γαλήνης (σχηματισμός Αγίας Γαλήνης)	59
3.5 Παλαιογεωγραφική Εξέλιξη της Κεντρικής Κρήτης Κατά το Νεογενές-Τεταρτογενές.....	61
3.6 Βιβλιογραφία Κεφαλαίου 3	75

3. ΤΕΚΤΟΝΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ

3.1 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ ΕΛΛΑΔΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

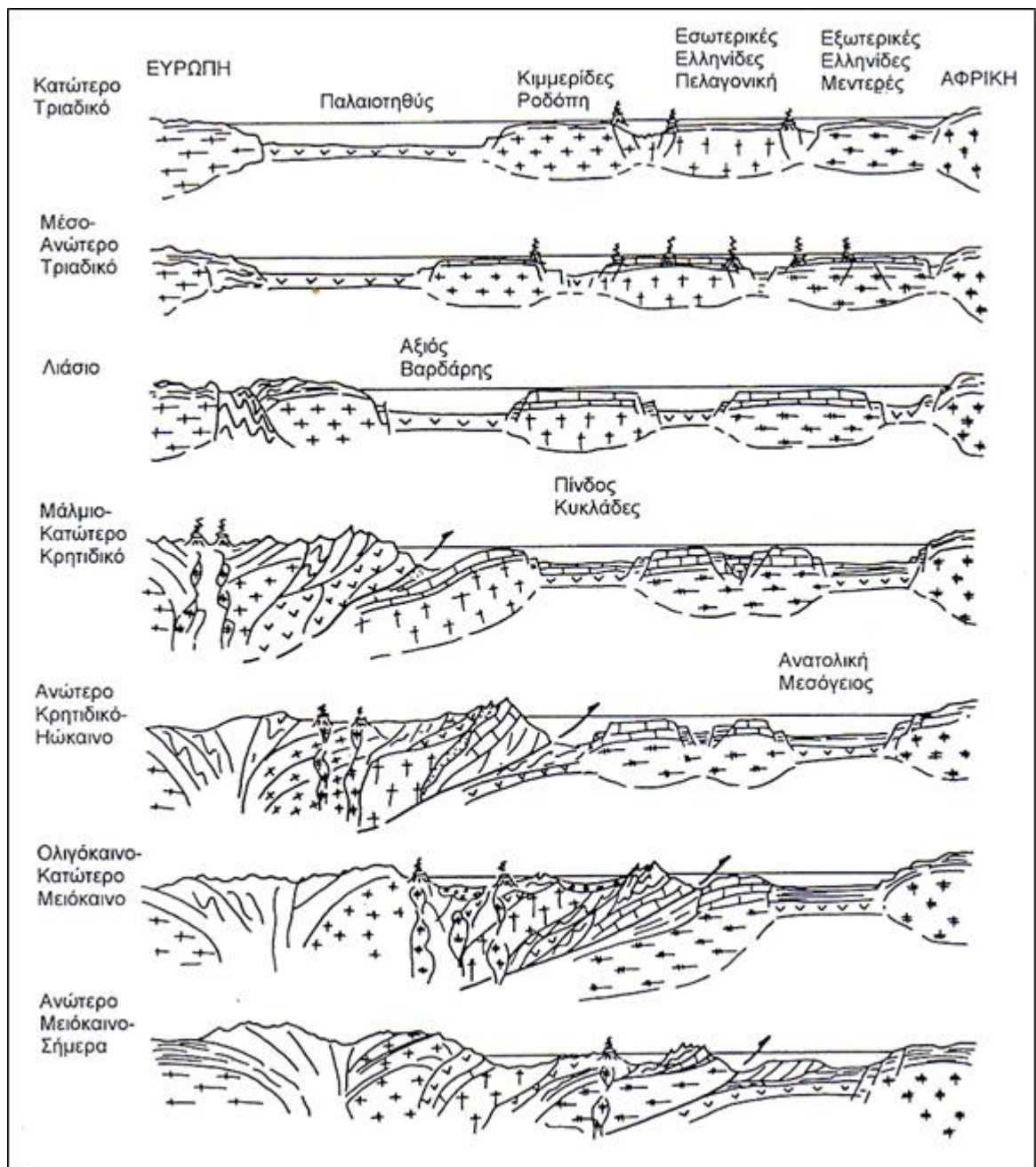
Οι ιζηματολογικές και τεκτονικές μελέτες που καταρτίσθηκαν για τον χώρο της Ελλάδας οδήγησαν στην υποδιαίρεση των Ελληνίδων σε μια σειρά από ζώνες, με διεύθυνση παράλληλη στον κύριο τεκτονικό ιστό της ορογενετικής αλυσίδας. Ήδη από το 1956 ο Brunh, με βάση την τεκτονική εξέλιξη, υποδιαίρεσε τον Αιγαίο χώρο σε τρεις επιμέρους υποχώρους: α) τις Εξωτερικές Ελληνίδες, β) τις Εσωτερικές Ελληνίδες και 3) την μάζα της Ροδόπης. Το 1959, ο Aubouin πρωτοεφαρμόζει το μοντέλο του γεωσυγκλίνου στον Ελληνικό χώρο. Με βάση την λιθολογία και την παραμόρφωση διακρίνει 12 «ισοπικές» ζώνες, που κάθε μια αντιπροσωπεύει ένα ιδιαίτερο παλαιογεωγραφικό χώρο. Οι Jacobshagen *et al.*, (1978) υποδιαιρούν τον Αιγαίο χώρο σε έξι κύρια τεκτονικά καλύμματα (Decken), που βρίσκονταν μεταξύ της Προαπούλιας Ζώνης, που αντιπροσώπευε την σχετικά απαραμόρφωτη προχώρα, και της Μάζας της Ροδόπης, την οπισθοχώρα. Ο Παπανικολάου (1986) διακρίνει ένα μεγάλο αριθμό από γεωτεκτονικές ενότητες με διαφορετική λιθοστρωματογραφική, τεκτονική και μεταμορφική εξέλιξη. Αργότερα ο ίδιος (Παρανικολάου, 1997) ενδυναμώνει τους παλαιογεωγραφικούς χώρους του Aubouin και συνδυάζοντας τα γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά των ενότητων που είχε διακρίνει, στοιχειοθετεί τα «τεκτονοστρωματογραφικά πεδία» (tectonostratigraphic terranes) στον Ελληνικό χώρο (Εικόνα 3-1). Από τα δυτικά προς τα ανατολικά διακρίνονται τα εξής πεδία: 1) Εξωτερική Ανθρακική πλατφόρμα (ενότητες Παξών, Μάνης, Ιόνιας, Γάβροβου-Τρίπολης, Αμοργού, Αλμυροπόταμου-Κερκετέα, τεκτονικό παράθυρο Ολύμπου και υπόβαθρο Ίου), 2) Λεκάνη ή ωκεανός Πίνδου (ενότητες Πίνδου, οφιόλιθοι Πίνδου, Βόρειες και Νότιες Κυκλάδες, Δυτική Θεσσαλία, Άρβη, Άρνας), 3) Εσωτερική Ανθρακική Πλατφόρμα (ενότητες Παρνασσού, Βοιωτίας, Υποπελαγονικής, Φλάμπουρο, Καστοριά, Αστερούσια), 4) ωκεανός Αξιού (Αξιός, Μαλιακή) και 5) Σερβομακεδονική Μάζα (ενότητες Πάικου, Παιονίας, Λέσβου και αλλόχθονο Χίου). Η προ-Μειοκαινική γεωλογική δομή του Αιγαίου προέκυψε από την εξαφάνιση ωκεάνιων λεκανών και την επώθηση τμημάτων των πετρωμάτων τους πάνω στα γειτονικά ηπειρωτικά μικροτεμάχια. Η σύγκρουση των ηπειρωτικών τεμαχίων επήλθε μετά την υποβύθιση και κατ' επέκταση εξαφάνιση των ωκεάνιων χώρων (Εικόνα 3-2). Η φορά όλων των παραπάνω κινήσεων είναι συνήθως προς νότο (Παρανικολάου, 1993).



Εικόνα 3-1: Τεκτονοστρωματογραφικά πεδία των Ελληνίδων. 1) Εξωτερική Ανθρακική πλατφόρμα, 2) Λεκάνη ή ωκεανός Πίνδου, 3) Εσωτερική Ανθρακική Πλατφόρμα, 4) ωκεανός Αξιού, 5) Τέμαχος Πάικου, 6) Περιροδοπική ζώνη, 7) Μάζα Ροδόπης, 8) Οφιολίθιοι Βόλβης-Αν.Ροδόπης, 9) Μάζα Βερτίσκου (Ραρανικόλαου, 1997)

Η διάνοιξη των ωκεάνιων λεκανών συνδυαζόμενη με την πρώιμη ηφαιστειότητα που προηγήθηκε της ανθρακικής ιζηματογένεσης (Renz, 1955) προσδιορίζεται στο Ανώτερο Παλαιοζωικό - Σκύθιο για τον ωκεάνιο χώρο του Αξιού και στο Κάρνιο για τον ωκεανό της Πίνδου (Παπανικολάου, 1986). Σύμφωνα με τους Vavassis *et al.* (2000), Stampfli *et al.* (1998, 2003), η περμοτριάδικη ηφαιστειότητα σχετίζεται με το κλείσιμο και την υποβύθιση του ωκεανού της Παλιοτηθύος και όχι με μια φάση ταφροποίησης.

Το κλείσιμο των ωκεάνιων λεκανών και η τοποθέτηση των οφιολίθων χαρακτηρίζεται από μια μετανάστευση των φαινομένων από βορρά προς νότο. Κατά το Κατώτερο – Μέσο Ιουρασικό δημιουργήθηκαν τα οφιολιθικά καλύμματα της Περιροδοπικής, της Βόλβης και της Ανατολικής Ροδόπης, στο Ανώτερο Ιουρασικό - Κατώτερο Κρητιδικό κλείνει ο ωκεανός του Αξιού (Jacobshagen *et al.*, 1978, Robertson & Dixon, 1984, Spray *et al.*, 1984) ενώ στο Κατώτερο Τριτογενές ο ωκεανός της Πίνδου (Παπανικολάου, 1986, Clift & Robertson, 1989). Η προσαύξηση των ηπειρωτικών τεμαχών στο ενεργό ευρωπαϊκό περιθώριο ακολουθούσε το κλείσιμο των ωκεανών. Η δημιουργία καλυμμάτων, η μεταμόρφωση και η ηφαιστειότητα πάντα συνόδευαν το κλείσιμο κάθε ωκεανού.



Εικόνα 3-2: Γεωδυναμική εξέλιξη της Τηθύος στο Ελληνικό Τόξο από το Ανώτερο Τριαδικό μέχρι σήμερα. (Παπανικολάου, 1986)

Στην Πελοπόννησο και στην Κρήτη τα τελευταία καλύμματα δημιουργούνται στο Κατώτερο – Μέσο Μειόκαινο (Fleury, 1980, Thiebault, 1982, Bonneau, 1982) ενώ η Ιόνιος ενότητα πτυχώνεται και λεπιώνεται στο Μέσο Μειόκαινο (Sorel & Cushing, 1982). Στο κατώτερο πλειόκαινο δημιουργούνται τα πρώτα ανάστροφα ρήγματα στην Προαπούλια (Sorel, 1976).

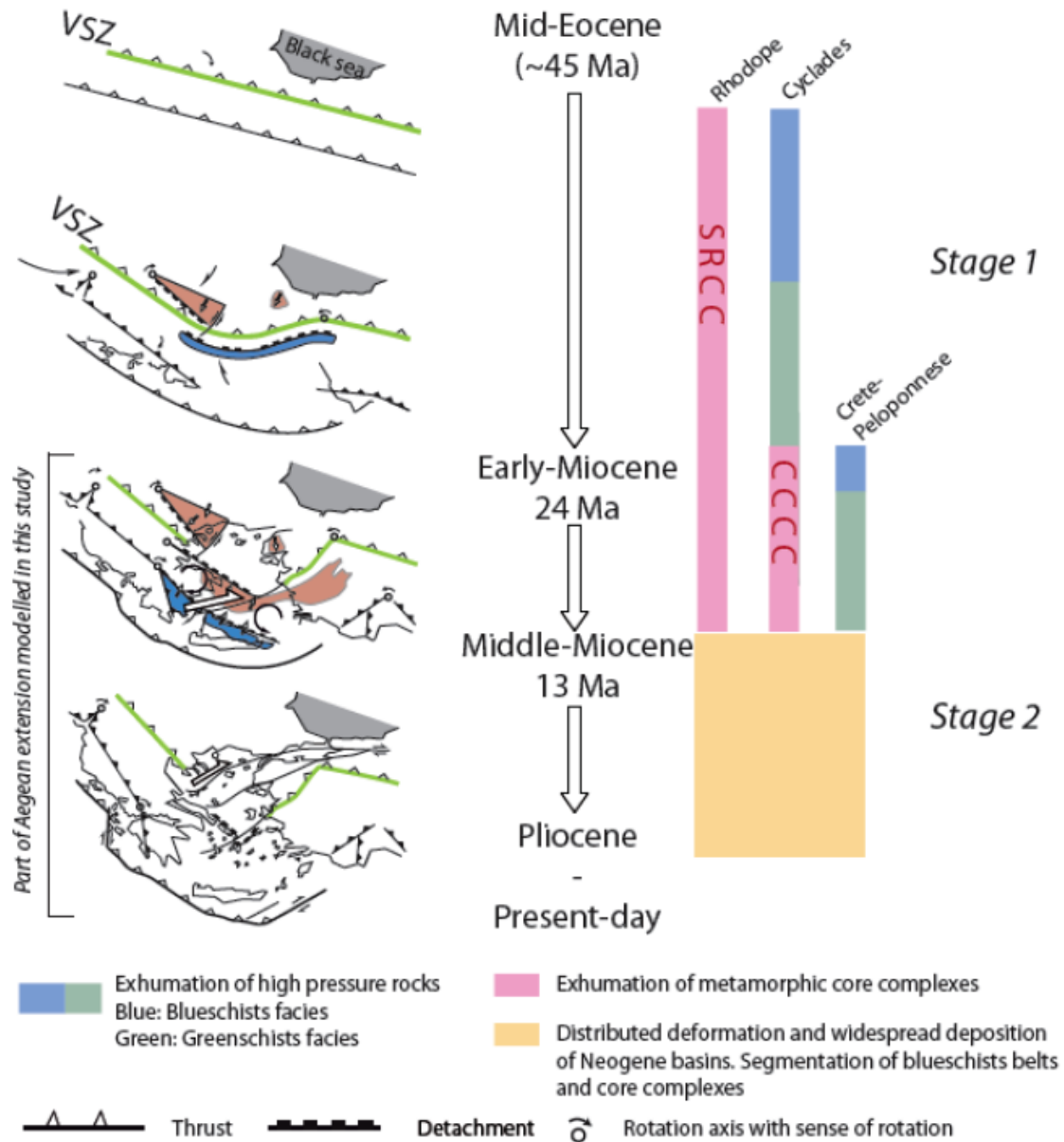
Πέραν της καλυμματικής δομής που δημιουργήθηκε κατά την κύρια φάση της αλπικής ορογένεσης από το Ανώτερο Ηώκαινο μέχρι το Κατώτερο Μειόκαινο (Παπανικολάου, 1986, Σκούρτσος, 2002), ένα

από τα βασικά χαρακτηριστικά της είναι η δημιουργία μεταμορφωμένων πετρωμάτων υψηλής πίεσης – χαμηλών θερμοκρασιών (Seidel *et al.*, 1982). Η τεκτονική ανάπτυξη και αποκάλυψη των μεταμορφωμένων πετρωμάτων συνδέεται με έναν όψιμο εφελκυσμό Μειοκαινικής ηλικίας (Κίλιας *et al.*, 1993). Η ηλικία του εφελκυσμού προσδιορίστηκε αρχικά από τον McKenzie (1972) στο Ανώτερο Μειόκαινο έως Κατώτερο Πλειόκαινο. Το όριο Σερραβάλλιο - Τορτόνιο προτάθηκε από τους Le Pichon & Angelier το 1979, ως η ηλικία έναρξης του εφελκυσμού. Ο Lister το 1984 θεωρώντας τα μεταμορφωμένα πετρώματα των Κυκλάδων ως τυπικά συμπλέγματα μεταμορφικού πυρήνα θεωρεί ότι η έναρξη του εφελκυσμού τοποθετείται στο Κατώτερο Μειόκαινο. Σύμφωνα με τους Dinter & Royden, 1993, Gautier & Brunn 1993, 1994, Gautier *et al.*, 1999, ο εφελκυσμός στο χώρο του Αιγαίου ξεκίνησε στο Κατώτερο Μειόκαινο και πιθανόν στο Μέσο Ολιγόκαινο.

Philippon *et al.* (2014) περιγράφουν την διαστολή του Αιγαίου χώρου να έχει συμβεί σε δύο κύρια στάδια (Εικόνα 3-1). Από το Μέσω Ηώκαινο (45 Ma) ως το Μέσο Μειόκαινο (περίπου 13 Ma), η ταχύτητα της οπισθοχώρησης της τάφρου ήταν λιγότερο από 1.0 cm/yr (Brun and Sokoutis, 2010) και η διαστολή συνοδευόταν από την ανάδυση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων 1) υψηλής πίεσης (HP) στην μεταμορφική ζώνη νότια της ζώνης συρραφής του Βαρδάρη και 2) υψηλής θερμοκρασίας (HT) μεταμορφικού πυρήνα στη Ροδόπη (Brun and Sokoutis, 2007) και στις Κυκλάδες (Lister *et al.*, 1984; Gautier *et al.*, 1993) (Εικόνα 3-3, stage 1). Από το Μέσο Μειόκαινο και ένθεν, η οπισθοχώρηση της τάφρου επιταχύνθηκε φτάνοντας στα σημερινές τιμές των 3.3 cm/yr (Mc Clusky *et al.*, 2000), οδηγώντας στη δημιουργία των λεκανών εφελκυσμού σε όλον τον Αιγαίο χώρο (Mascle and Martin, 1990) (Εικόνα 3-3, stage 2). Η οπισθοχώρηση της τάφρου είχε πλέον διεύθυνση νότιο-δυτική ως αποτέλεσμα και της ταυτόχρονης επίδρασης της διαφυγής της πλάκας της Ανατολίας προς δυσμάς. Κατά τη διάρκεια του δεύτερου σταδίου η Πελοπόννησος περιστράφηκε περίπου 25° στη φορά του ρολογιού (Laj *et al.*, 1982) γύρω από πόλο που βρισκόταν στην Κεφαλλονιά, ενώ η Κρήτη (Duermeijer *et al.*, 1998) και η Ρόδος (Van Hinsbergen *et al.*, 2007) περιστράφηκε περισσότερο από 20° αντίθετα από τη φορά του ρολογιού γύρω από πόλο που βρισκόταν στη Ρόδο. Αυτές οι περιστροφές οδήγησαν στη σημερινή καμπύλη μορφή του Ελληνικού τόξου με διατμητικές μετατοπίσεις παράλληλα στις τάφρους, δεξιόστροφες στα δυτικά και αριστερόστροφες στα ανατολικά. Συνεπώς, το δεύτερο στάδιο διαστολής χαρακτηρίζεται από εκτεταμένη παραμόρφωση που επηρέασε ολόκληρη την ανώτερη πλάκα που συμμετείχε στην Ελληνική υποβύθιση, από την Κρήτη ως την Ροδόπη, οδηγώντας με αυτόν τον τρόπο στην κατάτμηση του μεταμορφικού υποβάθρου που είχε ήδη αναδυθεί κατά το πρώτο στάδιο.

Η προαναφερθείσα κατάτμηση οδήγησε στη δημιουργία των Μειοκαινικών λεκανών, μια από τις οποίες είναι και η λεκάνη της Μεσσαράς που αναπτύχθηκε πάνω στο Κρητικό μεταμορφικό πυρήνα

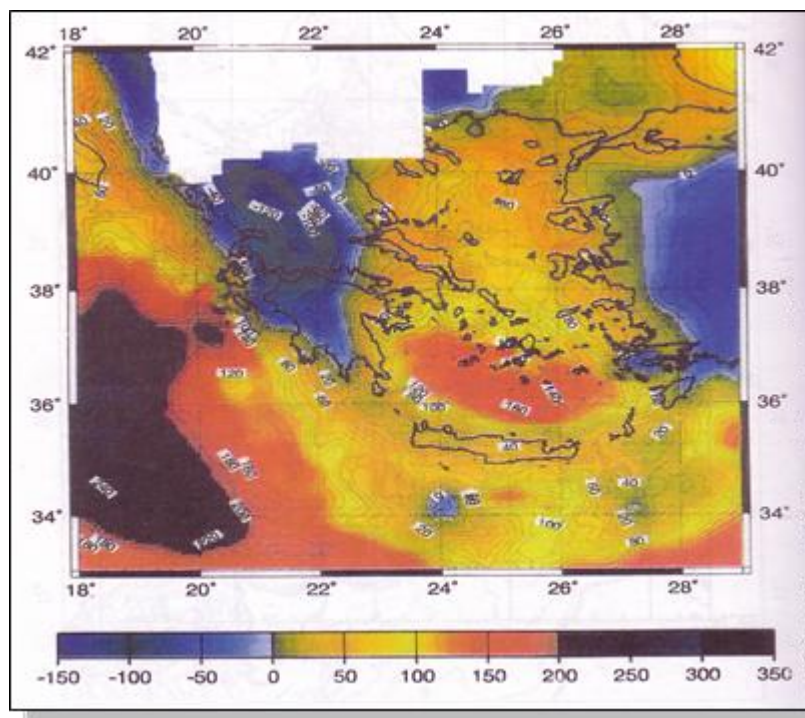
(South Aegean core complex) ως «supra-detachment» λεκάνη (Van Hinsberg & Meulenkamp, 2006). Οι Νεογενείς αποθέσεις της λεκάνης της Μεσσαράς περιγράφονται με λεπτομέρεια στην παράγραφο 3.4.



Εικόνα 3-3: Χάρτης που αποτυπώνει τον εφελκυσμό του Αιγαίου σε δύο στάδια (Τροποποιημένο από Brun and Sokoutis (2010)). Τα μπλε και πράσινα κουτιά αντιπροσωπεύουν τη διάρκεια της ανάδυσης των HP και HT μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Τα κίτρινα κουτιά αντιπροσωπεύουν τη διάρκεια της εκτεταμένης θραυσυγενούς παραμόρφωσης που επηρέασε ολόκληρο τον Αιγαϊκό χώρο.

3.2 ΓΕΩΦΥΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ

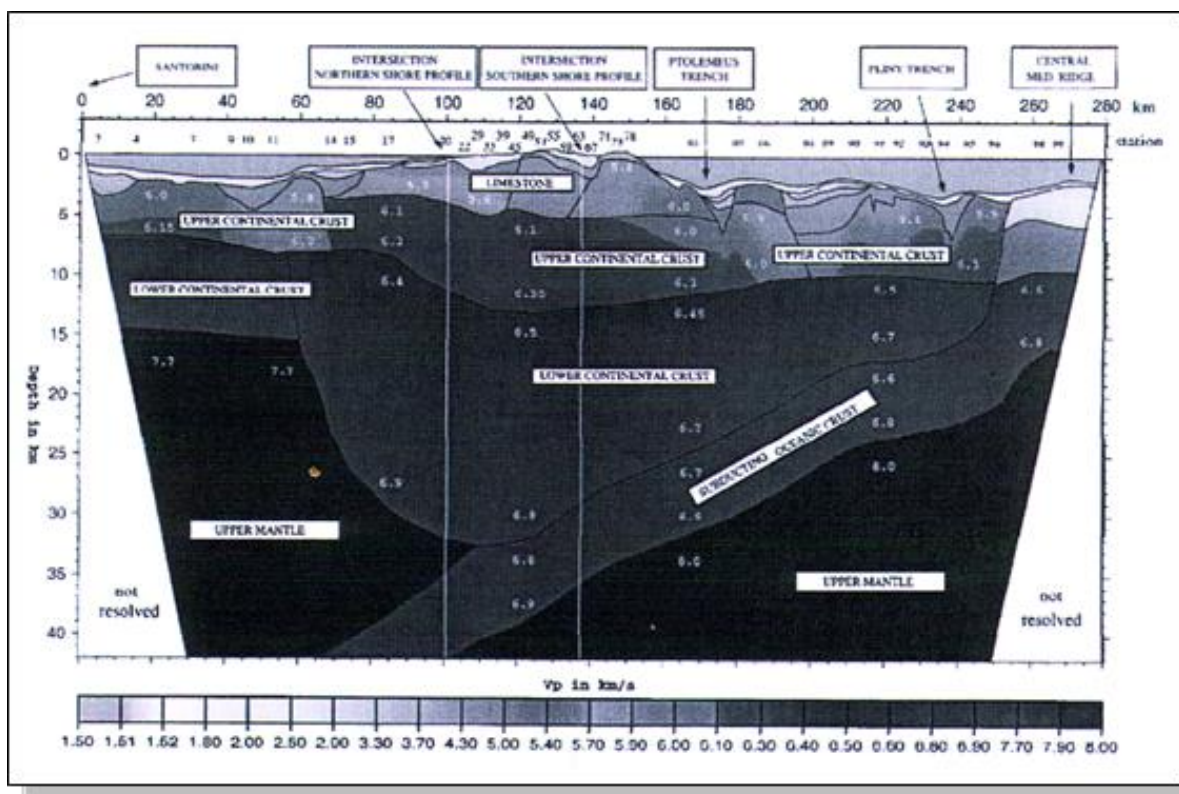
Οι γεωφυσικές μετρήσεις στην Ελλάδα ξεκίνησαν από τα έτη 1971-1973 (Makris, 1973). Χάρτες ανωμαλιών βαρύτητας για το νησιωτικό τόξο του Αιγαίου έχουν καταρτισθεί από τον Λάγιο (1990) και τον Makris *et al.* (1998) (Εικόνα 3-4). Οι χάρτες αυτοί φανερώνουν αρνητικές τιμές της ανωμαλίας Bouguer κατά μήκος του χερσαίου χώρου και κυρίως στην οροσειρά της Πίνδου με ελάχιστο τα -140 mGal. Η περιοχή του Αιγαίου χαρακτηρίζεται από θετικές ανωμαλίες Bouguer με μέγιστο στα +175 mGal στην κεντρική περιοχή της λεκάνης του Κρητικού Πελάγους (Makris *et al.*, 1998), ενώ στο κεντρικό και στο βόρειο Αιγαίο η τιμή της ανωμαλίας Bouguer κυμαίνεται στα +50 mGal. Η ανωμαλία ελεύθερου αέρα είναι αρνητική στα -200 mGal κατά μήκος της Ελληνικής Τάφρου ενώ παράλληλα η ανωμαλία Bouguer εμφανίζει θετικές τιμές μέχρι και +180 mGal (Morelli *et al.*, 1975) στην ίδια περιοχή. Χάρτης ισοστατικών ανωμαλιών για τον Ελληνικό χώρο έγινε για πρώτη φορά από τον Λάγιο κ.ά. (1990) και διαπιστώθηκε η παρουσία δύο χαρακτηριστικών περιοχών. Μιας διπλής θετικής ανωμαλίας στο νότιο Αιγαίο και μιας έντονης αρνητικής ανωμαλίας κατά μήκος του δυτικού τμήματος της Ηπειρωτικής Ελλάδας και στο νοτιοδυτικό τμήμα της Ελληνικής Τάφρου. Θετικές μαγνητικές ανωμαλίες έχουν εντοπισθεί σε πολλά μέρη του Αιγαίου χώρου. Η ισχυρότερη από αυτές έχει ανιχνευθεί κατά μήκος του ηφαιστειακού τόξου, στην τάφρο του Βορείου Αιγαίου καθώς επίσης και στην Κρητική τάφρο (Vogt and Higgs, 1969, Makris, 1973).



Εικόνα 3-4: Χάρτης ανωμαλιών βαρύτητας της Ανατολικής Μεσογείου (Makris *et al.*, 1998)

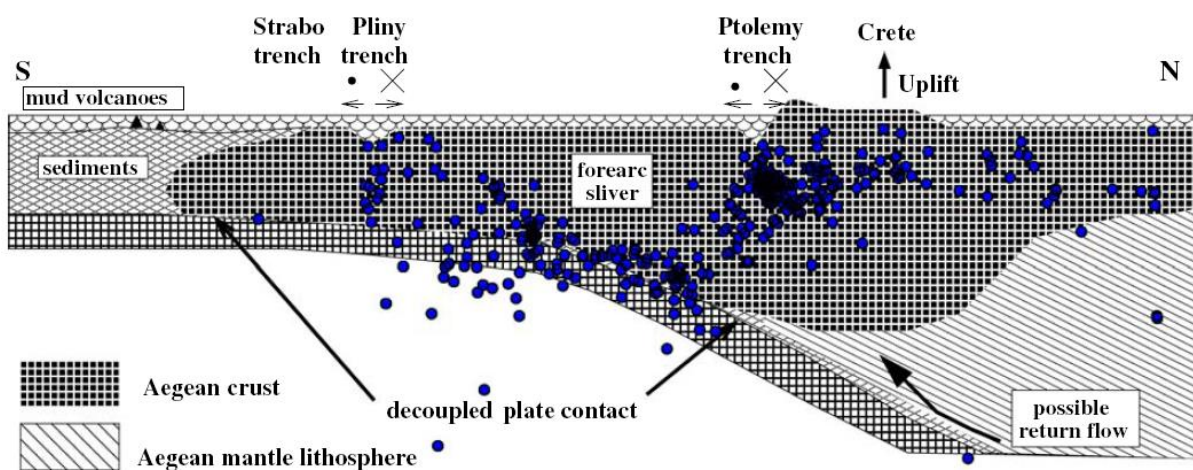
Με την θερμική ροή της Μεσογείου και κυρίως με την περιοχή του Αιγαίου έχουν ασχοληθεί αρκετοί ερευνητές (Jongsma, 1974, Fytikas and Kolios, 1978). Γενικώς, παρατηρείται μια καλή συσχέτιση των τεκτονικών δομών και της θερμικής ροής. Στην περιοχή του ηφαιστειακού τόξου, η θερμική ροή είναι πολύ μεγάλη και λαμβάνει τιμές 2.1 HFU που σύμφωνα με τον Jongsma (1974) οφείλεται στην υποβύθιση ωκεάνιου φλοιού. Στα νοτιότερα η ροή λαμβάνει τιμές της τάξεως των 0.6 με 1 HFU και σε μερικές περιοχές είναι ακόμη μικρότερη (Δελήμπασης, 2003).

Με την χρήση σεισμικών μεθόδων έχει διαπιστωθεί ότι το πάχος του φλοιού στην περιοχή του Αιγαίου κυμαίνεται μεταξύ 20 και 34 km. Πρόκειται για ηπειρωτικό φλοιό με μέσο πάχος ιζηματογενούς στρώματος ίσο με 2 km στις εσωτερικές περιοχές και περί τα 7 km (Bonhoff *et al.*, 2001) στις εξωτερικότερες περιοχές. Ο ηπειρωτικός φλοιός του Αιγαίου συνίσταται από ένα γρανιτικό στρώμα πάχους 16 km και τυπική τιμή ταχύτητας τα 6.0 km/sec και από ένα βασαλτικό στρώμα πάχους 11 km με τυπική τιμή ταχύτητας τα 6.6 km/sec (Τσελέντης, 1997). Το μέγιστο πάχος του φλοιού βόρεια της κεντρικής Κρήτης είναι γύρω στα 32.5 km ελαττωμένο από βορρά προς νότο στα 15 και 17 km, αντίστοιχα. Το πάχος του ιζηματογενούς καλύμματος κυμαίνεται από 5 έως 7 km ενώ ωκεάνιος φλοιός συναντάται στα 8 km κάτω από την Μεσογειακή ράχη (Bonhoff *et al.*, 2001) (Εικόνα 3-5).



Εικόνα 3-5: Λιθοσεισμική τομή B-N διεύθυνσης στο νησιωτικό τόξο (Bonhoff *et al.*, 2001)

Η σημερινή ανάδυση της Κρήτης αποδίδεται από τους Becker et al. (2010) στη ροή του μανδυακού υλικού της λιθόσφαιρας κατά μήκος της υποβυθιζόμενης αφρικανικής πλάκας και κάτω από τον ηπειρωτικό φλοιό της πλάκας του Αιγαίου (Εικόνα 3-6). Το πάχος του ηπειρωτικού φλοιού κυμαίνεται στα 30-35 km κάτω από την περιοχή της κεντρικής Κρήτης και της λεκάνης του Πτολεμαίου. Ο χώρος μεταξύ της υποβυθιζόμενης πλάκας και του ηπειρωτικού φλοιού έχει πάχος 10-15 km που αποσφηνώνεται προς το νότο (Meier et al., 2004). Η τάφρος του Πτολεμαίου θεωρείται ως περιοχή αδυναμίας του ηπειρωτικού φλοιού. Η παρουσία αυτής της αδυναμίας αποτελεί τον παράγοντα που καθορίζει την κατεύθυνση της προαναφερόμενη ροής του μανδυακού υλικού κατά μήκος της επαφής των συγκλινόντων πλακών (Becker et al., 2010).



Εικόνα 3-6: Οριοθέτηση των σεισμογενών ζωνών νότια της κεντρικής και ανατολικής Κρήτης. Οι κύκλοι αντιπροσωπεύουν υπόκεντρα μικροσεισμών. Οι τάφροι του Πτολεμαίου και του Πλίνιου θεωρούνται ως αριστερόστροφες πλαγιοκανονικές δομές, ενώ δεν έχει αποσαφηνιστεί ακόμη για του Στράβωνα. Το βέλος υποδηλώνει την άνοδο της Κρήτης πιθανόν εξαιτίας της ροής κατά μήκος της υποβυθιζόμενης πλάκας (Becker et al., 2010).

Η σεισμική δραστηριότητα κάτω από την Κρήτη περιορίζεται κυρίως στα ανώτερα 20 χλμ. Υποδεικνύοντας μια πλαστική συμπεριφορά του κατώτερου φλοιού. Στην περιοχή της Μεσσαράς διαφαίνεται μια σεισμογενής δομή που βυθίζεται προς το νότο να συνενώνεται με τη σεισμογενή περιοχή της τάφρου του Πτολεμαίου σε βάθος περίπου 20 χλμ (Εικόνα 3-6). Η παρατηρούμενη κατανομή της μικροσεισμικότητας ενδεχομένως να υποδεικνύει τη σύνδεση των δύο δομών. Αντιθέτως, το πρίσμα προσαύξησης νότια της Κρήτης και η Μεσογειακή Ράχη εμφανίζονται ως δομές που παραμορφώνονται ασεισμικά (Becker et al., 2010).

3.3 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ ΚΡΗΤΗΣ

Η Κρήτη ανήκει στις Ελληνίδες οροσειρές αποτελώντας το νότιο τμήμα της Ελληνικής Ορογενετικής ζώνης (Hellenic Orogenic Belt). Η τεκτονική εξέλιξή της σχετίζεται με την σύγκλιση της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας η οποία προκάλεσε αρχικά την υποβύθιση του ωκεανού της Πίνδου, κατόπιν την ηπειρωτική σύγκλιση με την Αδριατική μικροπλάκα και τέλος τη σημερινή υποβύθιση προς Βορρά της Αφρικανικής πλάκας στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου.

Η γεωλογική δομή της Κρήτης παρουσιάζει μια πολυπλοκότητα αντιπροσωπευτική των τεκτονομεταμορφικών διαδικασιών του Αλπικού Ορογενετικού Κύκλου στο χώρο της Ανατολικής Μεσογείου. Χαρακτηριστικό της δομής της είναι η καλυμματική τοποθέτηση τεκτονικών ενοτήτων που αποτελούν λιθοστρωματογραφικές ομάδες πετρωμάτων που διαφέρουν όχι μόνο στην αρχική τους παλαιογεωγραφική προέλευση και εξάπλωση, αλλά και στη σύσταση και το βαθμό μεταμόρφωσης.

Η τεκτονικά κατώτερη λιθοστρωματογραφική ενότητα της Κρήτης είναι η Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων, η οποία δομεί το μεγαλύτερο ποσοστό του νησιού. Για την ενότητα αυτή έχουν προταθεί κατά καιρούς διάφοροι όροι: Talea Ori-Serie (Epting et al. 1972), Ida Zone (Bonneau 1973), Talea Ori-Gruppe (Kuss & Thorbecke 1974), Plattenkalk-Serie (Creutzburg & Seidel 1975), ενότητα/ζώνη Κρήτης-Μάνης (Φυτρολάκης 1978, 1980). Για την αντιμετώπιση του προβλήματος προτάθηκε ο όρος Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστόλιθων (Plattenkalk-Gruppe), μετά από την συρραφή εργασιών όπου τεκμηριώθηκε η αναγκαιότητα της εισαγωγής μιας ενιαίας ονοματολογίας βασισμένης σε λιθοστρωματογραφικά κριτήρια (Manutsoglu et al. 1995b). Η Ομάδα Πλακωδών Ασβεστολίθων έχει υποστεί μεταμόρφωση HP/LT που κυμάνθηκε από αχχιμεταμόρφωση μέχρι μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης (Seidel et al., 1982). Λιθολογικά αποτελείται κυρίως από καλά στρωμένα μάρμαρα και ανακρυσταλλωμένους ασβεστολίθους και δολομίτες με πυριτικές ενστρώσεις, που αποτέθηκαν από το Πέρμιο ως το Ολιγόκαινο.

Κατά τη διάρκεια της συμπιεστικής τεκτονικής διεύθυνσης Β-Ν του Ολιγοκαίνου/Κάτω Μειοκαίνου, πάνω στην Ομάδα των Πλακωδών ασβεστολίθων επωθήθηκαν τα καλύμματα των Εξωτερικών Ελληνίδων. Από κάτω προς τα πάνω η σειρά επώθησης είναι:

1. Ενότητα Τρυπαλίου,
2. Φυλλιτική-Χαλαζιτική Ενότητα. Στην ενότητα αυτή συμπεριλαμβάνεται από κάτω προς τα πάνω:

- Σχηματισμός γύψου-ραουβάκη του Περμο-Τριαδικού μαζί με την ενότητα του Τρυπαλίου (Άνω Τριαδικό-Κάτω Ιουρασικό)
- Φυλλιτικό-Χαλαζιτικό Κάλυμμα
- Βαρίσκειο υπόβαθρο
- Μεταμορφωμένο τμήμα Τυρού, ενώ οι περισσότεροι ερευνητές συμπεριλαμβάνουν και το ημιμεταμορφωμένο σύστημα των Ραβδούχων,

3. Ζώνη της Τρίπολης (Τριαδικό-Τριτογενές),

4. Κάλυμμα της Πίνδου (Τριαδικό-Τριτογενές).

Πάνω από τις παραπάνω αναφερόμενες εξωτερικές ζώνες υπάρχουν σε ανώτερη τεκτονική θέση αλλόχθονα τεκτονικά λείπια των εσωτερικών ζωνών, όπως είναι η ενότητα της Άρβης που περιλαμβάνει τμήματα οφιολιθικού συμπλέγματος, η ενότητα των Αστερουσσίων που περιέχει γνεύσιους, σχιστόλιθους και αμφιβολίτες.

Μετά την ολοκλήρωση της τεκτονικής τοποθέτησης των Αλπικών Καλυμμάτων στο Ολιγόκαινο άρχισε η παραμόρφωση και μεταμόρφωση των ενοτήτων που βρέθηκαν στο κατώτερο τμήμα (20-25 Ma). Οι Tortorici et al. (2010) αναφέρουν ότι η γρήγορη άνοδος του υποβάθρου της Κρήτης πραγματοποιήθηκε πριν από 24Ma ως 19Ma και έφερε τα πετρώματα της Φυλλιτικής-Χαλαζιτικής σειράς από το βάθος των 30-35km στα 10km (Thomson et al., 1998; Brix et al., 2002) κατά τη διάρκεια της οποίας η παραμόρφωση μετέβη από πλαστική σε εύθραυστη. Μερικοί ερευνητές υποστηρίζουν ότι η άνοδος της Φυλλιτικής-Χαλαζιτικής σειράς για τα υπόλοιπα 10km μέχρι την επιφάνεια οφείλεται στην επικράτηση εφελκυστικού καθεστώτος στην περιοχή από το Μέσο Μειόκαινο ως σήμερα.

Τα παραπάνω Αλπικά καλύμματα μπορούν να διαχωριστούν ως προς το βαθμό μεταμόρφωσής τους σε δύο ενότητες. Στην κατώτερη ενότητα χαμηλής μεταμόρφωσης και στην ανώτερη μη μεταμορφωμένη ενότητα. Στην πρώτη ανήκουν η Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων, η ενότητα του Τρυπαλίου και η Φυλλιτική-Χαλαζιτική ενότητα. Στη δεύτερη ανήκουν η ζώνη της Τρίπολης, η Ζώνη της Πίνδου, η ενότητα της Άρβης και των Αστερουσσίων.

Πολλοί ερευνητές θεωρούν ότι οι δύο προαναφερθείσες ενότητες διαχωρίζονται από μία επιφάνεια αποκόλλησης διεύθυνσης Α-Δ (Cretan detachment), που λειτούργησε από το Μέσο Μειόκαινο (15-17 Ma) ως κανονικό ρήγμα μικρής κλίσης και εντοπίζεται σήμερα τόσο στην Κρήτη όσο και στις Κυκλάδες (Van Hinsbergen et al., 2006, Βασιλάκης, 2008, Tortorici et al., 2010). Στη Βόρεια Κρήτη η

επιφάνεια αυτή κλίνει προς Βορρά, ενώ στη Νότια Κρήτη κλίνει Νότια. Το σκέλος της επιφάνειας αυτής που κλίνει Νότια φαίνεται να συμπίπτει με τα σεισμικά υπόκεντρα της περιοχής μέχρι βάθους 20km κάτω από τη λεκάνη της Μεσσαράς. Σε αυτό το βάθος, τα συγκεκριμένα σεισμικά υπόκεντρα συμπίπτουν με τα σεισμικά υπόκεντρα της τάφρου του Πτολεμαίου (Becker et al., 2010).

Σε αντίθεση με προηγούμενες εργασίες, οι Paranikolaou & Vassilakis (2010) θεωρούν ότι η επιφάνεια αποκόλλησης δεν διαχωρίζει αποκλειστικά και μόνο την ανώτερη από την κατώτερη ενότητα, αλλά μπορεί να διαχωρίζει οποιοδήποτε κάλυμμα από οποιοδήποτε άλλο. Μεταγενέστερα, η επιφάνεια αποκόλλησης διερρήχθη από εγκάρσια ρήγματα διεύθυνσης B-N και μετατοπίστηκε σε διαφορετικά υψόμετρα. Σήμερα, στο κεντρικό τμήμα του νομού Ηρακλείου δεν εμφανίζεται στην επιφάνεια, αλλά καλύπτεται από τα μεταλλικά ιζήματα και αποτελεί τμήμα της ράχης του Κεντρικού Ηρακλείου (Central Herakleion Ridge). Η ράχη αυτή θεωρείται από άλλους ερευνητές (Meulenkamp et al., 1994; v. Hinsbergen et al., 2006) ως προέκταση προς τα ανατολικά του αντικλίνου που δομεί τον ορεινό όγκο του Ψηλορείτη και όχι ως κανονικό ρήγμα.

Η δημιουργία της επιφάνειας αποκόλλησης αποδίδεται από μερικούς ερευνητές στη βαρυτική πτώση του ορογενούς. Η βαρυτική πτώση οφείλεται στο καθεστώς B-N διαστολής που επικρατεί στην περιοχή πίσω από το Ελληνικό τόξο, εξαιτίας της υποχώρησης προς Νότο της ζώνης υποβύθισης της Αφρικανικής πλάκας (roll back) και της συνδεόμενης ανόδου του μεταμορφικού συμπλέγματος του Νοτίου Αιγαίου (Southern Aegean Core Complex) (ten Veen & Meijer, 1998, Fassoulas, 1999; van Hinsbergen et al., 2006). Άλλοι ερευνητές την αποδίδουν στην άνοδο ενός πρίσματος της Αδριατικής μικροπλάκας ωκεάνιας και ηπειρωτικής προέλευσης (Xyrolias & Doutsos, 2000; Ring et al., 2007). Επιπλέον, αναφέρεται και η άποψη ότι οι παραμορφώσεις του Νότιου άκρου της Ευρασιατικής πλάκας οφείλονται στις βαρυτικές δυνάμεις που αναπτύχθηκαν μετά την πάχυνση του φλοιού λόγω των συμπιεστικών τάσεων του Ηωκαίνου (ten Veen & Meijer, 1998).

Η επιφάνεια αποκόλλησης είναι μία από τις κύριες τεκτονικές δομές στην Κρήτη που λειτούργησε από το Μέσο – Άνω Μειόκαινο. Πριν από τη δημιουργία της επικρατούσε συμπιεστικό καθεστώς που οδήγησε στη δημιουργία επωθήσεων και ισοκλινικών πτυχών με διεύθυνση περίπου Α-Δ. Από το Μέσο Μειόκαινο και μετά στη περιοχή της Κρήτης επικρατεί ο εφελκυσμός ως κύριο τασικό πεδίο (Meulenkamp, 1988; Fassoulas, 1999; ten Veen & Postma, 1999; van Hinsbergen & Meulenkamp, 2006). Σύμφωνα με αυτήν την άποψη, σε εφελκυστικό καθεστώς οφείλεται και η δημιουργία των Νεογενών-Τεταρτογενών ιζηματογενών λεκανών της Κρήτης που αναπτύχθηκαν επί της οροφής του ρήγματος αποκόλλησης (Cretan detachment) με γενική διεύθυνση Α-Δ. Οποιοσδήποτε δομές συμπίεσης παρατηρήθηκαν στα ιζήματα αυτών των λεκανών οφείλονται σε τοπικά τεκτονικά γεγονότα μικρής σημασίας. Στο Μέσο-Άνω Μειόκαινο η διεύθυνση του εφελκυσμού είναι B-N και

οφείλεται στην οπισθοχώρηση του μετώπου υποβύθισης της Αφρικανικής πλάκας (roll-back). Επιπλέον, στο στάδιο του Άνω Μεσοηίνου η ενεργοποίηση του βόρειου ρήγματος της Ανατολίας και η κίνηση προς νοτιοδυτικά της πλάκας της Ανατολίας προκάλεσε την δημιουργία εφελκυστικού πεδίου διεύθυνσης Α-Δ. Από το Μέσο Πλειόκαινο η ταυτόχρονη δράση του roll back της Αφρικανικής πλάκας και η κίνηση της πλάκας της Ανατολίας οδήγησαν στην ανάπτυξη πολλαπλών διευθύνσεων εφελκυσμού που αντιπροσωπεύονται από κανονικά ρήγματα ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης (Fassoulas, 2001).

Οι Parapanikolaou & Vasilakis (2010) διαχωρίζουν τις τεκτονικές επαφές των τεκτονικών ενοτήτων της Κρήτης σε τρεις κύριες κατηγορίες. Πρώτον, σε επωθήσεις που σχετίζονται με την καλυμματική τοποθέτηση των ενοτήτων κατά το συμπιεστικό καθεστώς του Ολιγοκαίνου-Κάτω Μειοκαίνου. Δεύτερον, σε εφελκυστικές επιφάνειες αποκόλλησης (extensional detachments) με γενική διεύθυνση Α-Δ, που δημιουργήθηκαν κατά το Μέσο Μειόκαινο-Άνω Μειόκαινο. Η δραστηριοποίηση αυτών των επιφανειών προκάλεσε την στρέψη των προγενέστερων επωθητικών επιφανειών και συνδέονται αφενός με τη διάνοιξη του Κρητικού Πελάγους βόρεια από την Κρήτη, αφετέρου με το σχηματισμό της λεκάνης της Μεσσαράς και της οροσειράς των Αστερουσσίων στο νότιο τμήμα της Κρήτης. Τρίτον, σε κανονικά και πλαγιοκανονικά ρήγματα που διατέμνουν τις δύο προηγούμενες κατηγορίες και διαμόρφωσαν τα περιθώρια των λεκανών του Τορτονίου-Τεταρτογενούς (Angelier et al., 1982).

Από την τεκτονική ανάλυση του Angelier (1979) προέκυψαν έξι ομάδες ρηγμάτων. Οι τέσσερις εξ αυτών χαρακτηρίζονται ως κανονικά (dip-slip) ρήγματα με διεύθυνση παράταξης Β130Α, Β100Α, Β020Α και Β075Α. Οι άλλες δύο ομάδες αφορούν συζυγή πλευρικά ρήγματα δεξιόστροφα και αριστερόστροφα με διεύθυνση παράταξης Β160Α και Β050Α. Η παρουσία και των έξι ομάδων στην ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου είναι έντονη (ten Veen & Meijer, 1998).

Η τεκτονοστρωματογραφική εξέλιξη της Κεντρικής και Ανατολικής Κρήτης σε τέσσερα επεισόδια διαστολής της λεκάνης από το Άνω Μειόκαινο ως το Τεταρτογενές που ακολούθησαν ένα επεισόδιο προγενέστερης συμπίεσης η οποία βασίζεται στην παραπάνω άποψη παρουσιάζεται από τους ten Veen & Meijer (1998).

- Επεισόδιο 1ο : προ-Άνω Μειόκαινο (Εικόνα 3-7, Α)

Επικράτηση συμπίεσης που οδήγησε στη δημιουργία ισοκλινών πτυχών διεύθυνσης Β130Α και Β100Α (Fassoulas et al., 1994) και ανάστροφων ρηγμάτων διεύθυνσης Β100Α. Πιστεύεται ότι υπήρξε μια ακόμη φάση συμπίεσης κατά το Άνω Μειόκαινο-Πλειόκαινο που οδήγησε στη δημιουργία πτυχών διεύθυνσης Α-Δ (Meulenkaamp et al., 1988; Fassoulas et al., 1994).

- Επεισόδιο 2ο : κάτω Άνω Μειόκαινο (Εικόνα 3-7, Β)

Κατά το Κάτω Τορτόνιο επικρατούσαν κανονικά ρήγματα διεύθυνσης B130A και B100A, σε ορθορομβική συμμετρία. Η τοπογραφική ταπείνωση προκλήθηκε από εκείνες τις ρηξιγενείς επιφάνειες που έχουν παράταξη B100A και B130A και κλίνουν Νότια. ($\sigma_1 \gg \sigma_2 > \sigma_3$)

- Επεισόδιο 3ο : Άνω Μειόκαινο (Εικόνα 3-7, C)

Η περίοδος από το Κάτω Τορτόνιο ως το Κάτω Μεσσηνίο χαρακτηρίζεται από δράση κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης B100A και B020A, και αποτέλεσε την απαρχή του κατακερματισμού των πετρωμάτων της Κρήτης. (multidirectional (radial) tension. ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$))

- Επεισόδιο 4ο : Πλειόκαινο (Εικόνα 3-7, D)

Κατά το Κάτω Πλειόκαινο λειτούργησαν τα ρήγματα διεύθυνσης B075A. Στη δράση αυτών των ρηγμάτων οφείλονται πολλές από τις γωνιώδεις ασυμφωνίες που παρατηρούνται μεταξύ των αποθέσεων του Μεσσηνίου και του Κάτω Πλειοκαίνου. Από το Κάτω Πλειόκαινο μέχρι το Κάτω Πλειστόκαινο τα ρήγματα αυτά παρουσίασαν πλαγιοκανονική αριστερόστροφη κινηματική. Αυτή η κινηματική οφείλεται στην ταυτόχρονη εφαρμογή μικρής τάξεως συμπίεσης στο Νότιο όριο του Αιγαίου (Mercier et al., 1989). Το προαναφερθέν τασικό πεδίο εξηγείται από τη δράση απλής διάτμησης που προκλήθηκε από ABA-ΔΝΔ αριστερόστροφη διάτμηση.

- Επεισόδιο 5ο : Πλειστόκαινο ως σήμερα (Εικόνα 3-7, E)

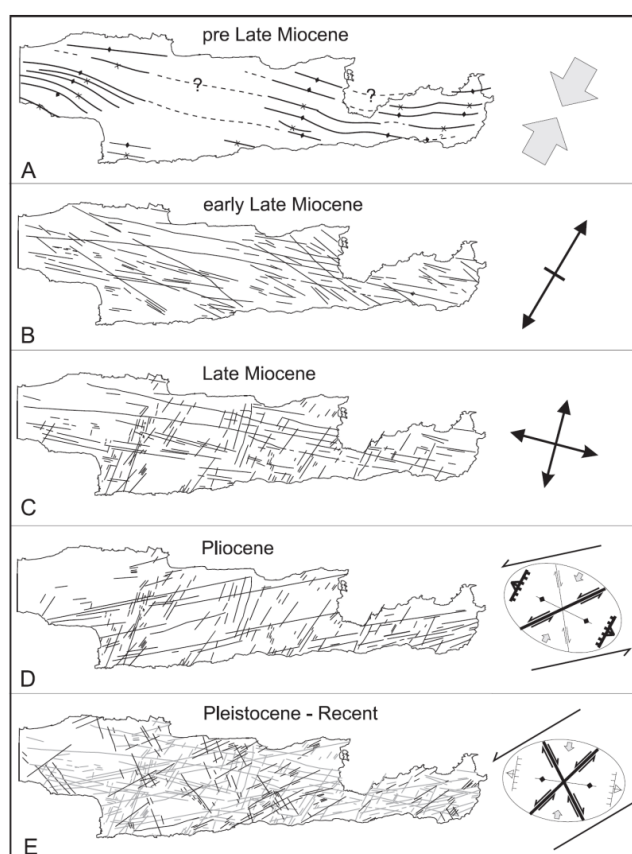
Τα ρήγματα διεύθυνσης A-Δ (ομάδα B100A) και BBA-NNΔ (ομάδα B020A) επαναδραστηριοποιούνται και συμμετέχουν στη διαστολή κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς. Οι Angelier et al. (1982) θεωρούν ότι τα ρήγματα BBA-NNΔ (ομάδα B020A) λειτουργούν ως οριζόντια ρήγματα ως συνέπεια διαστολής πολλαπλών διευθύνσεων (multidirectional).

Η ομάδα B160A λειτούργησε για πρώτη φορά μόλις πρόσφατα αφού δεν έχει επηρεάσει όλα τα Μειοκαινικά ιζήματα και διατέμνει την ομάδα ρηγμάτων B075A που λειτούργησε κατά το Πλειόκαινο. Κατά μήκος του Βορείου ορίου των Αστερουσσίων ορέων παρατηρούνται δεξιόστροφες κινήσεις ρηγμάτων. Αυτά τα ρήγματα είναι πρόσφατα αφού διατέμνουν Τεταρτογενή ιζήματα.

Κατά το Μέσο Πλειστόκαινο ως σήμερα λειτούργησαν πλαγιοκανονικά ρήγματα διεύθυνσης B050A. Οι ομάδες B050A και B160A λειτούργησαν αντίστοιχα ως συνθετικά και αντιθετικά ρήγματα και δημιουργήθηκαν από απλή διάτμηση που προκλήθηκε από αριστερόστροφη διάτμηση BA-ΝΔ διεύθυνσης (έντονες μαύρες συνεχείς γραμμές, Εικόνα 3-7, E). Σε αυτό το καθεστώς επαναδραστηριοποιήθηκαν τα κανονικά ρήγματα της ομάδας B020A.

Πίνακας 3-1: Τα χαρακτηριστικά των ομάδων ρηγμάτων που έδρασαν από το Ολιγόκαινο ως σήμερα (ten Veen & Postma 1999).

Ομάδα	Χαρακτήρας	Επεισόδιο	Εποχή
B100A	Ανάστροφο	1°	προ-Άνω Μειόκαινο
B130A	Κανονικό	2°	κάτω Άνω Μειόκαινο
B100A	Κανονικό	2°, 3°, 5°	κάτω Άνω Μειόκαινο και Άνω Μειόκαινο και Πλειστόκαινο ως σήμερα
B020A	Κανονικό	3°, 5°	Άνω Μειόκαινο και Πλειστόκαινο ως σήμερα
B075A	Στο Κάτω Πλειόκαινο Κανονικό, κατόπιν Πλαγιοκανονικό, αριστερόστροφο	4°	Πλειόκαινο
B160A	Πλάγιο (κανονικό;), δεξιόστροφο	5°	Πλειστόκαινο ως σήμερα
B050A	Πλαγιοκανονικό, αριστερόστροφο	5°	Πλειστόκαινο ως σήμερα



Εικόνα 3-7: Τεκτονοστρωματογραφικά επεισόδια στην Κεντρική και Ανατολική Κρήτη. Οι έντονες γραμμές υποδεικνύουν ενεργές δομές (ρήγματα και πτυχές) και οι γκρι τα επαναδραστηριοποιηθέντα ρήγματα (J.H. ten Veen & P. Th. Meijer 1998)

Αντίθετα με τους ten Veen & Meijer (1998), οι Chatzaras et al. (2006) θεωρούν ότι η συμπίεση διήρκεσε μέχρι το Μέσο Μειόκαινο. Μάλιστα, στην κεντρική Κρήτη τα ιζήματα Σερραβάλλιας ηλικίας εμπλέκονται στο σύστημα επωθήσεων. Η συμπίεση αυτή επηρέασε την κατώτερη τεκτονική ενότητα της Κρήτης δημιουργώντας μεγάλες αντικλινικές δομές που αποτέλεσαν τις λεκάνες απόθεσης των Νεογενών ιζημάτων.

Επιπλέον, οι Tortorici et al. (2010) ισχυρίζονται την παρουσία συμπιεστικού καθεστώτος από το Τορτόνιο ως το Κάτω Πλειστόκαινο (~11Ma ως 2Ma) που μάλιστα λειτούργησε με μεγάλη ένταση. Η συμπίεση είχε διεύθυνση BBD-NNA ως BBA-NNΔ και οφειλόταν στην υποβύθιση της Αδριατικής μικροπλάκας. Όταν αυτή υποβυθίστηκε πλήρως κατά το Κάτω Πλειστόκαινο τότε επικράτησε ο εφέλκυσμός ως κύριο τεκτονικό καθεστώς εξαιτίας της υποχώρησης προς Νότο του μετώπου υποβύθισης της Αφρικανικής πλάκας (roll back). Σε αυτό το νέο καθεστώς οφείλεται η δημιουργία των Α-Δ κανονικών ρηγμάτων που διατέμνουν τα προγενέστερα τεκτονικά καλύμματα.

3.4 ΟΙ ΝΕΟΓΕΝΕΙΣ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

Για την κατανόηση της στρωματογραφικής εξέλιξης και της στρωματογραφικής θέσης των σχηματισμών ενδιαφέροντος που απαντώνται μέσα στην ευρύτερη λεκάνη του Νεογενούς και Τεταρτογενούς, δηλαδή των ιζηματολογικών ακολουθιών που αποτέθηκαν τα τελευταία δεκατρία περίπου εκατομμύρια χρόνια, δίνεται μια σύνοψη των αποτελεσμάτων που έχουν προκύψει από τις έρευνες που έχουν γίνει μέχρι τώρα για την Κρήτη.

Επαρκής αναφορά στις μελέτες του Νεογενούς και Τεταρτογενούς της Κρήτης που δημοσιεύτηκαν από τα τέλη του 19^{ου} αιώνα μέχρι και το 1957 γίνεται στην εργασία της Παπαπέτρου-Ζαμάνη (1966). Σύμφωνα με αυτήν, οι πρώτες εργασίες ήταν των V. Raulin και T. Spratt. Ο V. Raulin αναφέρει τους σχηματισμούς ως «terrain subappennins», ενώ ο δεύτερος προβαίνει σε ακριβέστερο προσδιορισμό της ηλικίας τους χαρακτηρίζοντάς τα ως Μέσου Μειοκαίνου. Όλες οι επόμενες εργασίες προσέθεσαν ακόμα περισσότερα στοιχεία που αφορούσαν στην ηλικία των εν λόγω σχηματισμών βασιζόμενα κυρίως στα ευρήματα απολιθωμένης πανίδας και χλωρίδας. Συνοπτικά, τα στοιχεία αυτά υποδείκνυαν ότι (Παπαπέτρου-Ζαμάνη, 1966):

- Το Νεογενές της Κρήτης αντιπροσωπεύεται από αποθέσεις εποχής Μειοκαίνου και Πλειοκαίνου. Το συμπέρασμα αυτό ισχύει και για τις αντίστοιχες αποθέσεις της νήσου Κυθήρων, αλλά δεν ισχύει για αυτές της Πελοποννήσου που αντιπροσωπεύονται μόνο από αποθέσεις Πλειοκαίνου.

- Η ιζηματογένεση του θαλασσίου Νεογενούς της Κρήτης υπήρξε συνεχής από το Μέσο Μειόκαινο ως το Κατώτερο Πλειόκαινο χωρίς διακοπή. (Έρχεται σε αντίθεση με τους Cayeux, 1911 και Χριστοδούλου, 1957).
- Η εξάπλωση του Μειοκαίνου είναι λίαν περιορισμένη και εμφανίζεται με τη βαθμίδα του Τορτονίου μόνο στις περιοχές Αλμυρής, Γεωργικής Σχολής και πιθανώς μεταξύ Τεφελίου και Λιγόρτυνου. Η έλλειψη Πλειοκαινικών αποθέσεων στις περιοχές Αλμυρής και Γεωργικής Σχολής πιθανόν να οφείλεται σε τοπικές ανοδικές ηπειρογενετικές κινήσεις που έγιναν κατά το τέλος του Μειοκαίνου.
- Οι Πλειοκαινικές αποθέσεις καταλαμβάνουν ολόκληρο το νομό Ηρακλείου και αντιπροσωπεύουν τη φάση του Αστίου (Κάτω Πλειόκαινο).
- Τα νερά των αποθετικών λεκανών της Κρήτης ήταν ταραγμένα κατά το Πλειόκαινο, καθώς αυτό συμπεραίνεται από την απουσία του απολιθώματος *Cardium edule*. Το αντίθετο ισχύει για τις Πλειοκαινικές αποθέσεις της Πελοποννήσου).

Η γενική λιθολογία των Νεογενών αποθέσεων έχει περιγραφεί από το 1968 ως εξής (Συμεωνίδης & Κωνσταντινίδης, 1968): Εναλλαγές αμμωδών μαργών, ψηφοπαγών και κροκαλοπαγών. Στους ανώτερους ορίζοντες δεσπόζουν μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι. Το χρώμα των μαργών είναι κίτρινο ως κιτρινόλευκο, κυανό και φαιοπράσινο, ενώ η κλίση τους κυμαίνεται από 0-20 μοίρες. Στα ίδια πλαίσια κινείται και η αναφορά της Παπαπέτρου-Ζαμάνη (1966). Συγκεκριμένα αναφέρει ότι κυανές μάργες αποτελούν τη βάση των Νεογενών ιζημάτων και αποτέθηκαν σε βαθιές θάλασσες, ενώ οι κίτρινες και κιτρινόλευκες μάργες, που επίκεινται των κυανών, αποτέθηκαν σε αβαθείς θάλασσες. Οι πλαστικές κυανές μάργες δεν παρουσιάζουν εναλλαγές με άμμους ή άλλο χονδρόκοκκο υλικό, παρά μόνο με ενστρώσεις γύψου. Αντίθετα, οι κίτρινες μάργες (παράκτια φάση) εναλλάσσονται συνήθως με άμμους. Επιπλέον, τα ανώτερα τμήματα των μαργών σε πολλά σημεία έχουν υποστεί διαγένεση και εμφανίζονται με τη μορφή μαργαϊκών ασβεστολίθων πάχους 1-20m παρεμβαλλόμενα με ψαμμιτικές μάργες. Οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι αποτελούν τον ανώτερο ορίζοντα. Όσο ανεβαίνουμε στρωματογραφικά τόσο το πάχος των αποθέσεων μικραίνει. Η παρουσία των μαργαϊκών ασβεστολίθων πάνω από πλαστικές μάργες δημιουργεί πηγές επαφής. Σε αντίθεση με την Πελοπόννησο και την Ρόδο, το Νεογενές της Κρήτης δεν κλείνει από εκτεταμένα παχιά στρώματα κροκαλοπαγών με εξαίρεση τις παρυφές των υψηλών ορέων στην κεντρική Κρήτη.

Η πρώτη ταξινόμηση των γεωλογικών σχηματισμών της Κρήτης του Νεογενούς παρουσιάστηκε στην εργασία των Meulenkamp et al. με τον τίτλο «*Field guide to the Neogene of Crete*» το 1979. Σύμφωνα με αυτήν, οι Νεογενείς αποθέσεις που απαντώνται σε κάθε ιζηματολογική λεκάνη της Κρήτης (Εικόνα 3-8) κατηγοριοποιούνται σε έξι ομάδες σχηματισμών (**Πίνακας 3-2**) και κάθε ομάδα απαρτίζεται από

επιμέρους σχηματισμούς που είναι διαφορετικοί για κάθε ιζηματολογική λεκάνη του νησιού. Οι αποθέσεις του Πλειστοκαίνου δεν έχουν διαχωριστεί σε ομάδες.



Εικόνα 3-8: Οι μεταλτικές ιζηματολογικές λεκάνες της Κρήτης (Meulenkamp et al., 1979).

Τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά κάθε ομάδας αναπτύσσονται παρακάτω. Επιπλέον, για τις ομάδες που απαντώνται στην ιζηματολογική λεκάνη της Μεσσαράς αναφέρονται και οι σχηματισμοί που την απαρτίζουν.

Πίνακας 3-2: Λιθοστρωματογραφικές ομάδες των Νεογενών ιζημάτων της Κρήτης (Meulenkamp et al., 1979).

	ΟΜΑΔΑ	ΗΛΙΚΙΑ
1	Πρίνα	Μέσο με Άνω Μειόκαινο
2	Τεφελίου	Σερραβάλιο με Άνω Τορτόνιο
3	Βρυσσών	Άνω Τορτόνιο ως Μεσσήνιο
4	Ελληνικού	Μεσσήνιο
5	Φοινικιάς	Κάτω Πλειόκαινο
6	Αγίας Γαλήνης	Άνω Πλειόκαινο ως Πλειστόκαινο (;)

3.4.1 Ομάδα Πρίνα

Η ομάδα αυτή περιλαμβάνει χονδρόκοκκα, πολύ συνεκτικά, ασβεστολιθικά λατυποπαγή και κροκαλοπαγή μαύρου χρώματος. Η απόθεσή τους διήρκεσε από το Μέσο Μειόκαινο ως Άνω Μειόκαινο και αποτελούν τα πρώτα μεταλικά ιζήματα. Οι αποθέσεις «Πρίνα» εμφανίζονται στην Ανατολική Κρήτη.

3.4.2 Ομάδα Τεφελίου

Η ομάδα «Τεφελίου» υπέρκειται είτε της ομάδας «Πρίνα» είτε του προ-Νεογενούς υποβάθρου. Η απόθεσή της έλαβε χώρα από το Σερραβάλλιο ως το Τορτόνιο. Αποτελείται από τους επιμέρους σχηματισμούς των Βιάννου, Σχινιά και Αμπελούζου που στο σύνολό τους κυρίως απαρτίζονται από κλαστικής προέλευσης ιζήματα.

- Σχηματισμός «Βιάννου»

Αποτελείται από αμμώδεις και ιλυώδεις λιμναίες αποθέσεις με ενδιαστρώσεις από πολύμικτα κροκαλοπαγή ποταμο-χειμάρρειας προέλευσης. Βόρεια από την περιοχή Τεφέλι έχουν εντοπιστεί παράκτιοι ψαμμίτες. Οι αποθέσεις έχουν συνολικό πάχος 400m και είναι Σερραβάλλιας ηλικίας. Εμφανίζονται στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς και στα όρια με τη λεκάνη του Ηρακλείου. Ο σχηματισμός αυτός αντιστοιχείται με το σχηματισμό «Μάλε» της λεκάνης του Ηρακλείου. Επιπλέον, θεωρείται πλευρικά ισοδύναμος με τις αποθέσεις βαθιάς θάλασσας της ευρύτερης περιοχής της Γαύδου και της Νοτιοδυτικής Κρήτης (Postma et al., 1993b).

- Σχηματισμός «Σχινιά»

Το κύριο λιθολογικό χαρακτηριστικό είναι η παρουσία γκρι-μπλε αργίλλων. Η ηλικία τους είναι Άνω Σερραβαλλίου και έχουν πάχος 200m. Κατά τόπους εμφανίζονται και αποθέσεις ασβεστολιθικών λατυποπαγών και ολισθολίθων που αποτελούνται από ανθρακικά και οφιολιθικά τεμάχη. Ο σχηματισμός «Σχινιά» υπέρκειται σύμφωνα του σχηματισμού «Βιάννος».

- Σχηματισμός «Αμπελούζου»

Στον σχηματισμό αυτόν παρατηρείται μεγάλη ποικιλία ιζηματογενών φάσεων από κροκαλοπαγή ριτιδίων σε ομογενείς ψαμμίτες υφαλοκρηπίδας μέχρι και μαργαϊκές αποθέσεις ανοιχτής θάλασσας. Γενικότερα, παρατηρείται μία μετάβαση από αποθέσεις παράκτιου περιβάλλοντος προς μεγάλου βάθους θαλάσσιου περιβάλλοντος, υποδεικνύοντας το κατώτερο και ανώτερο τμήμα του σχηματισμού, αντιστοίχως. Οι αποθέσεις του κατώτερου τμήματος έχουν ηλικία Κάτω Τορτονίου και αποτελούνται από άμμους, αργίλλους, λιγνίτες και κροκαλοπαγή, ενώ του ανώτερου τμήματος έχουν ηλικία Άνω Τορτονίου και αποτελούνται από γκρι-μπλε μάργες, ψαμμίτες και πηλίτες.

Ειδικά για τους λιγνίτες του κατώτερου τμήματος οι Παπασταματίου κ.α. (1966), μετά από υπαίθριες παρατηρήσεις που αφορούσαν στην κοιτασματολογική έρευνα στην περιοχή Αλμυρής Παναγιάς, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η λιγνιτοφορία είναι ενιαία στη συγκεκριμένη περιοχή. Συγκεκριμένα, εντοπίστηκαν τρεις λιγνιτικοί ορίζοντες μέσου πάχους 1m που κλίνουν BBD 10°. Αξίζει να σημειωθεί ότι κατά τη διάρκεια εκτέλεσης δύο εκ των τεσσάρων προγραμματισμένων

γεωτρήσεων παρατηρήθηκε έκλυση «**ελαιογενών αερίων**» εντός αποθέσεων άμμου, που συνετέλεσε στην αύξηση της πίεσης της γεωτρητικής στήλης με συνέπεια τη διακοπή των γεωτρήσεων.

Η επαφή των σχηματισμών «Σχινιά» και «Αμπελούζου» χαρακτηρίζεται ως γωνιώδης ασυμφωνία, το οποίο γίνεται αντιληπτό και από την παρουσία calcrete πάνω στα στρώματα του «Σχινιά» που σηματοδοτεί διαδικασία διάβρωσης των στρωμάτων στα οποία βρίσκεται.

3.4.3 Ομάδα Βρυσσών

Η ομάδα των «Βρυσσών» αντιπροσωπεύεται από τον σχηματισμό της «Αγίας Βαρβάρας» και υπέρκειται σε συμφωνία της ομάδας του «Τεφελίου» και σε ασυμφωνία με το προ-Νεογενές υπόβαθρο. Στον σχηματισμό της «Αγίας Βαρβάρας» ανήκουν οι αποθέσεις του Ανώτερου Τορτονίου ως Μεσσηνίου, οι οποίοι είναι οι βιοκλαστικοί, κοραλλιογενείς ασβεστόλιθοι και οι ομοιογενείς μάργες που εναλλάσσονται με στρωματοποιημένες μάργες. Οι μάργες περιέχουν κατά τόπους γύψο και η παρουσία τους υποδηλώνει ρηχό υδατικό περιβάλλον. Γεωγραφικά, οι μικτές αποθέσεις κλαστικών/ασβεστιτικών ιζημάτων εντοπίζονται στα βορειότερα και νοτιότερα τμήματα της λεκάνης της Μεσσαράς, ενώ στο κεντρικό τμήμα βρίσκονται οι υπόλευκες στρωματοποιημένες μάργες, που εναλλάσσονται πλευρικά με μάργες βαθιάς θάλασσας που ανήκουν στο σχηματισμό «Αμπελούζου».

Όπως γίνεται αντιληπτό, η προέλευση των παραπάνω ιζημάτων είναι περισσότερο χημική-βιοχημική συγκριτικά με τους σχηματισμούς της ομάδας του «Τεφελίου». Η μετάβαση αυτή πιθανόν να οφείλεται, πέραν της «κρίσης αλατότητας» που σημειώθηκε κατά το Μεσσήνιο, στη βύθιση κάτω από τη στάθμη της θάλασσας των κλαστικών πηγών τροφοδοσίας η οποία εντάσσεται στα πλαίσια της συνεχούς από το Τορτόνιο ταπείνωσης της περιοχής (van Hinsbergen, 2006).

Στην ομάδα αυτή ανήκει και το μέλος «Πύργος» το οποίο είναι πλευρικά ισοδύναμο με τις κατώτερες αποθέσεις της «Αγίας Βαρβάρας». Εντοπίζεται μόνο στο βόρειο και νότιο τμήμα της λεκάνης και αποτελείται από αδρομερείς χερσαίες αποθέσεις και ψαμμίτες. Το ανώτερο τμήμα του μέλους χαρακτηρίζεται από τη απόθεση χερσογενών κλαστικών και από την αλλαγή προς βιογενείς ασβεστολίθους και μάργες.

3.4.4 Ομάδα Ελληνικού

Οι αποθέσεις της ομάδας του «Ελληνικού» αποτελούνται από κόκκινα χερσογενή κροκαλοπαγή, άμμους, αργίλλους και τοπικά λεπτές στρώσεις εβαποριτών. Πρόκειται για λιμναία, ποτάμια και λιμνοθαλάσσια ιζήματα Μεσσήνιας ηλικίας και εμφανίζονται μόνο στη Δυτική Κρήτη.

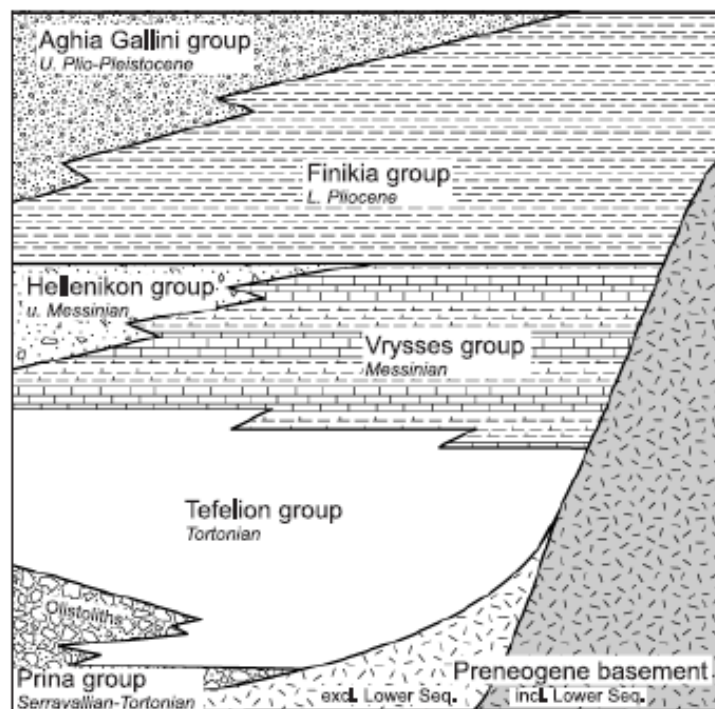
3.4.5 Ομάδα Φοινικιάς (σχηματισμός Κούρτες)

Η ομάδα της «Φοινικιάς» αποτελείται από λευκές μάρμες και μαργαϊκούς ασβεστολίθους που μεταβαίνουν σε νεότερες αποθέσεις άμμου και κροκαλοπαγών. Η απόθεσή τους πραγματοποιήθηκε κατά το Κάτω Πλειόκαινο και η προαναφερθείσα μετάβαση υποδεικνύει τάση χέρσευσης. Κατά τόπους η βάση της ομάδας αποτελείται από μαργαϊκά λατυποπαγή που προέρχονται από ιζήματα του Μειοκαίνου και του Κατώτερου Πλειοκαίνου (marl breccias interbeds). Η ομάδα «Φοινικιάς» υπέρκειται των ομάδων «Ελληνικού» και «Βρυσσών» και του προ-Νεογενούς υποβάθρου.

3.4.6 Ομάδα Αγίας Γαλήνης (σχηματισμός Αγίας Γαλήνης)

Η ομάδα της «Αγίας Γαλήνης» εμφανίζεται στα περιθώρια της λεκάνης της Μεσσαράς και αποτελεί την στρωματογραφικά ανώτερη ομάδα του Νεογενούς. Επικαλύπτει τα ιζήματα της ομάδας «Φοινικιάς» και αποτελεί την πλευρική εξέλιξή τους. Αποτελείται από χερσαία χονδρόκοκκα κροκαλοπαγή αλλουβιακών ριπιδίων, ποταμοδελταϊκά ιζήματα άμμου, αργίλλου και η ηλικία τους προσδιορίζεται από το Άνω Πλειόκαινο μέχρι το Πλειστόκαινο, χωρίς να είναι βέβαιη η χρονολόγηση των ανώτερων οριζόντων.

Όλα τα παραπάνω παρουσιάζονται σε σχηματική λιθοστρωματογραφική στήλη στην εικόνα 3-9, ενώ όλα τα στοιχεία συνοψίζονται στον Πίνακα 3-3.



Εικόνα 3-9: Σχηματική λιθοστρωματογραφία της Κρήτης. Απεικονίζονται οι κύριες φασικές ομάδες με την πλευρική και κατακόρυφη συσχέτισή τους (Hinsbergen & Meulenkamp, 2006)

Πίνακας 3-3: Συνοπτικός πίνακας των χαρακτηριστικών κάθε λιθοστρωματογραφικής ομάδας των Νεογενών αποθέσεων της Κρήτης (όπως τις όρισαν οι Meulenkamp et al., 1979) και οι αντίστοιχοι σχηματισμοί που απατώνται στη λεκάνη της Μεσσαράς.

ΟΜΑΔΑ	ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ	ΛΙΘΟΛΟΓΙΑ	ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΑΠΟΘΕΣΗΣ	ΗΛΙΚΙΑ	ΠΑΧΟΣ
Πρίνα	-	Μαύρα, χονδρόκοκκα συνεκτικά ασβεστολιθικά λατυπο-κροκαλοπαγή	Θαλάσσιο ως υφάλμυρο	Μέσο–Άνω Μειόκαινο	-
Τεφελίου	Βιάννου	Άμμοι, ιλύες με ενδιαστρώσεις από πολύμικτα κροκαλοπαγή, ψαμμίτες	Ποταμοχειμάριο, λιμναίο, παράκτιο	Σερραβάλλιο	400m
	Σχινιά	Γκρι-μπλε άργιλοι. Κατά τόπους ασβεστολιθικά λατυποπαγή και ολισθόλιθοι	Βαθύ θαλάσσιο	Άν. Σερραβάλλιο ως Κ. Τορτόνιο	200m
	Αμπελούζου	Άμμοι, άργιλοι, λιγνίτες, κροκαλοπαγή (κατώτερα τμήματα), γκρι-μπλε μάργες, ψαμμίτες, πηλίτες (Ανώτερα τμήματα)	Παράκτιο ως βαθύ θαλάσσιο	Κ. Τορτόνιο ως Άν. Τορτόνιο	-
Βρυσσών	Αγίας Βαρβάρας	Βιοκλαστικοί ασβεστόλιθοι, βιογενείς ασβεστόλιθοι, λευκές ομοιογενείς φυλλώδεις μάργες, κατά τόπους γύψος	Ρηχό θαλάσσιο	Άν. Τορτόνιο ως Μεσσήνιο	-
	μέλος Πύργος				
Ελληνικού	-	Κόκκινα κροκαλοπαγή, άμμοι, άργιλοι, κατά τόπους εβαπορίτες	Ποτάμιο, λιμναίο, λιμνοθαλάσσιο	Μεσσήνιο	-
Φοινικιάς	Φοινικιάς	Λευκές μάργες μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, άμμοι, κροκαλοπαγή, μαργαϊκά κροκαλοπαγή	Βαθύ ως ρηχό θαλάσσιο	Κ. Πλειόκαινο	-
Αγίας Γαλήνης	Αγίας Γαλήνης	Χονδρόκοκκα κροκαλοπαγή	Χερσαίο	Άν. Πλειόκαινο ως Πλειστόκαινο (·)	>300m

Οι παραπάνω αποθέσεις σε συνδυασμό με τις αποθέσεις του Τεταρτογενούς καλύπτουν το μεγαλύτερο επιφανειακό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς. Στο υπόλοιπο τμήμα παρεμβάλλονται εμφανίσεις του αλπικού υποβάθρου οι περισσότερες εξ αυτών περιβάλλονται από τον σχηματισμό της Βιάννου, ηλικίας Σερραβαλλίου (Βασιλάκης, 2006). Επιπλέον, ο σχηματισμός της Βιάννου εμφανίζεται στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα της λεκάνης και η μεταξύ τους έκταση καλύπτεται κατά κύριο λόγο από το σχηματισμό του Σκινιά. Αμφότεροι οι δύο σχηματισμοί περιβάλλονται είτε από το σχηματισμό του Αμπελούζου, είτε από το σχηματισμό της Αγίας Βαρβάρας. Οι δύο τελευταίοι σχηματισμοί εκτείνονται μέχρι τα περιθώρια της λεκάνης της Μεσσαράς όπου έρχονται σε τεκτονική επαφή με το αλπικό υπόβαθρο, εκτός του τμήματος των δυτικών Αστερουσίων όπου παρατηρείται ασύμφωνη ακολουθία. Ο σχηματισμός της Αγίας Γαλήνης εμφανίζεται σποραδικά, στο βόρειο περιθώριο της λεκάνης της Μεσσαράς και στο κεντρικό τμήμα της (Βασιλάκης, 2006).

3.5 ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΚΕΝΤΡΙΚΗΣ ΚΡΗΤΗΣ ΚΑΤΑ ΤΟ ΝΕΟΓΕΝΕΣ-ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΣ

Τα αποθετικά περιβάλλοντα των παραπάνω σχηματισμών καθορίζονταν άμεσα από την παλαιογεωγραφία της συγκεκριμένης περιοχής. Έχουν αναπτυχθεί πολλές απόψεις για το θέμα αυτό που διαφέρουν μεταξύ τους. Όπως είναι λογικό, το παλαιογεωγραφικό καθεστώς την περίοδο του Νεογενούς δεν έχει αποσαφηνιστεί. Παρακάτω παρουσιάζονται οι επικρατούσες απόψεις.

Στην εργασία του Meulenkaamp (1994) παρουσιάζεται μια σειρά από απλοποιημένους παλαιογεωγραφικούς χάρτες (Εικόνα 3-10). Οι διαδοχικές παλαιογεωγραφικές διατάξεις αντικατοπτρίζουν τέσσερα κύρια επεισόδια κατά την εξέλιξη του ανάγλυφου στην κεντρική Κρήτη. Κατά την διάρκεια του πρώτου επεισοδίου (Άνω Σερραβάλλιο) στη περιοχή λάμβανε χώρα λιμναία ιζηματογένεση και οριοθετούσε τη ξηρά του νοτίου Αιγαίου (Southern Aegean landmass).

Το δεύτερο και τρίτο επεισόδιο (Ανώτατο Σερραβάλλιο-Μεσσήνιο) δημιούργησαν ένα παλαιογεωγραφικό καθεστώς, όπου οι σημερινές τοπογραφικές εξάρσεις που οριοθετούν και διαπερνούν τη λεκάνη άρχισαν να παίζουν ρόλο στην παλαιογεωγραφία και στη μορφολογία του πυθμένα. Το ανάγλυφο άρχισε να διαχωρίζεται μεταξύ **Σερραβαλλίου και Τορτονίου** (10.9 Ma) και με μεγαλύτερη ένταση στο **Άνω Τορτόνιο** (6.5-6.0 Ma). Παράλληλα με την ανάπτυξη της βόρειας λεκάνης του Ηρακλείου, η λεκάνη νότια της ράχης του Κεντρικού Ηρακλείου (Central Irakleion Ridge) άρχισε να βαθαίνει. Τα υβώματα των Αστερουσίων και της ράχης (ανάδυση πριν από 4Ma) τροφοδοτούσαν τη λεκάνη με υλικό, η οποία είχε βάθος περίπου 50m-100m (λιμνοθαλάσσια,

υφάλμυρα και ρηχής θάλασσας αποθέσεις άμμου και ιλύος). Μόλις στη βόρεια παρυφή της λεκάνης κάποια τμήματα είχα βάθος κάποιων εκατοντάδων μέτρων. Το ανάγλυφο διαφοροποιήθηκε ακόμα περισσότερο από το **Κάτω Μεσσήνιο** και μετά. Η γενικότερη ταπείνωση επηρέασε τη ράχη και ένα μεγάλο μέρος των Αστερουσίων. Η παρουσία κοραλλιογενών ασβεστολίθων υποδηλώνει ότι το βάθος των υποθαλασσίων υβωμάτων ήταν μέσα στην ευφωτική ζώνη, ενώ στις ταπεινώσεις το βάθος δεν ξεπερνούσε τα 200-300m. Κατά την διάρκεια του **Άνω Μειοκαίνου** αναπτύχθηκε η λεκάνη του Ηρακλείου. Η ράχη της κεντρικής Κρήτης (Central Irakleion Ridge) που αναδύθηκε πλήρως περίπου πριν από 4Ma με διεύθυνση Α-Δ άρχισε να διαχωρίζει το Βόρειο και Νότιο τμήμα της λεκάνης του Ηρακλείου. Για την περίοδο μεταξύ **Άνω Μεσσηνίου και Κάτω Πλειοκαίνου** δεν υπάρχουν επαρκή στοιχεία για τις κατακόρυφες κινήσεις εξαιτίας της εκτεταμένης διάβρωσης. Η σύγκριση, όμως, των αποθέσεων του Κάτω Μεσσηνίου με αυτών του Κάτω Πλειοκαίνου αποκαλύπτουν μια αύξηση του βάθους της τάξεως των 1000m. Επιπλέον, από τις ημιπελαγικές ιλύες προέκυψε το συμπέρασμα ότι το βάθος της λεκάνης κατά το Κατώτατο Πλειόκαινο ήταν της τάξεως των 950m – 1100m. Παρόμοιας κλίμακας κινήσεις παρατηρούνται κατά μήκος του βορείου και νοτίου ορίου των Αστερουσίων. Στο ανώτερο τμήμα του **Κάτω Πλειοκαίνου** λαμβάνει χώρα γρήγορη ανάδυση (100cm/ka) ως και χέρσευση και στις δύο παρυφές της λεκάνης της Μεσσαράς. Στο **Μέσο Πλειόκαινο** η λεκάνη βαθαίνει (περίπου 300m στη περιοχή Ατσιπάδες). Στο **Άνω Πλειόκαινο** νέο γεγονός ανόδου ρηχαίνει την λεκάνη.

Το τέταρτο επεισόδιο χαρακτηρίζεται από την έντονη άνοδο όλης της περιοχής κατά το **Πλειο-Πλειστόκαινο**. Μάλιστα, η άνοδος αυτή συνοδεύτηκε και από τη στρέψη της Κεντρικής Κρήτης προς τα Β και ΒΑ που ξεκίνησε στο Κάτω Πλειόκαινο. Πιο συγκεκριμένα, από παλαιοβαθυμετρικά στοιχεία προκύπτει ότι η Κεντρική Κρήτη πρέπει να λειτούργησε ως ενιαίο μπλοκ κατά την στρέψη της προς Βορρά μεταξύ 4.40Ma και 3.52Ma, με τις μεγαλύτερες τιμές ανύψωσης να πραγματοποιούνται στα Νοτιότερα μέρη της Λεκάνης του Ηρακλείου και η μέση τιμή ανύψωσης να είναι 160cm/ka. Κατόπιν, και ενώ η ανύψωση συνεχιζόταν, το νότιο και βόρειο τμήμα της λεκάνης ανυψωνόταν με διαφορετικούς ρυθμούς. Δηλαδή πριν από 3,52Ma και μεταγενέστερα, το νότιο τμήμα ανυψωνόταν γρηγορότερα από το βόρειο και τη συνολική ανύψωση να έχει τιμές 600m με 800m στο νότιο τμήμα και 300m με 700m στο βόρειο τμήμα. Σύμφωνα με αυτά τα στοιχεία θεωρείται ότι στο νότιο τμήμα της λεκάνης επικρατούσε βαθύ θαλάσσιο περιβάλλον μέχρι πριν από 3Ma (Hinsbergen & Meulenkamp, 2006).

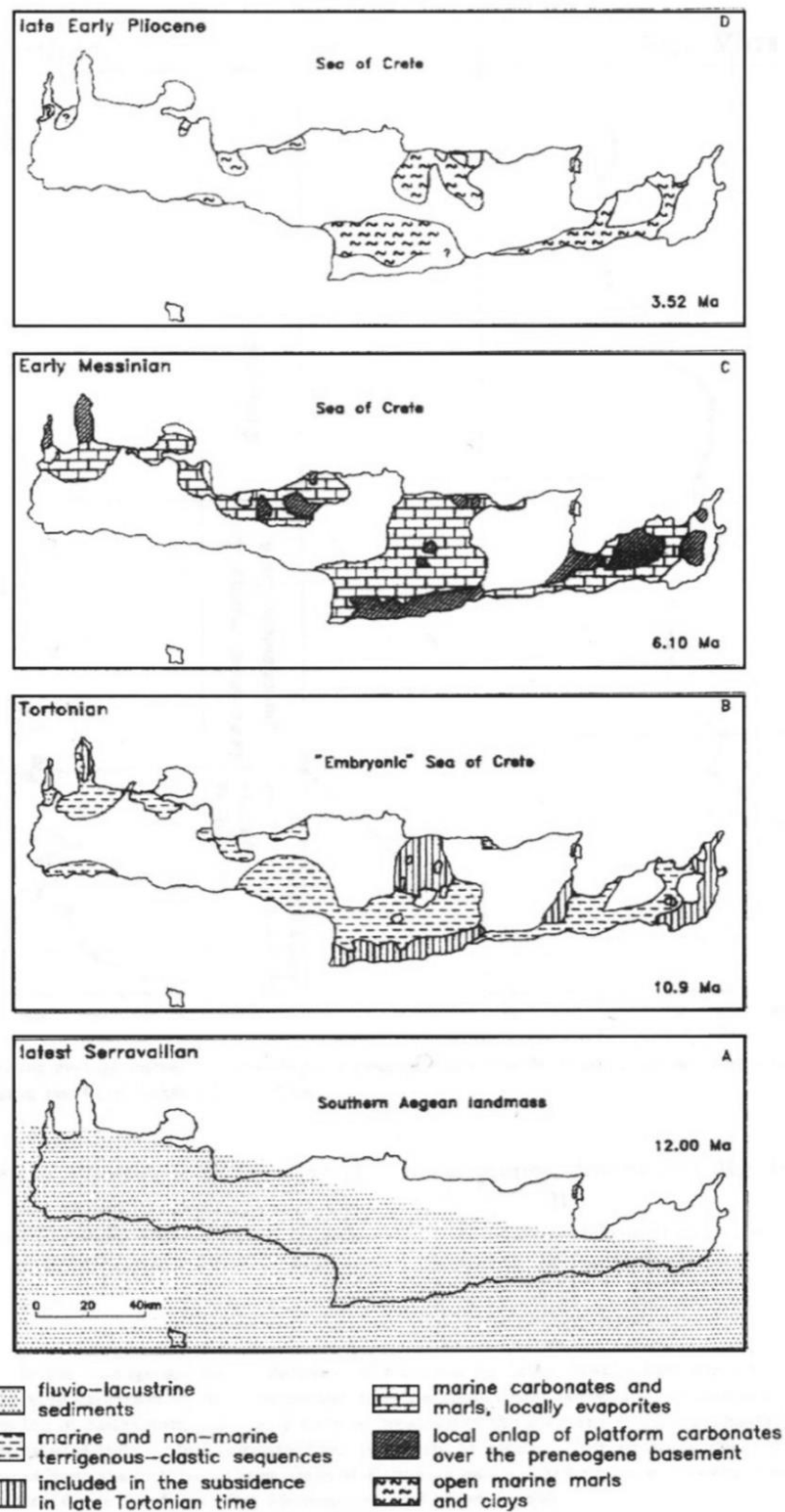
Από τα παραπάνω συμπεραίνεται ότι υπάρχει μια σημαντική διαφορά στην παλαιογεωγραφική εξέλιξη μεταξύ του Άνω Μειοκαίνου και Πλειο-Πλειστοκαίνου. Από το Ανώτατο Σερραβάλλιο μέχρι το Μεσσήνιο αυτή η εξέλιξη χαρακτηριζόταν από διαφορικού είδους κατακόρυφες κινήσεις,

οδηγώντας στη δημιουργία υβωμάτων και ταπεινώσεων. Αυτή η διαδικασία συνδέεται με τον κατακερματισμό του νοτίου τμήματος της ξηράς του Αιγαίου που ξεκίνησε στο όριο Σερραβαλλίου-Τορτονίου. Στο διάστημα μεταξύ κάτω Άνω Μεσσηνίου και Κάτω Πλειόκαινο, οι τοπογραφικές εξάρσεις που υπήρχαν στην επιφάνεια βυθίστηκαν κατά τη διάρκεια της γενικότερης βύθισης του Κάτω Μεσσηνίου, ενώ μέχρι το Κάτω Πλειόκαινο το νότιο και βόρειο τμήμα της λεκάνης του Ηρακλείου ταπεινώθηκε κατά 1000m. Από το Κάτω Πλειόκαινο (4.4Ma) ξεκίνησε η ανύψωση και στρέψη προς Β-BΒΔ της Κεντρικής Κρήτης που συνεχίζεται μέχρι σήμερα, με μια μικρή διακοπή στο κάτω Άνω Πλειόκαινο. Η κίνηση αυτή πιθανόν να οφείλεται στην αριστερόστροφη πλαγιοκανονική κίνηση των ρηξιτεμαχών στο Ελληνικό Τόξο (Hinsbergen & Meulenkamp, 2006). Σύμφωνα με παλαιοβαθυμετρικά δεδομένα (Hinsbergen & Meulenkamp, 2006), η άνοδος αυτή στην περιοχή της Φανερωμένης ήταν της τάξεως των 300m στο Κάτω Πλειόκαινο. Επομένως, τόσο στη λεκάνη του Ηρακλείου (Northern Iraklion Basin) όσο και στη λεκάνη της Μεσσαράς (Southern Iraklion Basin) από το Πλειόκαινο ως σήμερα πραγματοποιήθηκαν δύο φάσεις ανόδου, οι οποίες αποτέλεσαν την αιτία απόθεσης του σχηματισμού της Αγίας Γαλήνης (ten Veen & Kleinspehn, 2003).

Λίγα χρόνια αργότερα, ο ίδιος συγγραφέας μαζί με τον van Hinsbergen, εμπλουτίζουν την προηγούμενη θεώρηση με στοιχεία και απόψεις που σχετίζονται με την άνοδο και λειτουργία του μεταμορφικού συμπλέγματος του νοτίου Αιγαίου (South Aegean Core Complex). Η λεκάνη της Μεσσαράς αποτελεί μια λεκάνη που αναπτύχθηκε πάνω στην οροφή του ρήγματος αποκόλλησης (supradetachment basin) και χαρακτηρίζεται από την παραμόρφωση του μεταμορφικού συμπλέγματος και από την παρουσία τεκτονικών ρακών (extensional klippen) που δημιουργήθηκαν κατά την κίνηση της οροφής του ρήγματος αποκόλλησης.

Ο Βασιλάκης (2006) κάνοντας μια λεπτομερή αναφορά στην παλαιογεωγραφική εξέλιξη της κεντρικής Κρήτης με έμφαση στη λεκάνη της Μεσσαράς, θεωρεί τη δραστηριοποίηση της επιφάνειας αποκόλλησης του Κάτω Μειοκαίνου (20-24Ma) ως το πρώτο κύριο γεγονός που καθόρισε την περαιτέρω εξέλιξη της λεκάνης. Η επιφάνεια αυτή οφείλει την ύπαρξή της σε γεγονότα εκταφής και ανάδυσης των βαθύτερων Αλπικών στρωμάτων. Η δραστηριότητα αυτής της επιφανείας είχε ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη κανονικών ρηγμάτων μικρής κλίσης προς Νότο με γενική διεύθυνση Α-Δ που καθόριζαν τα παλαιογεωγραφικά περιβάλλοντα απόθεσης σε όλη την εξέλιξη της λεκάνης της Μεσσαράς. Η κίνηση του ρήγματος αποκόλλησης ολοκληρώθηκε πριν από 15Ma (Seidel et al., 1982, Jolivet et al., 1996, Thomson et al., 1999) ή πριν από 11Ma (van Hinsbergen & Meulenkamp, 2006). Πέραν του ρήγματος αποκόλλησης, καθοριστικό ρόλο στη σημερινή μορφή της λεκάνης έπαιξε και η δράση αριστερόστροφων πλαγιοκανονικών ρηγμάτων γενικής διεύθυνσης Β-Ν, που οφείλουν την

παρουσία τους στη δράση των οριζόντιας ολίσθησης ρηγμάτων του Λυβικού πελάγους που διαμορφώνουν την λεκάνη του Πτολεμαίου.



Εικόνα 3-10: Παλαιογεωγραφική εξέλιξη των Νεογενών ιζημάτων στην Κρήτη (Meulenkamp et al., 1994).

Στο Μέσο Μειόκαινο (Σερραβάλλιο) οι λεκάνες του Ηρακλείου και της Μεσσαράς αποτελούσαν μια ενιαία λεκάνη με διεύθυνση B-N που καθορίζονταν από τη δράση του ρήγματος αποκόλλησης (εφελκυσμός B-N) και του αριστερόστροφου πλαγιοκανονικού ρήγματος των Ασιτών που αποτελούσε το δυτικό όριο της ενιαίας λεκάνης. Η λεκάνη αυτή οριοθετούταν γεωγραφικά από τους ορεινούς όγκους Δίκτη, Αστερούσια και Ίδη και δεν επικοινωνούσε με τη θάλασσα. Έτσι λοιπόν στο τμήμα της λεκάνης του Ηρακλείου και στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς αναπτύχθηκε ένα λιμναίο αποθετικό περιβάλλον, όπου κατέληγαν τα πιο λεπτόκοκκα ιζήματα, μεγέθους άμμου, που αφορούν μαιανδρισμούς και αναστομώσεις ποτάμιας ροής. Λευκές και κόκκινες καλοστρογγυλεμένες κροκάλες ασβεστόλιθων, που προέρχονται από την ενότητα Πίνδου, χαρακτηρίζουν τη σύσταση αυτών των κλαστικών σχηματισμών, που συνθέτουν το σχηματισμό **Βιάννου**. Η διεύθυνση ροής ήταν προς τα δυτικά ως νότια (Sissingh, 1972; Zachariasse, 1975). Γι' αυτό το λόγο οι αποθέσεις της Βιάννου θεωρούνται πλευρικά ισοδύναμες με τις αποθέσεις βαθιάς θάλασσας της περιοχής της Γαύδου και νότιο-δυτικής Κρήτης (Postma et al., 1993b).

Μέχρι και το Ανώτατο Σερραβάλλιο το κύριο τεκτονικό χαρακτηριστικό ήταν η δράση του ρήγματος αποκόλλησης A-Δ, που ανύψωνε τη λεκάνη του Ηρακλείου και καταβύθιζε τη λεκάνη της Μεσσαράς, χωρίς όμως να έχουν διαχωριστεί ακόμα. Τότε αρχίζει να ενεργεί στο δυτικό τμήμα των Αστερουσίων το αντιθετικό ρήγμα (Λουμπέρου, από Βασιλάκη, 2006) που σε συνδυασμό με το ρήγμα αποκόλλησης βυθίζει το δυτικό τμήμα της Μεσσαράς και πραγματοποιείται επίκλυση της θάλασσας από τα NND προς τα BBA. Η επίκλυση, που έφτασε μέχρι το ανατολικό άκρο της Μεσσαράς, δημιουργήσε λιμνοθαλάσσια συστήματα απόθεσης (Σχηματισμός **Σκινιά**). Στο σημερινό Κρητικό Πέλαγος δεν έχει βρεθεί σχηματισμός ηλικίας Σερραβαλλίου, θαλάσσιας προέλευσης, γεγονός το οποίο αποκαλύπτει μια ηπειρωτική ενδοχώρα βόρεια της Κρήτης (ten Veen & Postma, 1999). Το νότιο τμήμα της ενιαίας λεκάνης του Ηρακλείου εξακολουθεί να βυθίζεται από τη δράση του ρήγματος αποκόλλησης και λειτουργεί πλέον ως τάφρος. Οι κατακόρυφες τεκτονικές κινήσεις, με μεγαλύτερα μεγέθη στην περιοχή της Ιεράπετρας απ' ότι στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης, οδήγησαν σε μια αντιστροφή των κατευθύνσεων των παλαιορευμάτων, όπου τα **τουρβιδιτικά ρεύματα** μετέφεραν, πλέον, τις χερσαίες αποθέσεις από την περιοχή της κεντρικής Κρήτης προς τα ανατολικά (Fortuin, 1977, 1978).

Στο Τορτόνιο δραστηριοποιείται το αριστερόστροφο πλαγιοκανονικό ρήγμα στο ανατολικό όριο της ενιαίας λεκάνης το οποίο διατέμνει το βόρειο περιθώριο της τάφρου της Μεσσαράς. Η κατακόρυφη συνιστώσα κίνησης του ρήγματος ανεβάζει από τα ανατολικά το όρος Δίκτη και τμήματα των σχηματισμών Βιάννου και Σκινιά, ενώ ταπεινώνει το δυτικό τμήμα του. Ταυτόχρονα το κύριο τεκτονικό γεγονός εξακολουθεί να είναι η δράση του ρήγματος αποκόλλησης βαθαίνοντας το νότιο τμήμα της ενιαίας λεκάνης του Ηρακλείου. Σε αυτό το περιβάλλον αποτίθενται τα ιζήματα βαθιάς

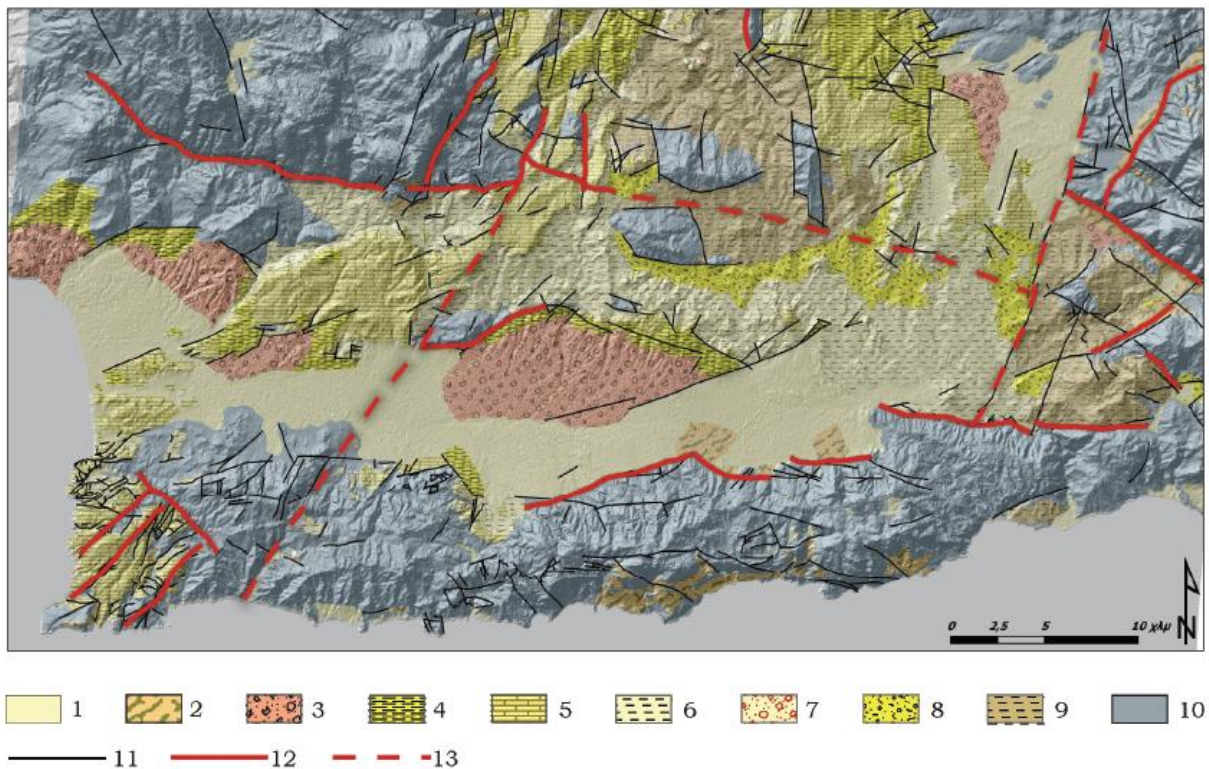
θάλασσας του σχηματισμού του **Αμπελούζου** (Fassoulas, 1999, Βασιλάκης, 2006). Στο Μέσο Τορτόνιο, οι βυθισμένες περιοχές στα κεντρικά μέρη της περιοχής μελέτης άλλαξαν παλαιογεωγραφικό περιβάλλον αρκετές φορές, από ρηχό θαλάσσιο, σε υφάλμυρο και άλλοτε σε γλυκού νερού (Dermitzakis & Georgiadou-Dikaoulia, 1979).

Η συνολική βάθυνση μέχρι το Μεσσήνιο υπολογίζεται στα 800m (Βασιλάκης, 2006, v. Hinsbergen & Meulenkamp, 2006). Τότε όμως αρχίζει η πτώση της στάθμης της θάλασσας και συμβάλλει στη μεταβολή της κλαστικής ιζηματογένεσης σε ανθρακική (σχηματισμός **Αγίας Βαρβάρας**). Η γενική μείωση του βάθους της θάλασσας συνδέεται με την Κρίση Αλατότητας του Μεσσηνίου. Παράλληλα, τα ιζήματα στρέφονται προς τα βόρεια (Mascle & Martin, 1990), πιθανότατα ως αποτέλεσμα της δράσης του ρήγματος αποκόλλησης. Μάλιστα, στο βόρειο μέρος της λεκάνης Μεσσαράς, το μέλος Πύργος, του σχηματισμού Αγ. Βαρβάρας, καλύπτει ασύμφωνα τις στραμμένες αποθέσεις, που ανήκουν στο σχηματισμό Αμπελούζου και τους παλαιότερους σχηματισμούς (Βασιλάκης, 2006).

Το νοτιοδυτικό τμήμα της Μεσσαράς εμφανίζεται τεκτονικά ενεργό αφού ενεργούν ταυτόχρονα το ρήγμα αποκόλλησης, το αντιθετικό ρήγμα στα δυτικά Αστερούσια και το αριστερόστροφο πλαγιοκανονικό ρήγμα της Αγίας Βαρβάρας. Πιο συγκεκριμένα, η δράση του ρήγματος αποκόλλησης περιορίζεται στο δυτικό τμήμα του βόρειο περιθωρίου της Μεσσαράς, ενώ στο κεντρικό τμήμα το ρήγμα αποκόλλησης απενεργοποιείται και καλύπτεται από τις αποθέσεις του σχηματισμού της **Αγίας Βαρβάρας**. Το αντιθετικό ρήγμα στα Δυτικά Αστερούσια (Λουμπέρου, από Βασιλάκη, 2006) επαναδραστηριοποιείται, ενώ η αριστερόστροφη πλαγιοκανονική ολίσθηση παύει στο ανατολικό τμήμα της ενιαίας λεκάνης και πραγματοποιείται πλέον στο δυτικό τμήμα της (κατά μήκος της Νέας Εθνικής Οδού Αγίας Βαρβάρας, από Βασιλάκη 2006). Τα παραπάνω συντελούν στη βύθιση του νοτιοδυτικού τμήματος και στην απόθεση των μαργαϊκών ασβεστολίθων του σχηματισμού της Αγίας Βαρβάρας, που εξελίσσονται προς τα πάνω σε γύψους. Παρά το έντονο τεκτονικό καθεστώς και την πτώση της στάθμης της θάλασσας η λεκάνη του Ηρακλείου εξακολουθεί να είναι ενιαία με κάποια τμήματά της να βρίσκονται πάνω από τη στάθμη.

Η επίκλυση του Πλειοκαίνου, που έθεσε τέλος στη Κρίση Αλατότητας του Μεσσηνίου, μετέτρεψε το χώρο της κεντρικής Κρήτης σε θάλασσα με την παρουσία δύο παλαιονησίδων (Ιδη – Κέδρος και Δίκη – Αστερούσια) (Dermitzakis & Paranikolaou, 1981, Jacobshagen, 1986). Τότε αποτίθεται ο σχηματισμός της **Φοινικιάς**. Όμως, η επαναδραστηριοποίηση του κεντρικού τμήματος του ρήγματος αποκόλλησης είχε ως αποτέλεσμα το διαχωρισμό της ενιαίας λεκάνης στο νότιο και βόρειο τμήμα της. Η επαναδραστηριοποίηση αυτή αποτυπώνεται στη διάρρηξη των μαργαϊκών ασβεστολίθων που κάλυπταν το ρήγμα. Η αυτόνομη λεκάνης της Μεσσαράς είναι βαθύτερη από αυτή του Ηρακλείου. Μέχρι το Άνω Πλειόκαινο στις λεκάνες Μεσσαράς και Ηρακλείου αναπτύσσονται κανονικά ρήγματα

ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης που δημιουργούν τεκτονικές τάφρους και κέρατα, ενώ τα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης έχουν πλέον εφελκυστικό χαρακτήρα.



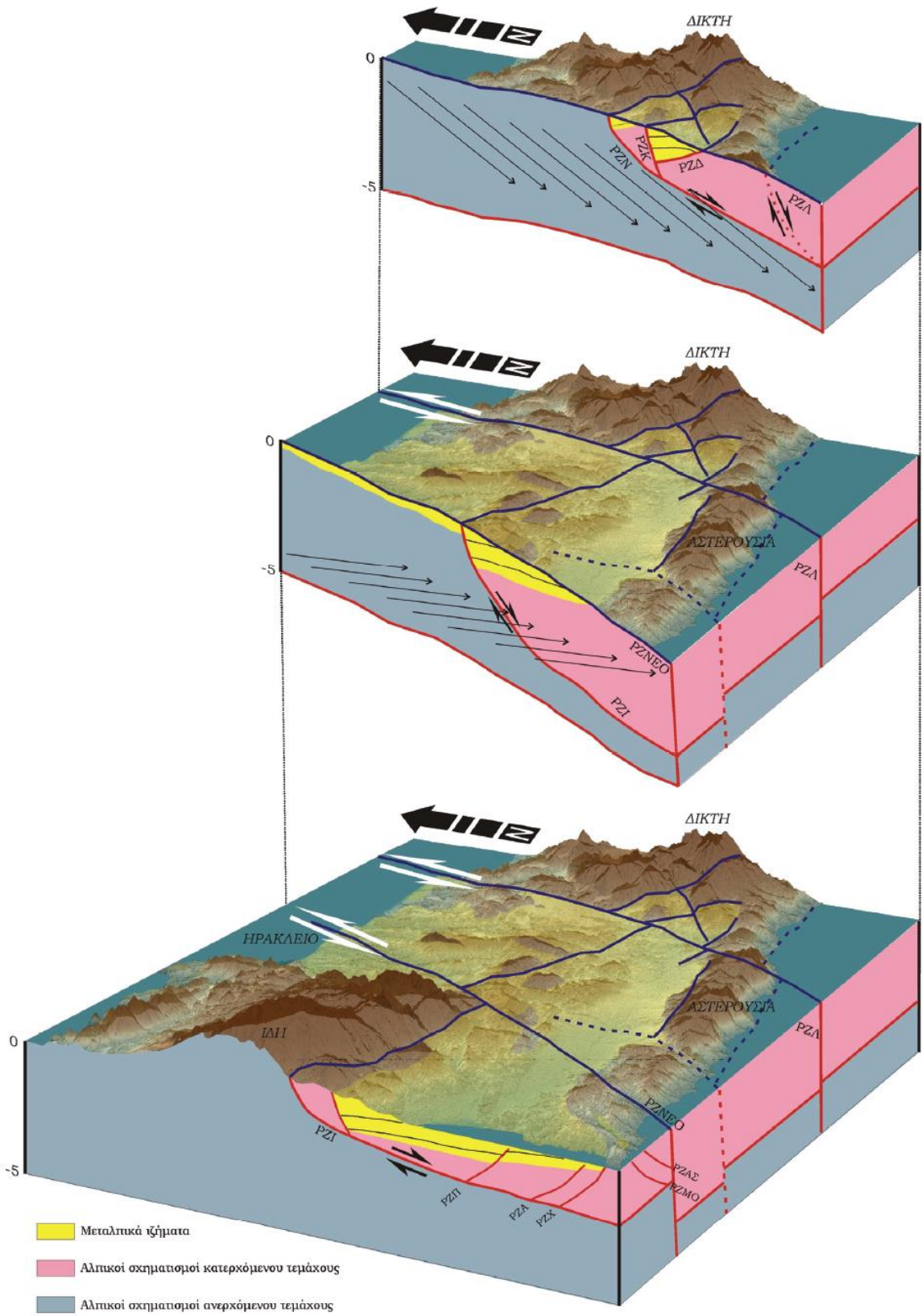
Εικόνα 3-11: Γεωλογικός χάρτης της λεκάνης Μεσσαράς σε συνδυασμό με χάρτη σκιασμένου αναγλύφου, όπως προέκυψε από την επεξεργασία όλων των στοιχείων που παρουσιάστηκαν στα προηγούμενα κεφάλαια. Τεταρτογενείς αποθέσεις (1), κορήματα (2), σχ. Αγ. Γαλήνης (3), σχ. Φοινικιάς (4), σχ. Σγ. Βαρθάρας (5), σχ. Αμπελούζου (6), σχ. Πρ. Ηλία (7), σχ. Σκινιά (8), σχ. Βιάννου (9) αλπικό υπόβαθρο αδιαίρετο (10). Σημειώνονται τα ρήγματα (11), οι μεγάλες ενεργές ρηξιγενείς ζώνες που παρουσιάζουν σημαντικές κατοπτρικές επιφάνειες και έντονη παρουσία κορημάτων (12) και οι πιθανές ή καλυμμένες ρηξιγενείς ζώνες (13). (Βασιλάκης, 2006)

Στο Άνω Πλειόκαινο προς Πλειστόκαινο η κεντρική Κρήτη αναδύεται (Fortuin, 1977, Meulenkamp, et al., 1988, ten Veen & Meijer, 1998), σε αντίθεση με την περιοχή νότια της Κρήτης, καθώς έχει αναφερθεί (Glaçon et al., 1983) για τη Γαύδο και τις βραχονησίδες Παξιμάδια βύθιση, μεταξύ 2,1 και 1,8 Ma, σε βάθος μεγαλύτερο από 1.500 μέτρα από ότι βρίσκονται σήμερα. Η ανάδυση της κεντρικής Κρήτης δεν ήταν ομοιόμορφη. Εξαιτίας του γεγονότος ότι η ανάδυση είναι πιο έντονη στο νότιο τμήμα, η κεντρική Κρήτη ως ενιαίο ρηξιτέμαχος στρέφεται προς βορρά. Επικρατεί εφελκυστικό καθεστώς διεύθυνσης Β-Ν, που εκδηλώνεται με το ρήγμα αποκόλλησης και με το ανατολικό τμήμα του αντιθετικού ρήγματος στο Δεμάτι. Η δημιουργία του κροκαλοπαγούς του σχηματισμού της **Αγίας Γαλήνης** πρέπει να αποδίδεται, κυρίως, στην προσφορά υλικού από το ρηξιτέμαχος του όρους Ίδη που ανυψώνεται με έντονες τεκτονικές κινήσεις, οι οποίες έχουν προκαλέσει πολλά συζηματογενή ρήγματα και στρέψεις ρηξιτεμαχών. Τα περισσότερα από τα ρήγματα που οριοθετούν τις σημερινές

εμφανίσεις του σχηματισμού Αγ. Γαλήνης, λειτούργησαν ως ενεργά περιθωριακά ρήγματα κατά την απόθεσή του [Meulenkamp, 1979], [ten Veen & Kleinspehn, 2003] και αποτελούν μέλη του μεγάλου ρήγματος αποκόλλησης. Η ύπαρξη υπολειμμάτων του σχηματισμού, και σε σημεία εκτός από αυτά που οριοθετούνται από ρήγματα, υποδηλώνει την προσωρινή κάλυψη αυτών των ρηγμάτων κατά τη διάρκεια της ιζηματογένεσης.

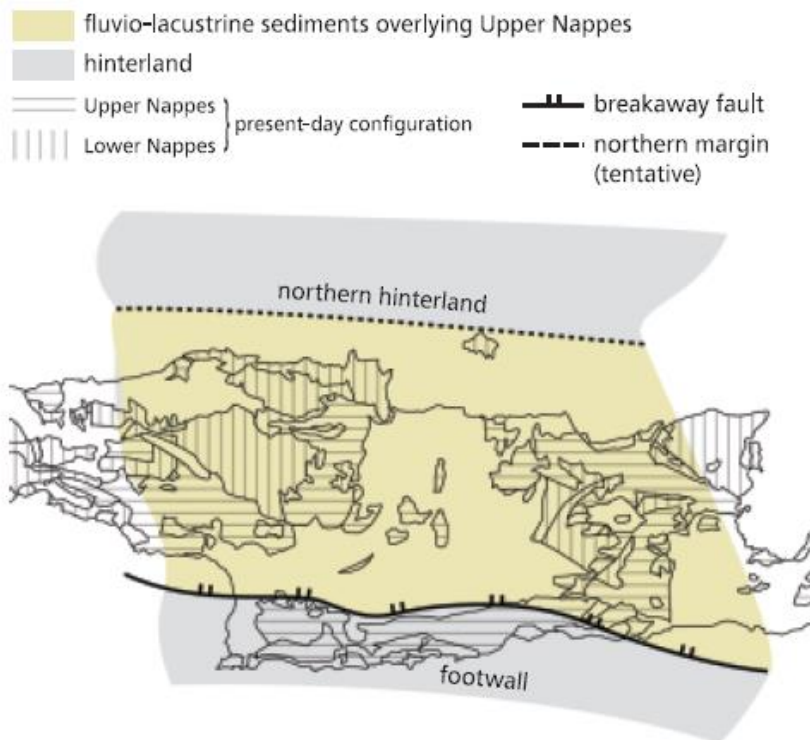
Σήμερα η Μεσσαρά αποτελείται από δύο ασύμμετρες λεκάνες που διαχωρίζονται από την εγκάρσια ρηξιγενή ζώνη της δυτικής Μεσσαράς διεύθυνσης BBA-NNΔ. Η μορφή των έντονα διαβρωμένων, ποταμοχερσαίων αποθέσεων χαρακτηρίζεται από σημαντικά πιο απότομες κλίσεις, απ' ό,τι στο δυτικό τμήμα. Αυτό οφείλεται στη δράση του αντιθετικού ρήγματος που οριοθετεί το ανατολικό τμήμα των Αστερουσσίων έχει ως αποτέλεσμα τη διαφορική βύθιση του ανατολικού τμήματος της Μεσσαράς σε σχέση με το δυτικό (Βασιλάκης, 2006, Εικόνα 3-12).

Το 2011 οι Zachariasse et al. παρουσίασαν μια λεπτομερή περιγραφή της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης της Κεντρικής Κρήτης κατά το Τορτόνιο, εισάγοντας μια καινούρια ομαδοποίηση των Νεογενών αποθέσεων της Κεντρικής Κρήτης. Σύμφωνα με αυτούς, η ιζηματογένεση των Νεογενών αποθέσεων στην Κρήτη ξεκίνησε πριν από 10.8Ma. Τη χρονική εκείνη περίοδο το κύριο τεκτονικό στοιχείο ήταν η δράση του ρήγματος αποκόλλησης της Κρήτης (Cretan Detachment Fault) ως αποτέλεσμα διαστολής με διεύθυνση B-N. Το βόρειο άκρο της λεκάνης ιζηματογένεσης ήταν κατά προσέγγιση η σημερινή παραλιακή ζώνη του νοτίου Κρητικού πελάγους, ενώ το νότιο άκρο συνέπιπτε με τις βόρειες παρυφές της οροσειράς των Αστερουσσίων και αποτελούσε μια ρηξιγενή επιφάνεια που συνδεόταν με το ρήγμα αποκόλλησης. Η λεκάνη είχε διεύθυνση A-Δ και σε αυτήν αποτέθηκαν ποταμό-λιμναία ιζήματα με τροφοδοσία από τα ανατολικά προς τα Δυτικά. Τα ιζήματα του σχηματισμού της Βιάννου αποτελούσαν τα μακρινά τμήματα ενός ευρύτερου δικτύου επιφανειακής απορροής της Ανατολικής Κρήτης. Η απόθεση τους διήρκεσε μέχρι 10.4Ma και εντοπίζονται μέχρι και το νοτιοδυτικό άκρο της Κρήτης. Ειδικότερα στην κεντρική Κρήτη, το ποταμο-λιμναίο σύστημα κάλυψε μια περιοχή πλάτους τουλάχιστον 25km με ιζήματα να εντοπίζονται από τον Χόνδρο στα ΝΑ ως τον Τυλισσό στα ΒΔ και τη Χερσόνησο στα ΒΑ (Εικόνα 3-13).



Εικόνα 3-12: Αντίστοιχα σχηματικά στερεοδιαγράμματα με αυτά της εικόνας 9-3, με γωνία θέασης προς τα ΒΑ. Οι τομές γίνονται κατά μήκος των ρηξιγενών επιφανειών οριζόντιας ολίσθησης (PZNEO, PZΛ), ενώ τα βέλη υποδηλώνουν την κίνηση του τεμάχους που έχει αφαιρεθεί. (Βασιλάκης, 2006)

(a) Fluvial Viannos Basin and eastern extension shortly before olistolith emplacement around 10.4 Ma

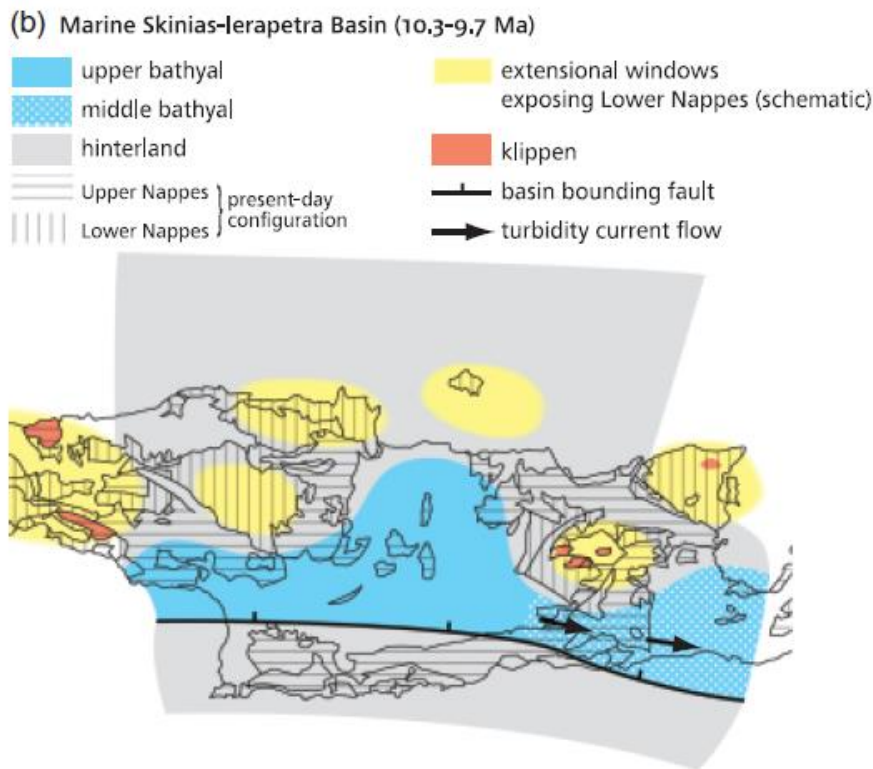


Εικόνα 3-13: Η λεκάνη της Βιάννου με την ανατολική επέκταση και τις ποτάμιες αποθέσεις κατά τη χρονική περίοδο 10.4 Ma, λίγο πριν την απόθεση των ολισθολίθων (Zachariasse et al., 2011).

Η ύπαρξη ολισθοστρωμάτων και κροκαλο-λατυποπαγών προερχόμενα από το προ-Νεογενές υπόβαθρο πάνω από λεπτόκοκκες αποθέσεις της Βιάννου υποδεικνύει ότι κατά το τελευταίο στάδιο απόθεσης των ιζημάτων της Βιάννου περίπου πριν από 10.4Ma, ξεκίνησε η ανύψωση του Ψηλορείτη. Η ανύψωση αυτή αιτιολογείται από την ισοστατική άνοδο του HP-LT μεταμορφικού πυρήνα εξαιτίας εκτεταμένης απολέπτυσης των ανώτερων τμημάτων του μεταμορφικού συμπλέγματος.

Η ποταμο-λιμναία λεκάνη της Βιάννου μετατράπηκε σε θαλάσσια λεκάνη κατά το διάστημα 10.4 και 10.3 Ma μετά από μια βύθιση της τάξεως των 500m. Η βύθιση διήρκεσε μέχρι και τα 9.7Ma και αποδίδεται στη δράση του ρήγματος αποκόλλησης. Σε αυτή τη λεκάνη αποτέθηκαν τα ιζήματα του Σκινιά τα οποία κάλυψαν σχεδόν την έκταση που είχαν καλύψει και τα ιζήματα της Βιάννου. Σύμφωνα με παλαιοβαθυμετρικά δεδομένα, το μεγαλύτερο τμήμα των ιζημάτων του Σκινιά αποτέθηκε σε βάθος 350-500m, ενώ οι τουρβιδιτικές αποθέσεις πρέπει να αποτέθηκαν σε βάθη μεγαλύτερα των 600m. Σε αντίθεση με τις αποθέσεις της Βιάννου, οι αποθέσεις του Σκινιά φαίνεται να έχουν πηγή τροφοδοσίας από τα Δυτικά και Βορειοδυτικά. Με δεδομένο ότι και τα αντίστοιχα ιζήματα της

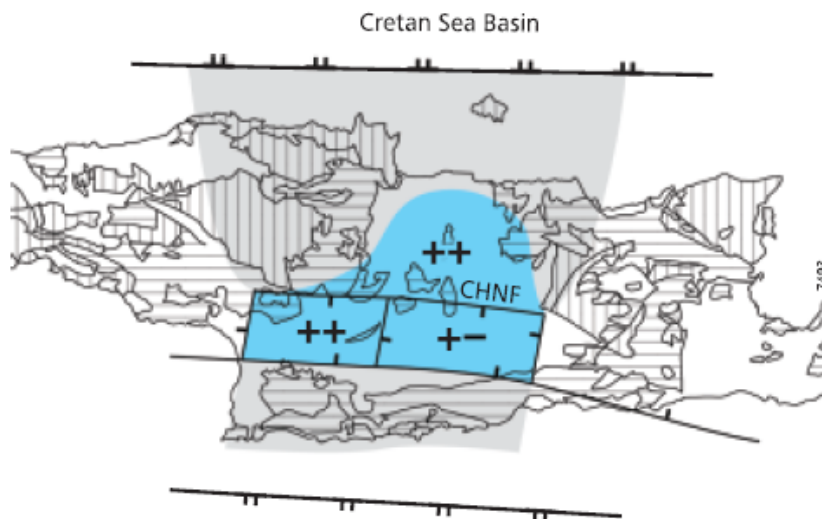
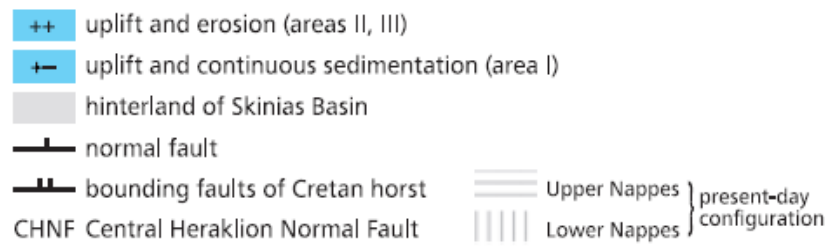
λεκάνης της Ιεράπετρας παρουσιάζουν ίδιους παλαιογεωμορφολογικούς δείκτες, συμπεραίνεται ότι και οι δύο περιοχές πρέπει να λειτούργησαν ως ενιαία λεκάνη με το τμήμα της κεντρικής Κρήτης να είναι το πιο ρηχό (Εικόνα 3-14).



Εικόνα 3-14: Η μορφή της βαθιάς λεκάνης Σκινιά-Ιεράπετρας κατά τη χρονική περίοδο 10,3-9,7 Ma (Zachariasse et al., 2011)

Τη βύθιση της περιοχής ακολούθησε μια ταχεία ανύψωση κατά το διάστημα 9.7-9.6Ma. Μάλιστα η ανύψωση αυτή και η συνεπαγόμενη διάβρωση θεωρείται η αιτία για την απουσία των ιζημάτων των σχηματισμών της Βιάννου και του Σκινιά από το δυτικό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς. Την περίοδο αυτή το κύριο τεκτονικό στοιχείο δεν είναι πλέον η δράση του ρήγματος αποκόλλησης αλλά η δράση κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης Β-Ν και Α-Δ. Σε αυτά περιλαμβάνεται και το Κανονικό Ρήγμα του Κεντρικού Ηρακλείου (Central Herakleion Normal Fault ή Central Herakleion Ridge) με διεύθυνση Α-Δ. Κάτω από αυτό το τεκτονικό καθεστώς η λεκάνη του Σκινιά παύει να λειτουργεί ως ενιαίο τέμαχος και κατατέμνεται σε ξεχωριστά ρηξιγενή τεμάχη. Το βόρειο τμήμα της λεκάνης (λεκάνη Ηρακλείου) (περιοχή II) παραμένει πάνω από τη στάθμη μέχρι και 7.36Ma, ενώ το νότιο τμήμα της λεκάνης (λεκάνη Μεσσαράς) βυθίζεται αμέσως μετά το 9.6Ma. Η βύθιση αυτή είναι μεγαλύτερη στο ανατολικό τμήμα (περιοχή I) της Μεσσαράς συγκριτικά με το δυτικό τμήμα (περιοχή III) (Εικόνα 3-15).

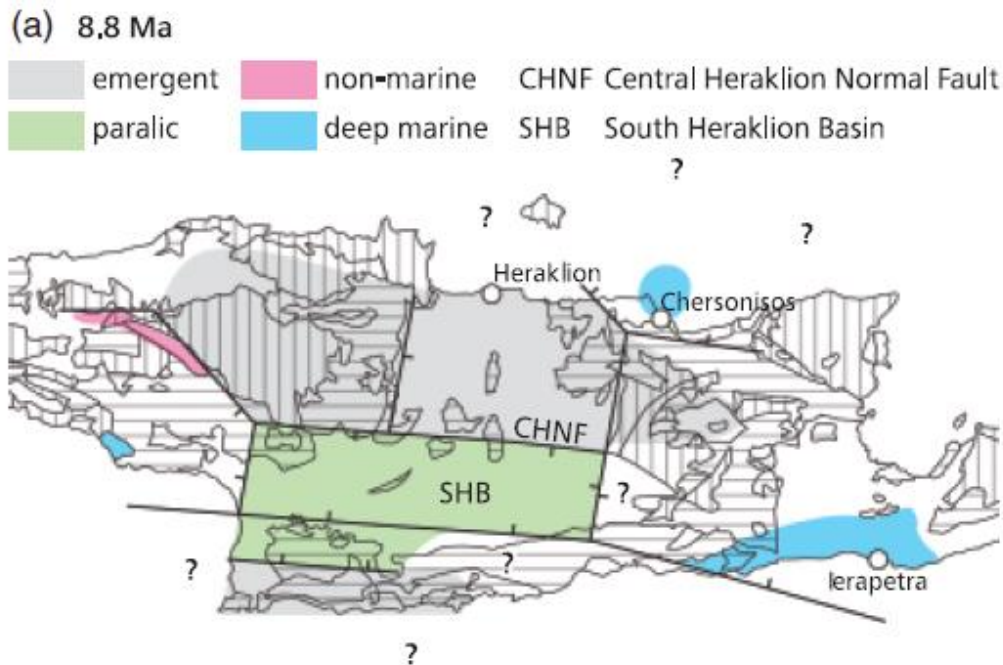
(C) Uplift and faulting of Skinias Basin (9.7-9.6 Ma)



Εικόνα 3-15: Η γένεση των ρηξιτεμαχών της λεκάνης του Σκινιά κατά την περίοδο 9,7-9,6 Ma (Zachariasse et al., 2011).

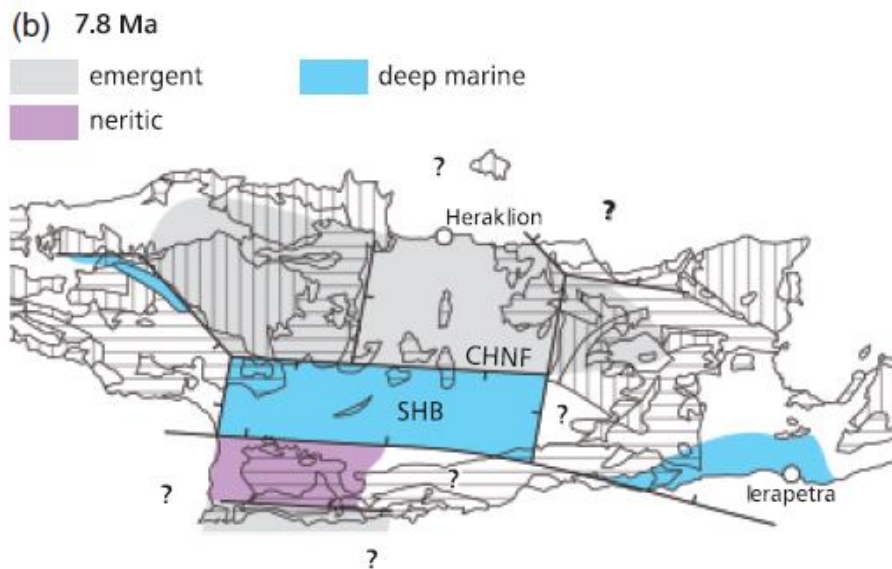
Στο ανατολικό τμήμα της Μεσσαράς (περιοχή I) η συνεχόμενη βύθιση μετά τα 9.6Ma οδήγησε στη σταδιακή δημιουργία χώρου απόθεσης που καλυπτόταν από ιζήματα παραλίας ανήκοντα στο σχηματισμό των Καστελλιανών, με εκτιμώμενο πάχος ιζημάτων τα 300-350m. Η λεκάνη του Ηρακλείου αποτελούσε χέρσο, το υδρογραφικό δίκτυο της οποίας τροφοδοτούσε με ιζήματα το ανατολικό κυρίως κομμάτι της Μεσσαράς. Κατά τη χρονική περίοδο μέχρι και τα 8.2Ma η λεκάνη της Μεσσαράς αποτελούσε μια λεκάνη απόθεσης ιζημάτων παραλίας, της οποίας το βόρειο άκρο ήταν το Ρήγμα του Κεντρικού Ηρακλείου. Το ρήγμα αυτό κατατέμνεται από νεότερα ρήγματα BBA-NNΔ διεύθυνσης και συμπίπτει δυτικότερα με το ρήγμα που οριοθετεί τις νότιες παρυφές του Ψηλορείτη. Το νότιο άκρο της λεκάνης φαίνεται να είναι οι βόρειες παρυφές της οροσειράς των Αστερουσίων. Ειδικότερα στη δυτική και νοτιοδυτική Μεσσαρά, τα διαφορετικά πάχη του σχηματισμού των Καστελιανών υποδεικνύουν τη δράση συνθετικών ρηγμάτων με το ρήγμα των Αστερουσίων που τροποποιεί τη γεωμετρία της λεκάνης καθορίζοντας τα μικρά βάθη νοτιότερα (νοτιοδυτικά) και τα μεγαλύτερα στο κεντρικό τμήμα της δυτικής Μεσσαράς. Το BBA-NNΔ διεύθυνσης ρήγμα που οριοθετεί το δυτικό τμήμα του όρους Δίκη αποτέλεσε το ανατολικό άκρο της λεκάνης, ενώ στα δυτικά το όριο ήταν το ίδιο ρήγμα BBA-NNΔ διεύθυνσης που οριοθετούσε και τη λεκάνη του Σκινιά

(Εικόνα 3-16). Μετά την απόθεση του σχηματισμού των Καστελλιανών ακολούθησε στρέψη του τεμάχους με αποτέλεσμα ο επόμενος σχηματισμός των Μουλίων να αποτεθεί σε γωνιώδη ασυμφωνία. Η ασυμφωνία αυτή παρουσιάζεται στην περιοχή του Αγίου Θωμά (πλησίον Αγίας Βαρβάρας).



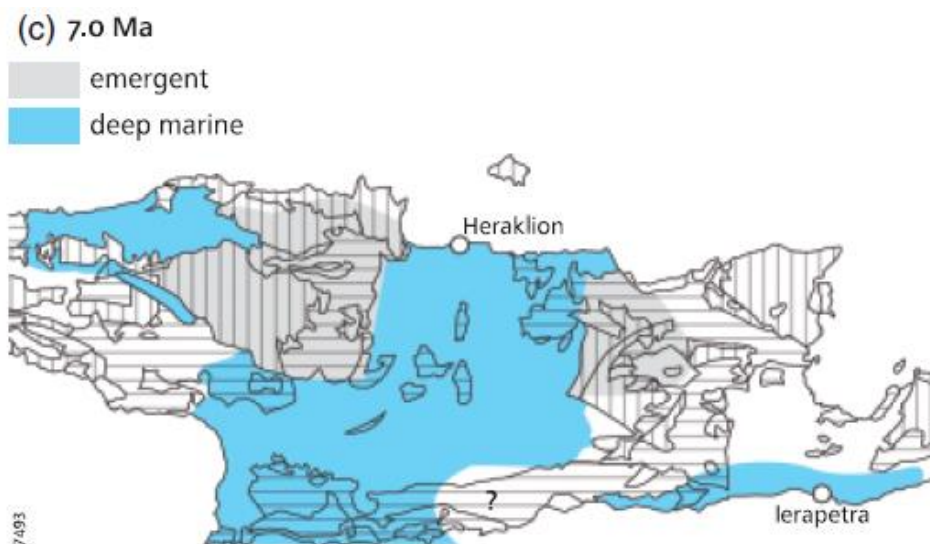
Εικόνα 3-16: Διαχωρισμός της ενιαίας λεκάνης στο θόρειο τμήμα (Λεκάνη Ηρακλείου) και νότιο τμήμα (Λεκάνη Μεσσαράς) με τη δράση του «Ρήγματος Κεντρικού Ηρακλείου» 8,8 Ma (Zachariasse et al., 2011).

Μεταξύ των 8.2 και 8.0Ma η λεκάνη της Μεσσαράς βυθίζεται εκ νέου με μεγάλη ταχύτητα και η λεκάνη μετατρέπεται σε βαθιά θαλάσσια, όπου αποτίθενται τα ιζήματα του σχηματισμού των Μουλίων. Η λεκάνη του Ηρακλείου εξακολουθεί να αποτελεί χέρσο και τα ιζήματα που τροφοδοτεί τη λεκάνη της Μεσσαράς αποτίθενται ως υποθαλάσσιες τουρβιδιτικές ροές. Μεταξύ των ιζημάτων είναι και τμήματα από υφαλογόνους ασβεστόλιθους. Πλησίον του Ρήγματος του Κεντρικού Ηρακλείου εμφανίζονται αδρόκκοκες αποθέσεις να διακόπτουν αποθέσεις βαθιάς θάλασσας του σχηματισμού των Μουλίων, ενώ νοτιότερα στα πιο βαθιά τμήματα οι θαλάσσιες μάργες περιέχουν λεπτοστρωματώδεις τουρβιδιτικούς ψαμμίτες. Το ρήγμα των Αστερουσίων, μαζί με τα συνοδά ρήγματα, εξακολουθεί να είναι ενεργό και να βαθαίνει το τμήμα της λεκάνης που είναι βοριότερα. Όμως το τμήμα της λεκάνης που βρίσκεται νοτιότερα αυτού, βυθίζεται λιγότερο από τα νοτιότερα συνοδά ρήγματα με αποτέλεσμα να δημιουργείται ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον απόθεσης που καλύπτει σχεδόν όλο το δυτικό τμήμα των Αστερουσίων (Εικόνα 3-17).



Εικόνα 3-17: Παλαιογεωγραφία της ευρύτερης περιοχής της λεκάνης της Μεσσαράς 7,8 Ma. Η λεκάνη της Μεσσαράς αποτελούσε λεκάνη βαθιάς θάλασσας (Zachariasse et al., 2011).

Η λεκάνη του Ηρακλείου βυθίζεται 7.36Ma και δημιουργείται ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον όπου αποτίθεται ο σχηματισμός του Αγίου Μύρωνα είτε πάνω στα κεκλιμένα ιζήματα των σχηματισμών Βιάννου και Σκινιά είτε στο προ-Νεογενές υπόβαθρο. Η συνεχιζόμενη βύθιση μετατρέπει τη λεκάνη από ρηχή σε βαθιά θαλάσσια όπου αποτίθενται οι μπλε μάργες. Ομοίως το νοτιοδυτικό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς βυθίζεται με γοργούς ρυθμούς και σε συνδυασμό με τη βύθιση της λεκάνης του Ηρακλείου ολόκληρος ο χώρος μετατρέπεται σε μια ενιαία θαλάσσια λεκάνη ιζηματογένεσης (Εικόνα 3-18).



Εικόνα 3-18:Επικράτηση συνθηκών βαθιάς θάλασσας στο μεγαλύτερο μέρος των λεκανών Μεσσαράς-Ηρακλείου 7,0 Ma (Zachariasse et al., 2011).

3.6 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ 3

Ξενόγλωσση

- Angelier J., 1979. Neotectonique de l'arc Egeen. Soc. Geol. Du Nord, no 3, pp. 418.
- Angelier J., Lyberis N., Le Pichon X., Barrier E., Huchon Ph., 1982. The tectonic development of the Hellenic arc and the sea of Crete: a synthesis. Tectonophysics, 86, pp. 159-196.
- Aubouin J., 1959. Contribution a l'etude geologique de la Greece septentrionale, les confins de l' Epire et de la Thessalie. Ann. Geol. Pays Hell., 10, pp. 526.
- Becker D., Meier T., Bohnhoff M., Harjes H.-P., 2012. Seismicity at the convergent plate boundary offshore Crete, Greece, observed by an amphibian network. J Seismol, 14, pp. 369–392. <https://doi.org/10.1007/s10950-009-9170-2>
- Bonhoff M., Makris J., Papanikolaou D., Stavrakakis G., 2001. Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data. Tectonophysics, 343, pp. 239-262.
- Bonneau M., 1973. Sur les affinities ioniennes des calcaires en plaquettes epimetamorhiques de la Crete, le charriage de la serie de Gavrovo-Tripolitsa et la structure de l'arc Egeen. C. R. Ac. Sci, Paris, 277, pp. 2453-2456.
- Bonneau M., 1982. Evolution geodynamique de l'arc egeen depuis le Jurassique superieur jusqu'au Miocene. Bull. Soc. geol. France (7), 24 (2), pp. 229-242.
- Brix M.R., Stöckhert B., Seidel E., Theye T., Thomson S.N., Küster M., 2002. Thermobarometric data from a fossil zircon partial annealing zone in high pressure–low temperature rocks of eastern and central Crete, Greece. Tectonophysics, 349 (1–4), pp. 309-326.
- Brun J.-P., Sokoutis D., 2007. Kinematics of the Southern Rhodope Core Complex (north Greece). International Journal of Earth Sciences, 96, pp. 1079–1099.
- Brun J.-P., Sokoutis D., 2010. 45 m.y. of Aegean crust and mantle flow driven by trench retreat. Geology, 38, pp.15–818. doi: 10.1130/G30950.1
- Cayeux, 1911. Le Miocene moyen d'ile de Crete. Comptes Rendus Ac. Sci. Paris, 152, pp.637-639.

- Chatzaras V., Xypolias P., Doutsos T., 2006. Exhumation of high-pressure rocks under continuous compression: a working hypothesis for the southern Hellenides (central Crete, Greece). *Geol Mag* 143:859–877.
- Clift P.D., Robertson A.H.F., 1989. Evidence of a late Mesozoic ocean basin and subduction-accretion in the southern Greek Neo-Tethys. *Geology*, 17 (6), pp. 559–563. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0559:EOALMO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0559:EOALMO>2.3.CO;2)
- Creutzburg N., Seidel E., 1975. Zum stand der geologie des präneogens auf kreta. *Neues. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, Vol. 149, pp. 363–383.
- Dermitzakis M.D., Georgiadou-Dikaioulia E., 1979. Stratigraphy and fauna of the Upper Miocene deposits of Almira Panagia (Iraklion province, Crete). In: *Proc. VIth Intern. Congr. Mediterr. Neogene*. Athens.
- Dermitzakis, M.D., Papanikolaou, D., 1981. Paleogeography and geodynamics of the Aegean region during the Neogene. *Ann. Geol. Pays Hellen, Hors, serie fasc. 3*, 246–290.
- Dinter D. A., Royden L. H., 1993. Late Cenozoic extension in NE Greece: Strymon Valley detachment and Rhodope Core Complex. *Geology*, 21, pp. 45-48.
- Duermeijer C.E., Krijgsman W., Langereis C.G., Ten Veen J.H., 1998. Post-early Messinian counterclockwise rotations on Crete: implications for late Miocene to recent kinematics of the southern Hellenic arc. *Tectonophysics*, vol. 298, pp. 177–189.
- Epting M., Kudrass H., Leppig U., Schäfer A., 1972. Geologie der Talea Ori / Kreta.. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*. 141, pp. 259-285.
- Fassoulas C., Kiliadis A., Mountrakis D., 1994. Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/low temperature rocks in the islands of Crete, Greece. *Tectonics*, 13, pp. 127-138.
- Fassoulas C., 1999. The structural evolution of the Central Crete: insight into the tectonic evolution of the south Aegean (Greece). *Journal of Geodynamics*, 27, pp. 23-43.
- Fassoulas C., 2001. The tectonic development of a Neogene basin at the leading edge of the active European margin: the Heraklion basin. Crete, Greece: *Journal of Geodynamics*, 31, pp. 49–70.
- Fleury J., 1980. Les zones de Gavrovo - Tripolitza et du Pinde - Olonios (Grèce continentale et Peloponnese du Nord). Evolution d'une plateforme et d'un bassin dans leur cadre alpin. *Memoire de la Soc. Geol. Nord*, pp. 651.

- Fortuin A.R., 1977. Stratigraphy and Sedimentary History of the Neogene Deposits in the Ierapetra Region, Eastern Crete. GUA Papers Geology, Series. 1.
- Fortuin, A.R., 1978. Late Cenozoic history of eastern Crete and implications for the geology and geodynamics of the southern Aegean area. *Geol. Mijnb.*, 57 (3): 451-464
- Fytikas M. D., Kolios N. P., 1978. Preliminary Heat Flow map of Greece, "Heat Flow map of Europe".
- Gautier P., Brun J. P., 1993. Structure and kinematics of upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclade Islands, Greece). *Tectonics*, vol. 12 (5), pp. 1180-1194.
- Gautier P., Brun J. P., 1994. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the Central Aegean (Cyclades, Evvia Islands). *Geodyn. Acta*, 7 (2), pp. 57-85.
- Gautier P., Brun J. P., Moriceau R., Sokoutis D., Martinod J., Jolivet L., 1999. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, 315, pp. 31-72.
- Jacobshagen V., Durr S., Kockel F., Kopp K., Kowalczyk G., 1978. Structure and geodynamic evolution of the Aegean Region, Alps, Appennines, Hellenides. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 537-564.
- Jacobshagen V., Durr S., Kockel F., Makris J., Meyer W., Rower P., Scroder B., Seidel E., Wachendorf H., 1986. *Geologie von Griechenland*. Gebruder Borntraeger, pp. 363.
- Jolivet L., Goffe B., Monie P., Truffert C., Patriat M., Bonneau M., 1996. Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, 15, pp. 1129-1153.
- Jongsma D., 1974. Heat flow in the Aegean Sea. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 37, pp. 337-346.
- Kuss S.E., Thorbecke G., 1974. Die praneogenen Gesteine der Insel Kreta und ihre Korrelierbarkeit im agaischen Raum. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, 64, 39-75.
- Laj C., Jamet M., Sorel D., Valente J.P., 1982. First paleomagnetic results from Mio-Pliocene series of the hellenic sedimentary ARC. *Tectonophysics*, 86 (1-3), pp. 45-67.
- Le Pichon X., Angelier J., 1979. The Hellenic arc and the trench systems: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, pp. 1-42.
- Lister G. S., Banga G., Feenstra A., 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclade, Aegean Sea, Greece, *Geology*, 12, pp. 221-225.

- Mascle J., Martin L., 1990. Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous reflection profiles, *Marine Geology*, 94, 271-299.
- Makris J., 1973. Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenide. *Bull. Geol. Soc., Greece*, 10, pp. 206-213.
- Makris J., Harje P., Papanikolaou D., Stavrakakis G., 1998. The island of Crete on and sort seismic experiments. "First workshop I.E.D.P.", Chanea, October 15-19.
- Manutsoglu E., Mertmann D., Soujon A., Dornsiepen U.F., Jacobshagen V., 1995. Zur Nomenklatur der Metamorphite auf der Insel Kreta, Griechenland. *Berliner geowiss. Abh E* 16, 579-588.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H. G., Kastens K., Kekelidge G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksoz M., Veis G., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamic in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B3), pp. 5695-5719.
- McKenzie D. P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geoph. J. R. Astron. Soc.*, 30, pp. 109-185.
- Meier T., Rische M., Endrun B., Vafidis A., Harjes H.-P, 2004. Seismicity of the Hellenic subduction zone in the area of western and central Crete observed by temporary local seismic networks. *Tectonophysics*, 383 (3-4), pp. 149-169.
- Mercier J. L., Sorel D., Vergely P., Simeakis K., 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Res.*, 2, pp. 49-71.
- Meulenkamp J.E., Dermitzakis, M., Georgiadou-Nikeoulia E., Jonkers H.A., Boger H., 1979. Field guide to the Neogene of Crete. In: N. Symeonidis, D. Papanikolaou & M. Dermitzakis (eds.) *Publications of the Department of Geology and Paleontology, University of Athens. Series A*, vol 32, pp.1-32.
- Meulenkamp J.E., Wortel M.J.R., Van Wamel W.A., Spakman W., Hoogerduyn Starting E., 1988. On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. In: F.-C. Wezel (Editor). *The Origin and Evolution of Arcs. Tectonophysics*, vol 146, pp. 203-215.
- Meulenkamp J.E., van der Zwaan G.J., van Wamel W.A., 1994. On late Miocene to recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic arc. *Tectonophysics*, vol 234, pp. 53-72.

- Morelli C., Pisani M., Gantar C., 1975. Geophysical studies in the Aegean Sea and in the Mediterranean. Boll. Geofis. Teor. Appl., 18, pp. 127-167.
- Papanikolaou D., 1993. Geotectonic Evolution of the Aegean. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., XXVIII / 1, pp. 33-48.
- Papanikolaou, D. (1997), The tectonostratigraphic terranes of the Hellenides. Ann. Geol. Pays Hell., 37, pp. 495-514
- Papanikolaou D., Vassilakis E., 2010. Thrust faults and extensional detachment faults in Cretan tectono-stratigraphy: implications for Middle Miocene extension. Tectonophysics, vol 488, pp. 233–247.
- Philippon M., Brun J.-P., Gueydan F., Sokoutis D., 2014. The interaction between Aegean back-arc extension and Anatolia escape since Middle Miocene. Tectonophysics, 631, pp. 176-188. doi: 10.1016/j.tecto.2014.04.039.
- Postma G., Fortuin A. R., Van Wamel W. A., 1993. Basin-fill patterns controlled by tectonics and climate: the Neogene ‘forearc’ basins of eastern Crete as a case history, Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 20, pp. 335-362.
- Renz C., 1955. Die vorneogene Stratigraphie der normal sedimentaren Formationen Griechenlands. I.G.S.R., pp. 637.
- Ring U., Will T., Glodny J., Kumerics C., Gessner K., Thomson S., Güngör T., Monié P., Okrusch M., Drüppel K., 2007. Early exhumation of high-pressure rocks in extrusion wedges: Cycladic blueschist unit in the eastern Aegean, Greece, and Turkey. Tectonics, 26, TC2001, doi:10.1029/2005TC001872
- Ring U., Brachert T., Fassoulas C. (2001) Middle Miocene graben development in Crete and its possible relation to large-scale detachment faults in the southern Aegean, Terra Nova 13, 297-304.
- Robertson A. H. F., Dixon, J. E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean Neotethys. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 87, pp. 289-343.
- Seidel E., Kreuzer H., Harre W., (1982). A late Oligocene/early Miocene high-pressure belt in the external Hellenides. Geol. Jb., E23, pp. 165-206.

- Sissingh W., 1972. Late Cenozoic ostracoda of the south Aegean island arc. Utrecht Micropal. Bull., 6, 187.
- Sorel D., 1976. Etude néotectonique dans l'arc Egeen externe occidental. Les iles Ioniennes de Kephallinia et Zakynthos et l'elide occidentale. Theses Univ. de Paris XI.
- Sorel D., Cushing M., 1982. Mise en evidence d'un charriage de couverture dans la zone ionienne en Grece occidentale: la nappe d'Akarnanie-Levkas. C. R. Acad. Sci. Fr. 294 (Serie II), pp. 675-678
- Spray J. G., Bebieen J., Rex D. C., Roddick J. C., 1984. Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the Hellenic-Dinaric ophiolites. The geological evolution of the Eastern Mediterranean, Geol. Soc. Lond. Sp. Publ., 17, pp. 619-627.
- Stampfli G. M., Mosar J., DeBono A., Vavassis I., 1998. Late Paleozoic, Early Mesozoic Plate Tectonics of the Western Tethys, Bull. Soc. Geol., Greece, 32 (1), pp. 113-120.
- Stampfli G. M., Vavassis I., DeBono A., Rosselet F., Matti B., Belini M., 2003. Remnants of the Paleotethys oceanic suture-zone in the Western Tethyan area, Regional Reports and General Correlation, Bull. Soc. Geol. Lt., Volume special, 2, pp. 1-23.
- Ten Veen J. H., Meijer P. Th., 1998. Late Miocene to Recent tectonic evolution of Crete (Greece): geological observations and model analysis, Tectonophysics, 298 (1998), pp. 191-208.
- Ten Veen J.H., Postma G., 1999. Neogene tectonics and basin fill patterns in the Hellenic outer-arc (Crete, Greece). Basin Res., vol 11, pp. 243–266.
- Ten Veen J.H., Kleinspehn K.L., 2003. Incipient continental collision and plate-boundary curvature: late Pliocene Holocene transtensional Hellenic forearc, Crete. Greece. J. Geol. Soc. London, vol 160, pp. 161–181.
- Thiebault, F., 1982. Evolution geodynamique de Hellenides externs en Peloponnese meridional (Grece) 6, Societe Geologique du Nord, 393.
- Thomson S., Stockhert B., Brix M., 1999. Miocene high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: rapid exhumation by buoyant escape, Exhumation Processes: Normal faulting, Ductile flow and Erosion, Special Publications, 154, Geological Society of London, pp. 87-107.

- Thomson S., Stovkhert B., Brix M., 1998. Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: Implications for the speed of tectonic processes, *Geology*, 26 (3), pp. 259-262.
- Tortorici L., Caputo R., Monaco C., 2010. Late Neogene to quaternary contractional structures in Crete (Greece). *Tectonophysics*, vol 483, pp.203–213.
- Van Hinsbergen D.J.J., Hafkenscheid E., Spakman, W., Meulenkamp J.E., Wortel M.J.R., 2005. Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece. *Geology*, vol 33, pp. 325-328.
- Van Hinsbergen D.J.J., Meulenkamp J.E., 2006. Neogene supradetachment basin development on Crete (Greece) during exhumation of the South Aegean core complex. *Basin Res.*, vol 18, pp. 103–124.
- Van Hinsbergen J.J.D., Krijgsman W., Langereis C.G., Cornée J.-J., Duermeijer C.E., Van Vugt N., 2007. Discrete Plio-Pleistocene phases of tilting and counterclockwise rotation in the southeastern Aegean arc (Rhodos, Greece): early Pliocene formation of the south Aegean left-lateral strike-slip system. *Journal of the Geological Society*, 164, pp. 1133 – 1144.
- Vavassis I., DeBono A., Stampfli G., Giorgis D., Valloton A., Amelia Y., 2000. U-Pb and Ar-Ar geochronological data from the Pelagonian basement in Evia (Greece): geodynamic implications for the evolution of Paleotethys, *Schweiz. Min. Petr. Mitteilung.*, 80, pp. 21-43.
- Vogt P. R., Higgs R. H., 1969. An aeromagnetic survey of the eastern Mediterranean Sea and its interpretation, *Earth Planet Sci. Lett.*, 5, pp. 439-448.
- Xypolias P., Doutsos T., 2000. Kinematics of rock flow in a crustal-scale shear zone: implication for the orogenic evolution of the southwestern Hellenides. *Geological Magazine*, 137 (1), 81-96
- Zachariasse W.J., 1975. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the late Neogene of Crete (Greece). *Utrecht micropaleontological bulletins*, volume 11. Dissertation, pp. 171.
- Zachariasse W.J., van Hinsbergen D.J.J., Fortuin A.R., 2008. Mass wasting and uplift on Crete and Karpathos during the early Pliocene related to initiation of South Aegean left-lateral, strike-slip tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol 120, pp. 976–993.
- Zachariasse W.J., van Hinsbergen D.J.J., Fortuin A.R., 2011. Formation and fragmentation of a late Miocene supradetachment basin in central Crete: implications for exhumation mechanisms of high-pressure rocks in the Aegean forearc. *Basin Res.* 23(6), pp. 678–701.

Ελληνική

- Βασιλάκης Ε., 2006. Μελέτη της τεκτονικής δομής της λεκάνης Μεσσαράς, Κεντρικής Κρήτης με τη βοήθεια τεχνικών τηλεπισκόπησης και συστημάτων γεωγραφικών πληροφοριών. Διδακτορική Διατριβή, ΕΚΠΑ, Σελ. 564, Αθήνα. DOI 10.12681/eadd/21417
- Δελήμπασης Ν. Δ., (2003), Εισαγωγή στην Τεκτονική των Λιθοσφαιρικών Πλακών, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 2003.
- Κίλιας Α., Φασουλός Χ., Μουντράκης Δ., 1993. Τριτογενής έκταση ηπειρωτικού φλοιού και ανύψωση του «μεταμορφικού συμπλέγματος» του Ψηλορείτη στο κεντρικό τμήμα του ελληνικού τόξου (Κρήτη, Ελλάδα), Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 28 (1), pp. 297-314.
- Λάγιος Ε., 1990. Εκπόνηση χάρτη βαρυτικών ανωμαλιών του Ελληνικού χώρου, Ι.Γ.Μ.Ε.
- Παπανικολάου Δ., (1986), Γεωλογία της Ελλάδος, Εκδόσεις Επτάλοφος, Αθήνα.
- Παπαπέτρου-Ζαμάνη Α., 1966. Παπαπέτρου- Ζαμάνη Α., (1966). Συμβολή στη γνώση του Νεογενούς της περιοχής Ηρακλείου, Κρήτη. Ann. Geol. Pays Hellen., 16: 207-232.
- Σκούρτσος Μ., 2002. Μελέτη της Τεκτονικής Δομής των Ανατολικών Ορίων του Τεκτονικού Παραθύρου του Πάρνωνα, Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα, 2002
- Συμεωνίδης Ν., Κωνσταντινίδης Δ., 1968. Παρατηρήσεις επί των Νεογενών σχηματισμών της Κεντρικής Κρήτης. Ann. Geol. Pays Hell., 19.
- Τσελέντης Α., 1997. Σύγχρονη Σεισμολογία, Β' Τόμος, Εκδόσεις Παπασωτηρίου, Αθήνα
- Φυτρολάκης Ν., 1978. Συμβολή στη γεωλογική έρευνα της Κρήτης. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, XIII, 101-115.
- Φυτρολάκης Ν., 1980. Η γεωλογική δομή της Κρήτης. Προβλήματα, παρατηρήσεις και συμπεράσματα. Διατριβή επί υφηγεσία, Εκδόσεις της Έδρας Ορυκτολογίας-Πετρογραφίας-Γεωλογίας του Εθνικού Μετσοβίου Πολυτεχνείου, Σελ. 146, Αθήναι.
- Χριστοδούλου, Γ., 1958. Περί τινών Τρηματοφόρων του Ηωκαίνου και Μειοκαίνου της Κρήτης (Σητεία), αγνώστων εις αυτήν μέχρι τούδε. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 3, 31-39.

Κεφάλαιο 4

4	ΣΥΛΛΟΓΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	84
4.1	Εισαγωγικά	84
4.2	ΔΙΑΘΕΣΙΜΑ ΠΡΟΫΠΑΡΧΟΝΤΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	85
4.2.1	ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ/ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑΣ	85
4.2.2	ΓΕΩΤΡΗΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	87
4.2.3	ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ	96
4.2.4	ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΙΣ	99
4.3	ΣΥΜΠΛΗΡΩΜΑΤΙΚΑ ΝΕΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	103
4.3.1	ΕΡΓΑΣΙΕΣ ΠΕΔΙΟΥ	103
4.3.1.1	Εισαγωγή	103
4.3.1.2	Θέση Καστελλιανά	104
4.3.1.3	Θέση Δεμάτι	105
4.3.1.4	Θέση Σκινιάς	107
4.3.1.5	Θέση Μέση	108
4.3.1.6	Θέση Αρκαλοχώρι-Μάρθα	109
4.3.1.7	Θέση Τεφέλι Νότια	110
4.3.1.8	Θέση Τεφέλι Βόρεια	111
4.3.1.9	Θέση Δούλι	111
4.3.1.10	Θέση Δούλι-Άγιος Γεώργιος	112
4.3.1.11	Θέση Μούλια	113
4.3.1.12	Θέση Λαγόλιο	114
4.3.2	ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ	114
4.3.2.1	Μέτρηση οργανικού υλικού	114
4.3.2.1.1	Εισαγωγή	114
4.3.2.1.2	Εργαστηριακά αποτελέσματα	116
4.3.2.2	Μέτρηση Πορώδους	120
4.3.2.2.1	Εισαγωγή	120
4.3.2.2.2	Εργαστηριακά αποτελέσματα	127
4.3.2.3	Μέτρηση Διαπερατότητας	129
4.3.2.3.1	Εισαγωγή	129
4.3.2.3.2	Εργαστηριακά αποτελέσματα	131
4.3.2.4	Συσχέτιση πορώδους και διαπερατότητας	138

4. ΣΥΛΛΟΓΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

4.1 ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ

Με τη χρήση των γεωγραφικών πληροφοριακών συστημάτων η συγκέντρωση πολλών και διαφορετικής προέλευσης και τύπου χωρικών στοιχείων σε μια ενιαία βάση δεδομένων γίνεται πιο εύκολη και διαχειρίσιμη. Ο χρήστης είναι σε θέση με τη χρήση συγκεκριμένων κριτηρίων (queries) να ανακαλεί από τη βάση δεδομένων την πληροφορία που αναζητά κάθε φορά μέσα σε χρονικό διάστημα μερικών δευτερολέπτων. Είναι πολλές οι χρήσεις των ΓΠΣ στην καθημερινότητα και σε πολλές διαφορετικές ειδικότητες. Η πιο κοινή χρήση στον τομέα της γεωλογίας είναι η αποτύπωση των πληροφοριών πεδίου που σχετίζονται με την επιφανειακή γεωλογία και ο συνδυασμός τους με στοιχεία τοπογραφίας υψηλής ανάλυσης πλέον. Η συνδυαστική χρήση των χωρικών στοιχείων αποτελεί τη βάση για την κατασκευή θεματικών χαρτών σε σύντομο χρονικό διάστημα.

Παρά το ευρύ φάσμα εφαρμογών που συναντά η χρήση των ΓΠΣ, ειδικά στον τομέα της γεωλογίας εμφανίζει και ένα σημαντικό μειονέκτημα. Αυτό σχετίζεται με την αδυναμία των ΓΠΣ να διαχειριστεί με εύχρηστο τρόπο τη γεωλογική πληροφορία που κείται κάτω από την επιφάνεια του εδάφους. Παρά το γεγονός ότι έχουν προταθεί λύσεις και ροή εργασιών (workflows) προκειμένου να αποτυπωθούν γεωλογικοί ορίζοντες κάτω από την επιφάνεια, σε καμία περίπτωση δεν αποτέλεσαν ικανή λύση για την απόλυτη τριδιάστατη επεξεργασία, ανάλυση και απεικόνιση της υποεπιφανειακής πληροφορίας. Για παράδειγμα, ενώ με τη χρήση ΓΠΣ μπορούν να κατασκευαστούν υποεπιφανειακοί στρωματογραφικοί ορίζοντες δημιουργώντας την εικόνα ενός γεωμετρικού μοντέλου, δεν μπορούν παρόλα αυτά να αποδοθούν τιμές μιας φυσικής ή χημικής ιδιότητας του πετρώματος στο χώρο που παρεμβάλλεται και περικλείεται από τους στρωματογραφικούς ορίζοντες. Αυτός είναι και ο λόγος που έχει επικρατήσει στους κόλπους των γεωλόγων και συναφών ειδικοτήτων ο όρος «ψευδοτριδιάστατο μοντέλο» ή «2,5 διαστάσεων μοντέλο» όταν κάποιος θέλει να αναφερθεί στη γεωμετρική αποτύπωση υποεπιφανειακών οριζόντων με τη χρήση ΓΠΣ. Βεβαίως, δε θα πρέπει να παραβλέπεται ότι τα ΓΠΣ είναι ιδιαίτερος χρήσιμα και εύχρηστα σε ότι αφορά τα επιφανειακά στοιχεία. Στη παρούσα διατριβή όλα τα στοιχεία επιφανείας συλλέχθηκαν και αποθηκεύτηκαν σε λογισμικό ΓΠΣ.

Η αδυναμία των ΓΠΣ να διαχειριστούν την τριδιάστατη πληροφορία έχει αναπληρωθεί εδώ και αρκετά χρόνια από εξειδικευμένα πακέτα λογισμικού που επιτρέπουν στο χρήστη να συλλέγει, να αναλύει και να απεικονίζει σε πραγματικό τριδιάστατο χώρο όλα τα διαθέσιμα υποεπιφανειακά στοιχεία. Βεβαίως, η διαχείριση πολλών δεδομένων σε τριδιάστατο χώρο απαιτεί και αρκετή υπολογιστική δύναμη, κάτι το οποίο ήταν το μεγαλύτερο μειονέκτημα στη χρήση και ανάπτυξη τέτοιων λογισμικών πακέτων στο παρελθόν. Με την πρόσφατη ανάπτυξη στην επιστήμη των ηλεκτρονικών υπολογιστών το εμπόδιο αυτό έχει ισοσκελιστεί προσφέροντας στο χρήστη τη δυνατότητα διαχείρισης πολλών δεδομένων με μικρές ταχύτητες απόκρισης του ηλεκτρονικού υπολογιστή.

Στην αγορά κυκλοφορούν αρκετά πακέτα τριδιάστατων λογισμικών είτε σχεδιασμένα για συγκεκριμένες εργασίες (μεταλλευτικά, πετρελαϊκά, περιβαλλοντικά κτλ.) είτε ποιο γενικευμένα. Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό πακέτο «Petrel» της εταιρίας Schlumberger ως το βασικό πακέτο τριδιάστατης προσομοίωσης. Το λογισμικό παραχωρήθηκε από την Schlumberger στο μεταπτυχιακό πρόγραμμα σπουδών “Petroleum Engineering” της Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης για εκπαιδευτικούς σκοπούς. Με τη χρήση του «Petrel» συλλέχθηκε και αποθηκεύτηκε κάθε διαθέσιμη υποεπιφανειακή πληροφορία. Σε αυτές συγκαταλέγονται:

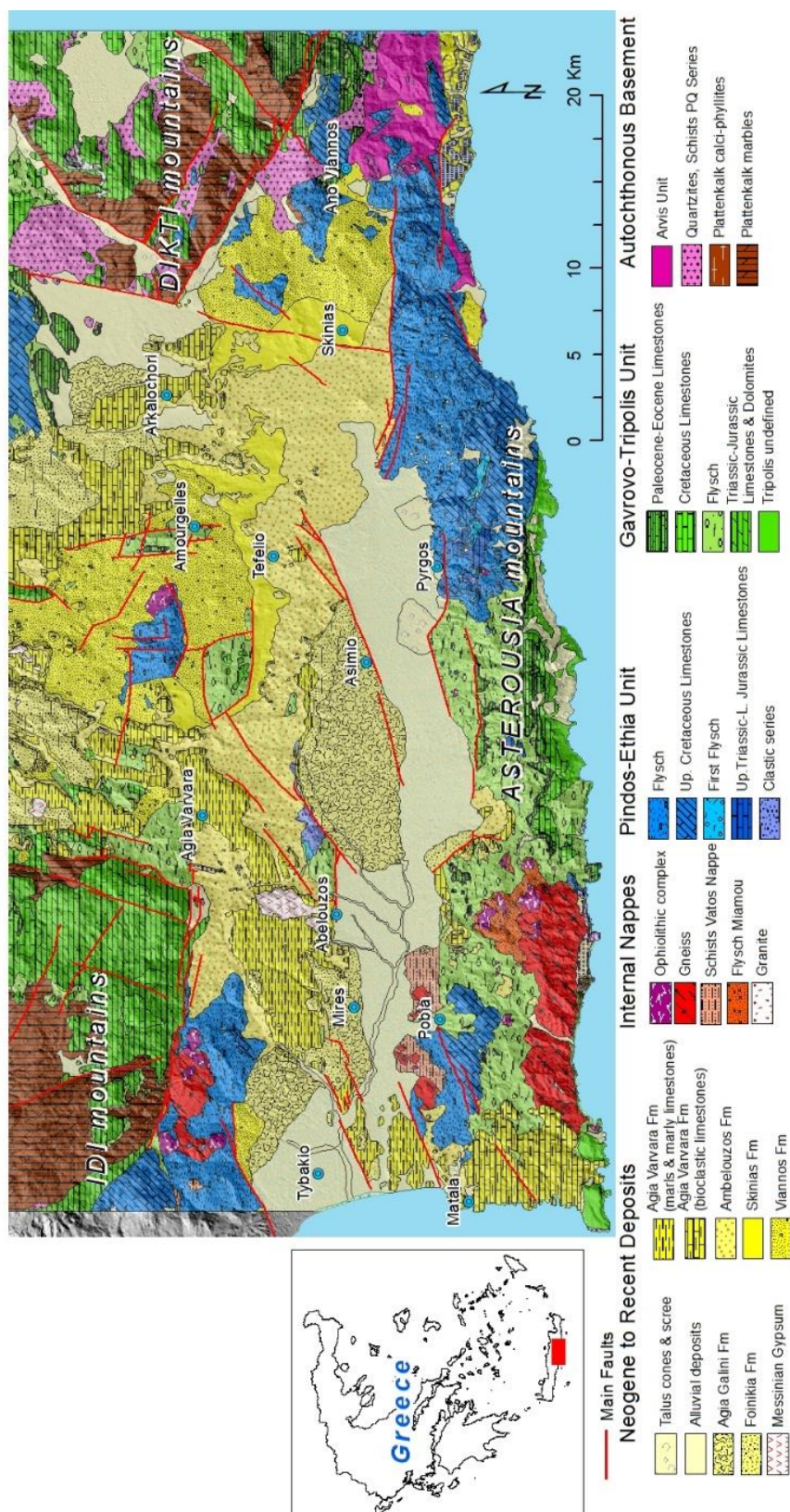
- Γεωτρητικά δεδομένα
- Σεισμικά δεδομένα ανάκλασης
- Γεωηλεκτρικές και ηλεκτρομαγνητικές διασκοπήσεις

4.2 ΔΙΑΘΕΣΙΜΑ ΠΡΟΫΠΑΡΧΟΝΤΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

4.2.1 Στοιχεία Επιφανειακής Γεωλογίας/Γεωμορφολογίας

Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκαν τα γεωλογικά φύλλα του ΙΓΜΕ κλίμακας 1:50.000 που κάλυπταν την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσσαράς. Αυτά είναι τα κάτωθι:

- Φύλλο Τυμπάκι
- Φύλλο Μοχός
- Φύλλο Αχεντριάς
- Φύλλο Αντισκάρι
- Φύλλο Άνω Αχάρναι
- Φύλλο Άνω Βιάννος



Εικόνα 4-1: Ψηφιοποιημένος γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της Μεσσαράς με ενοποιημένο λιθολογικό/στρωματογραφικό υπόμνημα. Η ψηφιοποίηση βασίστηκε στα επιμέρους 6 γεωλογικά φύλλα του ΙΓΜΕ. Η σκίαση δημιουργείται από το ψηφιακό μοντέλο επιφανείας (DTM) που βρίσκεται κάτω από επίπεδο γεωλογικής πληροφορίας.

Τα φύλλα αυτά ψηφιοποιήθηκαν με τη χρήση του λογισμικού ArcGIS. Το πρόβλημα που παρουσιάστηκε κατά τη ψηφιοποίηση ήταν οι διαφορές στην περιγραφή του εκάστοτε λιθολογικού σχηματισμού που επεκτεινόταν και στα γειτονικά φύλλα. Το πρόβλημα αυτό ήταν μεγαλύτερο εκεί όπου τα γειτονικά φύλλα δημιουργήθηκαν από διαφορετική ομάδα εργασίας και με διαφορά μεγάλων χρονικών διαστημάτων. Για να αντιμετωπιστεί το πρόβλημα αυτό χρησιμοποιήθηκε ενιαίο λιθολογικό υπόμνημα το οποίο ομαδοποιούσε τις διαφορές αυτές. Σε γενικές γραμμές το ομαδοποιημένο λιθολογικό υπόμνημα ακολούθησε τις κατηγοριοποιήσεις των Meulenkamp et al., 1979. Η δειγματοληψία των δειγμάτων επιφανείας που θα περιγραφεί σε επόμενη παράγραφο βασίστηκε στη γεωγραφική έκταση κάθε σχηματισμού με βάση τους χάρτες αυτούς (Εικόνα 4-1).

Η τριδιάστατη αποτύπωση της επιφάνειας βασίστηκε στα υψομετρικά δεδομένα του ψηφιακού μοντέλου εδάφους (DEM ή DTM) με διαστάσεις κανάβου 5x5 μέτρων που παραχωρήθηκε από το Εθνικό Κτηματολόγιο.

4.2.2 Γεωτρητικά Δεδομένα

Η πεδιάδα της Μεσσαράς αποτελούσε πάντοτε μία από της κύριες αγροτικές περιοχές της Ελλάδας με αυξημένες αρδευτικές ανάγκες. Ως εκ τούτου, αποτέλεσε αντικείμενο εκτεταμένων υδρογεωλογικών ερευνών και μελετών για την κάλυψη των αρδευτικών αναγκών ήδη από τη δεκαετία του 1960 με την πραγματοποίηση μιας σειράς εκτεταμένων γεωτρητικών εργασιών και γεωφυσικών μετρήσεων που κάλυπταν την πεδιάδα της Μεσσαράς σε ολόκληρη την έκτασή της (FAO, 1972). Ο συνολικός αριθμός των γεωτρήσεων που διανοίχθηκαν στα πλαίσια αυτής της έρευνας ήταν 98 με τις περισσότερες εκ των οποίων να κυμαίνονται από βάθος 90 έως 105 μέτρων (Πίνακας 4-1). Η περιγραφή των γεωφυσικών μετρήσεων αναπτύσσεται στην παράγραφο 4.2.4. Στην παρούσα διατριβή έχουν χρησιμοποιηθεί το σύνολο των λιθολογικών περιγραφών κάθε μιας από τις γεωτρήσεις που περιλαμβάνονται στην εν λόγω έρευνα. Όλη η γεωτρητική πληροφορία ήταν σε έντυπη μορφή (Εικόνα 4-2) και επομένως χρειάστηκε η ψηφιοποίησή τους.

Επιπρόσθετα των γεωτρήσεων του FAO (1972), στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκαν και οι αντίστοιχες πληροφορίες από άλλες υδρογεωτρήσεις ιδιωτών και δημόσιων φορέων που έχουν διατηρηθεί στην περιοχή (Εικόνα 4-3). Το σύνολο των γεωτρήσεων που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή είναι 288. Στη συντριπτική τους πλειοψηφία είναι υδρογεωτρήσεις, με εξαίρεση 4 ερευνητικές γεωτρήσεις μικρού βάθους (<400μ) στην περιοχή του Αρκαλοχωρίου- Αμουργελών (Pasadakis et al., 2012). Τα αρχικά δεδομένα ήταν σε έντυπη μορφή και ως εκ τούτου τα αρχικό βήμα

ήταν να ψηφιοποιηθούν. Η ψηφιοποίηση περιλάμβανε αφενός τη γεωαναφορά των γεωτρήσεων, αφετέρου την εισαγωγή μίας προς μίας κάθε λιθολογικής περιγραφής που αναγραφόταν στα έντυπα.

Η γεωαναφορά πραγματοποιήθηκε με τη χρήση λογισμικού ΓΣΠ (ArcGIS v.10) στο οποίο εισήχθησαν οι χάρτες βάσης (basemaps) πάνω στους οποίους αναγραφόταν η πληροφορία. Οι χάρτες αυτοί τοποθετούνταν στη σωστή χωρική τους θέση επί της βάσης ενός ενιαίου γεωδαιτικού συστήματος αναφοράς (ΕΓΣΑ '87). Κατόπιν, οι θέσεις των γεωτρήσεων ψηφιοποιούνταν επί του χάρτη βάσης και αποθηκεύονταν πλέον ως ψηφιακά στοιχεία. Σε όποιες εκ των γεωτρήσεων ήταν διαθέσιμες οι ακριβείς συντεταγμένες και το σύστημα συντεταγμένων τότε χρησιμοποιούνταν αυτές.

Πίνακας 4-1: Λίστα γεωτρήσεων που διανοίχτηκαν στην πεδιάδα της Μεσσαράς στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος του FAO, 1972.

Type of well	Number of wells	Total Drilled Depth (m)	Total Well Depth (m)
<u>Timbaki and Festos Basin</u>			
Production Wells	5	532	525
Satellite Piezometers	8	499	499
Observation Wells	11	935	877
Exploratory Wells	-	-	-
Total	24	1 966	1 901
<u>Mires Basin</u>			
Production Wells	15	1 597	1 194
Satellite Piezometers	13	634	616
Observation Wells	2	153	70
Exploratory Wells	2	138	-
Total	32	2 522	1 880
<u>Vayionia Block</u>			
Production Wells	6	722	631
Satellite Piezometers	4	556	547
Observation Wells	3	210	127
Exploratory Wells	2	178	-
Total	15	1 666	1 305
<u>Proctoria Basin</u>			
Production Wells	15	1 344	1 315
Satellite Piezometers	8	587	483
Observation Wells	3	240	165
Exploratory Wells	1	78	-
Total	27	2 249	1 783
<u>Whole Messara</u>			
Production Wells	41	4 195	3 485
Satellite Piezometers	33	2 276	2 145
Observation Wells	19	1 538	1 239
Exploratory Wells	5	394	-
Grand Total	98	8 403	6 869

Note: Depth figures are rounded off. Wells 34 A and B are counted as one well.

ΒΑΣΙΛΕΙΟΝ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΟΣ
ΥΠΟΥΡΓΕΙΟΝ ΓΕΩΡΓΙΑΣ
Υ.Ε.Β.
ΔΙΕΥΘΥΝΣΙΣ Ι, ΙΙ, ΚΑΙ ΙΙΙ

KINGDOM OF GREECE
MINISTRY OF AGRICULTURE
LAND RECLAMATION SERVICE
DEPARTMENT I, II, AND III

ΕΡΓΟΝ:

ΓΕΩΡΗΤΙΚΑΙ ΚΑΙ ΛΟΙΠΑΙ ΕΡΓΑΣΙΑΙ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ
ΕΡΕΥΝΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

PROJECT:

DRILLING AND RELATIVE WORKS OF HYDROGEO-
LOGICAL INVESTIGATION OF EASTERN CRETE

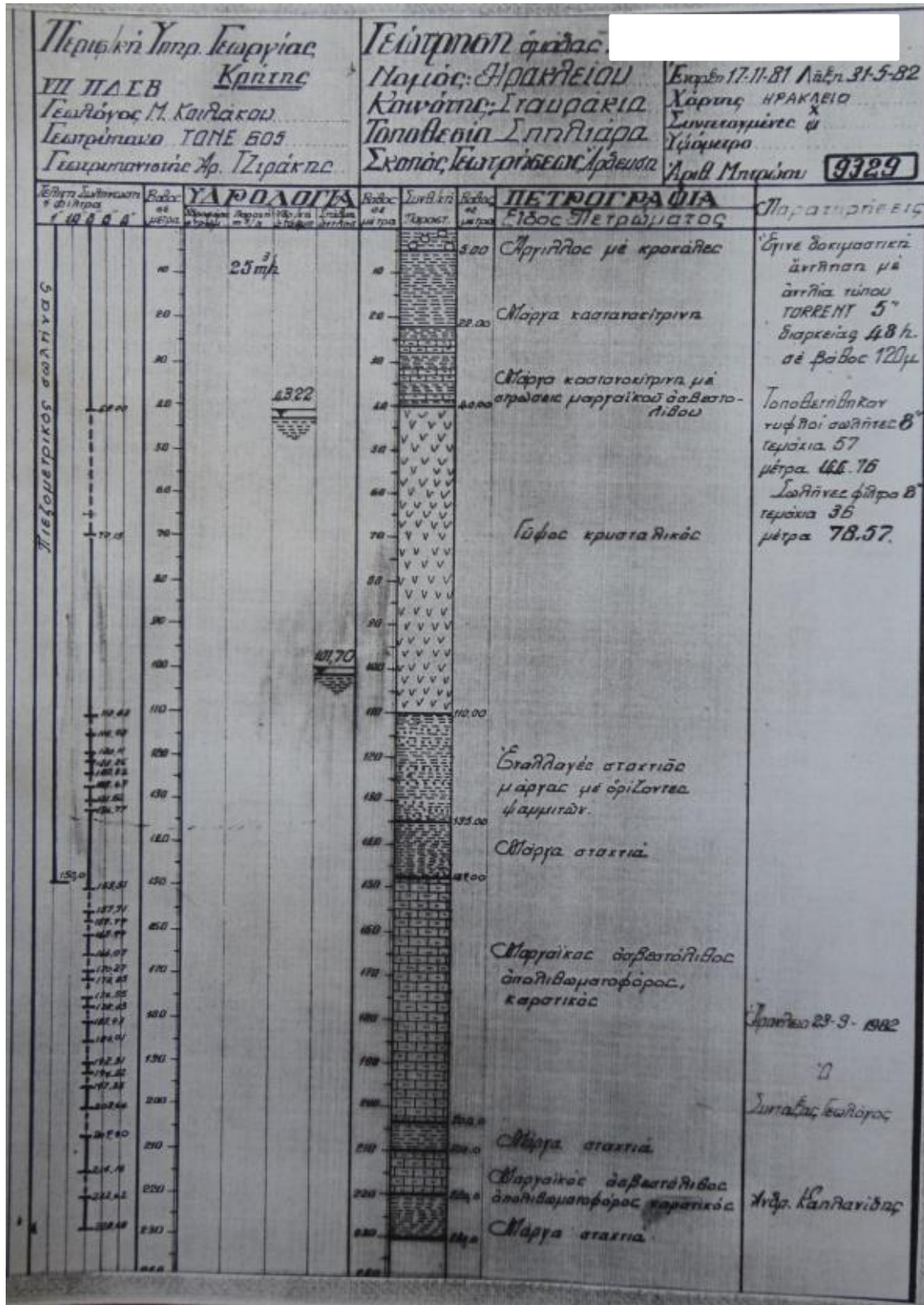
ΑΝΑΔΟΧΟΣ
ΕΤΑΙΡΙΑ ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΩΝ ΕΡΓΩΝ Α.Ε.
ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΟΥ-2
ΑΘΗΝΑΙ

CONTRACTOR
GEOTECHNICAL WORKS COMPANY S.A.
KAPODISTRIOU-2
ATHENS

ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΣ — GEOLOGIC LOG OF BOREHOLE

ΠΕΡΙΟΧΗ: ΜΕΣΣΑΡΑ SITE: MESSARA		ΓΕΩΤΡΗΣΙΑΝ: BOYLES ΔΙΕΥΘΥΝΣΙΣ: ΘΑΝΟΣ ΛΑΜΠΡΟΣ DRILLERS: THANOS LAMPROS	ΥΠΟ ΤΗΝ ΕΠΟΡΤΕΙΑΝ: ΘΕΩΦ. ΘΕΟΦΙΛΟΣ HOLE LOGGED BY: THEOF. THEOFILOU	ΚΑΙΝΕΣ: ΚΑΙΝΕΣ BEARING: FROM VERT KATAKRYBOS: VERTICAL	ΚΑΙΝΕΣ: ΚΑΙΝΕΣ BEARING: FROM VERT KATAKRYBOS: VERTICAL	ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΑΙ: COORDINATES X = 8924.10 Y = 24.46740	ΑΡΘΡΑ ΥΨΟΜΕΤΡΩΝ: GROUND ELEVATION +225.905	ΕΝΑΡΞΙΣ: STARTED 5-10-69	ΑΝΤΙΣΤΗΝ: COMPLETED 17-11-69	ΔΙΕΥΘΥΝΣΙΣ: ΚΑΙΝΕΣ BEARING: FROM VERT KATAKRYBOS: VERTICAL	ΚΑΙΝΕΣ: ΚΑΙΝΕΣ BEARING: FROM VERT KATAKRYBOS: VERTICAL	ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΑΙ: COORDINATES X = 8924.10 Y = 24.46740	ΚΑΙΝΕΣ: ΚΑΙΝΕΣ BEARING: FROM VERT KATAKRYBOS: VERTICAL
ΕΠΙΣΤΡΟΦΗ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY	ΕΠΙΣΤΡΟΦΗ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY
ΕΛΕΥΘΕΡΟΝ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY	ΕΠΙΣΤΡΟΦΗ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY
ΕΛΕΥΘΕΡΟΝ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY	ΕΠΙΣΤΡΟΦΗ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY
ΕΛΕΥΘΕΡΟΝ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY	ΕΠΙΣΤΡΟΦΗ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY
ΕΛΕΥΘΕΡΟΝ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY	ΕΠΙΣΤΡΟΦΗ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY
ΕΛΕΥΘΕΡΟΝ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY	ΕΠΙΣΤΡΟΦΗ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY
ΕΛΕΥΘΕΡΟΝ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY	ΕΠΙΣΤΡΟΦΗ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY
ΕΛΕΥΘΕΡΟΝ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY	ΕΠΙΣΤΡΟΦΗ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY
ΕΛΕΥΘΕΡΟΝ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY	ΕΠΙΣΤΡΟΦΗ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY
ΕΛΕΥΘΕΡΟΝ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY	ΕΠΙΣΤΡΟΦΗ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY
ΕΛΕΥΘΕΡΟΝ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY	ΕΠΙΣΤΡΟΦΗ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY
ΕΛΕΥΘΕΡΟΝ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY	ΕΠΙΣΤΡΟΦΗ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	PETROGRAPHY
ΕΛΕΥΘΕΡΟΝ (m)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	ΑΝΟΙΞΙΣ ΠΥΡΝΟΣ	ΑΙΩΛΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ	ΠΕ								

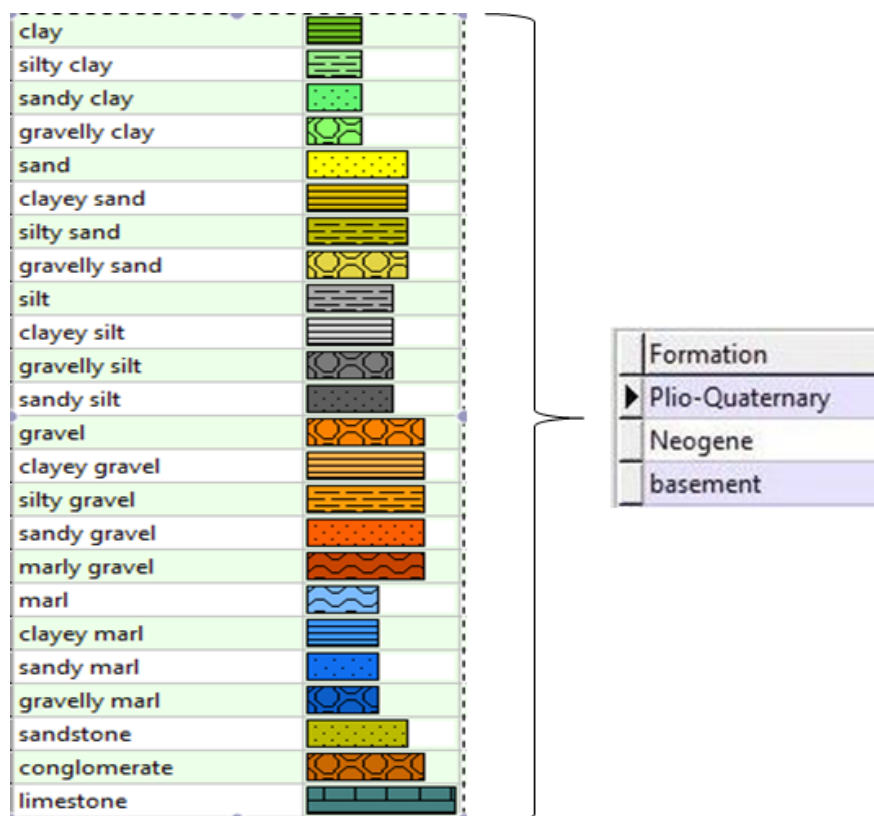
Εικόνα 4-2: Παράδειγμα έντυπης γεωτρητικής πληροφορίας από γεώτρηση του προγράμματος FAO (1972). Τα στοιχεία συλλέχθηκαν από το αρχείο υδρογεωλογίας του Υπουργείου Αγροτικής Ανάπτυξης (ΥΠΑΑΤ). Τα στοιχεία της γεώτρησης και η λιθολογική περιγραφή εισήχθησαν στη ψηφιακή βάση δεδομένων.



Εικόνα 4-3: Παράδειγμα έντυπης γεωτρητικής πληροφορίας από γεώτρηση του αρχείου υδρογεωλογίας του Υπουργείου Αγροτικής Ανάπτυξης (ΥΠΑΑΤ). Τα στοιχεία της γεώτρησης και η λιθολογική περιγραφή εισήχθησαν στη ψηφιακή βάση δεδομένων.

Η εισαγωγή των λιθολογικών δεδομένων βασίστηκε στις λιθολογικές περιγραφές κάθε γεώτρησης. Συνήθως, οι περιγραφές ακολουθούσαν διαφορετικά πρότυπα από γεώτρηση σε γεώτρηση και είχαν και διαφορετικό επίπεδο λεπτομέρειας. Η ανομοιογένεια αυτή αντιμετωπίστηκε με τη χρησιμοποίηση ενός ενιαίου λιθολογικού κώδικα βάση του οποίου κατηγοριοποιήθηκαν οι πρωτογενείς λιθολογικές περιγραφές. Ο κώδικας αυτός αν και ακολουθεί πιο γενικευμένες περιγραφές συγκριτικά με τη πρωτογενή πληροφορία, κατέληξε στη δημιουργία 24 διαφορετικών λιθολογικών ομάδων (Εικόνα 4-4). Οι λιθολογικές ομάδες ενοποιήθηκαν περαιτέρω σε 3 βασικές λιθοστρωματογραφικές ενότητες:

- 1) Πλειο-Τεταρτογενή
- 2) Νεογενή
- 3) Αλπικό υπόβαθρο (Προ-Νεογενή).



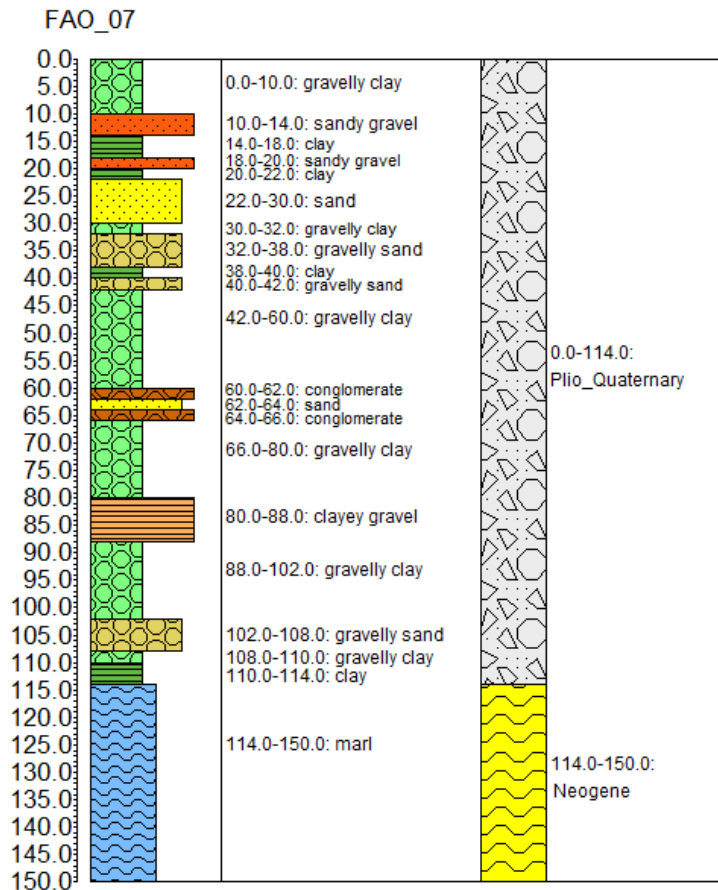
Εικόνα 4-4: Οι 28 λιθολογικές ομάδες που περιγράφονται στις γεωτρήσεις. Οι λιθολογικές ομάδες ενοποιήθηκαν σε 3 λιθοστρωματογραφικές ενότητες.

Η φύση της πληροφορίας των υδρογεωτρήσεων συνήθως δεν περιείχε τη στρωματογραφική κατάταξη των διατρηθέντων ιζημάτων. Συνεπώς, η ενοποίησή τους σε λιθοστρωματογραφικές ενότητες πραγματοποιήθηκε με κριτήρια που προέκυψαν από υπαίθριες παρατηρήσεις βάση των

οποίων καταγράφηκαν τα βασικά χαρακτηριστικά που παρουσιάζουν οι αποθέσεις αυτές σε όλη την έκταση της Μεσσαράς (Meulenkamp et al., 1979, Zachariasse et al., 2011). Κι ενώ ο διαχωρισμός του αλπικού υποβάθρου είναι σαφής τόσο στις υπαίθριες παρατηρήσεις όσο και στα γεωτρητικά δεδομένα, ο διαχωρισμός των Νεογενών ιζημάτων από τα Πλειο-τεταρτογενή ήταν πιο ασαφής. Το βασικό χαρακτηριστικό για το διαχωρισμό τους αποτέλεσε η μετάβαση από την ανθρακική ιζηματογένεση του Ανώτατου Μεσσηνίου, που σηματοδοτείται από μάργες και μαργαϊκούς ασβεστόλιθους, στην κλαστική ιζηματογένεση του Κατώτερου Πλειόκαινου (Meulenkamp, 1979, van Hinsbergen & Meulenkamp, 2006, Zachariasse et al, 2011). Το Κατώτατο Πλειόκαινο στη Κρήτη αλλά και στην Κάρπαθο αποτελείται από μάργες βαθιάς θάλασσας που καλύπτουν είτε πετρώματα του Ανωτέρου Μειοκαινού είτε το αλπικό υπόβαθρο (Zachariasse et al., 2008). Αυτές οι μάργες είναι συμπαγείς με 60%-80% περιεχόμενο σε CaCO_3 (Jonkers, 1984) και τοπικά είναι αναμεμιγμένες με κλαστικά ιζήματα. Παρόμοιοι και χρονικά ανάλογοι σχηματισμοί είναι εκτεταμένοι στη Μεσόγειο και είναι γνωστοί με την ονομασία “Trubi”. Οι μάργες Trubi μεταβαίνουν προς τα πάνω σε λιγότερο μαργαϊκή σύσταση και περισσότερο αργιλική με αρκετούς σαπροπηλιτικούς ορίζοντες ή λευκές διατομικές στρώσεις (Jonkers, 1984).

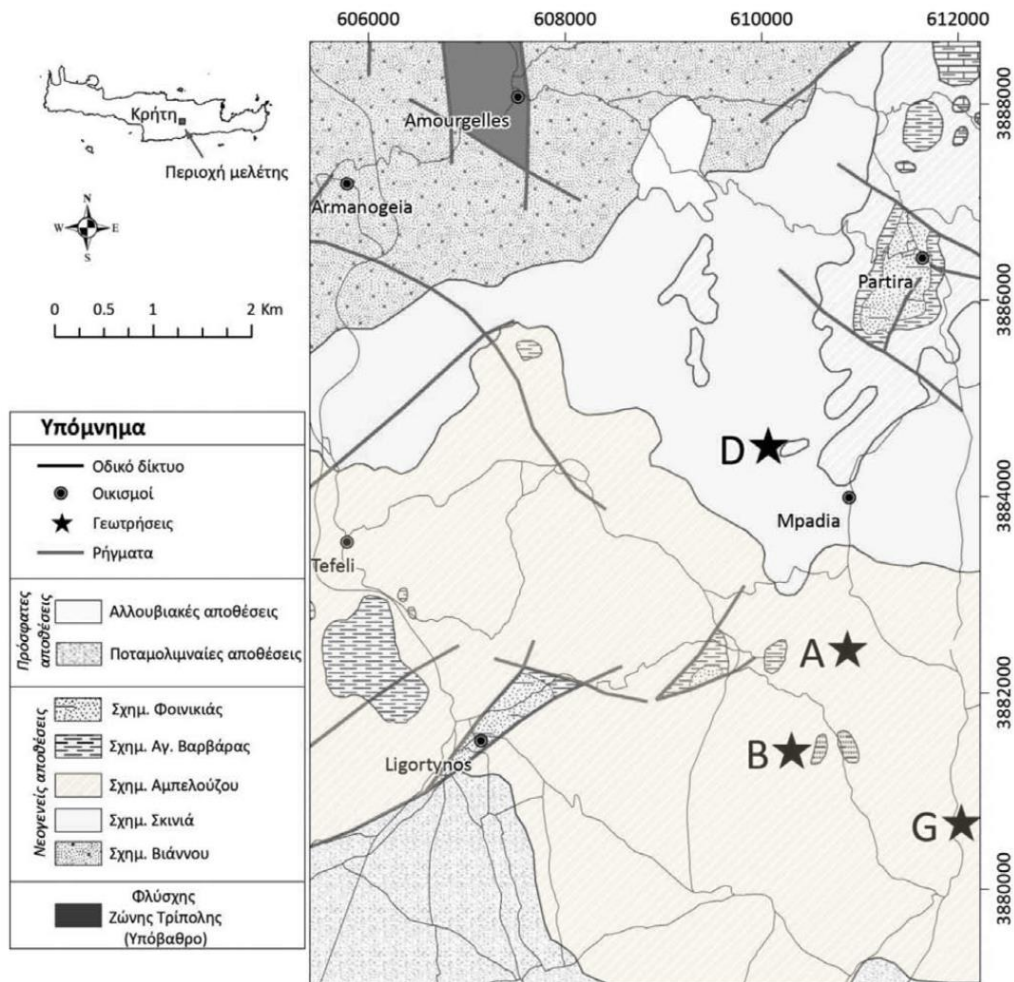
Παρόλα αυτά, οι λιθολογικές περιγραφές στο όριο των δύο λιθοστρωματογραφικών ενοτήτων ήταν συχνά ασαφής εξαιτίας του γεγονότος ότι αφενός στη μεταβατική ζώνη είναι αναμενόμενο να παρατηρούνται μικτές λιθολογίες, αφετέρου τα γεωτρητικά τρίματα, στα οποία βασίστηκαν οι λιθολογικές περιγραφές, καθώς ανέρχονται στην επιφάνεια ενδεχομένως να συμπαρασύρουν και τρίματα διαφορετικού βάθους και συνεπώς να παρουσιάζουν λανθασμένα μικτή σύσταση. Για το λόγο αυτό καθορίστηκε ένα επιπλέον κριτήριο για την επιλογή του ανώτερου ορίου του Μεσσηνίου που είναι το πάχος των μαργαϊκών αποθέσεων να είναι άνω των 5 μέτρων. Με τον τρόπο αυτό διασφαλίζεται ότι οι χαρακτηριστικές μάργες ικανού πάχους (>5 μέτρων) αποτελούν ασφαλή ένδειξη του ορίου.

Ανακεφαλαιώνοντας, το κριτήριο της διαχωρισμού των λιθοστρωματογραφικών ομάδων Νεογενούς και Πλειο-τεταρτογενούς ήταν η παρουσία συμπαγών μαργαϊκών αποθέσεων (είτε αργιλλο-μαργαϊκών) πάχους τουλάχιστον 5 μέτρων που καλύπτονταν από κλαστικά ιζήματα (Εικόνα 4-5). Αποκλείονται οι μαργαϊκές αποθέσεις που βρίσκονται σε ρηχά βάθη που προφανώς ανήκουν στο Πλειστοκαινικό τμήμα. Οι αποθέσεις αυτές θεωρούνται ότι σηματοδοτούν τις αποθέσεις Κατώτατου Πλειόκαινου. Για λόγους απλούστευσης στη παρούσα διατριβή αναφέρονται ως η οροφή του Νεογενούς. Το πάχος των 5 μέτρων προέκυψε μετά από την καταγραφή του συνόλου όλων των λιθολογικών περιγραφών ως το ελάχιστο ικανό πάχος αντιπροσωπευτικού της ενότητας του Νεογενούς.



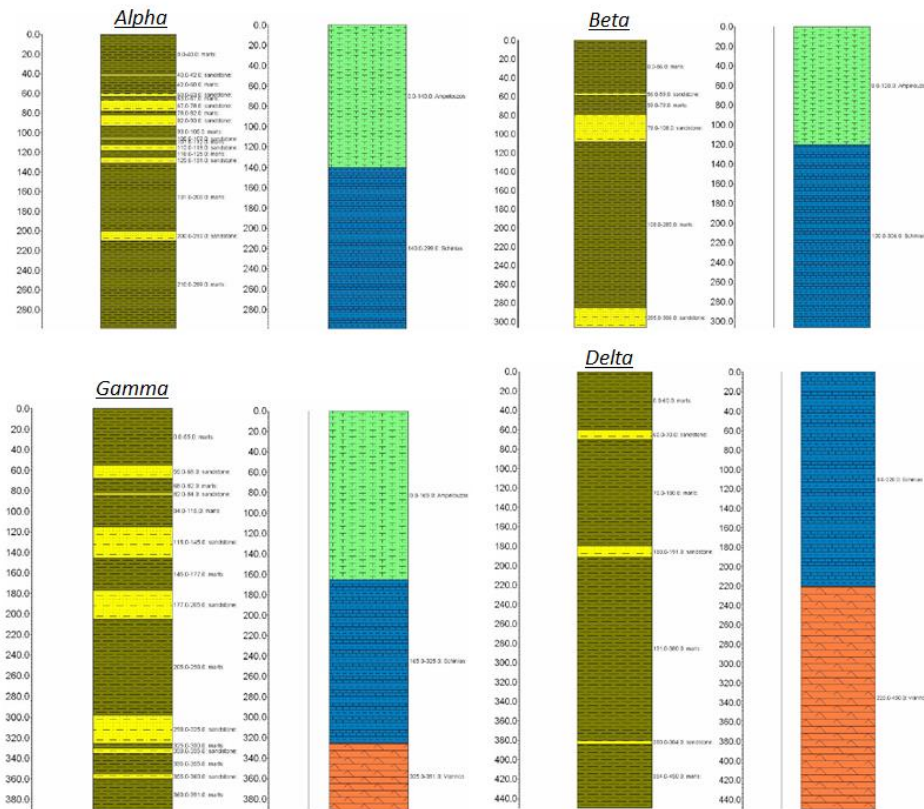
Εικόνα 4-5: ψηφιοποιημένη λιθολογική περιγραφή της γεώτρησης FAO-07 και η ομαδοποίησή τους σε λιθοστρωματογραφικές ενότητες.

Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, πέραν των υδρογεωτρήσεων που αποτέλεσαν την πλειονότητα των γεωτρητικών δεδομένων, στη βάση δεδομένων εισήχθησαν και 4 ερευνητικές γεωτρήσεις μικρού βάθους (<400μ) στην ευρύτερη περιοχή των Αμουργελών-Λιγόρτυνου (Εικόνα 4-6). Οι γεωτρήσεις αυτές αποτέλεσαν τμήμα ενός ευρύτερου ερευνητικού προγράμματος με τίτλο «Εντοπισμός και αξιολόγηση βιοαερίου Νεογενών σχηματισμών της περιοχής Αρκαλοχωρίου Ηρακλείου Κρήτης για ενεργειακή χρήση» που συγχρηματοδοτήθηκε στα πλαίσια του Γ' Κοινοτικού Πλαισίου Στήριξης από τη Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας και τη Δημοτική Επιχείρηση Αρκαλοχωρίου (Βάχλας, 2009). Οι γεωτρήσεις αυτές, πέραν της λιθολογικής περιγραφής (Εικόνα 4-7), είχαν και γεωχημική περιγραφή (Πασαδάκης κ.α., 2012). Πιο συγκεκριμένα, τα τρίματα των γεωτρήσεων αυτών αναλύθηκαν για τον υπολογισμό του περιεχόμενου οργανικού άνθρακα με πυρόλυση RockEval. Οι αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν στην ερευνητική μονάδα «Χημείας και Τεχνολογίας Υδρογονανθράκων» της Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων Πολυτεχνείου Κρήτης. Από τις αναλύσεις αυτές προέκυψε ότι η γεώτρηση «Δέλτα» παρουσίαζε περισσότερο πλούσια δείγματα σε οργανικό υλικό περί τα 0,5% (0,3% – 0,8%) TOC (Εικόνα 4-8).

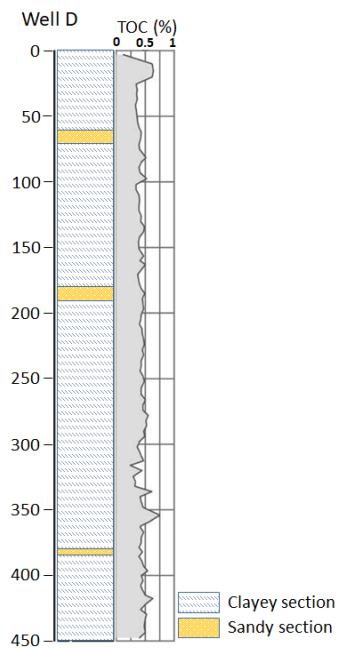


Εικόνα 4-6: Απόσπασμα γεωλογικού χάρτη του ΙΓΜΕ (Βιδάκης κ.α., 1994) με την τοποθεσία των 4 γεωτρήσεων (Από Πασαδάκης κ.α., 2012).

Η ανεύρεση ικανής ποσότητας οργανικού υλικού, όπως αυτή που βρέθηκε στη γεώτρηση «Δέλτα», και σε άλλες Μειοκαινικές αποθέσεις αποτέλεσε το στόχο μιας συστηματικής επιφανειακής δειγματοληψίας Μειοκαινικών ιζημάτων που πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια αυτής της διατριβής. Η ύπαρξη ικανής ποσότητας οργανικού υλικού σε διαφορετικές θέσεις που να καλύπτουν ευρύτερα την περιοχή μελέτης θα μπορούσε να υποστηρίξει τη θεώρηση ότι το ανευρεθέν οργανικό υλικό θα μπορούσε δυνητικά να τροφοδοτήσει τα Μειοκαινικά ιζήματα με βιογενές αέριο, όπως αυτό που εκλύεται από τις υδρογεωτρήσεις στην ευρύτερη περιοχή. Όπως περιγράφεται εκτενέστερα στην παράγραφο 4.3.1, η δειγματοληψία που πραγματοποιήθηκε κάλυψε τα Μειοκαινικά ιζήματα τόσο γεωγραφικά όσο και στρωματογραφικά. Η γεωχημική ανάλυση των δειγμάτων πραγματοποιήθηκε στην ερευνητική μονάδα «Χημείας και Τεχνολογίας Υδρογονανθράκων» της Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων Πολυτεχνείου Κρήτης, τα αποτελέσματα της οποίας παρουσιάζονται στην παράγραφο 4.3.2.1.



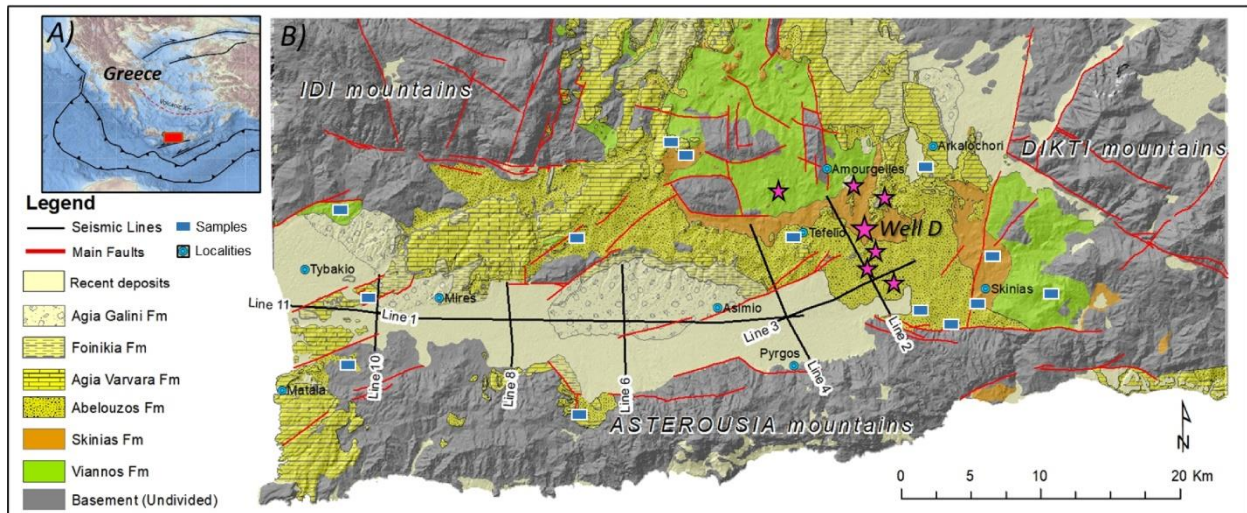
Εικόνα 4-7: Λιθολογική και λιθοστρωματογραφική περιγραφή των τεσσάρων γεωτρήσεων που διανοίχθηκαν στην ευρύτερη περιοχή των Αμουργελών-Λιγόρτynου (Βάχλας, 2009)



Εικόνα 4-8: Αποτελέσματα γεωχημικής ανάλυσης (Πυρόλυσης RockEval) των γεωτρητικών τριμμάτων της γεώτρησης «Δέλτα» (Πασαδάκης κ.α. 2012).

4.2.3 Σεισμικά Δεδομένα Ανάκλασης

Η Δημόσια Επιχείρηση Πετρελαίου (ΔΕΠ) ολοκλήρωσε το 1982 τη διενέργεια σεισμικής έρευνας (σεισμικά ανάκλασης) στη λεκάνη της Μεσσαράς ως τμήμα της έρευνας υδρογονανθράκων στην συγκεκριμένη περιοχή (Εικόνα 4-9). Η σεισμική έρευνα περιλαμβάνει συνολικά 8 σεισμικές γραμμές συνολικού μήκους 80χλμ περίπου. Τρεις εξ αυτών εκτείνονται κατά μήκος της λεκάνης (γενικής διεύθυνσης Α-Δ) και οι υπόλοιπες 5 σεισμικές γραμμές κάθετα στις προηγούμενες γραμμές.



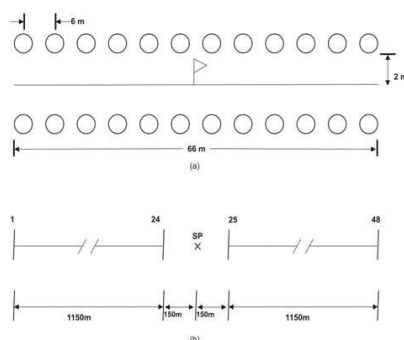
Εικόνα 4-9: Ενοποιημένος γεωλογικός χάρτης (έκδοσης ΙΓΜΕ) με την απεικόνιση του δικτύου σεισμικών γραμμών ανάκλασης.

Δεδομένου ότι η τελική έκθεση των αποτελεσμάτων της συγκεκριμένης σεισμικής έρευνας δεν ήταν διαθέσιμη, η εκτίμηση του γράφοντος είναι ότι ο κύριος στόχος της σεισμικής έρευνας ήταν να εκτιμηθεί το πάχος των μεταλπικών ιζημάτων ως πρωταρχικού στοιχείου για την περαιτέρω αξιολόγηση της πιθανότητας ύπαρξης ενός ενεργού πετρελαϊκού συστήματος στην περιοχή. Το δίκτυο των σεισμικών γραμμών καλύπτει κυρίως την περιοχή όπου βρίσκονται οι νεότερες αποθέσεις του Τεταρτογενούς. Η γεωγραφική τοποθέτηση των σεισμικών γραμμών εκτιμάται (άποψη του γράφοντος) ότι έγινε με γνώμονα την ευκολία πρόσβασης (πεδινή περιοχή), χωρίς να εκτείνονται ως το ανατολικό άκρο της λεκάνης (πλησίον όρους Δίκτη). Ενδεχομένως να υπήρχε επιπλέον η θεώρηση ότι το βαθύτερο τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς θα πρέπει να βρίσκεται εκεί όπου βρίσκονται οι Τεταρτογενείς αποθέσεις εφόσον βεβαίως η βύθιση στο συγκεκριμένο τμήμα της λεκάνης ήταν συνεχής από Μειόκαινο μέχρι και σήμερα.

Οι παράμετροι λήψης των σεισμικών καταγραφών και τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του δικτύου πηγής-γεωφώνων παρουσιάζονται στον Πίνακα 4-2 και Εικόνα 4-10 αντιστοίχως. Η ΔΕΠ πραγματοποίησε την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων με την ακολουθία που παρουσιάζεται στον Πίνακα 4-3.

Πίνακας 4-2: Παράμετροι λήψης των σεισμικών καταγραφών (Vafidis et al, 2012)

Source	Dynamite
Sampling interval	2 ms
Shot interval	100 m
Number of groups	48
Near / Far trace	150 m / 1300 m
Format	SEG-C,1600

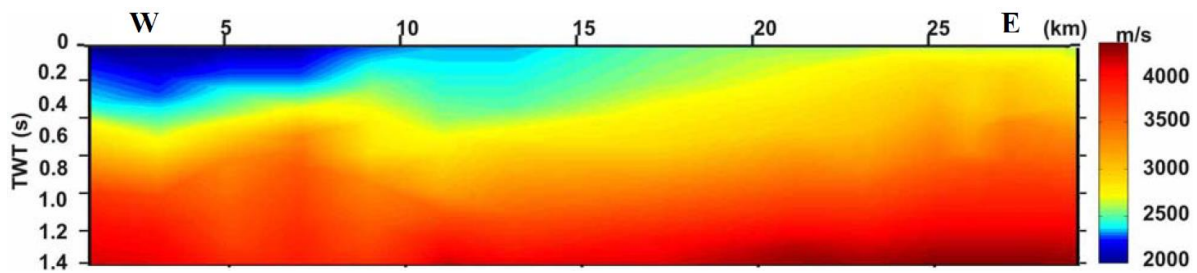


Εικόνα 4-10: Γεωμετρικά χαρακτηριστικά του δικτύου πηγής-γεωφώνων (Vafidis et al, 2012)

Πίνακας 4-3: Ακολουθία επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων από τη ΔΕΠ (Vafidis et al, 2012)

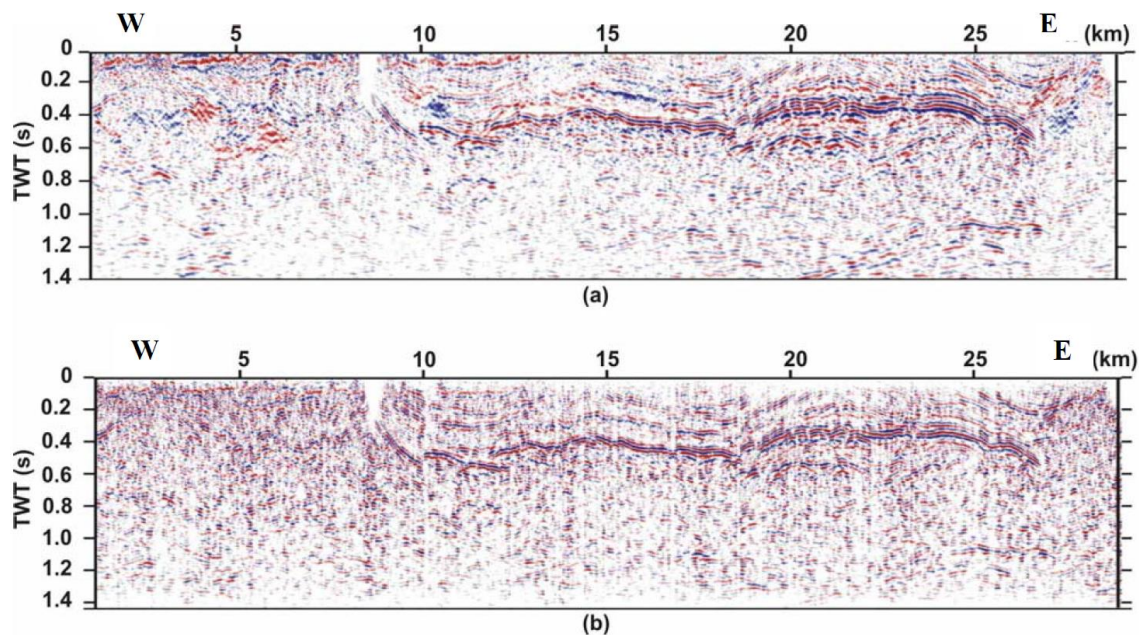
Demultiplex and gain recovery
Resample (4ms)
Anti-aliasing filter (90 Hz cut off)
Trace editing
Spherical divergence correction
Exponential gain (3Db/sec)
Band pass filtering
Equalization
Static correction
Deconvolution
Dynamic correction
Pre-stack mute
Velocity analysis
Stack

Το εργαστήριο εφαρμοσμένης γεωφυσικής του τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης επαναεπεξεργάστηκε (reprocessing) τις ίδιες σεισμικές γραμμές και δημοσίευσε το 2013 τα αποτελέσματα μιας εκ των γραμμών με διεύθυνση Α-Δ, κατόπιν σχετικής άδειας από το Υπουργείο Περιβάλλοντος, Ενέργειας και Κλιματικής Αλλαγής (Vafidis et al., 2012). Η επαναεπεξεργασία περιελάμβανε τη δοκιμή τριών διαφορετικών μεθόδων χωροθέτησης σε πεδίο χρόνου (time migration), και συγκεκριμένα Kirchhoff, πεπερασμένων διαφορών και Gazdag. Τελικώς χρησιμοποιήθηκε η χωροθέτηση με τη μέθοδο Kirchhoff εφαρμόζοντας τις RMS ταχύτητες (Εικόνα 4-11).



Εικόνα 4-11: RMS ταχύτητες της σεισμικής γραμμής 1 (Vafidis et al, 2012).

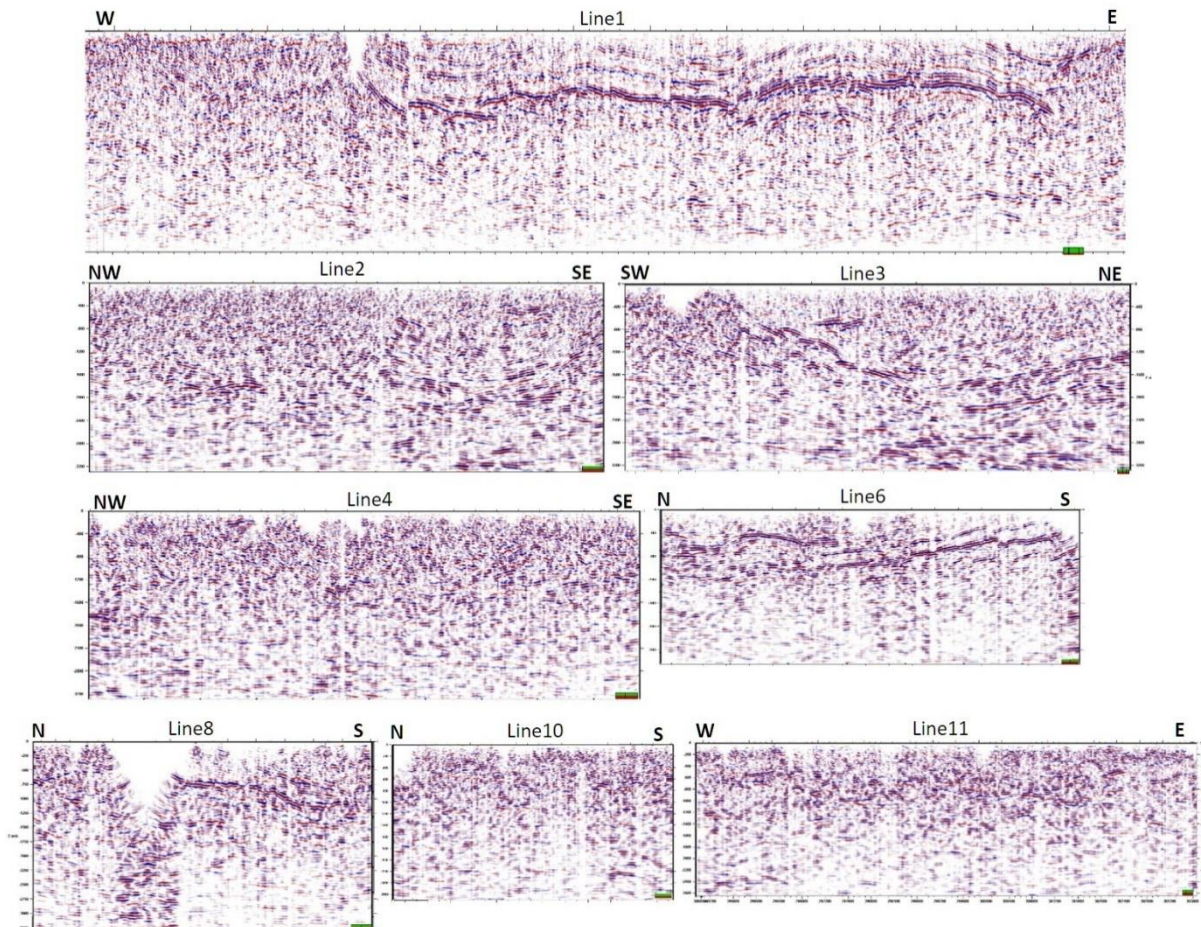
Ως δεδομένα εισόδου στο στάδιο επεξεργασίας της αποσυνέλιξης (deconvolution), χρησιμοποιήθηκαν τελικώς αυτά της χωροθετημένης με την μέθοδο Kirchhoff τομής. Η μηδενικής φάσης αποσυνέλιξη (zero-phase deconvolution) με την χρήση αυτόματης χρονικά μεταβαλλόμενης μορφοποίησης του πλάτους του φάσματος αύξησε την χρονική ανάλυση των σεισμικών καταγραφών. Από την σεισμική χωροθέτηση και την αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης της τομής υπέρθεσης προέκυψαν βελτιωμένες απεικονίσεις των ρηχών δομών, βοηθώντας έτσι στην ερμηνεία των σεισμικών δεδομένων (Εικόνα 4-12).



Εικόνα 4-12: Η χωροθετημένης τομή με την μέθοδο Kirchhoff της γραμμής 1 πριν (a) και μετά (b) την εφαρμογή του της μορφοποίησης του φάσματος (Vafidis et al., 2012). Στη δεύτερη περίπτωση η ευκρίνεια των κύριων ανακλαστήρων είναι καλύτερη.

Για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής, το εργαστήριο εφαρμοσμένης γεωφυσικής της σχολής Μηχ. Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης εφάρμοσε την ίδια μεθοδολογία για την επαναεπεξεργασία και των υπόλοιπων επτά (7) σεισμικών γραμμών. Το σύνολο των επαναεπεξεργασμένων σεισμικών

γραμμών χρησιμοποιήθηκαν για τη σεισμική ερμηνεία και παρουσιάζονται συγκεντρωτικά στην Εικόνα 4-13. Η εν λόγω σεισμική ερμηνεία αποτέλεσε τη βασική πληροφορία για την τριδιάστατη αποτύπωση την δομής της λεκάνης της Μεσσαράς (Panagoroulos et al., 2022), όπως θα αναπτυχθεί και στο κεφάλαιο 5.1.

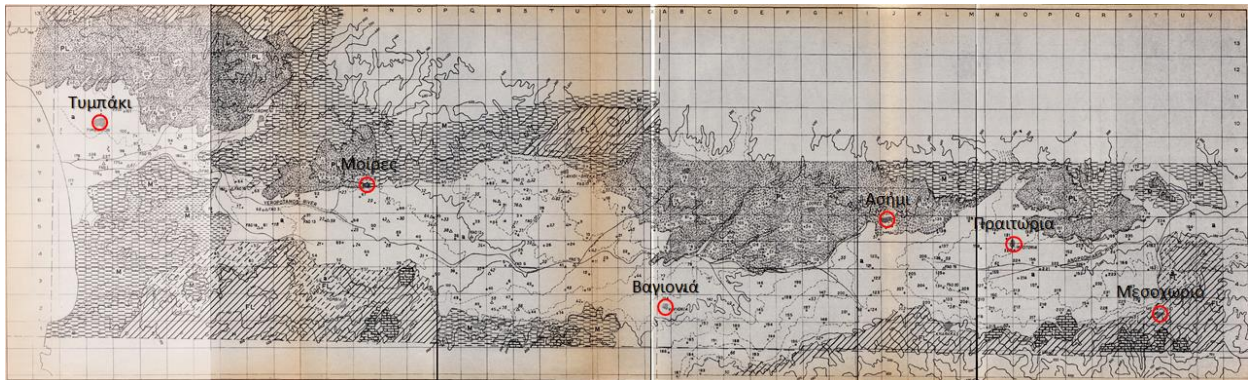


Εικόνα 4-13: Συγκεντρωτική παράθεση των επανεπεξεργασμένων σεισμικών γραμμών ανάκλασης της λεκάνης της Μεσσαράς που πραγματοποιήθηκε από το εργαστήριο εφαρμοσμένης γεωφυσικής της σχολής Μηχ. Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης.

4.2.4 Ηλεκτρικές Διασκοπήσεις

Η πεδιάδα της Μεσσαράς αποτέλεσε αντικείμενο εκτεταμένων υδρογεωλογικών ερευνών ήδη από τη δεκαετία του 1960 για την κάλυψη των αρδευτικών αναγκών των αγροτικών εκτάσεων της πεδιάδας της Μεσσαράς (FAO, 1972). Στα πλαίσια αυτών των έρευνας πραγματοποιήθηκαν πέραν της διάτρησης νέων γεωτρήσεων, μια σειρά από ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις (VES) που κάλυπταν όλη την έκταση της πεδιάδας της Μεσσαράς (Εικόνα 4-14).

Οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης των ιζημάτων αποτελούν συχνά το κριτήριο διαχωρισμού των ιζημάτων αυτών σε επιμέρους λιθολογικές κατηγορίες (Batayneh, 2010; Giocoli et al., 2008; Panagoroulos et al., 2021). Η διάκριση όμως αυτή θα πρέπει να γίνεται με προσοχή καθώς πολύ συχνά διαφορετικές λιθολογικές ομάδες παρουσιάζουν κοινά εύρη τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και επομένως οι αλληλοεπικαλύψεις αυτές δυσχεραίνουν τη σαφή κατηγοριοποίηση και οδηγούν σε λανθασμένες ερμηνείες. Η αβεβαιότητα αντιμετωπίζεται με τη βαθμονόμηση των τιμών ηλεκτρικής αντίστασης σύμφωνα με τις αντίστοιχες λιθολογίες από παρακείμενες γεωτρήσεις. Μια τέτοια βαθμονόμηση πραγματοποιήθηκε στην υπολεκάνη του Τυμπακίου (Panagoroulos et al., 2021) όπου οι τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που προήλθαν τόσο από βυθοσκοπήσεις (VES) όσο και από ηλεκτρομαγνητικές μετρήσεις παροδικού πεδίου (TEM) βαθμονομήθηκαν με παρακείμενες γεωτρήσεις (Εικόνα 4-15). Σημειώνεται ότι το επίπεδο λεπτομέρειας που παρουσιάζουν οι λιθολογικές περιγραφές των γεωτρήσεων είναι εκ των πραγμάτων πολύ διαφορετικό από αυτό των VES/TEM. Το αποτέλεσμα αυτής της ομαδοποίησης παρουσιάζεται στην Εικόνα 4-16. Σημειώνεται ότι η συγκεκριμένη ομαδοποίηση εξακολουθεί να παρουσιάζει αλληλοεπικάλυψη τιμών παρόλο που έχουν βαθμονομηθεί από παρακείμενες γεωτρήσεις, γεγονός που σημαίνει ότι οι τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης θα πρέπει να χρησιμοποιούνται έχοντας πάντοτε υπόψη τις αβεβαιότητες που εμπεριέχουν.

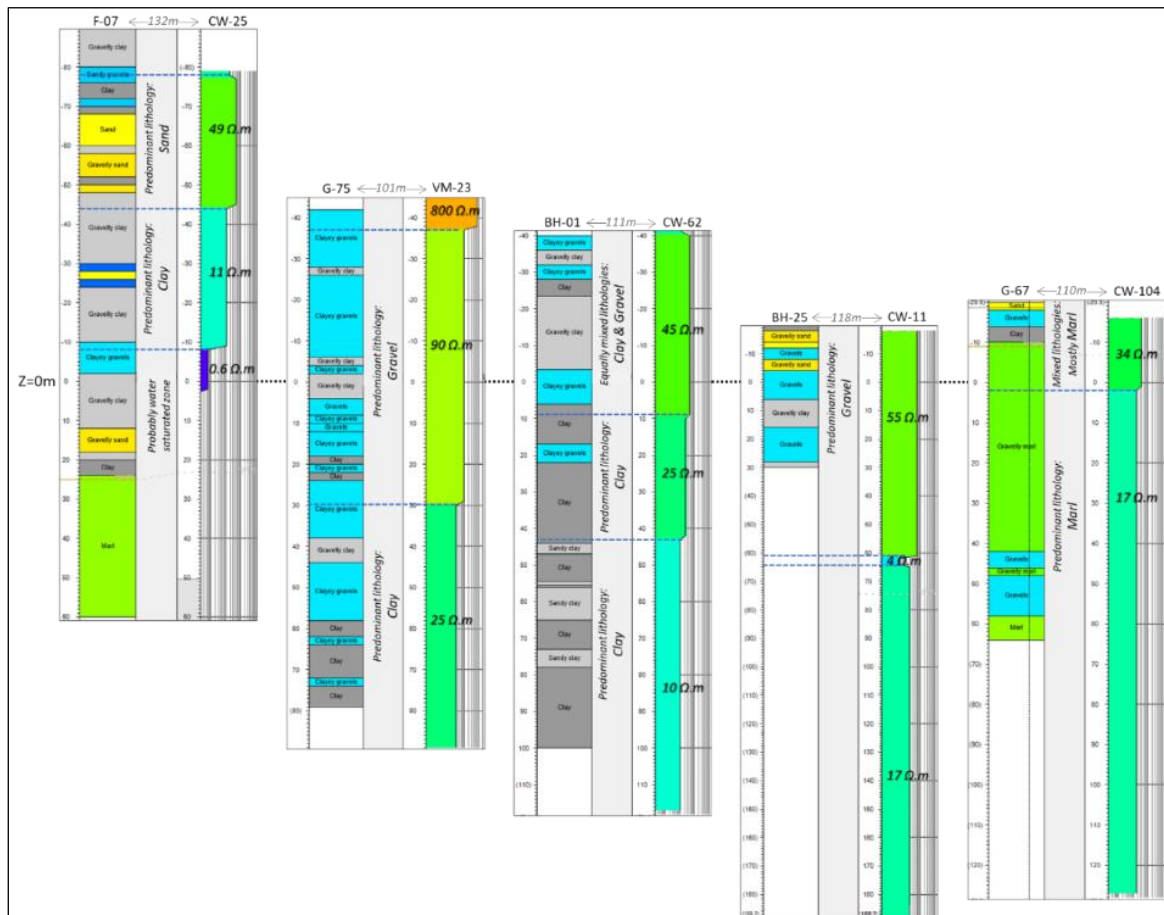


Εικόνα 4-14: Δίκτυο ηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων (VES) που διενεργήθηκαν στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος του οργανισμού FAO το 1969. Το δίκτυο καλύπτει όλη την έκταση της πεδιάδας της Μεσσαράς συμπεριλαμβανομένης και της πεδιάδας του Τυμπακίου.

Με δεδομένο ότι η αξιοπιστία των μετρήσεων VES και TEM μειώνεται ραγδαία μετά τα 300-500m βάθους, τα αποτελέσματα των ηλεκτρικών διασκοπήσεων χρησιμοποιήθηκαν με δυο διαφορετικούς τρόπους:

Α) αποτέλεσαν έναν έμμεσο τρόπο για να εκτιμηθεί το πάχος των μετα-Αλπικών αποθέσεων σε ολόκληρη της λεκάνη της Μεσσαράς σε συνδυασμό βεβαίως με τα σεισμικά ανάκλασης. Η

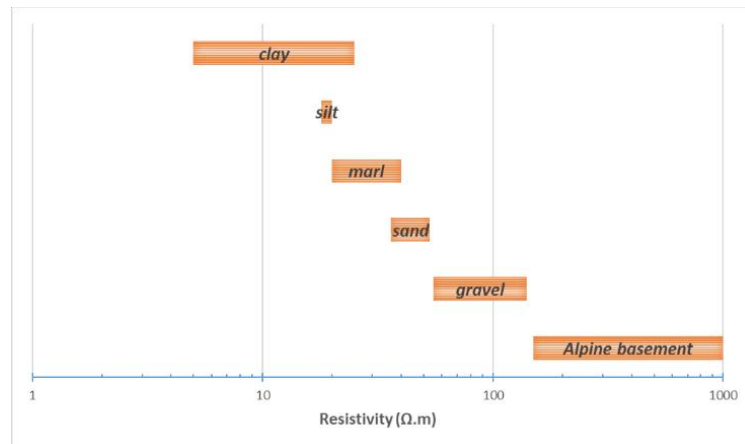
χρησιμότητα των ηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων βασίστηκε στο γεγονός ότι τα πετρώματα που απαρτίζουν το Αλπικό υπόβαθρο (μεταξύ άλλων ασβεστόλιθοι, φλυσχικοί ψαμμίτες και υλιόλιθοι) παρουσιάζουν αυξημένες τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ($>150 \Omega\text{m}$) που τα διαχωρίζει σαφώς από τις μετα-Αλπικές αποθέσεις που συνήθως παρουσιάζουν μέγιστη τιμή της τάξεως από 80-100 Ωm . Οι ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις που εντόπισαν τελικώς το Αλπικό υπόβαθρο ήταν κυρίως αυτές που βρίσκονταν στις παρυφές της λεκάνης, σχετικά κοντά στις επιφανειακές εξάρσεις του υποβάθρου. Καμία από τις βυθοσκοπήσεις δεν εντόπισε το Αλπικό υπόβαθρο ενδολεκανικά.



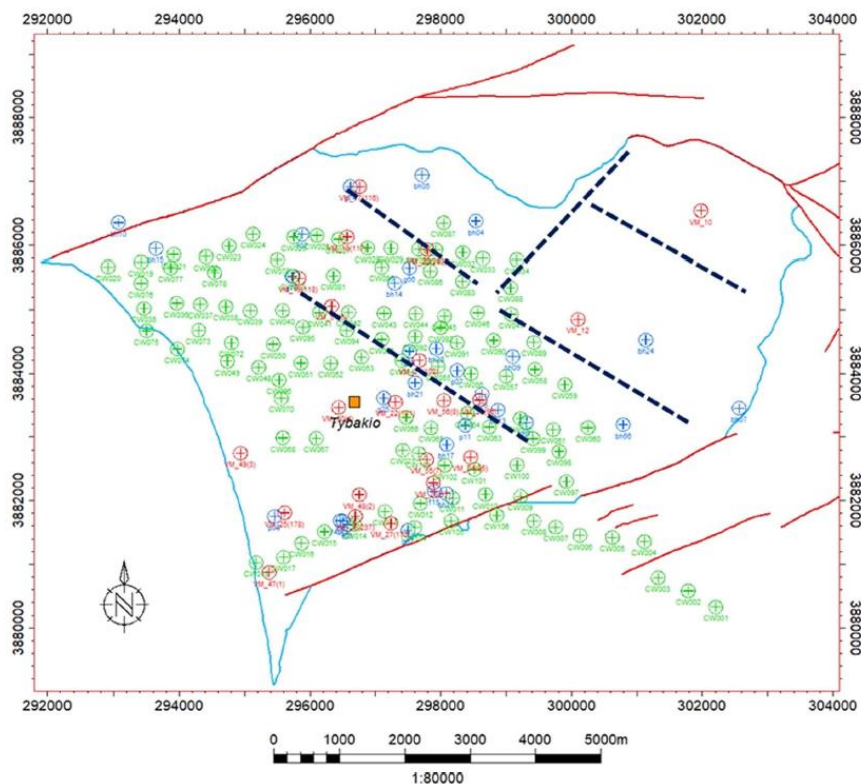
Εικόνα 4-15: Παράδειγμα βαθμονόμησης των τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με λιθολογίες από παρακείμενες γεωτρήσεις στη υπολεκάνη του Τυμπακίου (Panagoroulos et al., 2021).

Β) αποτέλεσαν τη βασική μέθοδο για την απεικόνιση της υποεπιφανειακής δομής της περιοχής του Τυμπακίου, ιδιαιτέρως επειδή δεν υπήρχε κάλυψη από τα σεισμικά ανάκλασης. Στη συγκεκριμένη περίπτωση η βάση δεδομένων εμπλουτίστηκε επιπλέον με πρόσφατες ηλεκτρομαγνητικές μετρήσεις υπαίθρου που πύκνωσαν το δίκτυο των δεδομένων (Panagoroulos et al., 2013; Sourpios et al., 2015), και συνδυάστηκαν με τα λιθολογικά δεδομένα των υδρογεωτρήσεων στην περιοχή. Η χρήση δεδομένων από 104 σταθμών ηλεκτρομαγνητικών μετρήσεων (TEM), 20 ηλεκτρικών

βυθοσκοπήσεων (VES) και 39 υδρογεωτρήσεων (Εικόνα 4-17) οδήγησαν στη δημιουργία της τριδιάστατης απεικόνισης της υποεπιφανειακής δομής την υπολεκάνης του Τυμπακίου καθώς και στην εξαγωγή συμπερασμάτων για το που συνδέονται με το υδρογεωλογικό καθεστώς (Sourios et al., 2015; Kourgialas et al., 2016; Panagoroulas et al., 2021). Περισσότερες λεπτομέρειες αναπτύσσονται στην παράγραφο 5.2.



Εικόνα 4-16: Ομαδοποίηση των λιθολογιών με βάση τα εύρη τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Η ομαδοποίηση βασίστηκε στη σύγκριση 17 ζευγών γεωτρήσεων και TEM/VES (Panagoroulas et al., 2021).



Εικόνα 4-17: Δίκτυο γεωηλεκτρικών και ηλεκτρομαγνητικών διασκοπήσεων (πράσινα: TEM, κόκκινα: VES) και γεωτρητικών δεδομένων (μπλε) στη λεκάνη του Τυμπακίου (Panagoroulas et al., 2021)

4.3 ΣΥΜΠΛΗΡΩΜΑΤΙΚΑ ΝΕΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

4.3.1 Εργασίες Πεδίου

4.3.1.1 Εισαγωγή

Με τον όρο «συμπληρωματικά νέα στοιχεία» εννοούνται τα στοιχεία που συλλέχθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διδακτορικής διατριβής και αποτελούν πρωτογενή πληροφορία. Τα δεδομένα αυτά χρησιμοποιήθηκαν παράλληλα με τα βιβλιογραφικά στοιχεία. Πιο συγκεκριμένα, πραγματοποιήθηκε συστηματική δειγματοληψία υπαίθρου σε επιλεγμένες περιοχές που κάλυψαν τη λεκάνη της Μεσσαράς τόσο γεωγραφικά όσο και στρωματογραφικά. Στην Εικόνα 4-9 παρουσιάζεται η γεωγραφική εξάπλωση των θέσεων δειγματοληψίας. Η επιλογή των θέσεων πραγματοποιήθηκε επίσης με γνώμονα την πληρέστερη κάλυψη των στρωματογραφικών ομάδων, όπως αυτές καθορίστηκαν από τις εργασίες των Meulenkamp (1970) και Van Hinsbergen et al. (2006) και Zachariase et al. (2011).

Η δειγματοληψία αφορούσε στη λήψη κατάλληλων δειγμάτων τόσο για γεωχημική ανάλυση (πυρόλυση RockEval) όσο και για πετροφυσική ανάλυση (πορώδες & διαπερατότητα). Για την γεωχημική ανάλυση αρκούσε η λήψη μέχρι 100gr δείγματος από το τμήμα του σχηματισμού που δεν είχε επηρεαστεί από κλιματολογικές συνθήκες και επιφανειακή αποσάθρωση. Όποτε ο σχηματισμός ήταν αποσαθρωμένος, η τομή καθαριζόταν εξωτερικά απομακρύνοντας το αποσαθρωμένο υλικό και η δειγματοληψία πραγματοποιούνταν στο άθικτο τμήμα. Η γεωχημική εργαστηριακή ανάλυση πραγματοποιήθηκε στην ερευνητική μονάδα «Χημείας και Τεχνολογίας Υδρογονανθράκων».

Για τη δειγματοληψία πετρωμάτων που προορίζονταν για εργαστηριακή μέτρηση πορώδους και διαπερατότητας, τα δείγματα υπαίθρου ήταν τέτοιου μεγέθους ικανού ώστε να εξαχθούν πυρήνες διαμέτρου μιας ίντσας στις εγκαταστάσεις του Τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων (Εργαστήριο Μηχανικής Πετρωμάτων). Αξίζει να σημειωθεί ότι σε πολλές περιπτώσεις η συνεκτικότητα των αδρόκοκκων σχηματισμών ήταν μικρή με αποτέλεσμα είτε τα δείγματα να διαλύονται τη στιγμή της δειγματοληψίας είτε κατά τη διάρκεια της εξαγωγής πυρήνα. Σε αυτές τις περιπτώσεις αν και δεν ήταν δυνατή η ποσοτική μέτρηση πορώδους και διαπερατότητας, μπορούσαμε παρά ταύτα να καταλήξουμε στην ποιοτική εκτίμηση ότι επρόκειτο για δείγματα με πορώδες μεγαλύτερο από τις αντίστοιχες τιμές πορώδους που μετρήθηκαν στα άλλα δείγματα. Οι μετρήσεις πορώδους και διαπερατότητας πραγματοποιήθηκαν στο εργαστήριο «Ανάλυσης Ρευστών & Πυρήνων Υπόγειων Ταμιευτήρων».

Συνολικά πραγματοποιήθηκαν δεκαοχτώ (18) θέσεις δειγματοληψίας (Πίνακας 4-4, Εικόνα 4-10) από τις οποίες προέκυψαν 148 δείγματα.

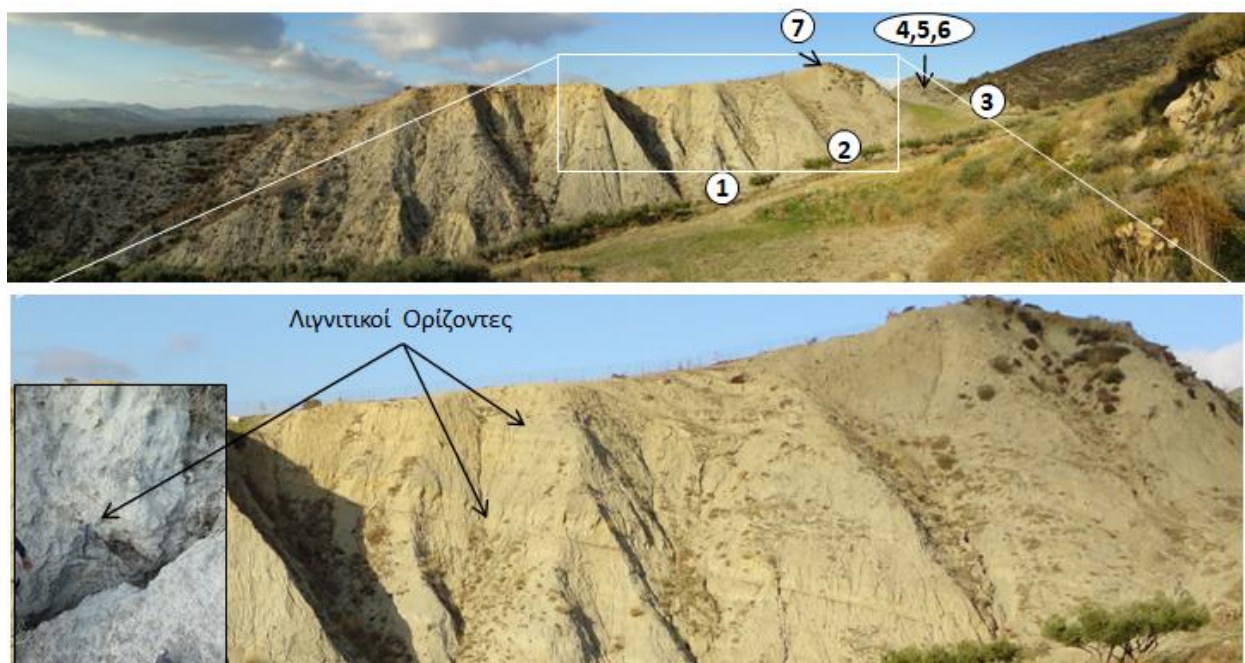
Πίνακας 4-4: Συντεταγμένες (σε ΕΓΣΑ'87) των θέσεων δειγματοληψίας

Τοπωνύμιο	X (ΕΓΣΑ'87)	Y (ΕΓΣΑ'87)	Z (m)	Κωδική ονομασία	Αριθμός δειγμάτων
Καστελλιανά (Kastelliana)	614,402	3,878,564	261	KAS	7
Δεμάτι (Demati)	616,867	3,877,167	209	DEM	11
Σκινιάς (Skinias)	618,371	3,878,867	204	SKI	4
Μέση (Mesi)	623,777	3,879,566	623	MES	12
Επαρχιακή Οδός Αρκαλοχωρίου-Μάρθα (Arkalochori-Martha)	619,683	3,882,554	285	AM	11
Τεφέλι Νότια (Tefeli South)	605,508	3,883,705	374	TEF_S	5
Δούλι (Douli)	596,730	3,890,515	460	DOUL	6
Άγιος Γεώργιος- Δούλι (Agios_Georgios_Douli)	597,649	3,889,799	530	KOT3	1
Μούλια (Moulia)	589,802	3,883,673	470	MOUL	2
Γάσι (Gasi)	614,959	3,888,779	421	GAS	11
Σίβας (Sivas)	573,399	3,874,517	136	SIV	1
Φαιστός (Faistos)	574,901	3,879,386	106	FES	1
Λαγόλιο (Lagolio)	572,609	3,885,850	158	LAG	17
Βασιλική (Vasiliki)	589,739	3,871,036	304	VAS	4
Αμπελούζος (Ampelouzos)	583,792	3,879,984	170	AMP	1
Faneromeni	578,136	3,884,978	202	FAN	38
Πόμπια (Pombia)	580,015	3,874,553	145	POM	4
Τεφέλι Βόρεια (Tefeli North)	605,511	3,884,860	345	TEF_N	12

4.3.1.2 Θέση Καστελλιανά

Το ύψος και το πλάτος της τομής είναι εκτεταμένα. Οι Zachariasse et al. (2011) χωρίζουν την τομή σε 3 τμήματα: Στο κατώτερο, στο μεσαίο (μόλις φαίνεται στην Εικόνα 4-18 πάνω δεξιά) και στο ανώτερο (που εμφανίζεται με μια τοπογραφική έξαρση). Οι λιγνιτικοί ορίζοντες, όπως και όλα τα ιζήματα του κατώτερου τμήματος της τομής, έχουν γενική κλίση 042/20. Η κωδική ονομασία των δειγμάτων είναι **KAS**. Συνολικά ελήφθησαν 7 δείγματα. Σύμφωνα με τους Zachariasse et al. (2011):

- όλη η τομή ανήκει στο σχηματισμό Καστελλιανά. Η παρουσία συγκεκριμένων απολιθωμάτων (*Ammonia beccarii* , *Quinqueloculina longirosta*) υποδηλώνει ότι η πλειονότητα των ιζημάτων αποτέθηκε σε υφάλμυρο λιμνοθαλάσσιο περιβάλλον.
- Σε μερικές περιπτώσεις που εντοπίστηκαν *Hydrobia*, *Charaphytes*, αποτυπώματα θηλαστικών, παλαιοεδάφη και 2 λιγνιτικοί ορίζοντες συμπεραίνεται ότι υπήρξαν αρκετές εναλλαγές μεταξύ του (κυρίαρχου) λιμνοθαλάσσιου περιβάλλοντος και μη-θαλάσσιου περιβάλλοντος.
- Η παρουσία μερικών βενθονικών και πλακτονικών τρηματοφόρων ανοικτής θάλασσας ερμηνεύεται ως επανατοποθέτηση ιζημάτων ανοικτής θάλασσας από τον υποκείμενο σχηματισμό του Σκινιά ο οποίος διαβρωνόταν στο βόρειο τμήμα του κατά τη διάρκεια απόθεσης του σχηματισμού των Καστελλιανών.
- Τα απολιθώματα που υπάρχουν στα ιζήματα μεταξύ των 2 λιγνιτικών οριζόντων χαρακτηρίζονται σαφώς ως ρηχού θαλάσσιου περιβάλλοντος (planktonic foraminiferal fauna *Neoglobobulimina acostaensis*). Επιπλέον, η παρουσία *Gyrogonina* και *Uvigerina* υποδηλώνει εξωτερική υφαλοκρηπίδα, ισχυροποιώντας το συμπέρασμα περί επανατοποθέτησης ιζημάτων του σχηματισμού του Σκινιά.



Εικόνα 4-18: Το κατώτερο ως μεσαίο τμήμα της τομής Καστελλιανά σύμφωνα με Zachariasse et al. (2011) και η θέση των 7 δειγμάτων που ελήφθησαν.

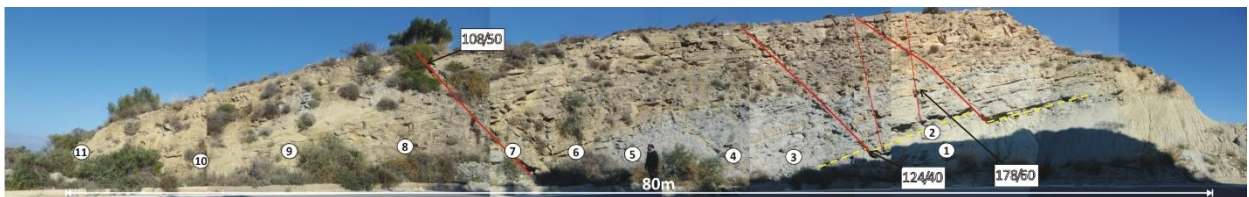
4.3.1.3 Θέση Δεμάτι

Η τομή βρίσκεται επί της κεντρικής οδού και αποτελεί το ανώτατο τμήμα της ~50m ύψους τομής που μελέτησαν οι Zachariasse et al. (2011) (αντίστοιχη της θέσης 6^α από Zachariasse, 2011). Το μέγιστο

ύψος της τομής είναι 6m και το μήκος ~80m. Η τομή χωρίζεται στο στρωματογραφικά κατώτερο τμήμα που αποτελείται από γκρι πηλικά ιζήματα και στο ανώτερο που κυριαρχείται από καστανές αμμούχες αποθέσεις. Συνολικά ελήφθησαν 11 δείγματα με κωδική ονομασία **DEM**.

Οι Zachariasse et al. (2011) αναφέρουν ότι τα ανώτερα 6 m αντιπροσωπεύουν μια προς τα πάνω αδρομερέστερη ακολουθία που ξεκινά από βιοαναμοχλευμένους ιλυόλιθους (*Skolithos burrows*) και καταλήγει σε βιοαναμοχλευμένους, φτωχά λιθοποιημένους και φτωχά στρωμένους ψαμμίτες με shell rockets στην κορυφή. Καταλήγοντας, θεωρούν ότι τα ιζήματα από τα 20m ως τα 50m ότι είναι αποθέσεις μεσαίας νηριτικής ζώνης στο κατώτερο μέρος που μεταβαίνουν σε ποταμο-λιμνοθαλάσσιες στο ανώτερο μέρος, τα οποία ανήκουν στο σχηματισμό του **Σκινιά** (και μάλιστα στο ανώτερο τμήμα του).

- Γενική στρώση: 315/15, 318/10, 228/15, 326/10 (κάτω από τα κανάλια στη θέση 30-40m)
- 2 οικογένειες διαρρήξεων. Η κύρια οικογένεια μετατοπίζει όλους τους ορίζοντες (108/45, 124/40) σε αντίθεση με τη δεύτερη που δεν μετατοπίζει (178/60, 158/50).
- Εντοπίστηκαν στη θέση 30-40m δομές καναλιών. Η μέτρηση διεύθυνσης παλαιο-ροής ήταν 200°-020° με κλίση 10°.
- Στην απέναντι τομή από την άλλη μεριά της οδού και στον αμέσως ανώτερο στρωματογραφικό ορίζοντα εντοπίστηκαν δομές σκαφοειδούς διασταυρούμενης στρώσης με κατεύθυνση παλαιο-ροής 300° (δηλ. ΒΔ) (Εικόνα 4-20).



Εικόνα 4-19: Σημεία δειγματοληψίας με κόκκινες γραμμές οι κύριες ομάδες διαρρήξεων. Με κίτρινη γραμμή ο διαχωρισμός του κατώτερου πηλτικού τμήματος και του ανώτερου αμμούχου.



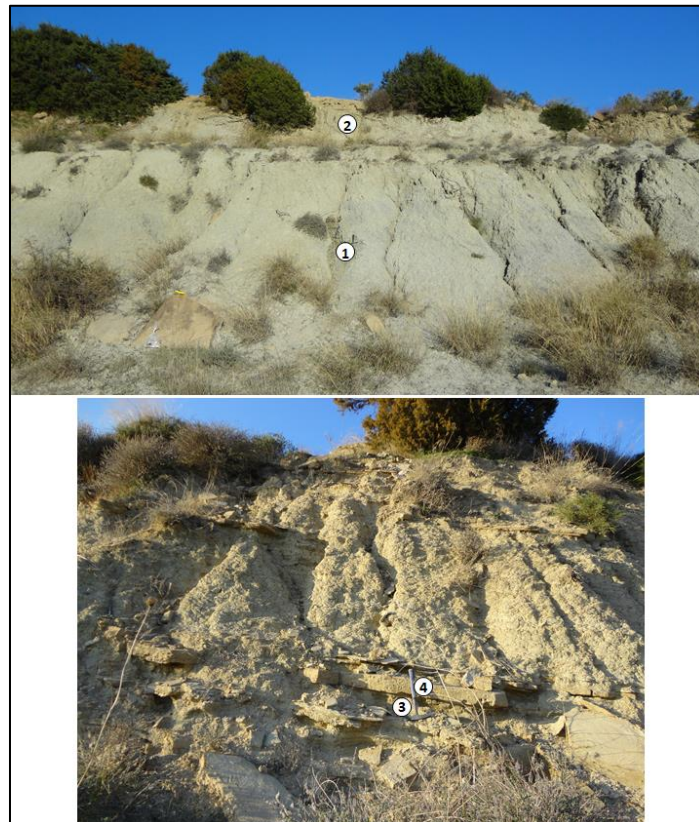
Εικόνα 4-20: Σκαφοειδής διασταυρούμενη στρώση.

4.3.1.4 Θέση Σκινιάς

Η τομή βρίσκεται δίπλα στο ποδοσφαιρικό γήπεδο του Σκινιά (λίγο έξω από το χωριό προς το Δεμάτι). Η τομή χωρίζεται στο στρωματογραφικά κατώτερο τμήμα που αποτελείται από αργιλομαργαϊκά ιζήματα και στο ανώτερο που κυριαρχείται από εναλλαγές αμμούχες και αργιλομαργαϊκών αποθέσεων. Η στρώση των εναλλαγών είναι 135/35.

Οι Zachariasse et al. (2011) περιγράφουν μια τομή 10 m πάχους εναλλαγών μαργαϊκής αργίλλου και τουρβιδιτικής άμμου που ανήκει στον σχηματισμό του Σκινιά (αντίστοιχη της θέση 4 από Zachariasse, 2011). Το κατώτερο μέρος της τομής (2.5m) αποτελείται αποκλειστικά από αργιλλώδεις μάργες, ενώ το υπόλοιπο μέρος αποτελείται από μερικώς αμαλγαματοειδής, λαμινοειδής ως άστρωτες αποθέσεις αδρομερούς άμμου και μερικούς λεπτούς τουρβιδίτες (κυρίως Tc διαστήματα) και ενδοστρωματώμενες ιλύες αβυσσικού πεδίου (basinal muds). Δομές flute υποδεικνύουν κατεύθυνση μεταφοράς προς 160S (NNA). Τέλος, το βάθος απόθεσης ορίζεται στα 200-350m.

Συνολικά ελήφθησαν 4 δείγματα (με κωδική ονομασία **SKI**), από τα οποία τα 2 (SKI 1, 2) ανήκουν στο κατώτερο τμήμα (αργιλούχες μάργες) και τα υπόλοιπα 2 από τον πρώτο ορίζοντα του τμήματος εναλλαγών αμμούχων στρώσεων (SKI 4) με τις αργιλομαργαϊκές αποθέσεις (SKI 3).



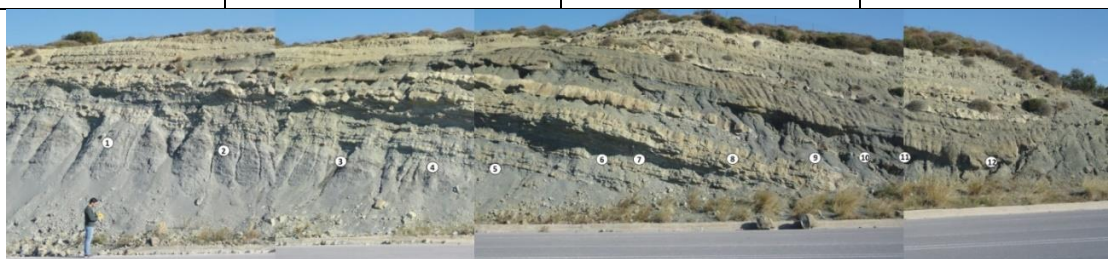
Εικόνα 4-21: Το κατώτερο τμήμα της τομής (όψη προς Βορρά). Δείγματα SKI 1, 2. Εναλλαγές αμμούχων και αργιλομαργαϊκών αποθέσεων, δείγματα SKI 3, 4.

4.3.1.5 Θέση Μέση

Η τομή βρίσκεται επί της οδού Μάρθα-Βιάννος στο ύψος της διασταύρωσης για το χωριό Μέση. Η γενική διεύθυνση της τομής είναι BBA-NNΔ. Αποτελείται από εναλλαγές σκούρων αργιλικών στρώσεων (τα οποία είναι δύσκολο να αποσπαστούν σε μεγάλα κομμάτια) και συνεκτικών πηλινικών-αμμωδών στρώσεων (που σπάνε δυσκολότερα από τις ανάλογες αποθέσεις των υπόλοιπων θέσεων δειγματοληψίας). Ο ανώτερος ορίζοντας από τον οποίο ήταν δυνατή η λήψη δείγματος ήταν ο μοναδικός πάγκος κροκαλοπαγούς. Γενικότερα το κατώτερο τμήμα της τομής χαρακτηρίζεται από περισσότερο λεπτόκοκκα ιζήματα από ότι το ανώτερο. Μάλιστα έντονη είναι η παρουσία μαύρων αργιλικών στρώσεων στο κατώτερο τμήμα. Η γενική κλίση των στρωμάτων της τομής είναι: 115/30 & 110/20.

Οι Zachariasse et al. (2011) μελέτησαν 5 τομές κατά μήκος της οδού από Μάρθα προς Βιάννο ως τη διασταύρωση για Μέση. Η θέση από την οποία ελήφθησαν δείγματα είναι η αντίστοιχη της θέσης 1 (τομή 5) από Zachariasse, 2011. Τα νεογενή ιζήματα σε όλο το μήκος της οδού ανήκουν στο σχηματισμό της **Βιάννου** και θεωρούνται ότι έχουν αποτεθεί σε περιβάλλον ποτάμιου καναλιού και πεδίου πλημμυρίδας. Ειδικά στην τομή 5 εξέτασαν περίπου 22m ύψος τομής και παρατήρησαν ότι στο κατώτερο τμήμα υπάρχουν μαύρες άργιλλοι, που καταλαμβάνουν το κατώτερο μισό, και εναλλαγές ψαμμιτών-αργίλλων πάχους περίπου 2m με μειούμενο το κοκκομετρικό μέγεθος προς τα πάνω, που καταλαμβάνουν το ανώτερο μισό. Το μέγιστο ύψος της τομής είναι 6m και το μήκος ~80m. Τα ανώτερα 10m αποτελούνται από μια ακολουθία με μειούμενο κοκκομετρικό μέγεθος προς τα πάνω η οποία ξεκινά με 3m πάχους κροκαλοπαγές που περνά σε λεπτό στρώμα πηλού-αργίλλου και ακολουθείται από 3 στρώματα κροκαλοπαγούς πάχους 1m. Το ανώτατο τμήμα είναι ένας ψαμμιτικός ορίζοντας πάχους 2m καλώς ταξιθετημένης άμμου. Κατά τη δειγματοληψία ελήφθησαν συνολικά 12 δείγματα με κωδική ονομασία **MES**.

	Ψαμμιτικό	Πηλινικό	Αργιλικό
Δείγματα MES	6, 8, 10, 12(κροκαλοπαγές)	-	1, 2, 3, 4, 5, 7, 9, 11



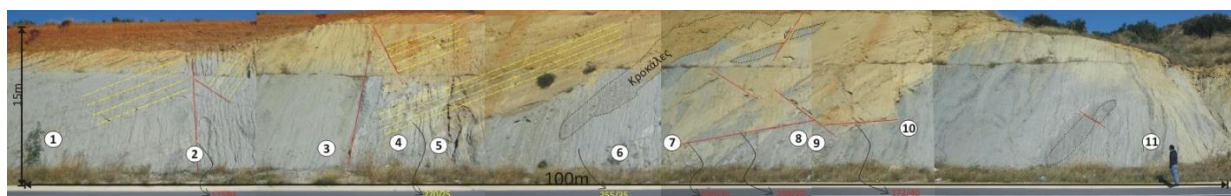
Εικόνα 4-22: Τομή «Μέση».

4.3.1.6 Θέση Αρκαλοχώρι-Μάρθα

Η τομή βρίσκεται επί της νέας οδού Αρκαλοχωρίου-Μάρθα, πλησίον του οικισμού Μάρθας, με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Το νοτιοανατολικό άκρο της εμφανίζεται έντονα διερρηγμένο συγκριτικά με τις υπόλοιπες Νεογενείς αποθέσεις που έχουν εξεταστεί. Αποτελείται κυρίως από εναλλαγές γκρι και καφέ αργιλικών και αμμωδών στρώσεων στα οποία παρεμβάλλονται φακοί με αδρομερέστερα υλικά. Σημειώνεται ότι το χρώμα δεν αποτελεί διαγνωστικό χαρακτηριστικό μεταξύ αργιλικών και αμμωδών αποθέσεων. Οι τιμές γενικής στρώσης είναι 270/25, 255/35. Η τομή παρουσιάζει αρκετές επιφάνειες διάρρηξης με τιμές προσανατολισμού ρηξιγενούς επιφανείας 020/45, 358/20, 172/40 (1^η ομάδα) και 125/85 (2^η ομάδα).

Οι Zachariasse et al. (2011) κατατάσσουν τις αποθέσεις της τομής αυτής στο σχηματισμό του **Σκινιά** (αντίστοιχη της θέσης 5a από Zachariasse, 2011) και αναφέρουν ότι πρόκειται για τουρβιδίτες με άμμους και κροκάλες, στρώσεις κροκαλών και αποθέσεις ολισθήσεων (slump). Τα τελευταία παρουσιάζουν πάχος 3m και αποτελούνται από εναλλαγές αργιλικών και αμμωδών στρώσεων στις οποίες παρεμβάλλονται κροκάλες ή άμμοι πλούσιες σε απολιθώματα. Οι στρώσεις κροκαλών παρουσιάζουν πάχος 1.5m και λεπταίνουν προς τα πάνω. Το ανώτερο τμήμα της τομής αποτελείται από ιλυώδεις αργίλλους, ιλύες, και αμμώδεις τουρβιδίτες πάχους 40m περίπου. Το κατώτερο τμήμα αποτελείται κυρίως από αποθέσεις αργίλλου με πολλές επιφάνειες ολίσθησης. Τέλος, δίνουν εκτιμώμενο βάθος απόθεσης 350-500m. Κατά τη δειγματοληψία ελήφθησαν συνολικά 11 δείγματα με κωδική ονομασία **AM**.

	Ψαμμιτικό	Πηλιτικό	Αργιλικό
Δείγματα AM	1, 4, 5, 6, 7, 8	2, 3, 10, 11	9



Εικόνα 4-23: Τομή «Αρκαλοχώρι-Μάρθα».

4.3.1.7 Θέση Τεφέλι Νότια

Η τομή βρίσκεται επί της νέας οδού Κνωσσού-Χάρακα, στο ύψος του χωριού Τεφέλι, με γενική διεύθυνση Β-Ν. Αποτελείται κατά κύριο λόγο από αποθέσεις άμμου. Τα 5 δείγματα που ελήφθησαν με κωδική ονομασία **Tef**, ήταν άμμος. Αναγνωρίστηκε η δράση αντιθετικών ρηγμάτων που δημιούργησαν τάφρο από ιζήματα της οποίας ελήφθησαν τα δείγματα. Τα ρήγματα αυτά έχουν προσανατολισμό 130/50 και 350/40.

Οι Zachariasse et al. (2011) μελέτησαν τη συγκεκριμένη περιοχή σε 6 διαφορετικές τομές κατά μήκος της οδού (αντίστοιχη της θέσης 15 από Zachariasse, 2011). Οι αποθέσεις ανήκουν είτε στο σχηματισμό του **Σχοινιά** είτε στο σχηματισμό των **Καστελλιανών** και δίνουν εκτιμώμενο βάθος 500-630m για το τμήμα 1, 500-630m ως βάθος μέσης νηρητικής ζώνης για το τμήμα 3 και βάθος εσωτερικής νηρητικής ζώνης για το τμήμα 4. Από τις πληροφορίες που παρουσιάζονται στην εργασία δεν είναι δυνατή η αντιστοίχιση των 2 τομών μας με τα αντίστοιχα ένα από τα 6 τμήματα των Zachariasse et al. (2011). Για αυτό το λόγο δείγματα ελήφθησαν και από μια ακόμη τομή επί της ίδιας οδού πιο βόρεια που περιγράφεται στην επόμενη παράγραφο.

	Ψαμμικό	Πηλτικό	Αργιλικό
Δείγματα Tef_S	1, 2, 3, 4, 5	-	-



Εικόνα 4-24: Τομή «Τεφέλι Νότια».

4.3.1.8 Θέση Τεφέλι Βόρεια

Η τομή βρίσκεται επί της νέας οδού Κνωσσού-Χάρακα, μεταξύ των χωριών Τεφέλι και Αρμανώγεια. Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως η τομή αυτή αποτελεί τμήμα της θέσης 15 από Zachariasse et al. (2011), που σύμφωνα με το γεωλογικό φύλλο Επάνω Αρχάναι του ΙΓΜΕ αυτές ανήκουν στο σχηματισμό του Σκινιά. Σύμφωνα με τους Zachariasse et al. 2011, Το πάχος του σχηματισμού σε αυτήν την περιοχή φτάνει τα 200-250m θαλάσσιων πηλίκων αργίλλων. Γενικότερα, το κατώτερο τμήμα του σχηματισμού αποτελείται από πηλτικές αργίλλους ρηχής θάλασσας που μεταβαίνει σταδιακά σε περιβάλλον βαθιάς θάλασσας στο μεσαίο τμήμα του σχηματισμού. Το ανώτερο τμήμα χαρακτηρίζεται από σταδιακή ρήχευση, με τη μετάβαση από ιζήματα πλούσια σε άργιλλο σε ιζήματα πλούσια σε άμμο. Τελικώς, από την τομή αυτή ελήφθησαν 12 δείγματα.



Εικόνα 4-25: Τομή δειγματοληψίας, Τεφέλη Βόρεια.

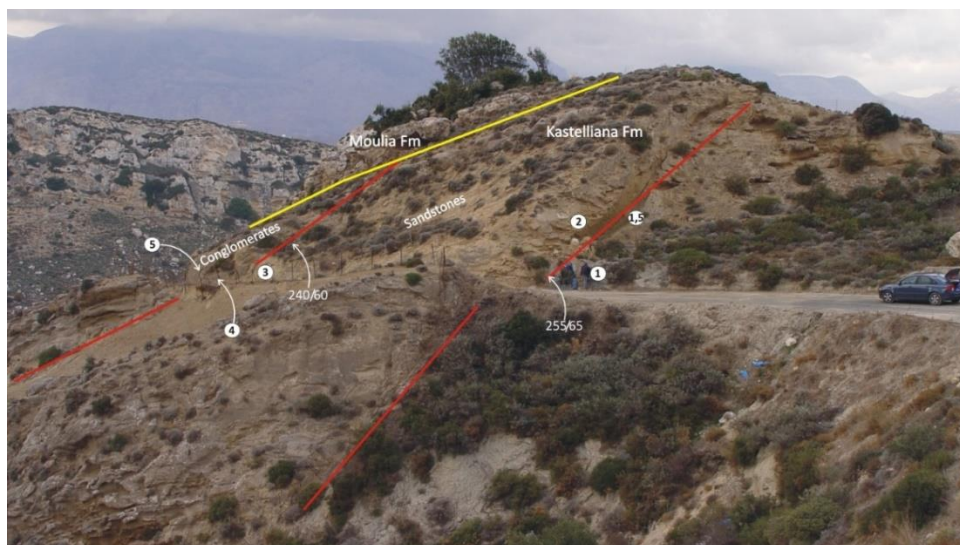
	Ψαμμικό	Πηλτικό	Αργιλικό
Δείγματα Tef_N	7		5

4.3.1.9 Θέση Δούλι

Η τομή βρίσκεται επί του χωματόδρομου που ξεκινά από το χωριό Δούλι προς το χωριό Καλός. Η τομή αποτελείται κυρίως από αδρομερείς αποθέσεις (δείγματα 2 ως 5). Οι αποθέσεις αυτές υπέρκεινται αργιλικών σκουρόχρωμων αποθέσεων (Δείγματα 1 και 1.5) και διαχωρίζονται με ρήγμα ($255^{\circ}/65^{\circ}$). Ρήγμα παρατηρείται επίσης και εντός των αδρομερέστερων αποθέσεων ($240^{\circ}/60^{\circ}$) που διαχωρίζει τους ψαμμίτες από τα ψηφιδοπαγή-κροκαλοπαγή.

Οι Zachariasse et al. (2011) περιγράφουν ότι στην περιοχή εμφανίζονται κυανές-σκούρες γκρι αργιλικές αποθέσεις με θραύσματα κοχυλιών που ανήκουν στο σχηματισμό των **Καστελλανιών** (αντίστοιχη της θέσης 20 από Zachariasse, 2011). Πάνω από τους σχηματισμούς αυτούς βρίσκονται μπεζ μάργες με στρώματα από βιοκλαστικούς ασβεσταρενίτες και κοραλλιογενείς ασβεστολίθους που ανήκουν στο σχηματισμό των Μουλίων. Η επαφή τους είναι τεκτονική με κανονικό ρήγμα. Και οι δύο σχηματισμοί κλίνουν προς το Βορρά. Κατά τη δειγματοληψία ελήφθησαν συνολικά 6 δείγματα με κωδική ονομασία **Doul**.

	Ψαμμιτικό	Πηλινικό	Αργιλλικό
Δείγματα Doui	2, 3, 4, 5 (κροκαλοπαγές)	---	1, 1.5



Εικόνα 4-26: Τομή Δούλι όπου φαίνονται οι δύο σχηματισμοί. Επίσης στη φωτογραφία τοποθετούνται τα δείγματα Doui. Οι ψαμμιτικές αποθέσεις καταλαμβάνουν το κύριο μέρος της τομής. Όψη προς το βορρά.



Εικόνα 4-27: Δείγμα 1 (αργιλλικό για γεωχημικές αναλύσεις). Πάνω από το ρήγμα εμφανίζονται οι ψαμμιτικές αποθέσεις οι οποίες μεταβαίνουν σε ψηφιδωπαγή-κροκαλοπαγή.

4.3.1.10 Θέση Δούλι-Άγιος Γεώργιος

Η τομή βρίσκεται επί του χωματόδρομου που ξεκινά μέσα από το χωριό Δούλι προς την εκκλησία του Αγίου Γεωργίου. Πάνω στο χωματόδρομο αυτό δε βρήκαμε καλή τομή έτσι όπως την περιέγραφαν οι Zachariasse et al., 2011. Γενικότερα στην περιοχή έχει παρατηρηθεί η στρέψη (tilting) που έλαβε

χώρα στο βόρειο άκρο της λεκάνης του Νοτίου Ηρακλείου (Μεσαράς) περίπου κατά τη μετάβαση Τορτονίου-Μεσσηνίου. Αυτό υποστηρίζεται από τις γωνιώδεις ασυμφωνίες το σχηματισμού Καστελιανών και Μουλιών, παρόμοια με αυτήν που αναφέρθηκε στην προηγούμενη θέση. Από την τομή αυτή λάβαμε μόνο 1 δείγμα πηλούχας άμμου με στρώση ($270^{\circ}/30^{\circ}$) με κωδική ονομασία **ΚΟΤ**.

	Ψαμμιτικό	Πηλιτικό	Αργιλικό
Δείγμα ΚΟΤ	1	---	---



Εικόνα 4-28: Δείγμα ΚΟΤ 3 πηλούχα άμμος. Όψη προς τη Δύση.

4.3.1.11 Θέση Μούλια

Η τομή βρίσκεται επί του επαρχιακού δρόμου Ανω Μούλια προς Κάτω Μούλια, στο σημείο που συναντά τον κεντρικό δρόμο. Η τομή αυτή είναι αντίστοιχη της θέσης 25 από Zachariasse et al., 2011. Στην περιοχή παρατηρούνται καλά ταξινομημένες, βιοαναμοχλευμένες άμμοι με παλαιοεδάφη (hard grounds) και ζωνών με βότσαλα. Οι αποθέσεις αυτές είναι 10-15m πάχους και ανήκουν στο σχηματισμών των Μουλιών (κατά Zachariasse et al., 2011) ή Αγίας Βαρβάρας (κατά γεωλογικό φύλο ΙΓΜΕ). Οι αποθέσει άμμων συχνά περιπλέκονται με μάργες δημιουργώντας μια χαοτική δομή που μπορεί να περιέχουν μεγάλα τεμάχια ή ολισθολίθους από τους βιοκλαστικούς ασβεσταρενίτες. Οι αποθέσεις αυτές χαρακτηρίζονται ως υποθαλάσσιες βαρυτικές ροές μαζών (gravity mass flows) που δημιουργήθηκαν μετά το όριο των 8,2Ma.

4.3.1.12 Θέση Λαγόλιο

Συνολικά ελήφθησαν Τα δείγματα που ελήφθησαν από την τομή αυτή είναι παράκτια/χερσαία και ανήκουν στο λιθοστρωματογραφικό σχηματισμό της Βιάννου σύμφωνα με το ΙΓΜΕ. Στο σημείο αυτό οι Zachariasse *et al.* (2011) χαρακτηρίζουν τα ιζήματα αυτά ως νεότερα που ανήκουν στο σχηματισμό Καστελιανά.

4.3.2 Εργαστηριακές Αναλύσεις

4.3.2.1 Μέτρηση οργανικού υλικού

4.3.2.1.1 Εισαγωγή

Στα πλαίσια αναγνώρισης της ικανότητας γένεσης αερίου από τα Μειοκαινικά ιζήματα της λεκάνης της Μεσσαράς και σύνδεσή τους με τις καταγεγραμμένες διαφυγές αερίου στην ευρύτερη περιοχή, πραγματοποιήθηκαν γεωχημικές αναλύσεις πυρόλυσης RockEval σε δείγματα υπαίθρου που ελήφθησαν από τις τομές που περιεγράφηκαν στην παράγραφο 4.3.1. Οι αναλύσεις αυτές χρησιμοποιήθηκαν μαζί με αντίστοιχα αποτελέσματα από δημοσιευμένες εργασίες (Pasadakis *et al.* 2009; 2012; Maravelis *et al.* 2016).

Τα δείγματα των δημοσιευμένων εργασιών αποτελούνταν είτε από δείγματα επιφανείας είτε από τρίμματα υδρογεωτρήσεων. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των δημοσιευμένων εργασιών ο μέσος όρος του περιεχόμενου οργανικού άνθρακα (TOC) είναι 0.45%, με αρκετά από τα δείγματα να υπερβαίνουν το όριο του 0.5% TOC (Fig. 6), το οποίο θεωρείται ως η χαμηλότερη τιμή που χαρακτηρίζει τα μητρικά πετρώματα (Rice & Claypool 1981). Επιπλέον, το οργανικό υλικό προέρχεται από κηρογόνο τύπου III που συνήθως παράγει αέριο. Ο βαθμός ωριμότητας είναι χαμηλός χωρίς να έχει μπει στο παράθυρο πετρελαίου (Pasadakis *et al.* 2009, 2012; Maravelis *et al.* 2016).

Συνήθως, το περισσότερο αέριο βιογενούς προέλευσης παράγεται σε βάθη μικρότερα των 600 m και σε θερμοκρασίες μικρότερες των 80°C από την αποσύνθεση του οργανικού υλικού από αναερόβιους σχηματισμούς (Shurr & Ridgley 2002; Clayton 1992). Ωστόσο, η παραγωγή βιογενούς αερίου και σε μεγαλύτερα βάθη δε θα πρέπει να αποκλείεται (Rice & Claypool 1981). Οι συνθήκες για τη συγκέντρωση βιογενούς αερίου σε υποεπιφανειακές δομές είναι α) η ύπαρξη σχηματισμού πλούσιου σε οργανικό υλικό, β) τα αναερόβια βακτήρια που θα αποδημήσουν το οργανικό υλικό και γ) η ύπαρξη μηχανισμού παγίδευσης του αερίου (trapping mechanism) που συνήθως είναι στρωματογραφικού τύπου. Οι αναερόβιες συνθήκες συνήθως επιτυγχάνονται όταν επικρατούν μεγάλοι ρυθμοί ιζηματογένεσης θαλάσσιων ιζημάτων.

Η μικροβιακή προέλευση του βιογενούς αερίου έχει οδηγήσει στην ταυτόσημη ονομασία του στη βιβλιογραφία ως μικροβιακό αέριο (Etiope et al., 2006; Christodoulou et al., 2023). Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιείται η ονομασία «βιογενές αέριο».

Ανεξάρτητα από την ονομασία του, το αέριο παρουσιάζει συγκεκριμένα χαρακτηριστικά. Το βιογενές αέριο είναι γενικά ξηρό (> 95% μεθάνιο), που περιέχει αιθάνιο λιγότερο από 0.2% (Schoell 1983), εμπλουτισμένο με ελαφρά ισότοπα ^{12}C μικρότερο από 55 ppt (Rice & Claypool, 1981). Η σύσταση του αερίου που βρέθηκε στα Μειοκαινικά ιζήματα της Μεσσαράς είναι 90% μεθάνιο και 10% άζωτο (Pasadakis et al. 2009, 2012), γεγονός το οποίο μαζί με το ότι βρέθηκαν σε μικρά βάθη υποδεικνύουν ότι το αέριο είναι πιθανότερα βιογενούς προέλευσης. Τα περισσότερα από τα δείγματα που αναλύθηκαν ανήκουν στους στρωματογραφικούς σχηματισμούς της Βιάννου και του Σκινιά, που είναι τα παλαιότερα εκ των Νεογενών ιζημάτων της λεκάνης της Μεσσαράς (Pasadakis et al. 2009, 2012; Maravelis et al. 2016).

Οι τιμές του περιεχομένου συνολικού οργανικού άνθρακα (TOC) φτάνουν έως και 0.8% (Pasadakis et al. 2012). Οι τιμές αυτές, αν και χαμηλές, έχουν αναφερθεί και σε περιοχές όπου υφίσταται παραγωγή βιογενούς μεθανίου (Pang et al., 2005). Ο Clayton (1992) αναφέρει ότι τα ιζήματα που περιέχουν οργανικό υλικό μεγαλύτερο του 0.2% συνολικού οργανικού άνθρακα (TOC) είναι ικανά υπό κατάλληλες συνθήκες να δημιουργήσουν ελεύθερο αέριο που να αποθηκευτεί σε παρακείμενους ταμιευτήρες. Το γεγονός ότι ανιχνεύονται διαφυγές βιογενούς μεθανίου σε γεωτρήσεις στην περιοχή της Μεσσαράς, αποτελούν ένδειξη ότι οι συνθήκες διαγένεσης που επικράτησαν φαίνεται ότι ήταν ικανές να το παράξουν παρά το γεγονός ότι ο συνολικός οργανικός άνθρακας είναι σε χαμηλά επίπεδα.

Τα ιζήματα στη λεκάνη της Μεσσαράς δημιουργήθηκαν σε περιβάλλον λίμνης-λιμνοθάλασσας (Meulenkamp et al., 1979; van Hinsbergen & Meulenkamp, 2006; Zachariasse et al, 2011), ενώ η οργανική ύλη προέρχεται από υδρόβιους οργανισμούς αλλά και χερσαίο υλικό που μπορεί να εξηγηθεί από τις επάλληλες αλλαγές ανάμεσα στο λιμναίο και λιμνοθαλάσσιο περιβάλλον (Pasadakis et al, 2012). Το κηρογόνο χαρακτηρίζεται ως ικανό να παράξει αέριο (gas-prone kerogen), δεδομένου ότι τα δείγματα απεικονίζονται ανάμεσα στους τύπους κηρογόνου III και IV. Τέλος, οι τιμές T_{max} που προσδιορίστηκαν επιβεβαιώνουν τη χαμηλή ωριμότητα της οργανικής ύλης ευρισκόμενες στην περιοχή που χαρακτηρίζεται ως αρχή του παραθύρου δημιουργίας των υδρογονανθράκων ($\sim 435^{\circ}\text{C}$).

Ανάλογες γεωχημικές αναλύσεις έχουν γίνει και σε παρακείμενες λεκάνες. Στην Ανατολική Κρήτη οι Zelilidis et al. (2016) παρουσιάζουν τα αποτελέσματα των αναλύσεων από 14 δείγματα του Αν. Μειοκαίνου στη λεκάνη της Σητείας (Σχηματισμός Φανερωμένης) και 12 δείγματα του Πλειοκαίνου

στη λεκάνη της Ιεράπετρας (Σχηματισμός Μακρυλιάς), τα οποία έδωσαν συνολικό οργανικό άνθρακα (TOC) σχεδόν 1%. Τα δείγματα του σχηματισμού της Φανερωμένης ανήκουν στη Στρωματογραφική Ομάδα των Βρυσσών (Krijgsman & Hilgen 1994) τα οποία είναι σύγχρονα με τα ιζήματα της Μεσσαράς. Και τα δύο σετ δειγμάτων έδωσαν θερμικά ανώριμο κηρογόνο τύπου III.

Στο νησί της Γαύδου, οι αναλύσεις από 53 δείγματα που ανήκουν στο Σχηματισμό Μετόχια (Τορτόνιο) έδωσαν κηρογόνο τύπου III και IV με ικανοποιητική δυνατότητα παραγωγής αερίου ή/και πετρελαίου (Pyliotis *et al.* 2013). Τα δείγματα με υψηλό TOC βρίσκονται κυρίως στο κατώτερο τμήμα της τομής που μελετήθηκε με τιμές να προσεγγίζουν το 2-3%. Όλα τα δείγματα είναι θερμικά ανώριμα.

4.3.2.1.2 Εργαστηριακά αποτελέσματα

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής πραγματοποιήθηκαν 18 γεωχημικές αναλύσεις πυρόλυσης RockEval σε δείγματα επιφανείας. Οι γεωχημικές αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν με χρήση της Delsi RockEval-2 στην Ερευνητική μονάδα Χημείας και Τεχνολογία Υδρογονανθράκων της Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης (Εικόνα 4-29). Και τα 18 δείγματα που ελήφθησαν ανήκουν στη στρωματογραφική ομάδα του Τεφελίου. Οι θέσεις δειγματοληψίας καλύπτουν γεωγραφικά όλη την έκταση της λεκάνης της Μεσσαράς.



Εικόνα 4-29: Το όργανο Delsi RockEval-2 της Ερευνητική μονάδα Χημείας και Τεχνολογία Υδρογονανθράκων της Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης.

Τα δείγματα ξηράθηκαν στους 100°C για 24 ώρες για να απομακρυνθεί η υγρασία, κονιορτοποιήθηκαν και κοσκινίστηκαν σε κόσκινο 250μm (60-mesh). Κατόπιν χρησιμοποιήθηκε η Delsi RockEval-2 για να πυρολυθούν περίπου 100mg δείγματος βάσει της πειραματικής διαδικασίας όπως περιγράφεται από τους Espitalié *et al.* (1977, 1985):

Το δείγμα θερμαίνεται σε ατμόσφαιρα He στους 300°C για 3min προκειμένου να απομακρυνθούν οι ελεύθεροι υδρογονάνθρακες και να ανιχνευθούν από τον ανιχνευτή ιονισμού φλόγας (FID). Από το στάδιο αυτό προκύπτει η αιχμή S_1 του διαγράμματος (Εικόνα 4-30).

Στη συνέχεια το δείγμα πυρολύεται με αύξηση της θερμοκρασίας στους 600°C με ρυθμό 25°C/min. Στο στάδιο αυτό εξατμίζονται οι βαρύτεροι υδρογονάνθρακες ($>C_{40}$) και διασπάται θερμικά η μη πτητική οργανική ύλη. Οι υδρογονάνθρακες που απελευθερώνονται μετρούνται από τον FID και αποτυπώνονται με την αιχμή S_2 του διαγράμματος. Επιπλέον, η θερμοκρασία στην οποία παρατηρείται η αιχμή S_2 αποτελεί δείκτη ωρίμανσης του οργανικού υλικού (T_{max}).

Το παραγόμενο διοξείδιο του άνθρακα (CO_2) που εκλύεται κατά την πυρόλυση στο θερμοκρασιακό εύρος 300°C έως 390°C, συλλέγεται σε παγίδα. Η παγίδα θερμαίνεται και το διοξείδιο του άνθρακα που απελευθερώνεται ανιχνεύεται από τον ανιχνευτή θερμικής αγωγιμότητας (TCD), δίνοντας την αιχμή S_3 .

Ο υπολειπόμενος οργανικός άνθρακας οξειδώνεται ισόθερμα στους 600°C. Στο τέλος της διαδικασίας το περιεχόμενο του συνολικού οργανικού άνθρακα (TOC) του πετρώματος προσδιορίζεται προσθέτοντας τον υπολειπόμενο άνθρακα με τον πυρολυόμενο οργανικό άνθρακα.

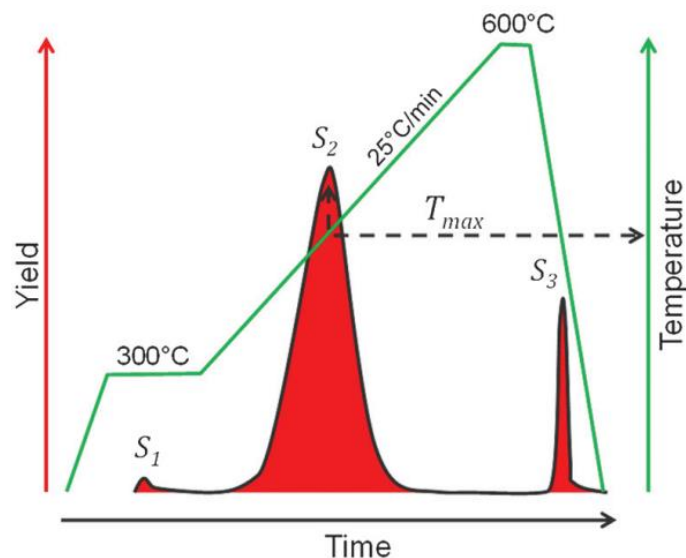
Οι βασικοί δείκτες της πυρόλυσης RockEval είναι:

- S_1 : ποσότητα ελεύθερων υδρογονανθράκων ή και της απορροφημένης οργανικής ύλης που εξατμίζονται σε θερμοκρασίες μικρότερες των 300°C, σε mg HC/g_{πετρώματος}.
- S_2 : ποσότητα υδρογονανθράκων που αποδεσμεύονται μέσω της πυρόλυσης της μη πτητικής οργανικής ύλης, mg HC/g_{πετρώματος}. Το S_2 είναι μία ένδειξη της δυνατότητας του μητρικού πετρώματος για γένεση πετρελαίου.
- S_3 : CO_2 που απελευθερώνεται που παράγεται κατά την πυρόλυση του κηρογόνου σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 390°C, mg CO_2 /g_{πετρώματος}. Το S_3 είναι μία ένδειξη της ποσότητας του οξυγόνου που υπάρχει στο κηρογόνο.
- T_{max} : η θερμοκρασία στην οποία έχουμε τη μέγιστη απελευθέρωση υδρογονανθράκων από τη θερμική διάσπαση της οργανικής ύλης κατά τη διάρκεια της πυρόλυσης, σε °C. Το T_{max} είναι μια ένδειξη του βαθμού ωρίμανσης της οργανικής ύλης.
- TOC: ο συνολικός οργανικός άνθρακας, σε ποσοστό % κατά βάρος.

Τα αποτελέσματα της RockEval πυρόλυσης χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό δεικτών, χαρακτηριστικών για την ποιότητα της οργανικής ύλης του πετρώματος:

- HI : δείκτης υδρογόνου ($HI = [100 \times S_2] / TOC$). Ουσιαστικά προσδιορίζει έμμεσα την αναλογία H/C. Χρησιμοποιείται για τον χαρακτηρισμό της προέλευσης της οργανικής ύλης. Οι θαλάσσιοι οργανισμοί και τα φύκη, σε γενικές γραμμές συντίθενται από λίπη και πρωτεΐνες όπου οι αναλογίες H/C είναι υψηλότερες σε σχέση με τις ενώσεις που αποτελούν δομικά συστατικά χερσαίων φυτών. Ο δείκτης HI συνήθως κυμαίνεται από 100-600 για τα μητρικά πετρώματα πετρελαίου.
- OI : δείκτης οξυγόνου ($OI = [100 \times S_3] / TOC$). Προσδιορίζει έμμεσα την αναλογία O/C. Ο δείκτης αυτός είναι υψηλός σε χερσαία φυτά πλούσια σε πολυσακχαρίτες. Συνήθως κυμαίνεται από 0-150 και χρησιμοποιείται για το χαρακτηρισμό του είδους της οργανικής ύλης.
- PI : δείκτης παραγωγικότητας ($PI = S_1 / [S_1 + S_2]$). Χρησιμοποιείται για να χαρακτηρίσει το επίπεδο εξέλιξης της οργανικής ύλης. Συνήθως αυξάνεται με το βάθος και μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εξακρίβωση ζωνών ασυνήθιστα υψηλών ή χαμηλών ποσοτήτων υδρογονανθράκων.

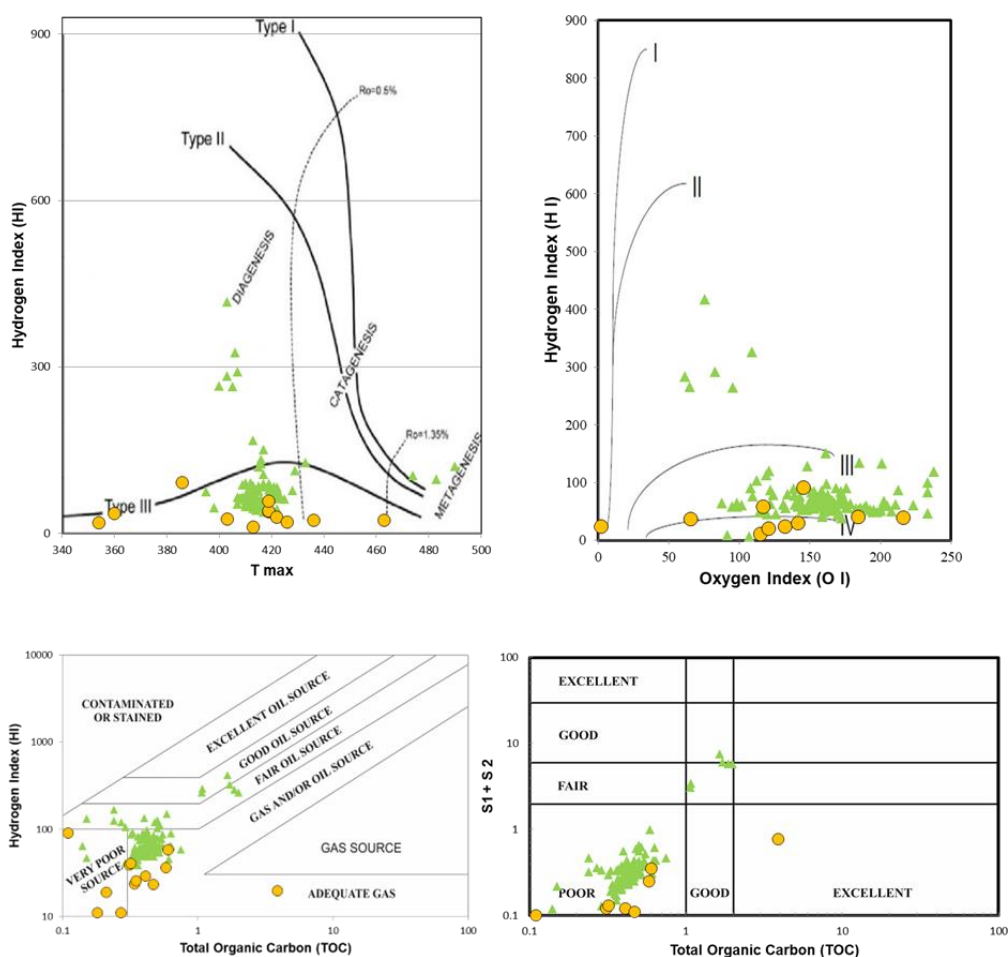
Τα αποτελέσματα της πυρόλυσης RockEval-2 των 18 δειγμάτων από τη λεκάνη της Μεσσαράς παρουσιάζονται στον Πίνακα 4-5. Οι τιμές TOC κυμαίνονται μεταξύ 0.1 και 0.6%, ενώ ένα από τα δείγματα έδωσε τιμή 3.9%. Συνεπώς, οι τιμές είναι χαμηλότερες ως και οριακά μεγαλύτερες του ορίου 0.5% TOC που χαρακτηρίζει τα μητρικά πετρώματα (Εικόνα 4-31). Ωστόσο, τιμές TOC χαμηλότερες του 0.5% θα μπορούσαν να αποτελέσουν μητρικά πετρώματα για παραγωγή μικροβιακού βιογενούς αερίου (Pang et al., 2005; Pasadakis et al., 2012).



Εικόνα 4-30: Απλουστευμένο διάγραμμα πυρόλυσης RockEval. Η πράσινη γραμμή παρουσιάζει την διακύμανση της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια τη πυρόλυσης. Οι κόκκινες περιοχές αντιπροσωπεύουν τους υδρογονάνθρακες που απελευθερώνονται/δημιουργούνται (S_1 και S_2) και την ποσότητα CO_2 που δημιουργείται (S_3). (από Hart & Steen, 2015).

Πίνακας 4-5: Αποτελέσματα της πυρόλυσης RockEval-2 στα δείγματα επιφανείας ηλικίας Μειοκαίνου.

Sample	Tmax (oC)	S1 (mg/g)	S2 (mg/g)	S3 (mg/g)	TOC (%)	PI	S1 + S2	S2/S3	HI (mg HC/g TOC)	OI (mg CO2/g TOC)	S1/TOC (mg HC/g TOC)
mesi1	463	0.00	0.08	0.45	0.34	0.00	0.08	0.18	24	132	0.00
mesi2	436	0.00	0.11	0.01	0.47	0.00	0.11	11.00	23	2	0.00
mesi3	354	0.00	0.04	0.00	0.21	0.00	0.04	N/A	19	0	0.00
mesi4	–	0.00	0.01	0.00	0.15	0.00	0.01	N/A	7	0	0.00
mesi5	321	0.00	0.02	0.00	0.21	0.00	0.02	N/A	10	0	0.00
mesi7	–	0.00	0.02	0.00	0.18	0.00	0.02	N/A	11	0	0.00
mesi9	413	0.00	0.03	0.31	0.27	0.00	0.03	0.10	11	115	0.00
mesi11	–	0.00	0.00	0.00	0.24	N/A	0.00	N/A	0	0	0.00
dem1	–	0.00	0.02	0.00	0.22	0.00	0.02	N/A	9	0	0.00
dem2	–	0.00	0.01	0.00	0.16	0.00	0.01	N/A	6	0	0.00
am2	426	0.01	0.77	4.67	3.875	0.01	0.78	0.16	20	121	0.00
am9	403	0.00	0.09	1.53	0.35	0.00	0.09	0.06	26	437	0.00
am10	422	0.00	0.12	0.58	0.41	0.00	0.12	0.21	29	141	0.00
am11	419	0.00	0.35	0.70	0.6	0.00	0.35	0.50	58	117	0.00
ski1	419	0.00	0.12	0.67	0.31	0.00	0.12	0.18	39	216	0.00
ski2	419	0.00	0.13	0.59	0.32	0.00	0.13	0.22	41	184	0.00
kas4	386	0.00	0.10	0.16	0.11	0.00	0.10	0.63	91	145	0.00
kas5	360	0.04	0.21	0.38	0.58	0.16	0.25	0.55	36	66	0.07



Εικόνα 4-31: Γεωχημικά διαγράμματα με τα δείγματα που αναλύθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής (Πορτοκαλί κύκλοι) και των ήδη δημοσιευμένων στοιχείων από επιφανειακά δείγματα και τμήματα γεωτρήσεων της λεκάνης της Μεσσαράς (πράσινα τρίγωνα). (Στοιχεία από Pasaðakis et al., 2012, Maravelis et al., 2016, Kontakiotis et al., 2020).

Οι τιμές S_1 είναι κοντά στο μηδέν υποδεικνύοντας ότι το οργανικό υλικό είναι στα αρχικά στάδια διαγένεσης. Οι τιμές S_2 είναι γενικώς χαμηλές μικρότερες του $1 \text{ mg HC/g}_{\text{πετρώματος}}$. Οι τιμές T_{max} , οι οποίες χρησιμοποιούνται ως δείκτες ωριμότητας του οργανικού υλικού (Tissot and Welte, 1984), υποδεικνύουν γενικώς ανώριμο οργανικό υλικό, με την εξαίρεση 2 δειγμάτων που είχαν θερμοκρασίες άνω των 435°C που έχουν εισέλθει στο παράθυρο πετρελαίου. Τα δείγματα αποτελούνται από κηρογόνο III που η ωρίμανσή του συνήθως δίνει αέριο (gas-prone) (Fig. 7). Μερικά από τα δείγματα έχουν οξειδωμένο κηρογόνο με υπερβολικά μεγάλες τιμές του δείκτη οξυγόνου (OI) που ενδεχομένως να οφείλεται σε ανώριμο οργανικό υλικό χερσαίας προέλευσης.

4.3.2.2 Μέτρηση Πορώδους

4.3.2.2.1 Εισαγωγή

Η δομή ενός πετρώματος χαρακτηρίζεται από τον τρόπο που τα δομικά στοιχεία/κόκκοι (matrix) είναι σε επαφή, το μέγεθος και το σχήμα τους. Τα διάκενα που δημιουργούνται μεταξύ των δομικών στοιχείων αποτελούν το σύστημα πορώδους του πετρώματος. Το πορώδες ενός πετρώματος ορίζεται από την αναλογία του όγκου των πόρων (pore volume) προς τον ολικό όγκο του πετρώματος (bulk volume):

$$\varphi = V_p / V_b$$

$$\varphi = (V_b - V_{ma}) / V_b$$

$$\varphi = [V_b - (W / \rho_{ma})] / V_b$$

όπου: V_p : όγκος πόρων (pore volume), V_b : ολικός όγκος (bulk volume), V_{ma} : όγκος των δομικών στοιχείων, W : βάρος των δομικών στοιχείων, ρ_{ma} : πυκνότητα δομικών στοιχείων

Οι ιδιότητες του πορώδους εξαρτώνται τόσο από τη σύσταση του υλικού όσο και από τα χαρακτηριστικά της πορώδους δομής. Στα χαρακτηριστικά αυτά ανήκουν το μέγεθος, το σχήμα, καθώς και η συνδεσιμότητα των πόρων. Το πορώδες επομένως είναι συνάρτηση της κατανομής του μεγέθους των πόρων ή του σχήματος και της κατανομής των κόκκων του πετρώματος που το χαρακτηρίζουν κατά τη περίοδο του σχηματισμού του. Παρόλα αυτά η αρχική δομή του πετρώματος συνήθως επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από γεωλογικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα μετά τον αρχικό σχηματισμό του πετρώματος (τεκτονική, ενταφιασμός, διαγένεση) οι οποίες μεταβάλλουν το πρωτογενές πορώδες (primary porosity). Ένα από τα συνηθισμένα διαγενετικά φαινόμενα είναι η τσιμεντοποίηση (cementing), η οποία μπορεί να προκαλέσει σημαντική πτώση του πρωτογενούς πορώδους. Ο ενταφιασμός των πετρωμάτων, και η συνεπαγόμενη συμπίεση στην οποία υπόκεινται,

συντελεί στο σμίκρυνση των υφιστάμενων πόρων. Γενικώς, το πορώδες μειώνεται με την αύξηση τους βάθους ενταφιασμού (burial depth), καθώς με την αύξηση της πίεσης των υπερκειμένων οι δομικοί κόκκοι αναδιατάσσονται και αποκτούν μια πιο συμπαγή δομή.

Σύμφωνα με τον ορισμό, οι τιμές πορώδους περιγράφονται ως κλάσμα, δεν έχουν μονάδες, και λαμβάνουν τιμές που κυμαίνονται από 0 ως 1. Μπορούν να περιγραφούν και ως ποσοστό επί τοις εκατό (%). Πρακτικώς, οι τιμές πορώδους των περισσότερων ιζηματογενών πετρωμάτων κυμαίνονται χαμηλότερα του 0,5 (50%) με τυπικό εύρος από 0,05 (5%) ως 0,4 (40%). Συνήθως, τα πετρώματα που χαρακτηρίζονται ως ταμειυτήρες παρουσιάζουν τιμές μεγαλύτερες του 0,07 (7%).

Τα κενά (πόροι) που υπάρχουν στο πέτρωμα κατά την διάρκεια σχηματισμού του αποτελούν το “πρωτογενές πορώδες”. Το πρωτογενές πορώδες δημιουργείται κατά τη διάρκεια της ιζηματογένεσης και αποτελείται είτε από τα διάκενα μεταξύ των κόκκων (διακοκκικό) είτε από διάκενα μέσα στη δομή των κόκκων (ενδοσωματιδιακό) (Σταματάκη, 2005). Παρουσιάζεται σε μια μεγάλη ποικιλία αποθετικών περιβαλλόντων, από υφάλους που καλύπτουν μόλις 1 km² μέχρι μεγάλες ανθρακικές πλατφόρμες πολλών χιλιάδων km². Αυτό το πορώδες μπορεί να μειωθεί κατόπιν συμπίεσης των πετρωμάτων ή μετά από διαγενετικές διεργασίες που σχετίζονται με τα υπόγεια νερά.

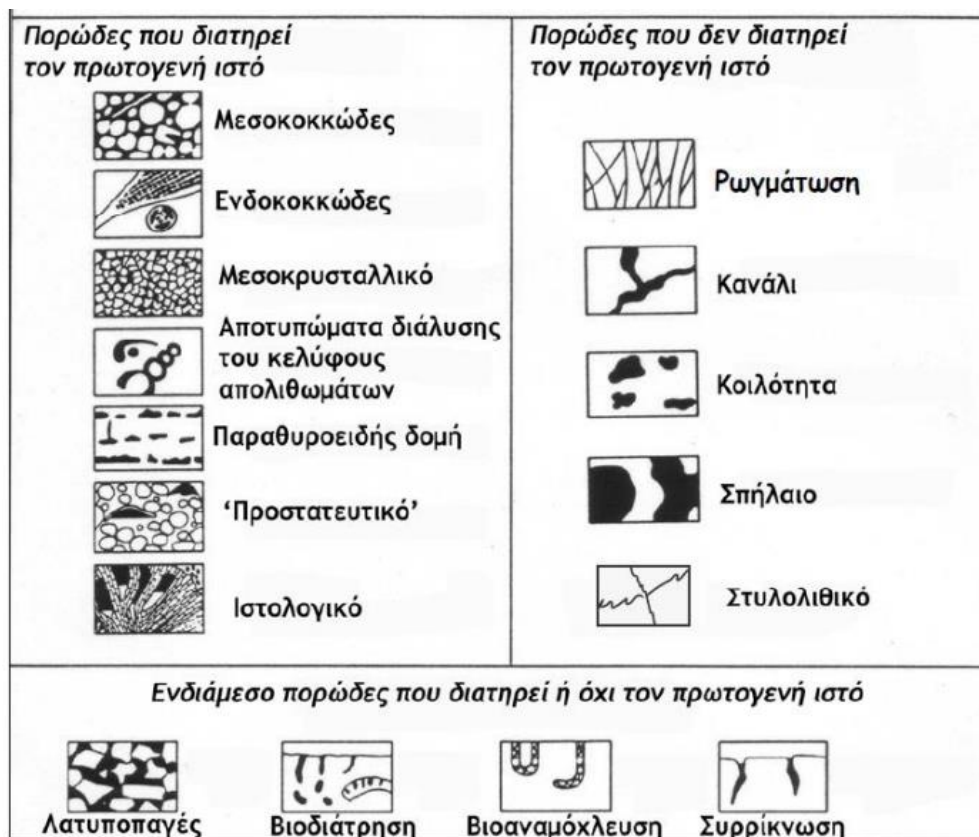
Φαινόμενα ανακρυστάλλωσης, αφυδάτωσης ή ρηγματώσεων και ρωγμών προκαλούν το “δευτερογενές πορώδες”, το οποίο οφείλεται στα διάκενα που δημιουργήθηκαν λόγω τεκτονισμού, αποσάθρωσης και διάλυσης. Γενικά θεωρείται ότι οι ψαμμίτες έχουν κυρίως διακοκκικό πορώδες αν και μπορούν να έχουν επίσης και δευτερογενές πορώδες που προήλθε από διάλυση στερεών κόκκων ενώ τα ανθρακικά πετρώματα συνήθως έχουν μόνο δευτερογενές πορώδες.

Σύμφωνα προς την ταξινόμηση των Choquette & Pray (1970) διακρίνονται οι ακόλουθοι τύποι πορώδους

- Μεσοκοκκώδες πορώδες (Intergranular ή interparticle porosity). Πρόκειται για το πρωτογενές πορώδες που δημιουργείται κατά την απόθεση των ιζημάτων.
- Ενδοκοκκώδες πορώδες (Intragranular porosity). Πρόκειται για πορώδες που οφείλεται στην εσωτερική πρωτογενή μικροδομή των κόκκων ιδιαίτερα των σκελετικών.
- Μεσοκρυσταλλικό πορώδες (Intercrystalline porosity). Πρόκειται για δευτερογενές πορώδες που αναπτύσσεται σε ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους και δολομίτες.
- Πορώδες από διάλυση των κόκκων (Mouldic porosity). Πρόκειται για δευτερογενές πορώδες που δημιουργείται μετά τη διάλυση των κόκκων, λόγω της ασταθούς πρωτογενούς ορυκτολογικής των σύστασης (αραγωνίτης ή ασβεστίτης πλούσιος σε Mg). Η διάλυση του

αραγωνίτη των βιοκλαστών και των ωοειδών, δημιουργεί βιοπορώδες και ωο-πορώδες αντίστοιχα (biomouldic / oomoldic porosity).

- Πορώδες ξήρανσης (Fenestral porosity). Πρόκειται για πορώδες που οφείλεται στη δημιουργία παραθυροειδών κοιλοτήτων και είναι σύνηθες στα περιπαλιρροιακά ιζήματα λόγω της ξήρανσης που υφίστανται. Το ποσοστό του πορώδους αυτού είναι μικρό, λόγω της ταχείας πλήρωσης των παραθυροειδών κοιλοτήτων με ίζημα ή/και τσιμέντο (γεωπεταλική δομή).
- "Προστατευτικό" πορώδες (Shelter porosity). Πρόκειται για πορώδες που δημιουργείται κάτω από μεγάλα κυρτά αλλοχημικά συστατικά.
- "Ιστολογικό" πορώδες (Growth ή Framework porosity). Πρόκειται για πορώδες που δημιουργείται από τη σκελετική ανάπτυξη οργανισμών (π.χ. κοράλλια ή ασβεστολιθικά φύκη). Το πορώδες αυτό μπορεί να είναι σημαντικό στα σύγχρονα υφαλογενή ιζήματα, αλλά σπάνια διατηρείται στους παλαιούς σχηματισμούς, λόγω της υψηλής ταχύτητας ιζηματογένεσης γύρω από τους υφάλους και της πρώιμης τσιμεντοποίησης



Εικόνα 4-32: Τύποι πορώδους (από Πομόνη Παπαϊωάννου, 2005)

- Πορώδες ρωγμών (Fracture porosity). Το πορώδες αυτό δεν διατηρεί τον πρωτογενή ιστό και διασχίζει τα ιστολογικά στοιχεία του πετρώματος. Ρωγμές δημιουργούνται συνήθως από την τεκτονική καταπόνηση, τη ξήρανση και τη διάλυση εβαποριτών.
- Πορώδες καναλιών (Channel porosity). Οι ασβεστόλιθοι υφίστανται διάλυση όταν βρεθούν σε ακόρεστα διαλύματα και δημιουργούν κανάλια κατά μήκος ρωγμών. Κανάλια αυτού του τύπου είναι συνήθη στους καρστικούς σχηματισμούς.
- Πορώδες μικρών κοιλοτήτων (Vuggy porosity). Πρόκειται για πορώδες που οφείλεται στην παρουσία πόρων, διαμέτρου $>1/16\text{mm}$ που μόλις διακρίνονται με γυμνό μάτι. Το μεγαλύτερο ποσοστό αυτών των πόρων δημιουργείται από την αύξηση των μεσοκοκκώδων ή μεσοκρυσταλλικών πόρων ή από διάλυση που προκαλούν εδαφικά, πλούσια σε CO_2 , διαλύματα
- Πορώδες "σπηλαίων" (Cavern porosity). Πρόκειται για πορώδες διαλυσιγενούς προέλευσης που οφείλεται στη δημιουργία σπηλαίων, στο πλαίσιο παλαιοκαρστικών διεργασιών.
- Πορώδες "λατυποποίησης" (Breccia porosity). Αποτελεί εξέλιξη του πορώδους "ρωγμών" και κατά συνέπεια έχει και αυτό τεκτονική ή διαλυσιγενή προέλευση. Μικρό ποσοστό πορώδους προκύπτει από διεργασίες βιοδιάτρησης, βιοαναμόχλευσης και συρρίκνωσης, λόγω ξήρανσης των ιζημάτων (Πομόνη Παπαϊωάννου, 2005).

Το πορώδες αποτελεί στατική ιδιότητα του πετρώματος καθώς δεν επηρεάζεται από τον τύπο ρευστού που καταλαμβάνει ούτε από τον τύπο και ταχύτητα ροής του ρευστού διαμέσου του πορώδους. Η συνδεσιμότητα των πόρων αποτελεί ένα από τα πιο σημαντικά χαρακτηριστικά για τη ροή των ρευστών και περιγράφεται με τον όρο ενεργό πορώδες (effective porosity). Το ενεργό πορώδες περιλαμβάνει επομένως μόνο τους συνδεδεμένους πόρους του πετρώματος που μπορεί να ακολουθήσει ένα ρευστό για να ρέει, και διαχωρίζεται από το ολικό πορώδες (total porosity) που περιλαμβάνει επιπλέον και τους απομονωμένους πόρους. Για λόφους σαφήνειας παρατίθενται παρακάτω οι ορισμοί διαφορετικών τύπων πορώδους.

- Ολικό πορώδες (Total Porosity): Ορίζεται ως ο λόγος του όγκου των κενών προς το συνολικό όγκο του πετρώματος.
- Ενεργό πορώδες (Effective Porosity): Ορίζεται ως ο λόγος του όγκου των συνδεδεμένων πόρων προς το συνολικό όγκο του πετρώματος.
- Πρωτογενές πορώδες (Primary Porosity): Ορίζεται το πορώδες όπως διαμορφώνεται κατά τη διάρκεια απόθεσης/σχηματισμού του πετρώματος. Τυπική περίπτωση ιζηματογενούς πετρώματος με εκτεταμένο πρωτογενές πορώδες αποτελούν τα κλαστικά πετρώματα (ψαμμίτες, κροκαλοπαγή, βιοκλαστικοί ασβεστόλιθοι, κτλ.).

- Δευτερογενές πορώδες (Secondary Porosity): Ορίζεται ως οπουδήποτε σύστημα πορώδους το οποίο δημιουργείται μετά την απόθεση/σχηματισμό του πετρώματος. Το δευτερογενές πορώδες οφείλει τη γένεσή του σε γεωλογικές διεργασίες όπως της διαγένεσης, της τεκτονικής, του ενταφιασμού, κτλ. Ανάλογα με το μηχανισμό δημιουργίας του το δευτερογενές πορώδες διακρίνεται σε:
 - Πορώδες διαλυτότητας (Solution Porosity): Περιλαμβάνει τους πόρους που δημιουργούνται από τη διάλυση είτε των δομικών στοιχείων/κόκκων (matrix) είτε της συνδετικής ύλης (cement) με τη δράση όξινου διαλύματος. Σε αυτήν την κατηγορία ανήκει το πορώδες που δημιουργείται από καρστικές διεργασίες σε ανθρακικά πετρώματα.
 - Τεκτονικό πορώδες (Fracture porosity): Το σύστημα πορώδους που οφείλεται σε τεκτονικά αίτια και οδηγεί σε μηχανική αστοχία του πετρώματος. Τα πορώδη συστήματα που δημιουργούνται με αυτόν τον τρόπο έχουν πολύ μεγαλύτερες διαστάσεις από αυτές του πρωτογενούς πορώδους αποτελώντας σημαντικές οδούς κυκλοφορίας των ρευστών λόγω αυξημένης διαπερατότητας.
 - Πορώδες αντικατάστασης/δολομιτίωσης (Dolomitization porosity): Αφορά στα ανθρακικά πετρώματα όταν έρχονται σε επαφή με μαγνησιούχα διαλύματα οπότε και τα ασβεστιτικά ορυκτά αντικαθίστανται από δολομίτη, και συνεπώς ο ασβεστόλιθος μετατρέπεται σε δολομιτικό ασβεστόλιθο ή και δολομίτη. Η μετατροπή αυτή ακολουθεί την παρακάτω χημική αντίδραση:

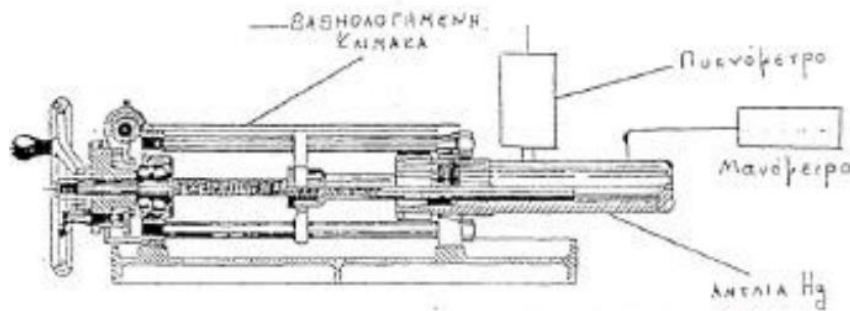


Εξαιτίας του γεγονότος ότι η ιοντική ακτίνα του Mg είναι μικρότερη από αυτή του ασβεστίου, τα δολομιτωμένα πετρώματα (Dolostones) παρουσιάζουν συνήθως μεγαλύτερο πορώδες συγκριτικά με τους περιβάλλοντες ασβεστόλιθους ιδίως σε μεγάλα βάθη ενταφιασμού (Allan and Wiggins, 1993; Sun, 1995). Πιο συγκεκριμένα, όταν η δολομιτίωση γίνεται στοιχειομετρικά μπορεί θεωρητικά να προκαλέσει την αύξηση του πορώδους κατά 12.96% (Tucker and Wright, 1990). Παρόλα αυτά, το τελικό πορώδες εξαρτάται από την ποσότητα του ανθρακικού διαλύματος που κυκλοφορεί διαμέσου του πορώδους. Όταν η δολομιτίωση συμβαίνει σε ανοιχτά συστήματα τότε το μαγνησιούχο ανθρακικό διάλυμα βρίσκεται σε περίσσεια με αποτέλεσμα να συμβαίνει υπερδολομιτίωση (over-dolomitization) κατά την οποία η απόθεση των μαγνησιούχων ορυκτών καλύπτουν περισσότερους πόρους από

αυτούς που δημιουργούνται από την αντικατάσταση των ορυκτών (Murray, 1960; Sun, 1995; Maliva et al., 2011).

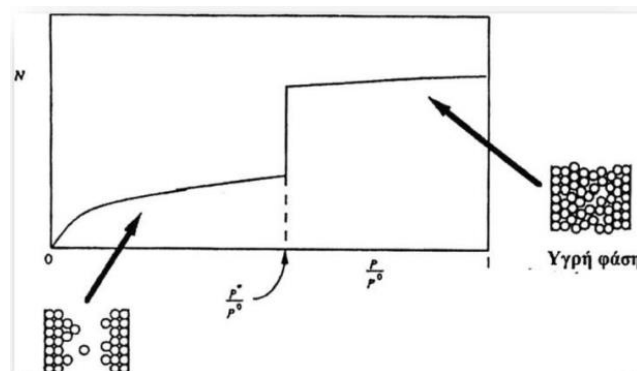
Οι μέθοδοι προσδιορισμού του πορώδους διακρίνονται σε δύο κατηγορίες, α) τις άμεσες μεθόδους που βασίζονται στην μέτρηση του όγκου των πόρων και του όγκου του δείγματος και β) στις έμμεσες μεθόδους που βασίζονται στη μέτρηση κάποιας ιδιότητας του συστήματος πορώδους. Οι σημαντικότερες άμεσες μέθοδοι μέτρησης του πορώδους όπως περιγράφονται από τον Dullien, 1979 είναι οι εξής:

- Ποροσιμετρία υδραργύρου. Η ποροσιμετρία υδραργύρου (mercury porosimetry technique) είναι μια τεχνική που χρησιμοποιείται για τον καθορισμό της τριχοειδούς πίεσης. Γνωρίζοντας τον όγκο και το βάρος υποδοχέα (διεισδύμετρο υδραργύρου) και μετρώντας το βάρος του δείγματος και το βάρος υποδοχέα-δείγματος-υδραργύρου σε συνδυασμό με την πυκνότητα του υδραργύρου μπορούμε να υπολογίσουμε τον ολικό όγκο του δείγματος (Τσακίρογλου, 1990). Ο ολικός όγκος των συνεκτικών πόρων υπολογίζεται από τον όγκο εισόδου υδραργύρου στη μέγιστη πίεση με την προϋπόθεση βέβαια ότι ο υδράργυρος εισδύει και στους μικρότερους πόρους. Οι μετρήσεις πραγματοποιούνται σε μικρά, καθαρά και στεγνά δείγματα ακαθόριστου σχήματος και αυτό αποτελεί το κύριο πλεονέκτημα της μεθόδου. Το δείγμα τοποθετείται σε ειδικό κλωβό όπου μπορεί να εισαχθεί υδράργυρος με ελεγχόμενη ποσότητα και πίεση. Ο υδράργυρος εισάγεται στο δείγμα και πραγματοποιούνται οι αυξητικές καταγραφές του όγκου υδραργύρου που εισάγεται. Η τυπική είσοδος στο δείγμα μπορεί να φτάσει τα 60.000 psia. Η ενδοφασική τάση του υδραργύρου είναι 485 δίνες/εκατοστό και η γωνία επαφής είναι 130 μοίρες. (από Κωνσταντόπουλος, 2009). Η συγκεκριμένη τεχνική παρέχει την απευθείας μέτρηση του πορώδους το οποίο στην υπό χαμηλή πίεση εισαγωγής υδραργύρου θεωρείται ίσο με το μηδέν. Η διαφορά του όγκου πριν και μετά την εισαγωγή του υδραργύρου αποτελεί την τιμή του πορώδους στο δείγμα. Στην μέγιστη πίεση των 60.000 psia θεωρείται ότι ο υδράργυρος έχει εισαχθεί μέσα σε όλα τα διάκενα του δείγματος. Ο συνολικός όγκος του εισαγόμενου υδραργύρου θεωρείται ότι είναι ο συνολικός όγκος των πόρων στην συγκεκριμένη πίεση (από Παντόπουλος, 2009).



Εικόνα 4-33: Διάταξη μέτρησης ολικού όγκου δείγματος με την μέθοδο των Hg (από Παντόπουλος, 2009)

- Ποροσιμετρία αζώτου. Η ισόθερμος προσρόφησης αζώτου σε ένα απλό μεσοπόρο αναπαρίσταται σχηματικά στην παρακάτω εικόνα. Κατά τη διαδικασία προσρόφησης, η πίεση αυξάνει από το μηδέν και τα μόρια του αζώτου τείνουν να προσροφηθούν στην επιφάνεια του πόρου. Επιπλέον, με την άνοδο της πίεσης, το άζωτο αρχίζει να σχηματίζει ένα λεπτό στρώμα, το πάχος του οποίου αυξάνει με την αύξηση της πίεσης. Σε μια χαρακτηριστική κρίσιμη τιμή πίεσης, ο πόρος αρχίζει να γεμίζει με υγροποιημένο άζωτο, με μια διαδικασία που είναι γνωστή ως τριχοειδής συμπύκνωση. Μετά από το σημείο αυτό έχουμε βαθμιαία αύξηση του προσροφημένου όγκου στην ισόθερμο προσρόφησης



Εικόνα 4-34: Σχηματική απεικόνιση ισοθέρμου προσρόφησης αζώτου σε απλό πόρο. (N) είναι ο αριθμός προσροφημένων μορίων, (P^*) είναι η κρίσιμη πίεση και (P°) είναι η πίεση κορεσμού (από Παντόπουλος, 2009)

- Ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (SEM). Μέσα από την παρατήρηση εικόνων των πετρωμάτων σε πολύ μεγάλη μεγέθυνση, παρατηρείται η ύπαρξη και συχνότητα πόρων του πετρώματος σε πολύ μικρή κλίμακα. Για την μελέτη με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο, επιλέγονται ψαμμιτικά δείγματα με καλό πορώδες και διαπερατότητα ή αντίθετα πολύ χαμηλό πορώδες και διαπερατότητα ώστε να παρατηρηθεί μικροσκοπικά η ύπαρξη ή μη πόρων στο δείγμα, η σχέση μεταξύ των πόρων και το είδος τους.

- Οι διαγραφίες γεωτρήσεων (well log measurements) χρησιμοποιούνται κατά κόρον στη βιομηχανία των υδρογονανθράκων για την εκτίμηση του σχηματισμών. Η γεωφυσική διαγραφή είναι μία συνεχής καταγραφή μετρήσεων μέσα σε γεωτρήσεις και αποκρίνονται σε μεταβολές φυσικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων που έχουν διατηρηθεί. Υπάρχουν πληθώρα διαγραφιών για να μετρηθούν οι ιδιότητες των σχηματισμών. Αναφορικά με τη μέτρηση του πορώδους χρησιμοποιούνται κυρίως ακουστικές διαγραφίες, οι διαγραφίες πυκνότητας, οι διαγραφίες νετρονίου ή οι διαγραφίες φυσικής ραδιενέργειας.

Παραδείγματα έμμεσων μεθόδων μέτρησης του πορώδους είναι η μέτρηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας ενός αγωγίμου ρευστού που γεμίζει τους πόρους του δείγματος ή η μέτρηση προσρόφησης ραδιενεργών σωματιδίων από ένα ρευστό που γεμίζει την πορώδη δομή (Bear, 1972).

4.3.2.2.2 Εργαστηριακά αποτελέσματα

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, για τη μέτρηση του ενεργού πορώδους, χρησιμοποιήθηκε το ποροσίμετρο τύπου Boyle στο Εργαστήριο Ανάλυσης Ρευστών και Πυρήνων Υπογείων Ταμιευτήρων της Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης. Οι μετρήσεις έγιναν σε δοκίμια διαμέτρου 1 ίντσας που εξήχθησαν από τα δείγματα υπαίθρου (Εικόνα 4-35). Το ξηρό δείγμα τοποθετείται εντός δοχείου κενού αέρος γνωστού όγκου V_s . Το δοχείο συνδέεται με άλλο δοχείο γνωστού όγκου V_R το οποίο περιέχει αέριο ήλιο (He) υπό πίεση P_1 . Με την εκτόνωση του αερίου στο πρώτο δοχείο αποκαθίσταται πίεση P_2 στο σύστημα. Σύμφωνα λοιπόν με το νόμο του Boyle ισχύει:

$$P_1 V_1 = P_2 V_2$$

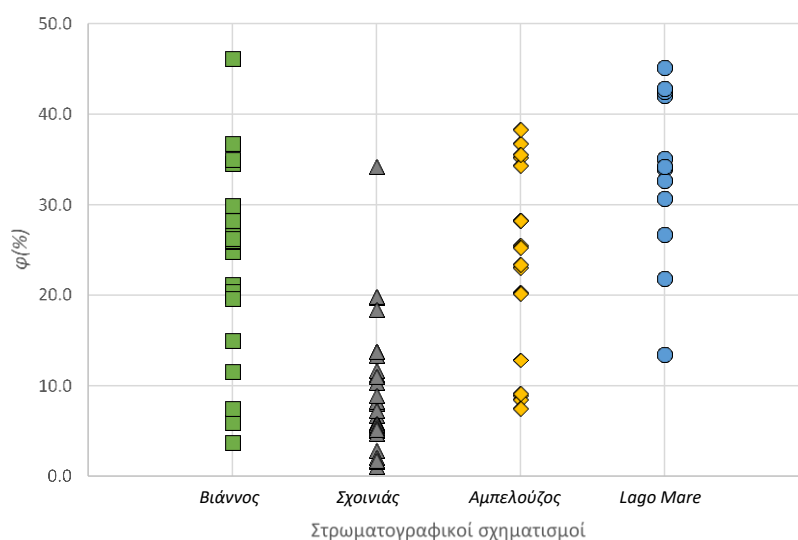
Αρχικά βαθμονομείται η πειραματική διάταξη με χρήση μεταλλικών σφαιριδίων γνωστού όγκου και κατασκευάζεται το διάγραμμα Πίεσης-Όγκου Στερεών Προτύπων από το οποίο και προκύπτει η καμπύλη αναφοράς. Κατόπιν εισάγεται ένα δοκίμιο κάθε φορά και μετράται η πίεση ισορροπίας του συστήματος. Οι μετρήσεις που προκύπτουν και η εξίσωση της καμπύλης δίνουν τον όγκο των κόκκων του πετρώματος.

Στην παρούσα εργασία μετρήθηκαν 82 τιμές πορώδους από διαφορετικές στρωματογραφικές ενότητες (Διάγραμμα 4-1, Πίνακας 4-6). Σε μερικά από τα δείγματα η τιμή πορώδους προέκυψε από τη μέση τιμή των τιμών πορώδους από διαφορετικά δοκίμια που ανήκαν στο ίδιο δείγμα υπαίθρου (επαναληπτικές μετρήσεις). Με βάση τις τιμές αυτές φαίνεται ότι τα πιο πορώδη δείγματα ανήκουν στους σχηματισμούς της Βιάννου, του Αμπελούζου και του Lago Mare. Οι αυξημένες τιμές πορώδους στη Βιάννο και στον Αμπελούζο θα μπορούσαν να αποδοθούν σε καλύτερης ποιότητας ψαμμίτες που αναμένονται να υπάρχουν στις λιμναίου και λιμνοθαλάσσιου έως παράκτιου περιβάλλοντος

αποθέσεις στους εν λόγω στρωματογραφικούς σχηματισμούς. Αντιθέτως, οι τιμές πορώδους που μετρήθηκαν σε δείγματα που ανήκουν στο σχηματισμό του Lago Mare αναμένεται να έχουν μικρότερες τιμές εξαιτίας της μαργαϊκή σύσταση αυτών των πετρωμάτων. Τέλος, οι χαμηλές τιμές του πορώδους του σχηματισμού του Σχοινιά μπορούν να αποδοθούν στις αποθέσεις βαθιάς θάλασσας, όπου αναμένονται να έχουν αποτεθεί λεπτομερέστερα υλικά.



Εικόνα 4-35: Παράδειγμα δοκιμίων διαμέτρου 1 ίντσας που χρησιμοποιήθηκαν για τις εργαστηριακές μετρήσεις πορώδους και διαπερατότητας.



Διάγραμμα 4-1. Κατανομή πορώδους ανά στρωματογραφική ενότητα που προέκυψε από τη μέτρηση 82 δειγμάτων υπαίθρου

Πίνακας 4-6: Στατιστικές παράμετροι τιμών πορώδους (%) ανά στρωματογραφική ενότητα

Στρωματογραφική Ενότητα	min	max	mean	n
Βιάννος	3.8	46.1	23.3	20
Σχοινιάς	1.1	34.2	8.9	32
Αμπελούζος	7.5	38.3	23.4	18
Lago Mare	13.4	45.1	33.4	12

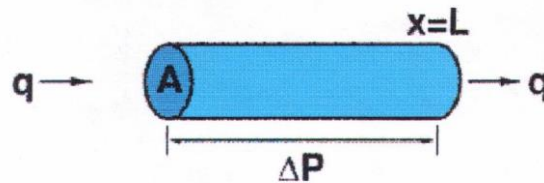
4.3.2.3 Μέτρηση Διαπερατότητας

4.3.2.3.1 Εισαγωγή

Η διαπερατότητα εκφράζει την ευκολία ροής ενός ρευστού μέσα στο πέτρωμα και εξαρτάται από τη γεωμετρία και το μέγεθος των πόρων, ιδιαίτερα αυτών που επικοινωνούν μεταξύ τους καθώς και από τις ιδιότητες του ίδιου του ρευστού, όπως το ιξώδες, τις τριχοειδείς πιέσεις κλπ.. Σε συστήματα μονοδιάστατης ροής ρευστού μιας φάσης η μαθηματική έκφραση της ροής των ρευστών μέσα σε πετρώματα ακολουθεί προσεγγιστικά το νόμο του Darcy. Σύμφωνα με αυτόν η ταχύτητα ροής του ρευστού (q) που τελικά θα μεταφερθεί μέσα από ένα κυλινδρικό δοκίμιο πετρώματος θα είναι:

$$q = \frac{k * A}{\mu * L} * \Delta P$$

Όπου k = διαπερατότητα, $\Delta P = P_{\text{outlet}} - P_{\text{inlet}}$ διαφορά της πίεσης στα δύο άκρα του δοκιμίου, A = διατομή δοκιμίου, L = μήκος δοκιμίου, μ = ιξώδες ρευστού.



Εικόνα 4-36: Αρχή υπολογισμού της διαπερατότητας σε εργαστηριακές μετρήσεις κυλινδρικών δοκιμίων.

Η διαπερατότητα εκφράζει την ευκολία με την οποία ρέει ένα ρευστό διαμέσου του συστήματος πορώδους ενός πετρώματος και αποτελεί μια από τις βασικές παραμέτρους του ταμιευτήρα. Σε αντίθεση με το πορώδες, η διαπερατότητα είναι μια δυναμική παράμετρος που εξαρτάται από τις συνθήκες πίεσης στις οποίες βρίσκεται το πέτρωμα και τη φύση του ρευστού.

Η μονάδα διαπερατότητας στο διεθνές σύστημα (SI) είναι το m^2 . Παρόλα αυτά έχει επικρατήσει στη πράξη η χρήση του Darcy ως μονάδας. Για την περίπτωση της διαπερατότητας σε πετρώματα, το 1 Darcy αποτελεί πολύ μεγάλη τιμή που δεν είναι πρακτικά διαχειρίσιμη. Για το λόγο αυτό συνηθίζεται να χρησιμοποιείται το milidarcy (10^{-3} Darcy). Ο ποιοτικός διαχωρισμός της διαπερατότητας βασίζεται στα παρακάτω εύρη τιμών:

- Φτωχό ($k < 1\text{mD}$),
- Ικανοποιητικό ($1\text{mD} < k < 10\text{mD}$),
- Ενδιάμεσο ($10\text{mD} < k < 50\text{mD}$),
- Καλό ($50\text{mD} < k < 250\text{mD}$),
- Πολύ καλό ($k > 250\text{mD}$).

Οι παράγοντες που επηρεάζουν τη διαπερατότητα είναι το σχήμα και μέγεθος των κόκκων, η τσιμεντοποίηση, διαρρήξεις του πετρώματος, διαλυτοποιήσεις. Οι παραδοχές που διέπουν της εξίσωση του Darcy είναι:

- Η ροή είναι οριζόντια, στρωτή και γραμμική,
- Επικρατούν ισοθερμικές συνθήκες
- Σταθερή ροή
- Το πορώδες είναι κορεσμένο με το ρευστό

Η απλή μορφή της εξίσωσης του Darcy είναι θεωρητική και ιδεατή. Στην πραγματικότητα η διαπερατότητα εξαρτάται από τη φύση του ρευστού, τις διαστάσεις του δοκιμίου. Αυτός είναι ο λόγος που χρησιμοποιείται ο όρος απόλυτη διαπερατότητα (absolute permeability). Στην περίπτωση που η διαπερατότητα εξαρτάται και από τη διαφορά πίεσης η ροή δεν υπακούει στις συνθήκες του νόμου του Darcy (non-Darcy effects).

Ο όρος απόλυτη διαπερατότητα (absolute permeability) χρησιμοποιείται όταν το πέτρωμα είναι κορεσμένο κατά 100% με ρευστό μιας φάσης (αέριο ή πετρέλαιο ή νερό). Στην περίπτωση που παραπάνω της μιας φάσης ρευστού συνυπάρχουν στο πορώδες σύστημα η διαπερατότητα ονομάζεται ενεργή διαπερατότητα (effective permeability) για κάθε φάση (k_o , k_g , k_w). Επειδή τα ρευστά αλληλοεπιδρούν κατά τη διάρκεια της ροής το άθροισμα των ενεργών διαπερατοτήτων είναι πάντοτε μικρότερο της απόλυτης διαπερατότητας.

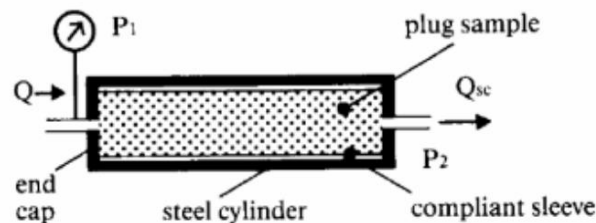
Σε μια πολυφασική ροή, ο λόγος της ενεργής διαπερατότητας μόνο της μιας φάσης προς την απόλυτη διαπερατότητα ονομάζεται σχετική διαπερατότητα (relative permeability) της συγκεκριμένης φάσης (k_{ro} , k_{rg} , k_{rw}). Η σχετική διαπερατότητα είναι αδιάστατο μέγεθος και εκφράζεται ως κλάσμα ή ποσοστό.

Όπως ισχύει και για το πορώδες, η διαπερατότητα μπορεί να είναι είτε πρωτογενής είτε δευτερογενής. Η πρωτογενής διαπερατότητα σχετίζεται με τη δομή που αποκτά το πέτρωμα κατά το σχηματισμό του, ενώ η δευτερογενής σχετίζεται με τις αλλαγές στη αρχική δομή του πετρώματος λόγω τεκτονισμού και διαγένεσης (ενταφιασμού/συμπίεσης, τσιμεντοποίησης, διαρρήξεων και διαλυτοποιήσεων).

Οι μετρήσεις διαπερατότητας πραγματοποιούνται από ειδικά περατόμετρα μέσω εισπίεσης υγρού ή αερίου και σε κυλινδρικά δείγματα καθορισμένων διαστάσεων.

4.3.2.3.2 Εργαστηριακά αποτελέσματα

Στην παρούσα διατριβή για τη μέτρηση της διαπερατότητας των δειγμάτων χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος Hassler στο Εργαστήριο Ανάλυσης Ρευστών και Πυρήνων Υπογείων Ταμιευτήρων της Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης. Το δοκίμιο τοποθετείται στον μεταλλικό υποδοχέα Hassler και εφαρμόζεται ακτινωτή εγκάρσια πίεση προκειμένου ο εσωτερικός ελαστικός δακτύλιος που περιβάλλει το δοκίμιο να εφαρμόσει πάνω στο δοκίμιο προκειμένου να αποτρέψει τη διέλευση του ρευστού γύρω από αυτό. Στα δύο άκρα του υποδοχέα υπάρχουν μεταλλικά κυλινδρικά κελύφη που διαθέτουν οπές μέσω των οποίων διέρχεται ο αέρας.



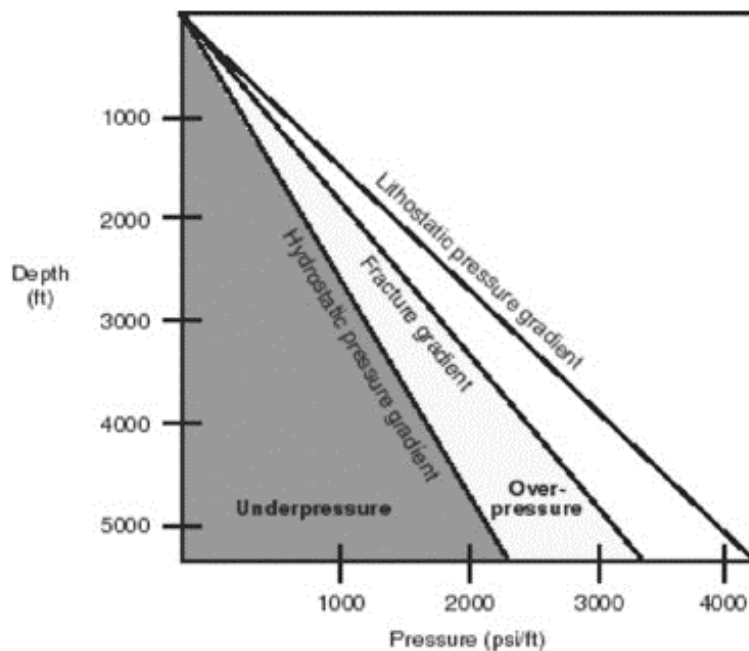
Εικόνα 4-37: Διαπερατόμετρο Hassler εργαστηρίου Ανάλυσης Ρευστών και Πυρήνων Υπόγειων Ταμιευτήρων (Βαρότσης 2014)

Η αρχή για τις μετρήσεις διαπερατότητας ακολουθεί τη λογική της εισπίεσης ρευστού (αερίου εν προκειμένω) σε κυλινδρικό δοκίμιο και μέτρηση της ροής του ρευστού στην έξοδο της διάταξης. Όσο πιο διαπερατό είναι το δοκίμιο τόσο μεγαλύτερες ροές ρευστού μετρώνται στην έξοδο. Κατόπιν υπολογίζονται έμμεσα οι τιμές διαπερατότητας που αφορούν είτε σε συνθήκες επιφανείας, είτε σε συνθήκες πίεσης λόγω ενταφιασμού (overburden pressure) με άσκηση αντίστοιχης πλευρικής πίεσης (confining pressure) στο δοκίμιο. Η ακρίβεια της ανωτέρω μεθόδου είναι της τάξεως του $\pm 5\%$ της πραγματικής τιμής όταν η διαπερατότητα κυμαίνεται μεταξύ 10-500 mD. Για διαπερατότητες χαμηλότερες του 1 mD η ακρίβεια γίνεται $\pm 20\%$ ενώ για υψηλότερες των 500 mD είναι συνήθως $\pm 10\%$ της πραγματικής τιμής.

Η μετρούμενη διαπερατότητα δεν αντιστοιχεί απόλυτα στην πραγματική διαπερατότητα του πετρώματος το οποίο ευρισκόμενο σε βάθος εκατοντάδων μέτρων υφίσταται την πίεση των υπερκείμενων πετρωμάτων (overburden pressure) με συνέπεια η διαπερατότητα (όσο και το πορώδες) να αναμένεται χαμηλότερη. Η μείωση αυτή καθορίζεται από τη συμπίεστικότητα του πετρώματος (compressibility) και συντελεί στη συμπύκνωση του πετρώματος με τη μείωση του πορώδους και της διαπερατότητας. Η μείωση αυτή εξαρτάται από τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά κάθε πετρώματος και δεν είναι ίδια σε όλες τις περιπτώσεις. Η εκτίμηση του ποσοστού της μείωσης αυτής κρίνεται ιδιαίτερως χρήσιμη όταν χρειάζεται να αποτιμηθεί ο όγκος των πόρων (Pore volume) σε σχηματισμούς που βρίσκονται σε μεγάλα βάθη.

Η πίεση των υπερκείμενων αντισταθμίζεται από τη λιθοστατική πίεση (lithostatic pressure) που η πίεση που μπορεί να ανεχθούν τα δομικά στοιχεία του πετρώματος με την επαφή των κόκκων μεταξύ

τους (Intergranular) (Εικόνα 4-38). Επιπλέον, η ύπαρξη ρευστών στα διάκενα μεταξύ των κόκκων οδηγεί στην ανάπτυξη υδροστατικής πίεσης (hydrostatic pressure) που βοηθά περαιτέρω στην αντιστάθμιση της πίεσης των υπερκειμένων (overburden pressure). Συνεπώς, η πίεση των υπερκειμένων ισοδυναμεί με τη λιθοστατική πίεση που μεταφέρεται από κόκκο σε κόκκο συν την υδροστατική πίεση των ρευστών (Khan & Islam, 2007). Στις περιπτώσεις που ενώ η πίεση των υπερκειμένων αυξάνεται αλλά το ρευστό των πόρων δε βρίσκει διέξοδο διαφυγής για να εκτονωθεί, τότε δημιουργούνται συνθήκες υπερπίεσης των ρευστών (overpressured layers).



Εικόνα 4-38: Τυπική μορφή των διαφορετικών βαθμίδων πίεσης σε συνάρτηση με το βάθος ενταφιασμού (Khan & Islam, 2007). Η υδροστατική βαθμίδα ορίζει το όριο των συνθηκών υποπίεσης (underpressure) και υπερπίεσης (overpressure). Η σταδιακή αύξηση της πίεσης των ρευστών οδηγεί στη θραύση του σχηματισμού μόλις προσεγγίσει τη βαθμίδα θραύσης.

Σε κανονικές συνθήκες υδροστατικής πίεσης, η πίεση των υπερκειμένων (overburden pressure) σε βάθος «Z» υπολογίζεται με την ακόλουθη σχέση:

$$P(z) = P_o + g \int_0^z \rho(z) dz$$

where

$P(z)$ = overburden pressure at a depth z

$\rho(z)$ = density of the overlying rock at depth z

g = acceleration due to gravity

z = depth in meters

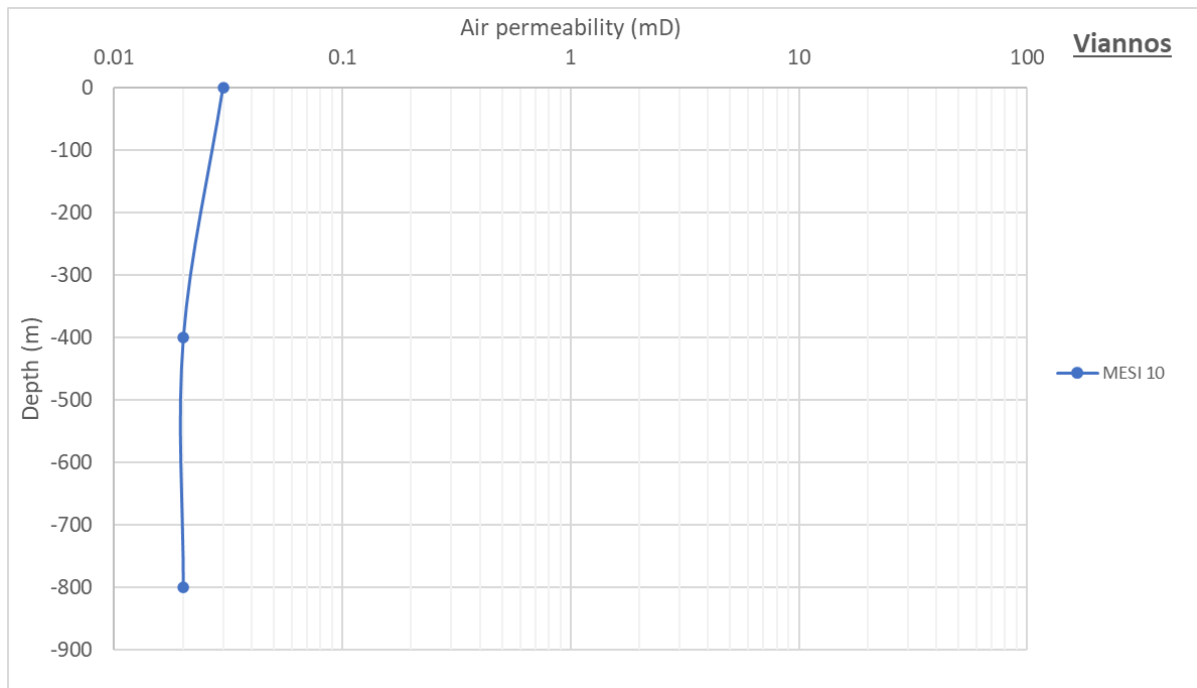
P_o = datum pressure, e.g., pressure at the surface

Σχέση 4-1: Υπολογισμός της πίεσης των υπερκειμένων σε σχέση με το βάθος (Khan & Islam, 2007).

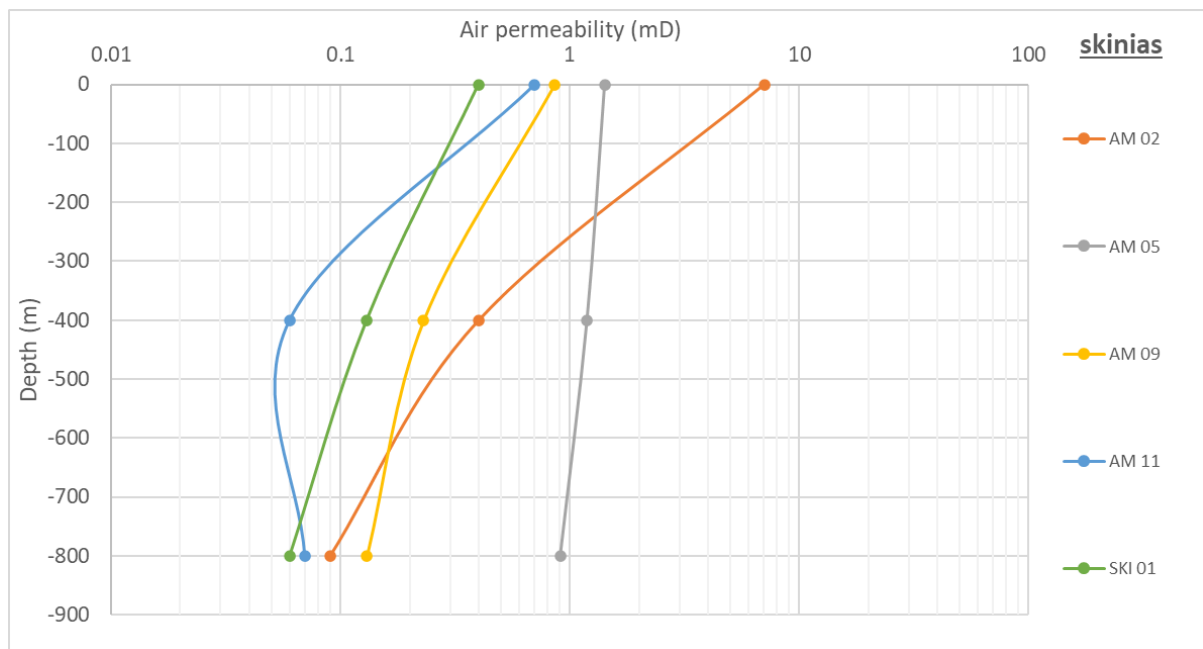
Πίνακας 4-7: Δείγματα στα οποία μετρήθηκε η διαπερατότητα σε 3 διαφορετικά στάδια (K_L , διαπερατότητα *Klinkenberg*). Ταυτόχρονα παρουσιάζονται η αρχική λιθολογική περιγραφή και οι αντίστοιχες τιμές πορώδους.

	Formation	Sample	Porosity	Air Permeability (mD)			Klinkenberg Permeability
			(%)	Ka @25atm	Ka @100atm	Ka @200atm	KI @25Atm
1	Viannos	MESI 10	2.22	0.03	0.02	0.02	0.01
2	skinias	AM 02	17.1	7.04	0.40	0.09	3.43
3	skinias	AM 05	4.5	1.42	1.19	0.91	1.23
4	skinias	AM 09	18.4	0.86	0.23	0.13	0.66
5	skinias	AM 11	18.2	0.70	0.06	0.07	0.13
6	skinias	SKI 01	24.1	0.40	0.13	0.06	0.32
7	kastelianna	DEM 03	10.5	0.20	0.09	0.05	0.02
8	kastelianna	DEM 04	4.1	0.14	0.06	0.09	0.03
9	kastelianna	DEM 05	10.6	41.72	5.43	1.54	21.33
10	kastelianna	DEM 06	8.3	0.44	0.22	0.24	0.28
11	kastelianna	DEM 09	1	0.02	0.02	0.01	0.00
12	kastelianna	DEM 11	12.1	17.57	15.04	14.20	14.45
13	kastelianna	FAN 08 V2	23.5	28.85	28.56	26.11	9.88
14	kastelianna	FAN 13 V2	15.5	12.08	9.25	9.16	4.79
15	kastelianna	KAS 01	14.2	0.39	0.20	0.18	0.22
16	Lago Mare	FAN 19 V1	34.9	0.08	0.08	0.07	0.01
17	Lago Mare	FAN 21B V1	29.8	0.45	0.34	0.29	0.22
18	Lago Mare	FAN 21B V3	32.1	1.11	0.61	0.54	0.39
19	Lago Mare	FAN 21C V1	44.8	7.96	5.30	5.41	3.27
20	Lago Mare	FAN 22 H1	34.0	0.52	0.38	0.33	0.19
21	Lago Mare	FAN 22 V1	31.3	12.86	10.62	10.40	4.54
22	Lago Mare	FAN 23 V2	35.3	2.81	2.36	1.98	1.32
23	Lago Mare	FAN 23 V3	38.0	0.72	0.60	0.50	0.33
24	Lago Mare	FAN 24 V1	32.2	0.66	0.45	0.39	0.26
25	Lago Mare	FAN 25 V2	28.6	0.37	0.31	0.23	0.13
26	Lago Mare	FAN 30 V1	30.6	21.04	17.46	13.26	10.79
27	Lago Mare	FAN 33B V1	34.5	0.51	0.30	0.24	0.18

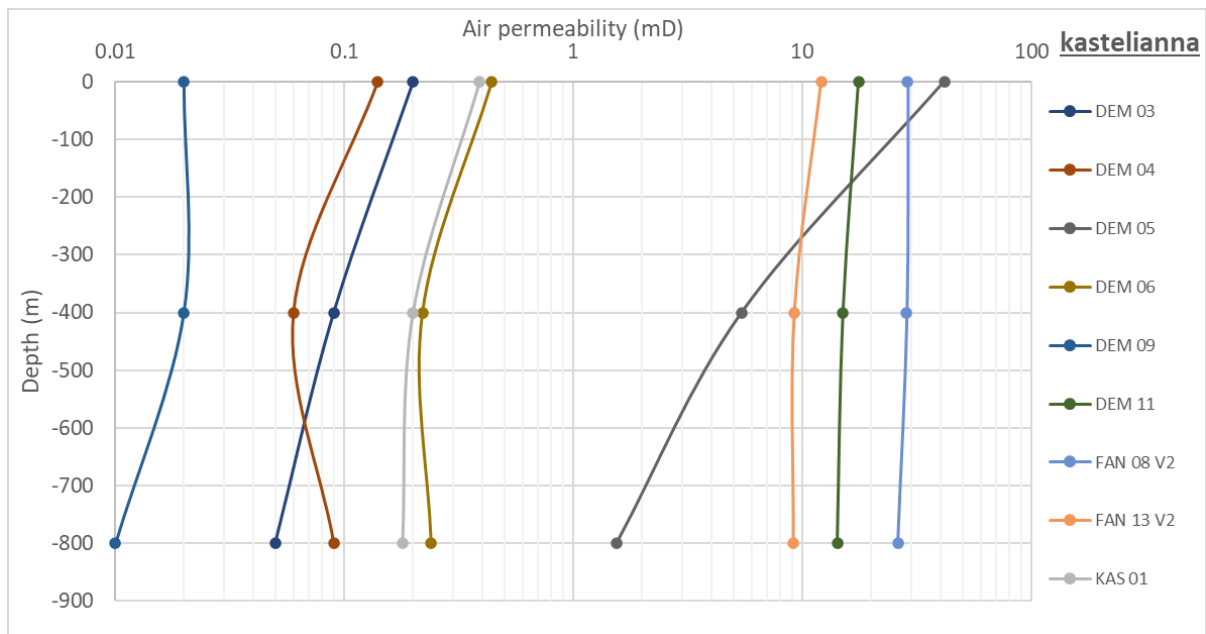
Για το σκοπό αυτό, η πειραματική διάταξη μέτρησης διαπερατότητας περιλάμβανε και τη δυνατότητα εφαρμογής εξωτερικής εγκάρσιας ακτινωτής πίεσης (confining pressure) στον υποδοχέα δειγμάτων (Core holder). Με τον τρόπο αυτόν γίνεται προσπάθεια προσομοίωσης των συνθηκών πίεσης εξαιτίας των υπερκειμένων (overburden pressure) που επικρατούν σε βάθη αντίστοιχα με αυτά που βρίσκεται το πέτρωμα. Η εγκάρσια πίεση εφαρμόστηκε κατά τις πειραματικές μετρήσεις σε 3 διακριτά στάδια των 25, 100 και 200 Atm. Εφαρμόζοντας τη Σχέση 4-1, οι πιέσεις αυτές αντιστοιχούν σε βάθη της τάξεως των -100m, -400m και -800m αντιστοίχως, για μια μέση τιμή πυκνότητας πετρώματος $2,57\text{g/cm}^3$.



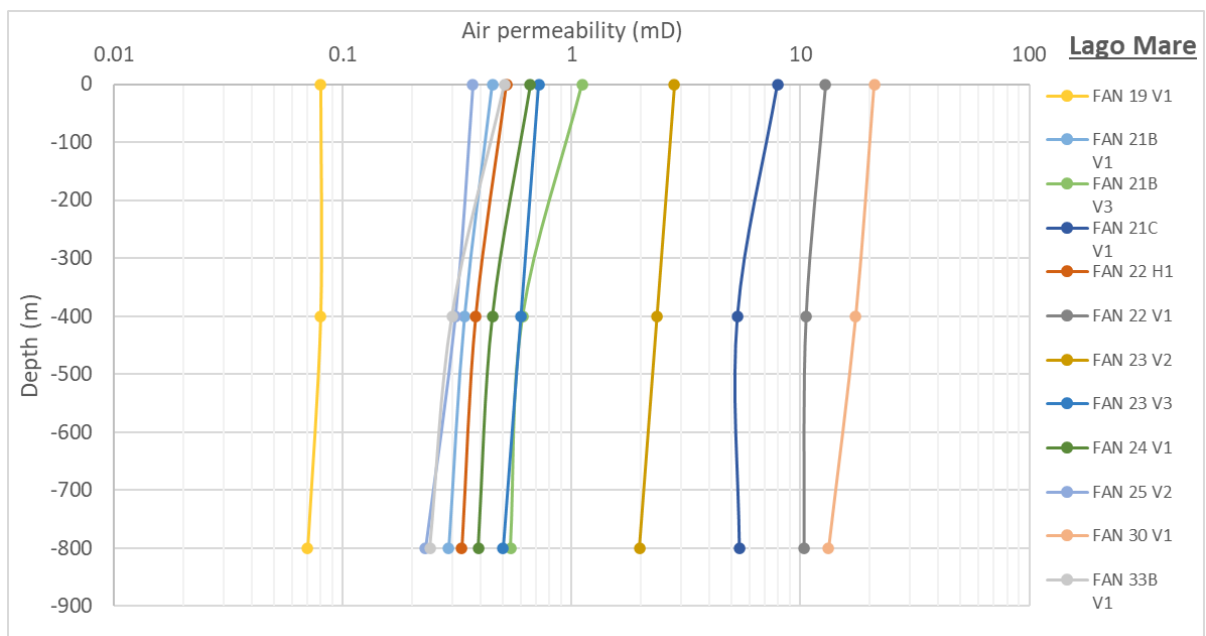
Διάγραμμα 4-2: Εργαστηριακές μετρήσεις διαπερατότητας (σε αέρα) δείγματος της λιθοστρωματογραφικής ενότητας της Βιάννου. Η μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν σε 3 στάδια εγκάρσιας πίεσης / διαφορετικού βάθους ενταφιασμού



Διάγραμμα 4-3: Εργαστηριακές μετρήσεις διαπερατότητας (σε αέρα) δειγμάτων της λιθοστρωματογραφικής ενότητας του Σκινιά. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν σε 3 στάδια εγκάρσιας πίεσης / διαφορετικού βάθους ενταφιασμού.



Διάγραμμα 4-4: Εργαστηριακές μετρήσεις διαπερατότητας (σε αέρα) δειγμάτων της λιθοστρωματογραφικής ενότητας των Καστελιανών/Αμπελούζου. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν σε 3 στάδια εγκάρσιας πίεσης / διαφορετικού βάθους ενταφιασμού.



Διάγραμμα 4-5: Εργαστηριακές μετρήσεις διαπερατότητας (σε αέρα) δειγμάτων της ενότητας του Lago Mare. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν σε 3 στάδια εγκάρσιας πίεσης / διαφορετικού βάθους ενταφιασμού.

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, πραγματοποιήθηκαν 27 μετρήσεις διαπερατότητας σε δοκίμια που είχαν ήδη μετρηθεί τα πορώδη τους (Πίνακας 4-7). Όπως ήταν αναμενόμενο, η μείωση της διαπερατότητας με το βάθος αποτυπώθηκε και στις μετρήσεις της παρούσας διατριβής (Διάγραμμα 4-3 ως Διάγραμμα 4-5). Εξαίρεση αποτέλεσαν κάποια από τα δείγματα που προσέγγιζαν τιμές διαπερατότητας 1mD. Υπενθυμίζεται ότι για τιμές κάτω του 0,1mD η ακρίβεια της μεθόδου μέτρησης περιορίζεται. Με βάση τα αποτελέσματα, τα δείγματα παρουσιάζουν από φτωχές (<1mD) ως ικανοποιητικές (1-10mD) και ενδιάμεσες (10-50mD) τιμές διαπερατότητας.

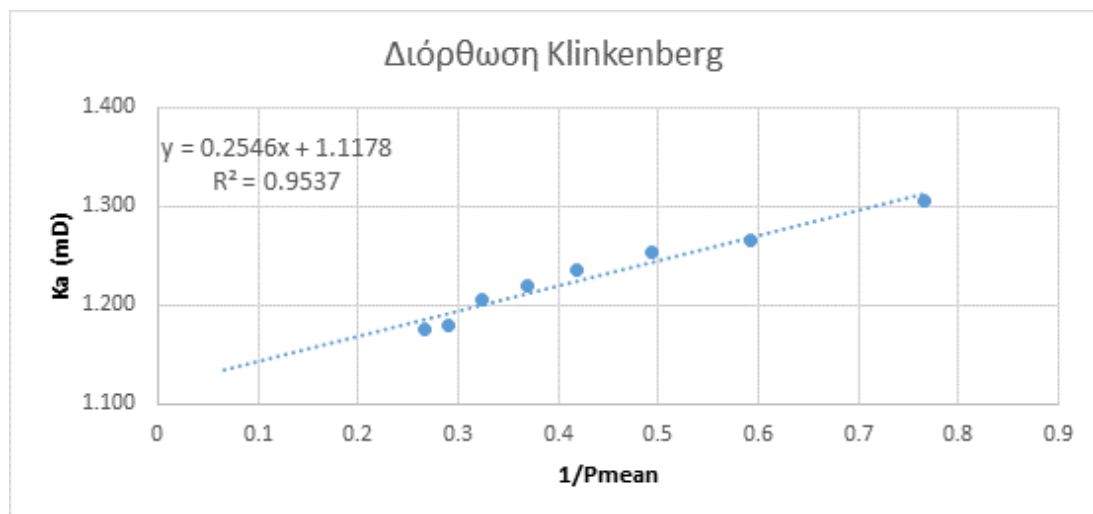
Η απουσία δειγμάτων με μεγαλύτερες τιμές διαπερατότητας ενδεχομένως να εξηγείται από το γεγονός ότι δεν κατέστη εφικτή η δημιουργία κυλινδρικών δοκιμών από τα δείγματα υπαίθρου που παρουσίαζαν μικρότερο βαθμό συνοχής, διότι τα δείγματα αυτά καταστρέφονταν κατά τη διάρκεια λήψης του δοκιμίου από το κοπτικό άκρο. Κάτι αντίστοιχο ισχύει βεβαίως και για τις εργαστηριακές μετρήσεις του πορώδους.

Δεδομένου ότι οι μετρήσεις διαπερατότητας (K_a) πραγματοποιήθηκαν με χρήση πεπιεσμένου αέρα, στις υπολογισθείσες τιμές έγινε η διόρθωση Klinkenberg προκειμένου οι τελικές τιμές διαπερατότητας (K_l) να είναι αντιπροσωπευτικές της διαπερατότητας και σε άλλα ρευστά (Πίνακας 4-7).

Η διαφορά μεταξύ της διαπερατότητας σε αέρα και σε ρευστό οφείλεται στο φαινόμενο της ολίσθησης του αερίου (Gas slippage) στην επαφή του με τα τοιχώματα του συστήματος πορώδους (pore throats) (Heid et al., 1950). Ο Klinkenberg (1941) απέδειξε ότι η ολίσθηση των μορίων του αερίου στα τοιχώματα του συστήματος πορώδους μπορεί να επηρεάσει τη μέτρηση της διαπερατότητας και να δώσει μεγαλύτερες τιμές. Σε συνθήκες στρωτής ροής η μετρούμενη διαπερατότητα παρουσιάζει γραμμική σχέση με το ανάστροφο της πίεσης (Διάγραμμα 4-6).

Γενικά, η διόρθωση Klinkenberg αποκτά περισσότερη σημασία όταν το μέγεθος του μορίου αέρα είναι συγκρίσιμο με τις διαστάσεις του πορώδους συστήματος, οπότε και τα μόρια του αέρα ολισθαίνουν στα τοιχώματα. Ως αποτέλεσμα, η μετρούμενη διαπερατότητα είναι υψηλότερη από τη διαπερατότητα σε κάποιο άλλο ρευστό. Η διαφορά αυτή γίνεται μεγαλύτερη σε λεπτόκοκκα, χαμηλής διαπερατότητας πετρώματα (Wu et al. 1998). Η διόρθωση σε κάθε δείγμα πραγματοποιείται υπολογιστικά με βάση τις μετρήσεις ροής εξόδου για κάθε διαφορετική πίεση εισόδου (Διάγραμμα 4-6). Πάντοτε, οι διορθωμένες τιμές διαπερατότητας Klinkenberg (K_l) είναι μικρότερες από τις αντίστοιχες τιμές διαπερατότητας σε αέρα (K_a). Σημειώνεται ότι ο υπολογισμός Klinkenberg δεν είναι αξιόπιστος όταν οι τιμές διαπερατότητας σε αέρα είναι μικρές (<0.1mD).

Η διόρθωση Klinkenberg πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια αυτής της διατριβής για λόγους πληρότητας. Οι τιμές διαπερατότητας Klinkenberg δεν χρησιμοποιήθηκαν τελικώς, δεδομένου ότι οι αποθέσεις του Μειοκαίνου στη Μεσσαρά αποτιμήθηκαν ως πιθανοί ταμειευτήρες αερίου, και όχι κάποιου άλλου ρευστού.



Διάγραμμα 4-6. Παράδειγμα διόρθωσης Klinkenberg στις τιμές διαπερατότητας. Η τομή της γραμμής τάσης με τον κατακόρυφο άξονα, δίνει τη διαπερατότητα Klinkenberg (K_L).

4.3.2.4 Συσχέτιση πορώδους και διαπερατότητας

Ένα βασικό στοιχείο της τριδιάστατης προσομοίωσης (3D modelling) αποτελεί η ομαδοποίηση των αρχικών δεδομένων σε ομάδες που παρουσιάζουν κάποιο κοινό φυσικό χαρακτηριστικό και εξυπηρετεί τους στόχους της προσομοίωσης. Όπως παρουσιάστηκε και στην παράγραφο του πορώδους, τα δείγματα του σχηματισμού του Σκινιά παρουσιάζουν χαμηλές τιμές πορώδους συγκριτικά με τους σχηματισμούς της Βιάννου και του Αμπελούζου. Αντιστοίχως, τα δείγματα που ανήκουν στο “Lago Mare” παρουσιάζουν υψηλά πορώδη ενδεικτικά της μαργαικής σύστασης αυτών των αποθέσεων. Αυτό το γεγονός, θα μπορούσε να αποτελέσει ένα πρωταρχικό κριτήριο για την ομαδοποίηση αυτών των δειγμάτων, υπό την έννοια ότι τέτοιου είδους αποτελέσματα θα μπορούσαν να αποδοθούν σε γενικές γραμμές στο χαρακτήρα του αποθετικού παλαιοπεριβάλλοντος κάθε σχηματισμού. Ως παράδειγμα θα μπορούσε να υποστηριχθεί ότι η πλειονότητα των ιζημάτων του σχηματισμού του Σκινιά ως προϊόν απόθεσης ανοιχτής θάλασσας παρουσιάζουν χαμηλότερα πορώδη συγκριτικά με λιμνοθαλάσσιες/παράκτιες ως ρηχής θάλασσας αποθέσεις της Βιάννου και του Αμπελούζου.

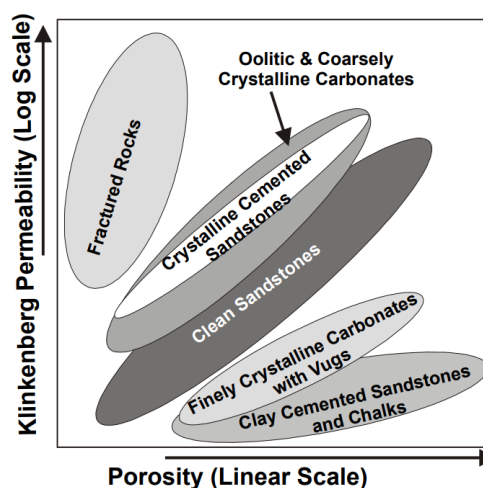
Στην παρούσα διατριβή κάτι τέτοιο δεν ακολουθήθηκε διότι τέτοιου είδους συμπεράσματα δεν λαμβάνουν υπόψη τις επιμέρους αλλαγές του περιβάλλοντος απόθεσης σε μικρότερη κλίμακα. Οι

λιθολογικές/πετρογραφικές περιγραφές κάθε δείγματος θα πρέπει να συνοδεύουν τις εργαστηριακές μετρήσεις πορώδους και διαπερατότητας, κάτι που δεν αποτέλεσε κομμάτι της παρούσας διατριβής. Αντί αυτού, η ομαδοποίηση των δειγμάτων βασίστηκε καθαρά και μόνο στα πετροφυσικά χαρακτηριστικά του πορώδους και διαπερατότητας κάθε δείγματος. Ο στρωματογραφικός σχηματισμός στον οποίο ανήκουν τα δείγματα αποτέλεσε δευτερεύουσα πληροφορία που κυρίως χρησιμοποιήθηκε για τη σύνδεση της σεισμικής ερμηνείας με τα εργαστηριακά αποτελέσματα, όπως θα αναπτυχθεί στα επόμενα κεφάλαια.

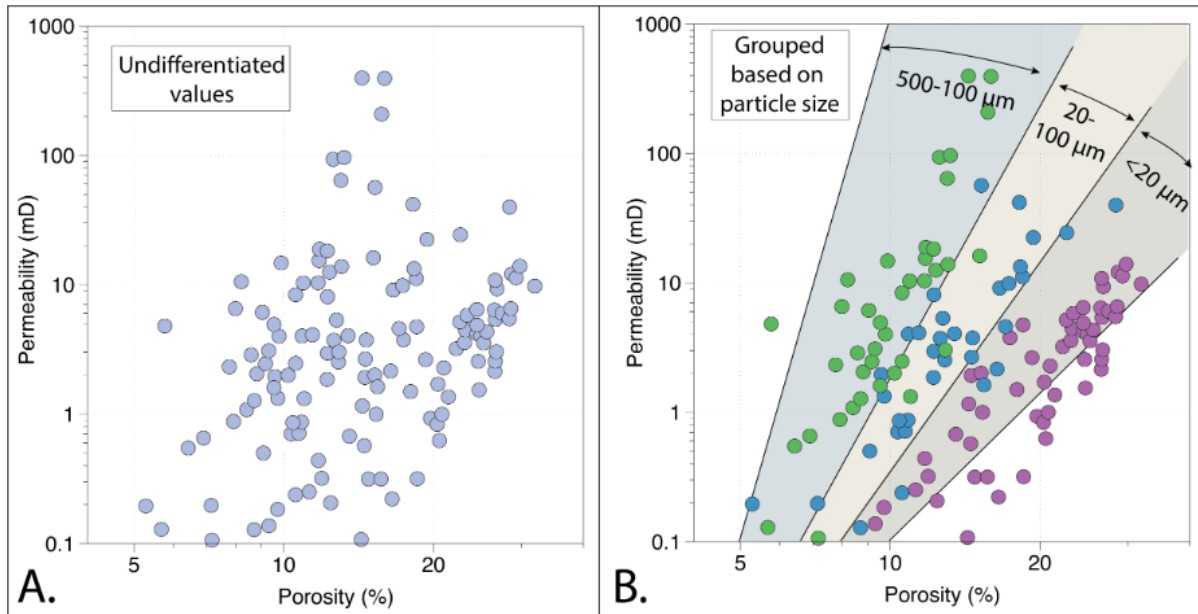
Συνήθως τα δείγματα με υψηλότερα πορώδη συνοδεύονται και από υψηλές τιμές διαπερατότητας, επειδή όσο μεγαλύτερος είναι ο όγκος των πόρων τόσο μεγαλύτερες ή και περισσότερες είναι και οι συνδεδεμένες οδοί ροής των ρευστών (interconnected pore space and flow paths). Η θετική συσχέτιση πορώδους και διαπερατότητας δεν είναι πάντοτε ξεκάθαρη όταν υπάρχει μεγάλη διασπορά των σημείων του διαγράμματος. Σε αυτές τις περιπτώσεις μπορούν να εξαχθούν παραπάνω της μιας συσχέτισης, κάθε μια από τις οποίες θα αντιπροσωπεύει και μια ομάδα πετρώματος (rock type) με διακριτά πετροφυσικά χαρακτηριστικά (Διάγραμμα 4-7).

Για τη συσχέτιση πορώδους και διαπερατότητας και την ομαδοποίηση τους σε ομάδες (Rock types) έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι με κυριότερες αυτές του Lucia, Winland R35 και Flow Zone Indicator (FZI). Κάθε μία από αυτές βασίζονται σε διαφορετικές θεωρήσεις και όλες παρουσιάζουν τα αντίστοιχα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα (Haikel et al., 2018).

Η μέθοδος Lucia ταξινομεί τα σημεία πορώδους/διαπερατότητας σε τρεις ομάδες ανάλογα με δομή του πετρώματος και το κοκκομετρικό μέγεθος (Διάγραμμα 4-8). Η μέθοδος αυτή έχει αναπτυχθεί για ανθρακικά πετρώματα και συνεπώς δεν ακολουθήθηκε στην παρούσα διατριβή.



Διάγραμμα 4-7: Τυπική απεικόνιση των διαφορετικών ομάδων πετρώματος (rock type) που παρουσιάζουν διακριτά πετροφυσικά χαρακτηριστικά



Διάγραμμα 4-8: Βιβλιογραφικό παράδειγμα διαγράμματος πορώδους/διαπερατότητας χωρίς τη ταξινόμηση (Α) και με την ταξινόμηση κατά Lucia (2007) ανάλογα με το κοκκομετρικό μέγεθος (Β).

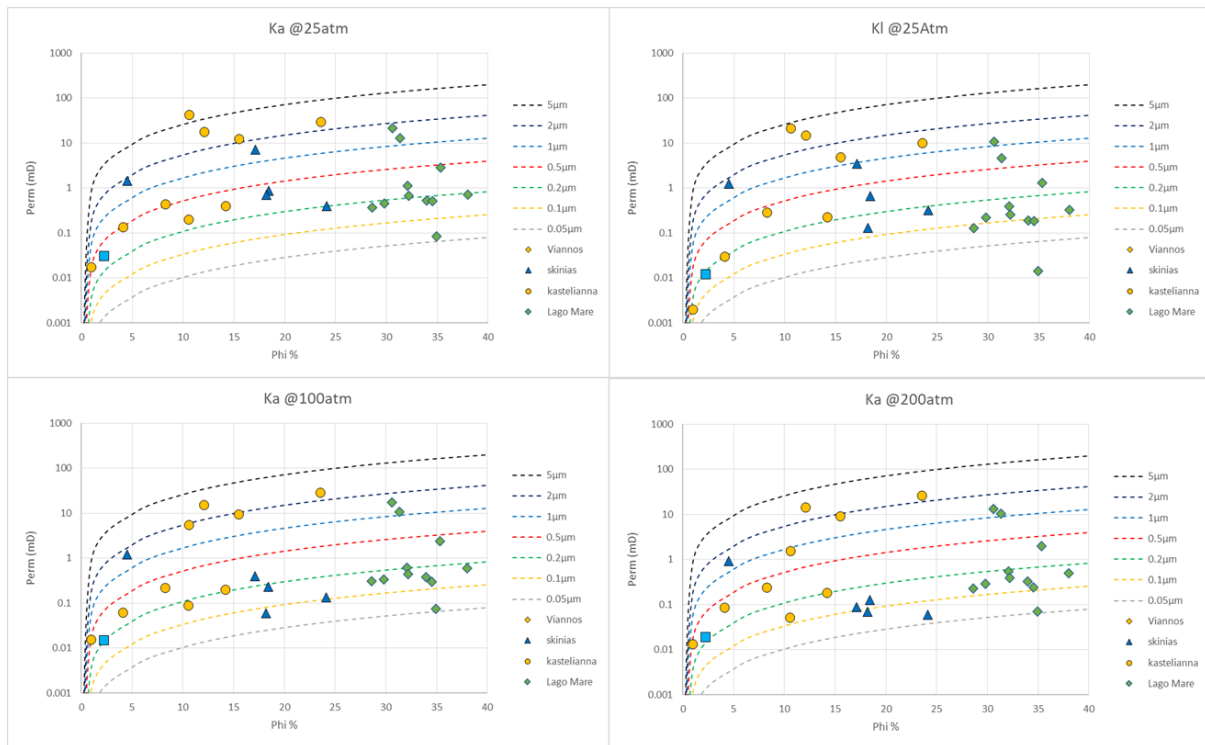
Η μέθοδος Winland R35 κατηγοριοποιεί τα δείγματα βάσει την ακτίνα των διαδρόμων του πορώδους συστήματος (pore throat radius). Η μέθοδος αυτή βασίζεται σε μια εμπειρική σχέση που έδειξε ότι η μεγαλύτερη στατιστική κατανομή των ακτίνων αντιστοιχούσε στο 35% του συνολικού κορεσμού σε υδράργυρο (cumulative mercury saturation curve) (Doveton, 1995) και συνεπώς, οι μικρότεροι πόροι δεν συνδράμουν στη ροή του ρευστού μέσω του πορώδους συστήματος. Η παραπάνω θεώρηση αποτυπώνεται στην ακόλουθη εξίσωση:

$$\log(R35) = 0.732 + 0.588 \log(k) - 0.864 \log(\Phi)$$

Όπου, $R35$ είναι η ακτίνα των διαδρόμων του πορώδους σε μm που αντιστοιχεί σε κορεσμό υδραργύρου στο 35%, k η διαπερατότητα σε mD, και Φ το % πορώδες.

Με τη χρήση της εμπειρικής αυτής μεθόδου προκύπτουν οι προκαθορισμένες γραμμές ίσης ακτίνας διαδρόμων πορώδους (Διάγραμμα 4-9). Η αποτύπωση των εργαστηριακών μετρήσεων πορώδους και διαπερατότητας επί του διαγράμματος αυτού, δίνει μια συσχέτιση των δειγμάτων με την τιμή της ακτίνας και συνεπώς με την εσωτερική δομή του πετρώματος. Η ομαδοποίηση μπορεί να είναι όσο λεπτομερής απαιτείται κατά περίπτωση.

Σημειώνεται ότι η εφαρμογή ολόενα και μεγαλύτερης ακτινωτής πίεσης συντελεί σε συμπίεση του πορώδους δικτύου του πετρώματος και συνεπώς σε μείωση της ακτίνας των διαδρόμων πορώδους, και κατ' επέκταση σε μείωση της διαπερατότητας και του πορώδους.



Διάγραμμα 4-9: Ομαδοποίηση βάσει της μεθόδου Winland R35. Διαγράμματα πορώδους προς διαπερατότητα σε αέρα (k_a), εκτός από το διάγραμμα πάνω δεξιά που είναι προς διαπερατότητα klinkerberg (k_l). Στα διαγράμματα αναγράφεται και η ακτινωτή (εγκάρσια) πίεση στην οποία πραγματοποιήθηκε η μέτρηση της διαπερατότητας. Οι διακεκομμένες γραμμές αποτελούν τις ισάριθμες της διαμέτρου του πορώδους συστήματος στην οποία μετράται κορεσμός υδραργύρου 35%.

Σύμφωνα με τη μέθοδο του υπολογισμού του δείκτη υδραυλικών ζωνών (Flow Zone Index), η ομαδοποίηση βασίζεται στα υδραυλικά χαρακτηριστικά του πετρώματος που καθορίζονται από τη γεωμετρία των πόρων. Τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά των πόρων είναι αποτέλεσμα ενός συνδυασμού ορυκτολογίας, της δομής και της υφής του πετρώματος (π.χ. μέγεθος, σχήμα, ταξινόμηση και ταξιθέτηση κόκκων). Το πολύπλοκο αυτό σύστημα καθορίζει την ευκολία με την οποία ρέει το ρευστό μέσα από το πορώδες σύστημα.

Ο υπολογισμός του FZI βασίζεται στις τιμές του πορώδους και της διαπερατότητας, βάσει της ακόλουθης εξίσωσης:

$$FZI = \frac{RQI}{\phi_z}.$$

Το (ϕ_z) είναι το κανονικοποιημένο ενεργό πορώδες που υπολογίζεται ως εξής:

$$\phi_z = \left(\frac{\phi_e}{1 - \phi_e} \right).$$

Η παράμετρος RQI (Rock Quality Index) υπολογίζεται σε μm και αντιπροσωπεύει τη μέση ακτίνα των πόρων που υπολογίζεται από την ακόλουθη εξίσωση (Amaefule et al. 1993):

$$RQI = 0.0314 \sqrt{\frac{k}{\phi_e}}.$$

Η διαπερατότητα δίνεται σε mD και το πορώδες σε δεκαδική μορφή.

Ο υπολογισμός του FZI βοηθάει στην ομαδοποίηση των δειγμάτων που έχουν παρόμοια τιμή FZI, καθορίζοντας με αυτόν τον τρόπο διακριτές υδραυλικές ομάδες ροής (Hydraulic Flow Units) που παρουσιάζουν συγκεκριμένες πετροφυσικές ιδιότητες που δημιουργούν παρόμοιες συνθήκες ροής για δεδομένο τύπο ρευστού.

Η μεθοδολογία αυτή έχει χρησιμοποιηθεί από πολλούς ερευνητές (Garrouch & Al-Sultan, 2019 και αναφορές εκεί) για να ομαδοποιήσουν τα διαφορετικά πετρώματα βάσει της τιμή του FZI (Amaefule et al. 1993; Guo et al. 2007; Orodu et al 2009; Corbett & Mousa 2010; Xu & Torres-Verdin 2012), κάτι το οποίο έγινε και στην παρούσα διατριβή μιας και τόσο οι τιμές του πορώδους όσο και οι τιμές της διαπερατότητας ήταν διαθέσιμες.

Τα 25 δείγματα στα οποία μετρήθηκε και το πορώδες και η διαπερατότητα χρησιμοποιήθηκαν για να κατασκευαστούν αυτά τα διαγράμματα συσχέτισης (Διάγραμμα 4-10 και Διάγραμμα 4-11). Τα βασικά στοιχεία στα 2 διαγράμματα είναι:

1. Στην πρώτη στήλη των διαγραμμάτων εμφανίζονται οι στρωματογραφικές ενότητες στις οποίες ανήκουν τα δείγματα. Συγκεκριμένα, τα δείγματα αυτά ανήκουν στις 3 στρωματογραφικές ενότητες της ομάδας του Τεφελίου (Βιάννος, Σκινιάς, Αμπελούζος/Καστελιαννά) και στο σχηματισμό του κ. Πλειόκαινου “Lago Mare”.
2. Εμφανίζονται 3 διαφορετικά σετ διαγραμμάτων που αντιστοιχούν στα 3 διαφορετικά στάδια μέτρησης του πορώδους με διαφορετική πλευρική πίεση (overburden pressure).

Το πρώτο βήμα ήταν να εξεταστεί αν η στρωματογραφική ομάδα στην οποία ανήκουν τα δείγματα δίνουν κάποιου είδους συσχέτιση. Με εξαίρεση την ομάδα του Αμπελούζου, τα υπόλοιπα δείγματα δεν δίνουν κάποια συσχέτιση. Συνεπώς, η ομαδοποίηση των δεδομένων σε τύπους πετρώματος

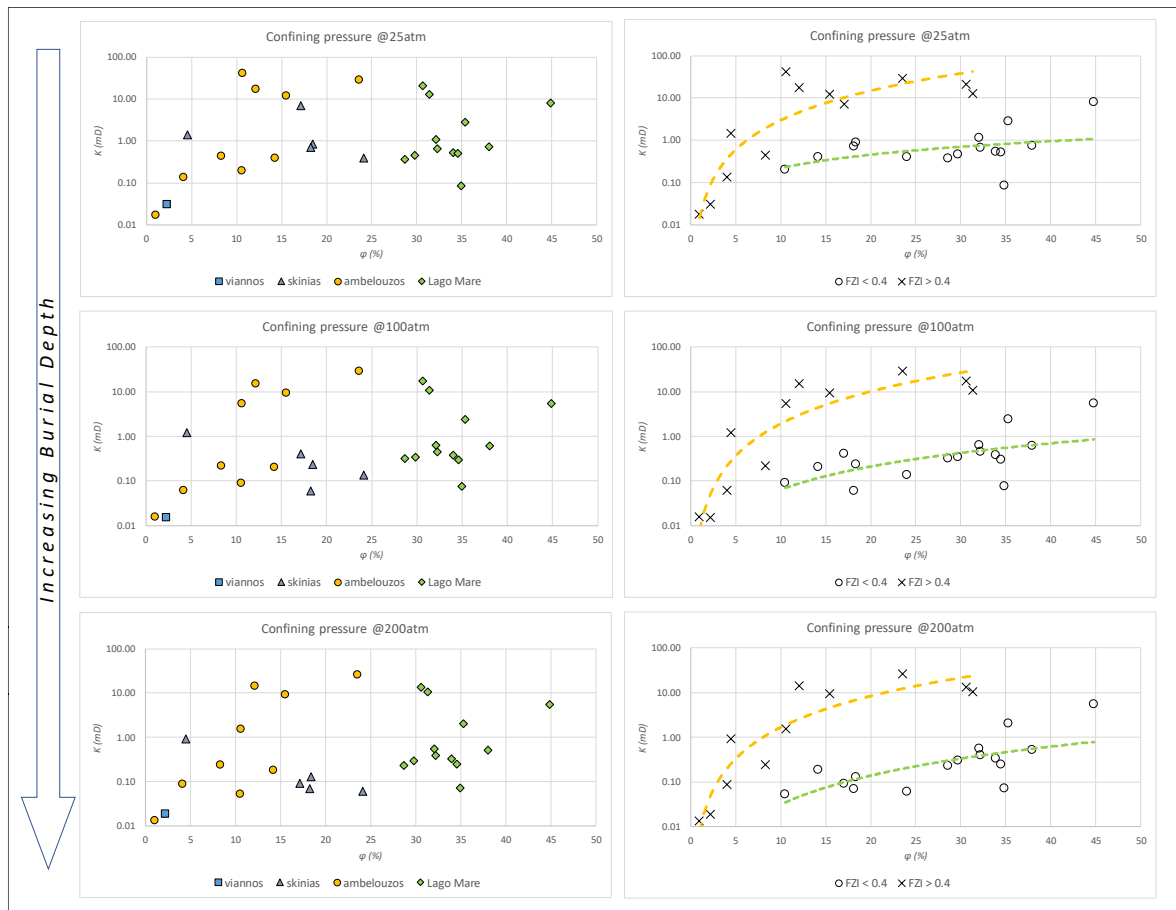
(Rock Types) κρίθηκε σκόπιμη και παρουσιάζεται στη δεύτερη στήλη των διαγραμμάτων (Διάγραμμα 4-10 και Διάγραμμα 4-11).



Διάγραμμα 4-10: Επιμέρους διαγράμματα πορώδους/διαπερατότητας για διαφορετικές τιμές ακτινωτής πίεσης που αντιπροσωπεύει τις αντίστοιχες πιέσεις υπερκειμένων (overburden pressure). Κάθε πίεση υπερκειμένων αντιστοιχεί σε 200m, 400m και 800m αντίστοιχα. Στην πρώτη στήλη παρουσιάζονται τα σημεία ανά στρωματογραφική ενότητα που ανήκουν. Στη δεύτερη στήλη παρουσιάζονται τα ίδια σημεία ομαδοποιημένα σε «άνω του 1mD» και «κάτω του 1mD». Σημειώνεται ότι κάθε ομάδα δε ξεπερνά τις 2 τάξεις μεγέθους σε διαπερατότητα.

Η ομαδοποίηση ακολούθησε 2 διαφορετικές οδούς. Στην πρώτη περίπτωση (Διάγραμμα 4-10) ακολουθήθηκε ένας ποιοτικός προσδιορισμός. Οι ομάδες καθορίστηκαν με κριτήριο η κάθε ομάδα να μην εκτείνεται ιδανικά σε πάνω από 2 τάξεις μεγέθους σε διαπερατότητα. Το όριο του 1mD καθορίστηκε ως το όριο που διαχωρίζει τις δύο ομάδες. Με τον τρόπο αυτό διασφαλίζεται ότι η κάθε ομάδα παρουσιάζει κοινή συμπεριφορά ροής των ρευστών. Ως αποτέλεσμα διακρίνεται η ομάδα#1 «κάτω του 1mD» και η ομάδα#2 «άνω του 1mD». Η ομάδα#1 χαρακτηρίζεται από μικρές τιμές διαπερατότητας που κυμαίνονται από 1mD ως 0.01mD. Σημειώνεται ότι τα περισσότερα δείγματα αυτής της ομάδας ανήκουν στις στρωματογραφικές ενότητες “Lago Mare” και Σκινιά. Το γενικό χαρακτηριστικό αυτών των ενοτήτων είναι η επικράτηση μαργών και αργιλικών άμμων. Τυπικά, το

δίκτυο πόρων σε αυτού του είδους τις αποθέσεις δεν ευνοούν την ανάπτυξη συνδεδεμένων πόρων. Η ομάδα#2 χαρακτηρίζεται από υψηλότερες τιμές διαπερατότητας ($>1\text{mD}$) που προσεγγίζουν τα 30mD , με καλές τιμές πορώδους. Σημειώνεται επίσης ότι σε αυτήν την ομάδα ανήκουν τα περισσότερα των δειγμάτων του Αμπελούζου.



Διάγραμμα 4-11: Επιμέρους διαγράμματα πορώδους/διαπερατότητας για διαφορετικές τιμές ακτινωτής πίεσης που αντιπροσωπεύει τις αντίστοιχες πιέσεις υπερκειμένων (overburden pressure). Κάθε πίεση υπερκειμένων αντιστοιχεί σε 200m, 400m και 800m αντίστοιχα. Στην πρώτη στήλη παρουσιάζονται τα σημεία ανά στρωματογραφική ενότητα που ανήκουν. Στη δεύτερη στήλη παρουσιάζονται τα ίδια σημεία ομαδοποιημένα σε «FZI<0,4μτ» και «FZI>0,4μτ».

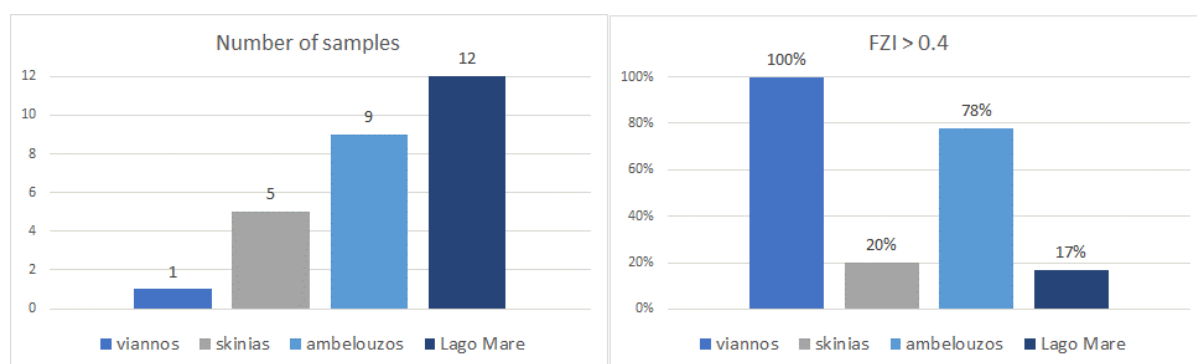
Στη δεύτερη περίπτωση ακολουθήθηκε ο υπολογιστικός τρόπος καθορισμού των τιμών FZI. Σε αυτή την περίπτωση χρησιμοποιώντας τις τιμές πορώδους και διαπερατότητας υπολογίστηκε η τιμή FZI για κάθε δείγμα. Κατόπιν, επιλέχθηκε μια τιμή FZI ως το όριο που διαχωρίζει διαφορετικές ομάδες (HFU). Το κριτήριο για την επιλογή αυτού του ορίου είναι, όπως και στην προηγούμενη μέθοδο, κάθε ομάδα να παρουσιάζει τιμές διαπερατότητας που δε θα ξεπερνούν το πολύ 2 τάξεις μεγέθους. Το αποτέλεσμα αυτής της ομαδοποίησης παρουσιάζεται στη δεύτερη στήλη στο Διάγραμμα 4-11.

Overburden pressure @25atm					Overburden pressure @100atm					Overburden pressure @200atm				
Formation	Sample	poro (%)	Ka (mD)	FZI (μm)	Formation	Sample	poro (%)	Ka (mD)	FZI (μm)	Formation	Sample	poro (%)	Ka (mD)	FZI (μm)
Lago Mare	FAN 19 V1	34.9	0.08	0.03	Lago Mare	FAN 19 V1	34.9	0.08	0.03	Lago Mare	FAN 19 V1	34.9	0.07	0.03
Lago Mare	FAN 23 V3	38.0	0.72	0.07	Lago Mare	FAN 338 V1	34.5	0.30	0.06	skinias	SKI 01	24.1	0.06	0.05
Lago Mare	FAN 338 V1	34.5	0.51	0.07	Lago Mare	FAN 22 H1	34.0	0.38	0.06	Lago Mare	FAN 338 V1	34.5	0.24	0.05
Lago Mare	FAN 22 H1	34.0	0.52	0.08	Lago Mare	FAN 23 V3	38.0	0.60	0.06	Lago Mare	FAN 23 V3	38.0	0.50	0.06
Lago Mare	FAN 25 V2	28.6	0.37	0.09	skinias	SKI 01	24.1	0.13	0.07	Lago Mare	FAN 22 H1	34.0	0.33	0.06
Lago Mare	FAN 21B V1	29.8	0.45	0.09	Lago Mare	FAN 24 V1	32.2	0.45	0.08	Lago Mare	FAN 25 V2	28.6	0.23	0.07
Lago Mare	FAN 24 V1	32.2	0.66	0.09	Lago Mare	FAN 21B V1	29.8	0.34	0.08	Lago Mare	FAN 24 V1	32.2	0.39	0.07
Lago Mare	FAN 21B V3	32.1	1.11	0.12	skinias	AM 11	18.2	0.06	0.08	Lago Mare	FAN 21B V1	29.8	0.29	0.07
skinias	SKI 01	24.1	0.40	0.13	Lago Mare	FAN 25 V2	28.6	0.31	0.08	skinias	AM 11	18.2	0.07	0.09
Lago Mare	FAN 23 V2	35.3	2.81	0.16	Lago Mare	FAN 21B V3	32.1	0.61	0.09	Lago Mare	FAN 21B V3	32.1	0.54	0.09
Lago Mare	FAN 21C V1	44.8	7.96	0.16	Lago Mare	FAN 21C V1	44.8	5.30	0.13	skinias	AM 02	17.1	0.09	0.11
skinias	AM 11	18.2	0.70	0.28	Lago Mare	FAN 23 V2	35.3	2.36	0.15	skinias	AM 09	18.4	0.13	0.12
skinias	AM 09	18.4	0.86	0.30	skinias	AM 09	18.4	0.23	0.16	Lago Mare	FAN 21C V1	44.8	5.41	0.13
ambelouzos	KAS 01	14.2	0.39	0.31	ambelouzos	KAS 01	14.2	0.20	0.23	Lago Mare	FAN 23 V2	35.3	1.98	0.14
ambelouzos	DEM 03	10.5	0.20	0.36	skinias	AM 02	17.1	0.40	0.23	ambelouzos	DEM 03	10.5	0.05	0.19
Lago Mare	FAN 22 V1	31.3	12.86	0.44	ambelouzos	DEM 03	10.5	0.09	0.24	ambelouzos	KAS 01	14.2	0.18	0.21
Lago Mare	FAN 30 V1	30.6	21.04	0.59	Lago Mare	FAN 22 V1	31.3	10.62	0.40	Lago Mare	FAN 22 V1	31.3	10.40	0.40
ambelouzos	DEM 06	8.3	0.44	0.79	Lago Mare	FAN 30 V1	30.6	17.46	0.54	Lago Mare	FAN 30 V1	30.6	13.26	0.47
skinias	AM 02	17.1	7.04	0.98	ambelouzos	DEM 06	8.3	0.22	0.56	ambelouzos	DEM 06	8.3	0.24	0.59
ambelouzos	FAN 08 V2	23.5	28.85	1.13	ambelouzos	DEM 04	4.1	0.06	0.90	ambelouzos	DEM 05	10.6	1.54	1.01
ambelouzos	DEM 04	4.1	0.14	1.33	ambelouzos	FAN 08 V2	23.5	28.56	1.12	ambelouzos	DEM 04	4.1	0.09	1.06
ambelouzos	FAN 13 V2	15.5	12.08	1.51	viannos	MESI 10	2.2	0.02	1.14	ambelouzos	FAN 08 V2	23.5	26.11	1.07
viannos	MESI 10	2.2	0.03	1.62	ambelouzos	FAN 13 V2	15.5	9.25	1.32	viannos	MESI 10	2.2	0.02	1.26
ambelouzos	DEM 11	12.1	17.57	2.75	ambelouzos	DEM 05	10.6	5.43	1.90	ambelouzos	FAN 13 V2	15.5	9.16	1.32
skinias	AM 05	4.5	1.42	3.75	ambelouzos	DEM 11	12.1	15.04	2.54	ambelouzos	DEM 11	12.1	14.20	2.47
ambelouzos	DEM 09	1.0	0.02	4.10	skinias	AM 05	4.5	1.19	3.42	skinias	AM 05	4.5	0.91	3.00
ambelouzos	DEM 05	10.6	41.72	5.25	ambelouzos	DEM 09	1.0	0.02	3.85	ambelouzos	DEM 09	1.0	0.01	3.57

Πίνακας 4-8: Συγκεντρωτικός πίνακας των τιμών πορώδους και διαπερατότητάς σε κάθε διακριτό στάδιο πίεσης υπερκειμένων (25Atm, 100Atm, 200Atm) και η υπολογισμένη τιμή FZI. Σε κάθε πίνακα τα δείγματα κατηγοριοποιήθηκαν σε 2 ομάδες με όριο την τιμή FZI=0,4μm.

Οι τιμές FZI υπολογίστηκαν επομένως για όλα τα δείγματα. Με βάση τη κατανομή των δειγμάτων στο διάγραμμα πορώδους/διαπερατότητας καθορίστηκε η τιμή $FZI=0.4\mu m$ ως το όριο διαχωρισμού των 2 ομάδων. Στον Πίνακα 4-8 παρουσιάζονται οι τιμές που υπολογίστηκαν για κάθε δείγμα.

Ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα στατιστικά στοιχεία αυτής της ομαδοποίησης (Διάγραμμα 4-12), καθώς φαίνεται ότι στην ομάδα των καλών πετροφυσικών χαρακτηριστικών ($FZI>0.4\mu m$) ανήκουν κυρίως τα δείγματα των στρωματογραφικών ομάδων του Αμπελούζου και της Βιάννου, τα οποία θεωρούνται από ιζηματολογικής απόψεως ότι απαρτίζονται κυρίως από αδρομερέστερα ιζήματα. Βέβαια, ένα τέτοιο συμπέρασμα δε θα μπορούσε να γενικευθεί ειδικά όταν βασίζεται σε μικρό αριθμό δειγμάτων, όπως στην περίπτωσή μας. Εξάλλου, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, ο ορισμός της υδραυλικής ομάδας ροής (HFU) δεν αντικατοπτρίζει τα ιζηματολογικά χαρακτηριστικά, αλλά τη γεωμετρία του πορώδους συστήματος (Garrouch & Al-Sultan, 2019). Επομένως, ένα τέτοιο συμπέρασμα σαν αυτό που αποτυπώνεται στο Διάγραμμα 4-12 θα πρέπει να χρησιμοποιείται με προσοχή.



Διάγραμμα 4-12: Στατιστικά στοιχεία των δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό των υδραυλικών μονάδων ροής (HFU). Αριστερά: Ο αριθμός δειγμάτων ανά στρωματογραφική ενότητα. Δεξιά: Ποσοστό δειγμάτων που ανήκουν στην ομάδα των καλών πετροφυσικών χαρακτηριστικών ($FZI>0.4\mu m$) ανά στρωματογραφική ενότητα.

4.4 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ 4

Ξενόγλωσση

- Amaefule J.O., Altunbay M., Tiab D., Kersey D.G., Keelan D.K., 1993. Enhanced reservoir description: using core and log data to identify hydraulic (flow) units and predict permeability in uncored intervals/wells. Paper SPE 26435 presented at the 68th Annual Technical Conference and Exhibition, 3–6 October 1993, Houston, TX, USA.
- Batayneh T. A., 2010. Mapping Quaternary deposits in the el-Jufr playa (Southeastern Jordan Plateau) using geoelectrical techniques: Implications for geology and hydrogeology. *Scientific Research and Essays* Vol. 5(20), pp. 3183-3192.
- Christodoulou D, Papatheodorou G, Geraga M, Etiope G, Giannopoulos N, Kokkalas S, Dimas X, Fakiris E, Sergiou S, Georgiou N, Sokos E., Ferentinos G., 2023. Geophysical and Geochemical Exploration of the Pockmark Field in the Gulf of Patras: New Insights on Formation, Growth and Activity. *Applied Sciences*. 13(18):10449. <https://doi.org/10.3390/app131810449>
- Clayton C., 1992. Source volumetrics of biogenic gas generation. In: Vially, R. (ed.). *Bacterial Gas*. Paris, Editions Technip, pp. 191-204
- Doveton J. H., 1995. Wireline Petrofacies Analysis: Notes from short course presented in Calgary, Alberta, April 24–28, pp. 176.
- Eltom H.A., Abdullatif O.M., Babalola L.O., Bashari M.A., Yassin M., Osman M.S., Abdulraziq A.M., 2017. Integration of facies architecture, ooid granulometry and morphology for prediction of reservoir quality, Lower Triassic Khuff Formation, Saudi Arabia. *Petroleum Geoscience*, v. 23, pp. 177–189, <https://doi.org/10.1144/petgeo2015-071>
- Etiope G., Papatheodorou G., Christodoulou D., Geraga M., Favali P., 2006. The geological links of the ancient Delphic Oracle (Greece): A reappraisal of natural gas occurrence and origin. *Geology*, 34 (10), pp. 821–824. <https://doi.org/10.1130/G22824.1>
- Erlangga G., Abrar B., Yogapurana E., 2018. Application of flow zone indicator and Leverett J-function to characterise carbonate reservoir and calculate precise water saturation in the Kujung formation, North-East Java Basin. *J. Geophys. Eng.*, v. 15, pp. 1753–1766 <https://doi.org/10.1088/1742-2140/aaba2c>

- Espitalié J., Laporte J.L., Madec M., Marquis F., Leplat P., Paulet J., Boutefeu A., 1977. Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Oil and Gas Science and Technology*, 32, 23–42, doi: 10.2516/ogst:1977002.
- Espitalié J., Deroo G., Marquis F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Première partie. *Rev Inst Fr Pét*, v. 40, pp. 73–89.
- Garrouch A. A., Al-Sultan A. A., 2019. Exploring the link between the flow zone indicator and key openhole log measurements: an application of dimensional analysis. *Petroleum Geoscience*, v. 25, pp. 219–234. <https://doi.org/10.1144/petgeo2018-035>
- Giocoli A., Magrì C., Vannoli P., Piscitelli S., Rizzo E., Siniscalchi A., Burrato P., Basso C., Di Nocera S., 2008. Electrical Resistivity Tomography investigations in the Ufita Valley (Southern Italy). *Annals of Geophysics*, v. 51, n. 1.
- Griffiths A., 2015. The reservoir characterization of the Sea Lion Field. *Petroleum Geoscience*, v. 21, pp. 199–209, <https://doi.org/10.1144/petgeo2014-041>
- Haikel S., Rosid M. S., Haidar M. W., 2018. Study comparative rock typing methods to classify rock type carbonate reservoir Field “S” East Java. 8th International Conference on Theoretical and Applied Physics. IOP Conf. Series: Journal of Physics: Conf. Series 1120 (2018) 012047. doi:10.1088/1742-6596/1120/1/012047.
- Hart B. S., Steen A. S., 2015. Programmed pyrolysis (Rock-Eval) data and shale paleoenvironmental analyses: A review. *Interpretation*, v. 3(1): SH41, <https://doi.org/10.1190/INT-2014-0168.1>
- Heid J.G., McMahon J.J., Nielsen R.F., Yuster S.T., 1950. Study of the Permeability of Rocks to Homogenous Fluids. pp. 230–246. *API Drilling & Production Practice*, New York.
- Klinkenberg L. J., 1941. The permeability of porous media to liquids and gases, *Drilling and Production Practice*, American Petroleum Inst., pp. 200–213.
- Kontakiotis G., Karakitsios V., Cornée J., Moissette P., Zarkogiannis S., Pasadakis N., Koskeridou E., Manoutsoglou E., Drinia H., Antonarakou A., 2020. Preliminary results based on geochemical sedimentary constraints on the hydrocarbon potential and depositional environment of a Messinian sub-salt mixed siliciclastic-carbonate succession onshore Crete (Plouti section, eastern Mediterranean). *Mediterranean Geosci. Rev.*, v. 2, pp. 247–265.
- Lucia F. J., 2007. *Carbonate Reservoir Characterization; An Integrated Approach (Second Edition)*, Springer Berlin Heidelberg, 336 p.

- Maravelis A., Panagopoulos G., Piliotis I., Pasadakis N., Manoutsoglou E., Zelilidis A., 2016. Pre-Messinian (sub-salt) sourcerock potential on back-stop basins of the hellenic trench system (Messara Basin, Central Crete, Greece). Issue Oil Gas Sci. Technol.– RevIFP Energies nouvelles , v. 71, pp. 1–16.
- Myers M.T., 1991. Pore combination modeling: a technique for modeling the permeability and resistivity properties of complex pore systems. Paper SPE 22662 presented at the Annual Technical Conference and Exhibition, 6–9 October 1991, Dallas, Texas, USA.
- Panagopoulos G., Giannakakos E., Manoutsoglou E., Steiakakis E., Souprios P., Vafidis A., 2013. Definition of inferred faults using 3-D geological modeling techniques: a case study in Tympaki basin in Crete, Greece. In: Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XLVII 2013 Proceedings of the 13th International Congress, Chania, Sept 2013.
- Panagopoulos G., Souprios P., Vafidis A., Manoutsoglou Em., 2021. Integrated use of well and geophysical data for constructing 3D geological models in shallow aquifers: a case study at the Tymbakion basin, Crete, Greece, Environmental Earth Sciences 80:142, <https://doi.org/10.1007/s12665-021-09461-5>
- Panagopoulos G., Vafidis A., Souprios P., Manoutsoglou Em., 2022. A study on the Gas-bearing Miocene Sediments of MESSARA Basin in Crete (Greece) by Using Seismic Reflection, Geochemical and Petrophysical Data, Arabian Journal for Science and Engineering (AJSE), v. 47: 7449–7465, <https://doi.org/10.1007/s13369-022-06727-3>
- Pang X., Zhao W., Su A., Zhang S., Li M., Dang Y., X, F., Zhou R., Zhang D., Xu Z., Guan Z., Chen J., Li S., 2005. Geochemistry and origin of the giant Quaternary shallow gas accumulations in the eastern Qaidam Basin, NW China. Org. Geochem., v. 36, pp. 1636-1649.
- Pasadakis N., Manoutsoglou E., Zelilidis A., Lic M., 2009. Source rock geochemical study of shallow biogenic methane accumulations in Crete (Greece) island. 24th International Meeting on Organic Geochemistry. September 6 –11, Bremen, Germany, 466.
- Pasadakis N., Dagounaki V., Chamilaki E., Vafeidis A., Zelilidis A., Piliotis I., Panagopoulos G., Manoutsoglou E., 2012. Organic geochemical evaluation of neogene formations in Messara (Heraklion, Crete) basin as source rocks of biogenetic methane. Mineral Wealth, v. 166, pp. 7–26.
- Rice D., Claypool G., 1981. Generation, accumulation and resource potential of biogenic gas. American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin, v. 65, pp. 5-25

- Salazar J.M., Torres-Verdin C., Sigal R., 2005. Assessment of permeability from well logs based on core calibration and simulation of mud-filtrate invasion. *Petrophysics*, v. 46, pp. 434–451.
- Tissot B.P. and Welte D.H., 1984. *Petroleum formation and occurrence*, 2nd edn. Springer, Berlin.
- Vafidis A., Andronikidis N., Economou N., Panagopoulos G., Zelilidis A., Manoutsoglou E., 2012. Reprocessing and interpretation of seismic reflection data at Messara Basin, Crete, Greece. *J. Balkan Geophys. Soc.* 15(2): 31–40.
- Wu Y.S., Pruess K., Persoff P., 1998. Gas flow in porous media with Klinkenberg effects. *Transp. Porous Media* 32, 117–137.

Ελληνική

- Βαρότσης Ν., 2014. Σημειώσεις μαθήματος Εκμετάλλευσης Ταμιευτήρων της σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
- Βάχλας Γ., 2009. Τρισδιάστατο γεωλογικό μοντέλο των Νεογενών σχηματισμών στην Κεντρική Κρήτη. Μεταπτυχιακή διατριβή, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά, σελ. 128.
- Πασαδάκης Ν., Νταγκουνάκη Β., Χαμηλάκη Ε., Βαφείδης Α., Ζεληλίδης Α., Πυλιώτης Ι., Παναγόπουλος Γ., Μανούτσου Ε., 2012. Οργανική γεωχημική μελέτη σχηματισμών του Νεογενούς στη λεκάνη της Μεσσαράς Ηρακλείου Κρήτης, ως μητρικών πετρωμάτων βιογενούς μεθανίου. *ΟΡΥΚΤΟΣ ΠΛΟΥΤΟΣ*, 166, σελ 7-26.
- Τσακίρογλου Δ., 1990. Βελτιωμένη μέθοδος ανάλυσης της πορώδους δομής διαπερατών στερεών: Εφαρμογή σε ελληνικά Πετρελαιοφόρα Πετρώματα, Διδακτορική διατριβή στο Τμήμα Χημικών Μηχανικών του Πανεπιστημίου Πατρών, σελ. 581, Πάτρα.
<http://nemertes.lis.upatras.gr/jspui/handle/10889/2668>

Κεφάλαιο 5

5. ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΤΡΙΔΙΑΣΤΑΤΩΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΟΜΟΙΩΜΑΤΩΝ	152
5.1 Εισαγωγικά	152
5.2 Επεξεργασία δεδομένων σε λογισμικό 3D προσομοίωσης	153
5.2.1 Εισαγωγή δεδομένων	153
5.2.1.1 Γενικά	153
5.2.2 Γεωτρητικά δεδομένα	155
5.2.2.1 Εισαγωγή	155
5.2.2.2 Ερμηνεία γεωτρητικών δεδομένων	156
5.2.3 Γεωηλεκτρικά δεδομένα	157
5.2.3.1 Εισαγωγή	157
5.2.3.2 Ερμηνεία γεωηλεκτρικών δεδομένων	158
5.2.4 Σεισμικά δεδομένα ανάκλασης	161
5.2.4.1 Εισαγωγή	161
5.2.4.2 Ερμηνεία σεισμικών τομών	162
5.3 Τριδιάστατο Γεωλογικό Ομοίωμα της Νεογενούς Λεκάνης της Μεσσαράς	168
5.3.1 Περιγραφή στόχου προσομοίωσης	168
5.3.2 Γεωλογική θεώρηση (concept) και παραδοχές	169
5.3.3 Περιγραφή επιμέρους βημάτων προσομοίωσης	170
5.3.3.1 Σεισμική ερμηνεία	170
5.3.3.2 Μοντέλο ταχυτήτων και μετατροπή από χρόνο σε βάθος (Depth conversion)	171
5.3.3.3 Εκτίμηση αβεβαιότητας των ταχυτήτων	174
5.3.3.4 Ερμηνείες γεωτρητικών και γεωηλεκτρικών δεδομένων	175
5.4 Τριδιάστατο Γεωλογικό Ομοίωμα Πλειο-τεταρτογενών ιζημάτων της λεκάνης του Τυμπακίου	179
5.4.1 Περιγραφή στόχου προσομοίωσης	179
5.4.2 Γεωλογική θεώρηση (concept) και παραδοχές	181
5.4.3 Περιγραφή επιμέρους βημάτων προσομοίωσης	184
5.4.3.1 Εισαγωγή	184
5.4.3.1 Κατασκευή ενδιάμεσου/βοηθητικού 3D γεωηλεκτρικού ομοιώματος	184
5.4.3.2 Τελικό 3D γεωλογικό ομοίωμα	189
5.4.3.2.1 3D γεωμετρικό ομοίωμα	189
5.4.3.2.2 3D ομοίωμα ιδιοτήτων	191
5.4.3.2.3 Ογκομετρήσεις	200

5.4.3.3	Εκτίμηση αβεβαιότητας	200
5.5	Βιβλιογραφία Κεφαλαίου 5	202

5. ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΤΡΙΔΙΑΣΤΑΤΩΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΟΜΟΙΩΜΑΤΩΝ

5.1 ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ

Η τυπική σειρά βημάτων που συνήθως ακολουθείται στη διαδικασία στατικής 3D γεωλογικής προσομοίωσης είναι η ακόλουθη:

1. Περιγραφή προβλήματος και καθορισμός του στόχου προσομοίωσης.
2. Συλλογή προϋπαρχόντων ή νέων δεδομένων.
3. Εισαγωγή δεδομένων σε λογισμικό 3D προσομοίωσης.
4. Απεικόνιση των εισαχθέντων δεδομένων ως μέσου ελέγχου της ορθότητάς τους (visual inspection).
5. Επιβεβαίωση στόχου προσομοίωσης βάσει της επάρκειας (ποσοτικής και ποιοτικής) των διαθέσιμων δεδομένων για τους σκοπούς της προσομοίωσής.
6. Επεξεργασία και ερμηνεία δεδομένων.
7. Κατασκευή γεωμετρικού ομοιώματος (3D structural model).
8. Κατασκευή ομοιώματος ιδιοτήτων (3D property model).
9. Παραγωγή αποτελεσμάτων (χάρτες, ογκομετρήσεις, περιχαράκωση/φιλτράρισμα των περιοχών ενδιαφέροντος, κτλ.).
10. Εκτίμηση αβεβαιότητας.

Αναλόγως της φύσης των διαθέσιμων δεδομένων δεν πάντοτε δυνατή η εφαρμογή όλων των παραπάνω βημάτων. Επιπλέον, ενδεχομένως να μην αποτελεί ούτε στόχο της προσομοίωσης για παράδειγμα το βήμα 9 των ογκομετρήσεων. Επομένως, η αλληλουχία των παραπάνω βημάτων εξαρτάται από την κάθε περίπτωση προσομοίωσης και μπορεί να διαφοροποιείται από τη συγκεκριμένη. Σε γενικές γραμμές όμως, η τριδιάστατη γεωλογική προσομοίωση μπορεί να θεωρείται αποδεκτή όταν φτάνει τουλάχιστον έως και την κατασκευή του γεωμετρικού ομοιώματος (βήμα 7).

Όπως σχολιάστηκε στο Κεφάλαιο 3, σε κάθε στάδιο της προσομοίωσης υπεισέρχεται κάποιος βαθμός αβεβαιότητας που εξαρτάται από την ποιότητα και ποσότητα των διαθέσιμων και των νέων στοιχείων. Η αβεβαιότητα που συνοδεύει το τελικό 3D στατικό γεωλογικό ομοίωμα μαζί με τους αντίστοιχους υπολογισμούς και αποτελέσματα αντικατοπτρίζεται στην κατασκευή περισσότερων του ενός 3D γεωλογικών ομοιωμάτων καθένα από τα οποία χαρακτηρίζουν μια διαφορετική κατάσταση και προσέγγιση. Οι 2 βασικοί τρόποι που υπάρχουν για να εκτιμηθεί η αβεβαιότητα, είναι ο ένας στοχαστικός και ο άλλος ντετερμινιστικός. Στον στοχαστικό τρόπο, καθορίζεται ντετερμινιστικά ένα βασικό σενάριο (Base Case model) που αποτελεί την καλύτερη δυνατή πρόβλεψη και μετά δημιουργούνται πλήθος στοχαστικών σεναρίων καθένα από τα οποία είναι εξαρτημένο από το βασικό σενάριο. Η διαδικασία αυτή είναι ευρύτερα γνωστή ως μέθοδος Monte-Carlo, από την οποία προκύπτει η στατιστική κατανομή του συνόλου των στοχαστικών σεναρίων ως προς ένα φυσικό μέγεθος (π.χ. όγκος των πόρων) και βάσει αυτής της κατανομής καθορίζονται τα σενάρια P90%, P50% και P10%, με πιθανότητες 90%, 50%, 10% αντιστοίχως.

Αντιθέτως, στο ντετερμινιστικό τρόπο κατασκευάζονται όχι μόνο ένα βασικό ντετερμινιστικό σενάριο, αλλά τόσα ντετερμινιστικά σενάρια όσο χρειάζονται για να αποτυπώσουν όλες τις διαφορετικές γεωλογικές εκδοχές/θεωρήσεις (geological concepts) που υπάρχουν για την περιοχή μελέτης (Bentley & Smith 2008, Bentley 2015).

Όπως γίνεται αντιληπτό, ο δεύτερος τρόπος (ντετερμινιστικός) βασίζεται περισσότερο σε γεωλογικά κριτήρια και προϋποθέτει καλή γνώση της γεωλογίας της περιοχής. Για αυτόν τον λόγο τα σημαντικά χαρακτηριστικά της γεωλογίας θα πρέπει να επισημαίνονται προτού ξεκινήσει η διαδικασία προσομοίωσης και να τηρούνται κατά την ενσωμάτωσή τους στα ντετερμινιστικά μοντέλα.

Στις επόμενες παραγράφους αυτού του κεφαλαίου παρατίθενται 2 παραδείγματα κατασκευής 3D στατικών γεωλογικών ομοιωμάτων σε διαφορετική κλίμακα που εξυπηρετούν διαφορετικούς σκοπούς. Στα παραδείγματα αυτά θα περιγραφούν οι διαφορετικές ακολουθίες βημάτων για την κατασκευή τους.

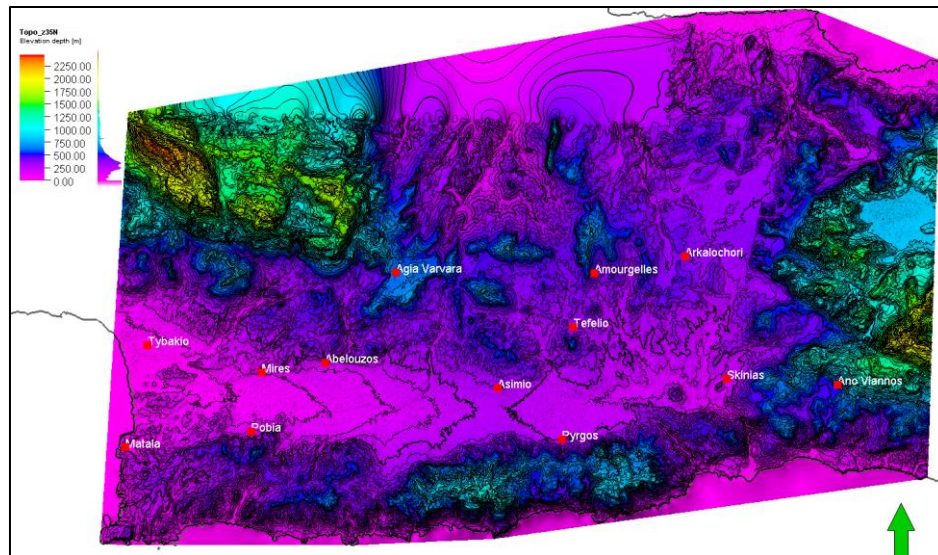
5.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΕ ΛΟΓΙΣΜΙΚΟ 3D ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ

5.2.1 Εισαγωγή δεδομένων

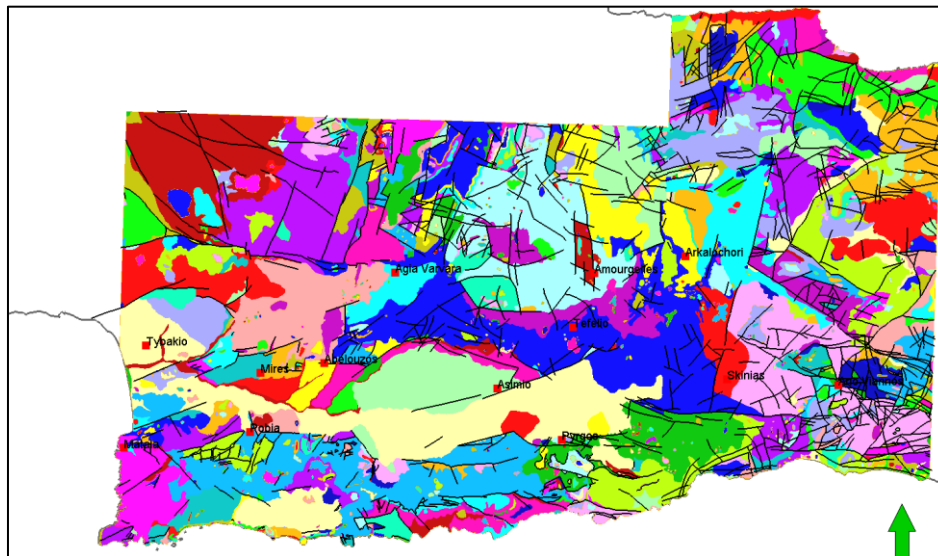
5.2.1.1 Γενικά

Το πλήθος των δεδομένων που παρουσιάστηκαν στο Κεφάλαιο 4 εισήχθησαν σε λογισμικό 3D προσομοίωσης, και πιο συγκεκριμένα στο Petrel (Schlumberger), προκειμένου να αποτελέσουν μια ενιαία ψηφιακή βάση δεδομένων για ολόκληρη τη περιοχή μελέτης. Κάτι τέτοιο βοηθά στη ψηφιακή

αποθήκευση, επεξεργασία, απεικόνιση και συνδυασμό του συνόλου των δεδομένων, δίνοντας το πλεονέκτημα στο χρήστη να συγκρίνει και να συνδυάζει με ευκολία σε τρεις διαστάσεις όλα τα γεωχωρικά δεδομένα. Επιπλέον, η απεικόνιση των δεδομένων σε περιβάλλον τριών διαστάσεων αποτελεί ένα βήμα για τον έλεγχο ποιότητας των εισαγόμενων δεδομένων και να διορθώνονται οποιαδήποτε σφάλματα εντοπιστούν.



Εικόνα 5-1: Εισαγωγή τοπογραφίας της ευρύτερης περιοχής μελέτης στο περιβάλλον Petrel. Ισοδιάσταση 50μ.



Εικόνα 5-2: Εισαγωγή επιφανειακής γεωλογίας από γεωλογικά φύλλα του ΙΓΜΕ της ευρύτερης περιοχής μελέτης από περιβάλλον GIS σε περιβάλλον Petrel.

Η διαφορετική φύση των γεωλογικών δεδομένων καθοδήγησε και τον τρόπο που εισήχθησαν τα δεδομένα. Στην αρχή εισήχθησαν τα γεωχωρικά δεδομένα, δηλαδή τα δεδομένα που έχουν γεωαναφορά. Ως τέτοια είναι οι θέσεις των γεωτρήσεων, οι θέσεις των γεωηλεκτρικών μετρήσεων (VES & TEM) και των διδιάστατων σεισμικών ανάκλασης. Σημειώνεται ότι το Petrel παρέχει τη

δυνατότητα διαχείρισης δεδομένων που αναφέρονται είτε σε πραγματικό βάθος (Depth domain) είτε σε χρόνο διπλής διαδρομής TWT (Time domain). Στη δεύτερη περίπτωση ανήκουν τα σεισμικά δεδομένα.

Επιπλέον, στο Petrel εισήχθηκαν και επιπρόσθετα στοιχεία επιφάνειας που θεωρήθηκαν χρήσιμα. Τα στοιχεία αυτά τηρούνταν σε γεωχωρική βάση δεδομένων ArcGIS, από όπου έγινε η εισαγωγή τους απευθείας στο Petrel. Τα στοιχεία επιφανείας που τελικώς μεταφέρθηκαν στο Petrel ήταν: η τοπογραφία, η ακτογραμμή, οι θέσεις οικισμών, το οδικό δίκτυο και η γεωλογική χαρτογράφηση από τα γεωλογικά φύλλα του ΙΓΜΕ (Εικόνα 5-1, Εικόνα 5-2).

5.2.2 Γεωτρητικά δεδομένα

5.2.2.1 Εισαγωγή

Τα διαθέσιμα γεωτρητικά δεδομένα που εισήχθησαν στο Petrel αποτελούνται στη συντριπτική πλειοψηφία τους από υδρογεωτρήσεις εκτός από 4 γεωτρήσεις στην ανατολική Μεσσαρά (μεταξύ Αμουργελών και Λιγόρτунου) που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια ερευνητικού προγράμματος του Πολυτεχνείου Κρήτης. Με δεδομένου ότι καμία από τις γεωτρήσεις αυτές δε ξεπέρασε τα 400μ βάθος, γίνεται αντιληπτό ότι η πληροφορία που έδωσαν είναι ναί μεν σημαντικές, αλλά περιορίζονται στα ανώτερα τμήματα της λεκάνης. Η σημαντικότητα αυτών των δεδομένων έγκειται στο γεγονός ότι αποτελούν πρωτογενή πληροφορία για τα ιζήματα που διέτρησαν και αναμφίβολα μας δίνουν την πραγματική λιθολογική περιγραφή. Στα μειονεκτήματά τους συγκαταλέγονται ότι:

1. Αποτελούν σημειακή πληροφορία για την περιοχή όπου έγινε η γεώτρηση. Οποιοσδήποτε πλευρικές αλλαγές στη λιθολογία είναι δύσκολο να εντοπιστούν ειδικά μιας και το δίκτυο των γεωτρήσεων δεν είναι πυκνό.
2. Οι υδρογεωτρήσεις δεν παρείχαν πληροφορίες για τη λιθοστρωματογραφία παρά μόνο για τη λιθολογία και τις υδραυλικές ιδιότητες των υδροφόρων στρωμάτων. Ως εκ τούτου, η λιθοστρωματογραφικές ενότητες συνάγονται από τις λιθολογικές περιγραφές βάσει συγκεκριμένων κριτηρίων. Το κύριο κριτήριο για το διαχωρισμό των μαργών του Νεογενούς από τις Πλειο-Τεταρτογενείς αποθέσεις είναι η παρουσία στη γεώτρηση μαργαϊκών αποθέσεων πάχους μεγαλύτερου από 5μ, που σε συνδυασμό με τα βάθος που διατρήθηκαν αλλά και με την εγγύτητα σε επιφανειακές εμφανίσεις μαργαϊκών αποθέσεων ερμηνεύτηκαν οι λιθολογικές περιγραφές σε λιθοστρωματογραφικές. Οι ερμηνείες τέτοιου είδους εισάγουν βεβαίως κάποιον βαθμό αβεβαιότητας.

3. οι γεωγραφικές συντεταγμένες μερικών εκ των γεωτρήσεων ακολουθούσαν κάποιο τοπικό δίκτυο γεωαναφοράς, που είχε ως συνέπεια να μην είναι δυνατή η ακριβής τοποθέτηση τους σε WGS84, Z35N που χρησιμοποιείται στο Petrel. Παρόλα αυτά, οι μικρές αποκλίσεις από την πραγματική θέση των γεωτρήσεων θεωρούνται αποδεκτές όταν αναφερόμαστε σε μια περιοχής μελέτης μήκους της τάξεως των μερικών δεκάδων χιλιομέτρων όπως αυτή της Μεσσαράς.

Συχνά, οι πληροφορίες των γεωτρήσεων ήταν ελλείψεις ή ακολουθούν διαφορετικές νομενκλατούρες, κάνοντας δυσκολότερη την ομογενοποίησή τους με τις υπόλοιπες γεωτρήσεις και τελικώς δυσκολότερη τη λιθοστρωματογραφική τους ομαδοποίηση όπως αναφέρθηκε στο σημείο 2 παραπάνω.

5.2.2.2 Ερμηνεία γεωτρητικών δεδομένων

Το σύνολο των διαθέσιμων γεωτρήσεων ήταν 39 για την υπολεκάνη του Τυμπακίου και 101 για το υπόλοιπο τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς. Οι γεωτρήσεις εισήχθησαν σε πρώτο στάδιο ως κατακόρυφες γεωτρήσεις σε σύστημα συντεταγμένων ΕΓΣΑ'87 και με τελικό βάθος το αναγραφόμενο βάθος πάνω σε κάθε φύλο γεώτρησης.

Ακολούθως, εισήχθησαν οι λιθοστρωματογραφικές περιγραφές κάθε γεώτρησης βάσει των ομαδοποιήσεων που είχαν περιγραφεί στο κεφάλαιο 4. Η ομαδοποίηση αυτή μετέτρεψε τη λεπτομερή και συγχρόνως ετερογενή λιθολογική περιγραφή κάθε γεώτρησης σε 3 βασικές λιθοστρωματογραφικές κατηγορίες: 1) Πλειοτεταρτογενείς αποθέσεις, 2) Νεογενείς αποθέσεις και Προνεογενές υπόβαθρο. Κι ενώ η οροφή του Προνεογενούς υποβάθρου είναι στις περισσότερες των περιπτώσεων σαφής, η μετάβαση των Πλειοτεταρτογενών αποθέσεων σε αυτές του Νεογενούς παρουσιάζει αρκετές αβεβαιότητες. Συνολικά η οροφή του Νεογενούς ερμηνεύτηκε σε 42 γεωτρήσεις (από τις οποίες 25 στο Τυμπάκι), ενώ του Προνεογενούς σε 9 γεωτρήσεις κυρίως πλησίον των επιφανειακών εμφανίσεων.

Υπάρχουν περιπτώσεις κατά τις οποίες μερικές από τις γεωτρήσεις που βρίσκονται σε σχετικά μικρή απόσταση παρουσιάζουν μεγάλες διαφορές στο βάθος όπου έχουν ερμηνευτεί είτε η οροφή του Νεογενούς είτε η οροφή του Προνεογενούς. Σε αυτές τις περιπτώσεις συνάγεται με έμμεσο τρόπο η παρουσία ρήγματος (ή και ρηγμάτων) που ταπείνωσε τον συγκεκριμένο ορίζοντα από τη μία γεώτρηση ως την άλλη. Η τοποθέτηση του ρήγματος σε συγκεκριμένη θέση προϋποθέτει την ύπαρξη τομών που να διέρχονται από τις συγκεκριμένες γεωτρήσεις και να αποτυπώνουν την αλλαγή του βάθους. Ο συνηθέστερος τρόπος είναι με χρήση σεισμικών τομών 2Δ ή 3Δ, όπου οι δομές και οι

ασυνέχειες αποτυπώνονται συνήθως με σαφήνεια. Εναλλακτικά, μπορούν να χρησιμοποιηθούν και γεωηλεκτρικές τομές στις οποίες οποιεσδήποτε πλευρικές αλλαγές στις τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης θα μπορούσαν να αποδοθούν στην ύπαρξη ρηγμάτων που φέρνουν σε πλευρικά επαφή σχηματισμούς με διαφορετικά φυσικά χαρακτηριστικά.

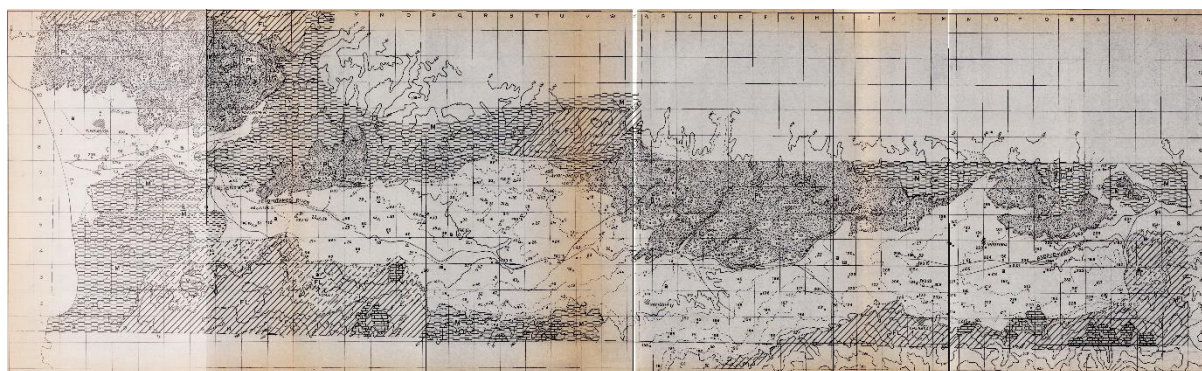
Η παραπάνω προσέγγιση σαφέστατα εμπεριέχει αυξημένο βαθμό αβεβαιότητας στην ερμηνεία, αλλά ισχυροποιείται από την παρουσία γεωτρήσεων που θα μπορούσαν να δέσουν την ερμηνεία αυτή και μειώσουν την αβεβαιότητα. Η προσέγγιση αυτή ακολουθήθηκε στη 3Δ γεωλογική προσομοίωση του υδροφορέα της λεκάνης του Τυμπακίου και θα περιγραφεί παρακάτω. Σε κάθε περίπτωση όμως, η ερμηνεία διευκολύνεται με τη χρήση λογισμικών 3Δ απεικόνισης συνδυάζοντας πολλαπλά δεδομένα.

5.2.3 Γεωηλεκτρικά δεδομένα

5.2.3.1 Εισαγωγή

Η άλλη μεγάλη κατηγορία δεδομένων που εισήχθησαν στο Petrel ήταν τα γεωηλεκτρικά δεδομένα. Τα δεδομένα αυτά προέκυψαν από ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις (VES) που είχαν πραγματοποιηθεί κυρίως κατά τις δεκαετίες 1960-1970 (FAO, 1972; Εικόνα 5-3) αλλά και λιγότερες στο πρόσφατο παρελθόν. Εμπλουτίστηκαν δε από πρόσφατες (2011) ηλεκτρομαγνητικές μετρήσεις (TEM) στη λεκάνη του Τυμπακίου που διενεργήθηκαν στα πλαίσια διερεύνησης του μετώπου υφαλμύρινης του αλλουβιακού υδροφορέα (Sourios et al. 2014; Vafidis et al, 2014; Panagoroulos et al, 2021).

Το αποτέλεσμα τέτοιου είδους μετρήσεων είναι η απόδοση τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε διακριτά διαστήματα (Intervals) του υπεδάφους. Κατόπιν, έγινε ερμηνεία των τιμών αυτών με όρους λιθολογίας/λιθostrωματογραφίας προκειμένου να συνδεθούν οι γεωφυσικές μετρήσεις με τα γεωτρητικά δεδομένα.



Εικόνα 5-3: Θέσεις των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων σε όλη την έκταση της πεδιάδας της Μεσσαράς (FAO, 1972).

5.2.3.2 Ερμηνεία γεωηλεκτρικών δεδομένων

Ενώ τα γεωτρητικά δεδομένα αποτελούν τα βασικά δεδομένα υποεπιφανειακής πληροφορίας καθώς αποτελούν άμεση πηγή δεδομένων, η γεωγραφική τους κατανομή είναι συνήθως αραιή και δεν καλύπτουν επαρκώς την περιοχή μελέτης. Οι γεωφυσικές μέθοδοι έρχονται να καλύψουν το κενό, καθώς μπορούν να πραγματοποιηθούν γρηγορότερα και οικονομικότερα καλύπτοντας μεγαλύτερες/περισσότερες περιοχές. Βασικό σημείο της ερμηνείας των γεωφυσικών μετρήσεων όμως είναι η σύνδεσή τους/συνδυασμός τους με παρακείμενες γεωτρήσεις όπου αυτό είναι εφικτό.

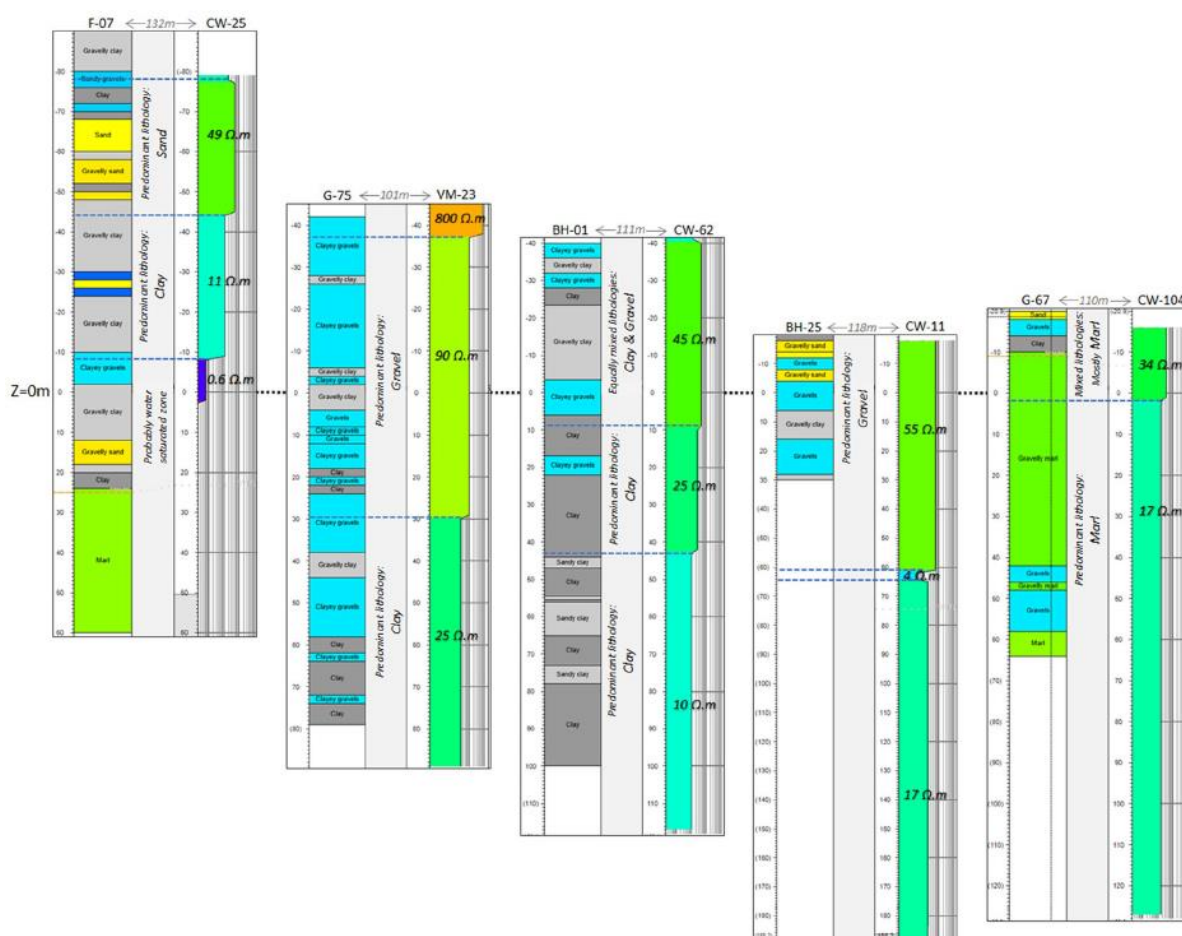
Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής ερμηνεύτηκαν οι γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις (VES και TEM), δηλαδή ερμηνεύτηκαν οι μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με το βάθος. Συνολικά, 104 ηλεκτρομαγνητικές μετρήσεις παροδικού πεδίου (TEM) χρησιμοποιήθηκαν μετά την επεξεργασία και αντιστροφή τους (1D inversion), για την αναπαραγωγή των μονοδιάστατων ομοιωμάτων αντίστασης με το βάθος για την υπολεκάνη του Τυμπακίου, δημιουργώντας ένα σχετικά πυκνό δίκτυο μετρήσεων που επιτρέπει τελικώς και τη δημιουργία τριδιάστατου γεωηλεκτρικού ομοιώματος (Sourios et al. 2014). Συμπληρωματικά στην ίδια περιοχή προστέθηκαν και οι ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις του FAO (1972). Οι τελικές τιμές ειδικής γεωηλεκτρικής αντίστασης προέκυψαν από αντιστροφή (αριθμός, πάχη και ειδική ηλεκτρική αντίσταση για κάθε γεωηλεκτρικό στρώμα) και εισήχθησαν με αυτά τα χαρακτηριστικά στο (Petrel, v.2014), ως 1D ψευδογεωτρήσεις με ηλεκτρικές αντιστάσεις.

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, για την ομογενοποίηση των γεωηλεκτρικών δεδομένων με τα λιθοστρωματογραφικά δεδομένα των γεωτρήσεων, απαιτούταν η συσχέτιση των δύο διαφορετικών τύπων δεδομένων υπό όρους λιθοστρωματογραφίας. Επομένως, οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης θα έπρεπε να αντιστοιχηθούν με τις λιθοστρωματογραφικές ενότητες που χρησιμοποιούνται στα γεωτρητικά δεδομένα.

Για το σκοπό αυτό, επιλέχθηκαν ζεύγη γεώτρησης / VES ή TEM που να βρίσκονταν σε σχετικά κοντινή απόσταση μεταξύ τους προκειμένου να συγκριθεί η λιθολογική περιγραφή με τις αντίστοιχες τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (Εικόνα 5-4). Τα τελικά ζεύγη βρίσκονται σε απόσταση μεταξύ τους μικρότερη από 300m, υπό τη θεώρηση ότι δε λαμβάνουν χώρα σημαντικές πλευρικές λιθολογικές αλλαγές σε αυτήν την απόσταση.

Ο σκοπός αυτής της σύγκρισης είναι να εξαχθεί μια φόρμουλα μετατροπής των τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε λιθολογικούς τύπους έτσι ώστε να ομογενοποιηθούν τα γεωτρητικά με τα γεωηλεκτρικά δεδομένα (Εικόνα 5-5). Για παράδειγμα, ο λιθολογικός τύπος της αργίλλου παρουσιάζει τις μικρότερες τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ($<20 \Omega.m$), ενώ το προνεογενές

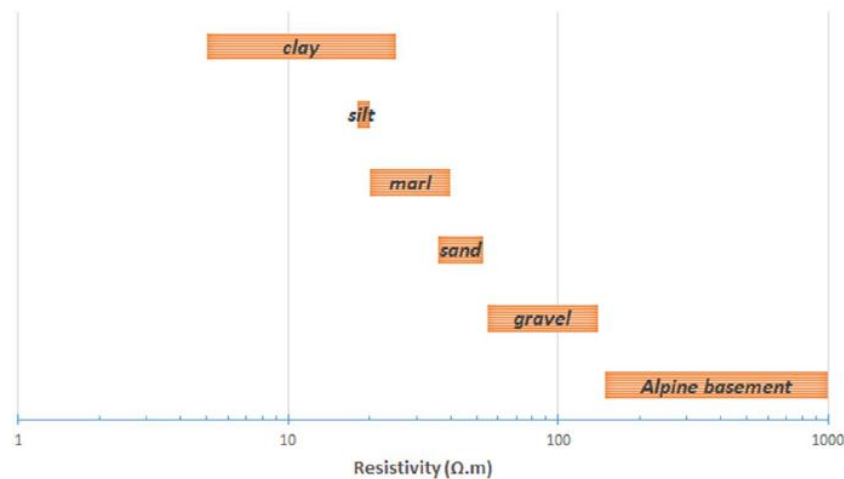
υπόβαθρο ξεχωρίζει με τιμές μεγαλύτερες των 150 Ω.m. Ειδικά στην περίπτωση της υπολεκάνης του Τυμπακίου, η συσχέτιση αυτή βοήθησε στην ερμηνεία / μετατροπή των τιμών ηλεκτρικής αντίστασης στο λιθολογικό τύπο μάργας που αποδίδεται κατ' επέκταση ως η οροφή του Νεογενούς. Για την κατασκευή του διαγράμματος στην Εικόνα 5-5 χρησιμοποιήθηκαν συνολικά 17 ζεύγη.



Εικόνα 5-4: Σύγκριση γεωτρήσεων (αριστερά) με γεωηλεκτρικά δεδομένα (δεξιά). Τα ζεύγη γεώτρησης/ VES ή TEM χρησιμεύουν για να συσχετισθούν οι τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με παρακείμενες λιθολογίες. Οι γεωτρήσεις παρουσιάζουν λεπτομερή λιθολογική περιγραφή και προκειμένου να συγκριθούν με τα παχύτερα διαστήματα ηλεκτρικών αντιστάσεων, οι λιθολογικές περιγραφές αντιπροσωπεύτηκαν από τον κυρίαρχο λιθολογικό τύπο. Το αποτέλεσμα της σύγκρισης παρουσιάζεται στην Εικόνα 5-1.

Μια γενικότερη παρατήρηση στο διάγραμμα (Εικόνα 5-5) είναι ότι οι τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης αυξάνονται όσο πιο αδρομερείς είναι οι λιθολογικοί τύποι, ξεκινώντας από τα 5 Ω.m της αργίλλου (clay), περνώντας στα 40 Ω.m της άμμου (sand) και φτάνοντας στα >150 Ω.m του προνεογενούς υποβάθρου (Alpine basement). Η παρατήρηση αυτή μπορεί να αποτελέσει τη βάση για τη μετατροπή των τιμών ηλεκτρικής αντίστασης σε λιθολογικούς τύπους (λεκτόκοκκα – μεσόκοκκα – αδρόκοκκα κλαστικά ιζήματα), ή για να είμαστε πιο ακριβείς σε λιθο-ηλεκτρικούς τύπους. Στο παράδειγμα του αλλουβιακού υδροφόρου του Τυμπακίου που παρουσιάζεται σε επόμενο κεφάλαιο,

η θεώρηση αυτή χρησιμοποιήθηκε για να εντοπιστούν επί του 3D γεωηλεκτρικού μοντέλου οι περιοχές διαφορετικής κοκκομετρίας που κατ' επέκταση έχουν άμεση σχέση με τον χαρακτηρισμό των υδραυλικών χαρακτηριστικών του υδροφορέα.



Εικόνα 5-5: Εύρη τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ανά λιθολογικό τύπο, που προέκυψαν από τη σύγκριση 17 ζευγών γεωτρήσεων / γεωηλεκτρικών δεδομένων.

Βέβαια, τα εύρη της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης των επιμέρους λιθο-ηλεκτρικών τύπων παρουσιάζουν σε μερικές περιπτώσεις αλληλοεπικαλύψεις. Ο λιθο-ηλεκτρικός τύπος του πηλού (silt) καλύπτεται εξ' ολοκλήρου από αυτόν της αργίλλου (shale), ενώ και η μάργα (marl) παρουσιάζει μερική αλληλοεπικάλυψη με την άργιλλο και την άμμο (sand). Αντίθετα, οι λιθολογικοί τύποι του Προ-νεογενούς υποβάθρου (Alpine basement), και του κροκαλοπαγούς (gravel) παρουσιάζουν πιο σαφή όρια.

Γενικότερα, και με εξαίρεση τις τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που αλληλεπικαλύπτονται, τα παρακάτω εύρη τιμών μπορούν να αποδοθούν με σχετική βεβαιότητα σε συγκεκριμένους λιθο-ηλεκτρικούς τύπους :

Πίνακας 5-1: Εύρη τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ανά λιθο-ηλεκτρικό τύπο.

Λιθο-ηλεκτρικοί τύποι		Εύρη τιμών ειδ. ηλ. αντίστασης
Άργιλλος/πηλός	→	4-18 Ω.m
Μάργα	→	21-31 Ω.m
Άμμος	→	38-50 Ω.m
Κροκαλοπαγές	→	50-140 Ω.m
Προνεογενές υπόβαθρο	→	>150 Ω.m

Ένας επιπλέον τρόπος ερμηνείας των γεωηλεκτρικών δεδομένων είναι η αναγνώριση πιθανών ρηγμάτων. Και ενώ ο συνηθέστερος τρόπος ερμηνείας ρηγμάτων είναι με τη χρήση σεισμικών ανάκλασης, στις περιπτώσεις που δεν είναι διαθέσιμα τέτοιου είδους σεισμικά στοιχεία, τότε εναλλακτικά μπορούν να χρησιμοποιηθούν γεωηλεκτρικές τομές με το αντίστοιχο βαθμό αβεβαιότητας. Ειδικά όταν το δίκτυο των γεωηλεκτρικών μετρήσεων είναι πυκνό, τότε η αβεβαιότητα της ερμηνείας μειώνεται.

Σε τέτοιες περιπτώσεις η ερμηνεία ενός πιθανού ρήγματος εντοπίζεται στις περιοχές όπου παρατηρείται απότομη μεταβολή των τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Η ερμηνεία αυτή βασίζεται στη θεώρηση ότι η ρηξιγενής επιφάνεια μεταβάλλει την αντίσταση των πετρωμάτων που βρίσκονται πλησίον αυτής. Για παράδειγμα, στην περίπτωση του αλλουβιακού υδροφόρου του Τυμπακίου, η θεώρηση ήταν ότι τα ρήγματα αποτελούν ζώνες υψηλού κορεσμού σε νερό κι συνεπώς ζώνες χαμηλής ηλεκτρικής αντίστασης. Κάτι τέτοιο αποτυπώνεται σε μια γεωηλεκτρική τομή ως απότομες πλευρικές μεταβολές στην ηλεκτρική αντίσταση (Εικόνα 5-26). Ταυτόχρονα όμως, οι πλευρικές μεταβολές της ηλεκτρικής αντίστασης θα μπορούσαν να σηματοδοτούν και την μετατόπιση λιθολογικών τύπων εκατέρωθεν ενός πιθανού ρήγματος.

Από όλες τις παραπάνω περιπτώσεις ερμηνείας των γεωηλεκτρικών δεδομένων γίνεται σαφές ότι η δημιουργία ενός 3D γεωηλεκτρικού ομοιώματος (ηλεκτρικής αντίστασης) αποτελεί ένα εργαλείο για να βοηθήσει στην πραγματοποίηση τέτοιους είδους ερμηνειών σε σύντομο χρονικό διάστημα.

5.2.4 Σεισμικά δεδομένα ανάκλασης

5.2.4.1 Εισαγωγή

Η εισαγωγή των σεισμικών δεδομένων ανάκλασης που αναφέρθηκαν στο κεφάλαιο 4.2.3 εισήχθησαν στο Petrel ως segy αρχείο. Τα δεδομένα αυτά εισήχθησαν ως δεδομένα χρόνου διπλής διαδρομής (Time domain, TWT). Τα δεδομένα αυτά μετατρέπονται από δεδομένα χρόνου σε δεδομένα πραγματικού βάθους (depth domain) με την εφαρμογή ενός μοντέλου ταχυτήτων (velocity model). Με τον τρόπο αυτό γίνεται δυνατή η συσχέτιση των οριζόντων που ερμηνεύονται στις σεισμικές τομές με τα γεωτρητικά και γεωηλεκτρικά δεδομένα που μετρούνται σε πραγματικό βάθος.

Η παραπάνω διαδικασία αποτελεί τυπική διαδικασία εισαγωγής και ερμηνείας των σεισμικών δεδομένων που πραγματοποιείται εύκολα στο Petrel. Το μεγάλο πλεονέκτημα στη χρήση τέτοιου είδους λογισμικών είναι η ευκολία που παρέχεται στη συνδυαστική ερμηνεία διαφορετικού είδους δεδομένων.

Το δίκτυο διδιάστατων σεισμικών γραμμών της Μεσσαράς βρίσκεται κυρίως στις Πλειο-Τεταρτογενείς αποθέσεις της πεδιάδας της Μεσσαράς και εκτείνονται στα ανατολικά και στις Νεογενείς αποθέσεις. Το προ-Νεογενές υπόβαθρο που περιβάλλει την πεδιάδα δεν καλύπτεται από κάποια από τις σεισμικές γραμμές. Σημειώνεται ότι τα διαθέσιμα γεωτρητικά δεδομένα δεν ήταν αρκετά βαθιά έτσι ώστε να διατρήσουν το Προνεογενές υπόβαθρο. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το σύνολο των διαθέσιμων γεωτρήσεων ήταν υδρογεωτρήσεις που στόχο είχαν την υδρομάστευση το αλλουβιακού (Πλειο-τεταρτογενούς) υδροφορέα της λεκάνης. Αυτό είχε σαν συνέπεια, η ερμηνεία του Προνεογενούς υποβάθρου να βασίζεται στις κοντινές επιφανειακές εμφανίσεις αυτών των σχηματισμών, χωρίς να υπάρχουν γεωτρητικά δεδομένα που θα μπορούσαν να καθοδηγήσουν την σεισμική ερμηνεία.

Επιπλέον, ελάχιστα από τα διαθέσιμα γεωτρητικά δεδομένα διέτρησαν τις Νεογενείς αποθέσεις οι οποίες δεν είχατε επαρκείς περιγραφές της λιθοστρωματογραφίας. Το κυριότερο μειονέκτημα όμως της χρήσης των υδρογεωτρητικών δεδομένων ήταν ότι τα βάθη διάτρησης σε τέτοιου είδους γεωτρήσεις είναι συνήθως τόσο ρηχά που πρακτικών δεν φτάνουν καν στους ρηχότερους σεισμικούς ορίζοντες. Οι Πλειο-Τεταρτογενείς αποθέσεις που βρίσκονται πάνω από τον ορίζοντα της οροφής του Νεογενούς παρουσιάζουν συνήθως ένα τυπικό πάχος 120m (Κριτσιωτάκης, 2009). Θεωρώντας τυπική ταχύτητα Πλειο-τεταρτογενών σχηματισμών τα 2500m/s (Kokkalas et al., 2012), το πάχος αυτό μεταφράζεται σε μόλις 100ms χρόνο διπλής διαδρομής (TWT) στις σεισμικές τομές.

Όλα τα παραπάνω καταδεικνύουν ότι η σεισμική ερμηνεία σε τέτοιου είδους δεδομένα μπορεί να πραγματοποιηθεί μόνο με τη χαρτογράφηση των βασικών σεισμικών οριζόντων χωρίς όμως να μπορούν να συσχετιστούν άμεσα με τα διαθέσιμα γεωτρητικά δεδομένα. Σε αυτήν την περίπτωση η ερμηνεία των οριζόντων ελέγχεται/συσχετίζεται μόνο από/με την επιφανειακή γεωλογία, προεκτείνοντας με κάποιον τρόπο τα επιφανειακά γεωλογικά όρια στο βάθος.

5.2.4.2 Ερμηνεία σεισμικών τομών

Η σεισμική ερμηνεία περιορίστηκε μόνο στη οροφή του προ-Νεογενούς υποβάθρου, χωρίς να είναι δυνατή η ερμηνεία της οροφής του Μειόκαινου. Επιπλέον, ερμηνεύτηκαν και τα βασικά τεκτονικά στοιχεία (ρήγματα) σε κάθε σεισμική τομή, χωρίς ωστόσο να ήταν δυνατή η σύνδεση των ρηγμάτων μεταξύ των διαφορετικών σεισμικών τομών με σχετική βεβαιότητα.

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, οι σεισμικές γραμμές στα ανατολικά της πεδιάδας της Μεσσαράς περνούν από τις επιφανειακές εμφανίσεις των Νεογενών αποθέσεων. Αυτό το γεγονός έδωσε τη δυνατότητα να προεκταθούν προς το βάθος τα επιφανειακά όρια των διαφορετικών

λιθοστρωματογραφικών ενοτήτων του Νεογενούς που αποτυπώνονται στους χάρτες του ΙΓΜΕ ακολουθώντας τη γενική κλίση/γεωμετρία των σεισμικών οριζόντων (Εικόνα 5-7).

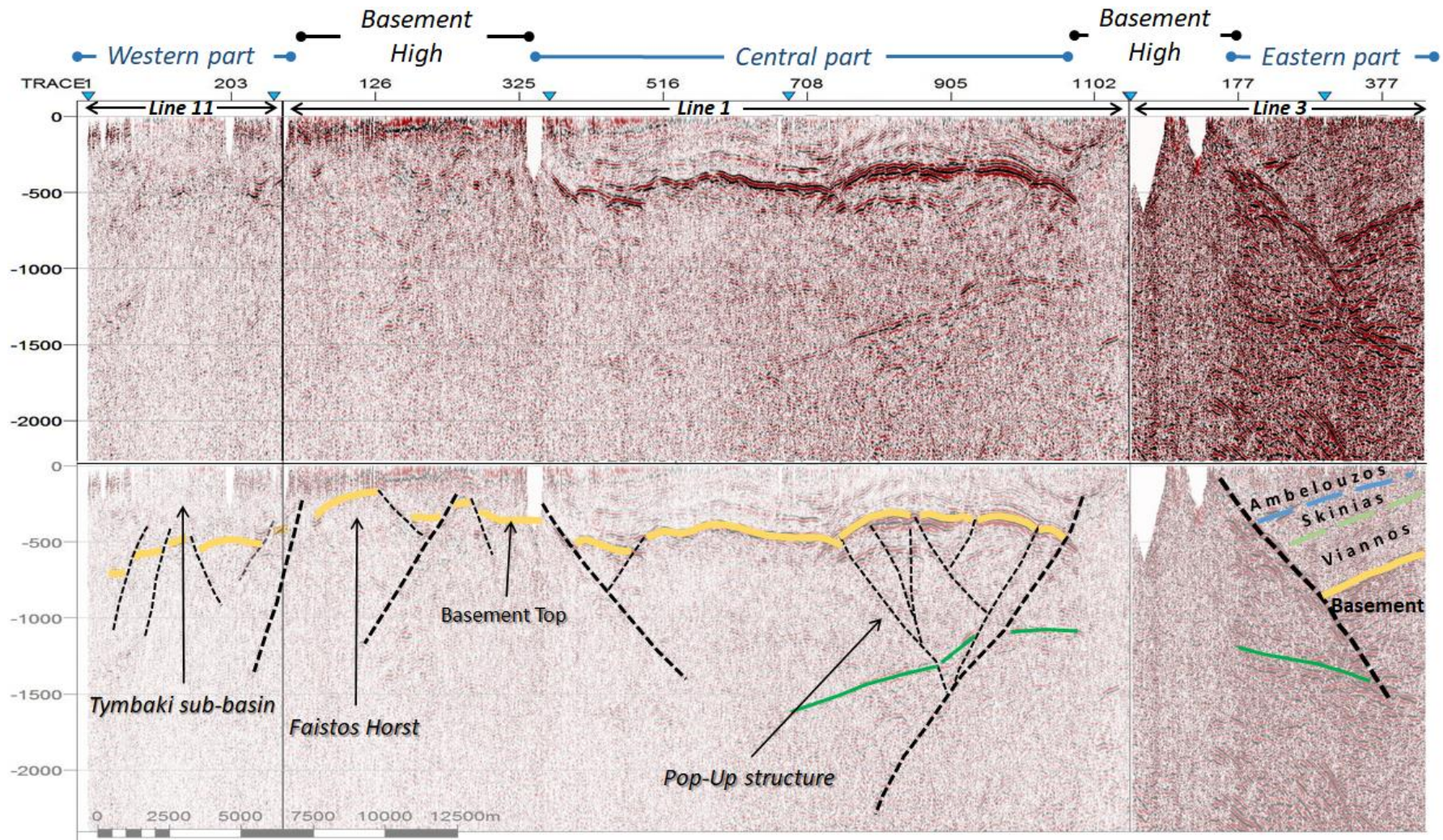
Οι αποθέσεις αυτές εμφανίζονται στις σεισμικές τομές να καταλαμβάνουν τα ανώτερα 500ms (TWT) περίπου της τομής. Στις περιοχές των σεισμικών τομών όπου ο οροφή του Νεογενούς φτάνει σε πολύ ρηχά βάθη (<400m), ο ορίζοντας του Νεογενούς δεν αποτυπώνεται επί της σεισμικής τομής, ενώ οι Πλειο-Τεταρτογενείς αποθέσεις δεν αποτυπώνονται καθόλου.

Με βάση όλα τα παραπάνω, ο κύριος στόχος της σεισμικής ερμηνείας ήταν η ερμηνεία των δύο κύριων οριζόντων, δηλαδή της οροφής του Νεογενούς και του Προνεογενούς υποβάθρου. Με τον τρόπο αυτόν μπορεί να εκτιμηθεί κατά προσέγγιση το υπόκεντρο της Νεογενούς λεκάνης καθώς και οι πλευρικές διαφοροποιήσεις στο πάχος των Νεογενών αποθέσεων. Ο ορίζοντας που σχετίζεται με την οροφή του Προνεογενούς υποβάθρου χαρακτηρίζεται από έναν έντονο και συνεχή ανακλαστήρα που διαχωρίζει κατακόρυφα ένα σεισμικό πακέτο από πάνω με υποπαράλληλες έντονες ως διαφανείς ανακλάσεις που αντιπροσωπεύουν τις φάσεις του Νεογενούς και από κάτω ένα σεισμικό πακέτο με κυρίως χαοτικές ανακλάσεις που αντιπροσωπεύουν το Προνεογενές υπόβαθρο.

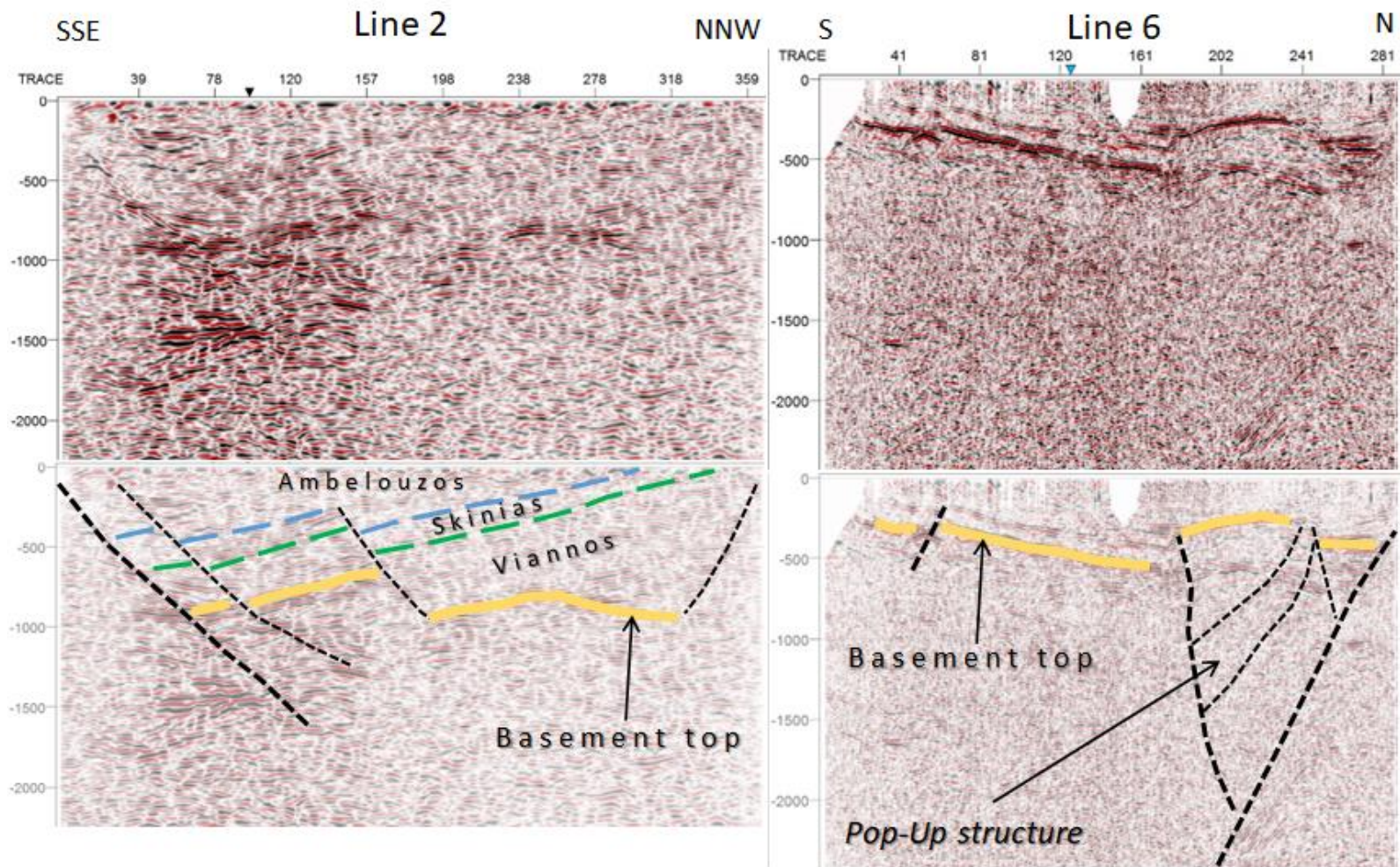
Η ερμηνεία της οροφής του Προνεογενούς υποβάθρου βασίστηκε εξ' ολοκλήρου στη χωρική σύνδεση του κύριου σεισμικού ορίζοντα (main seismic hard-event) και των επιφανειακών εμφανίσεων των αντιστοιχών σχηματισμών με βάση των γεωλογικούς χάρτες του ΙΓΜΕ. Αυτό έγινε εξαιτίας του γεγονότος ότι δεν υπάρχουν βαθιές γεωτρήσεις που θα μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν ως σημεία ελέγχου (control points) της σεισμικής ερμηνείας.

Στην αρχική ερμηνεία τα βασικά τεκτονικά στοιχεία που ερμηνεύτηκαν βασίστηκαν στις μεταβολές της οροφής του Προνεογενούς υποβάθρου. Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, ο ορίζοντας αυτός παρουσιάζεται στις σεισμικές τομές ως το κύριο σεισμικό γεγονός (main seismic event), παρουσιάζοντας έντονη και συνεχή ανάκλαση. Ως εκ τούτου, αποτέλεσε και τον κύριο ορίζοντα για να ερμηνευτούν πέρα από τους σεισμικούς ορίζοντες και τα τεκτονικά στοιχεία. Σε δεύτερο στάδιο, οι ερμηνείες αυτές συνδυάστηκαν με τα ρήγματα που εμφανίζονται στην επιφάνεια, πάντοτε με βάση του γεωλογικούς χάρτες του ΙΓΜΕ (Bonneau *et al.* 1984; Vidakis *et al.* 1994).

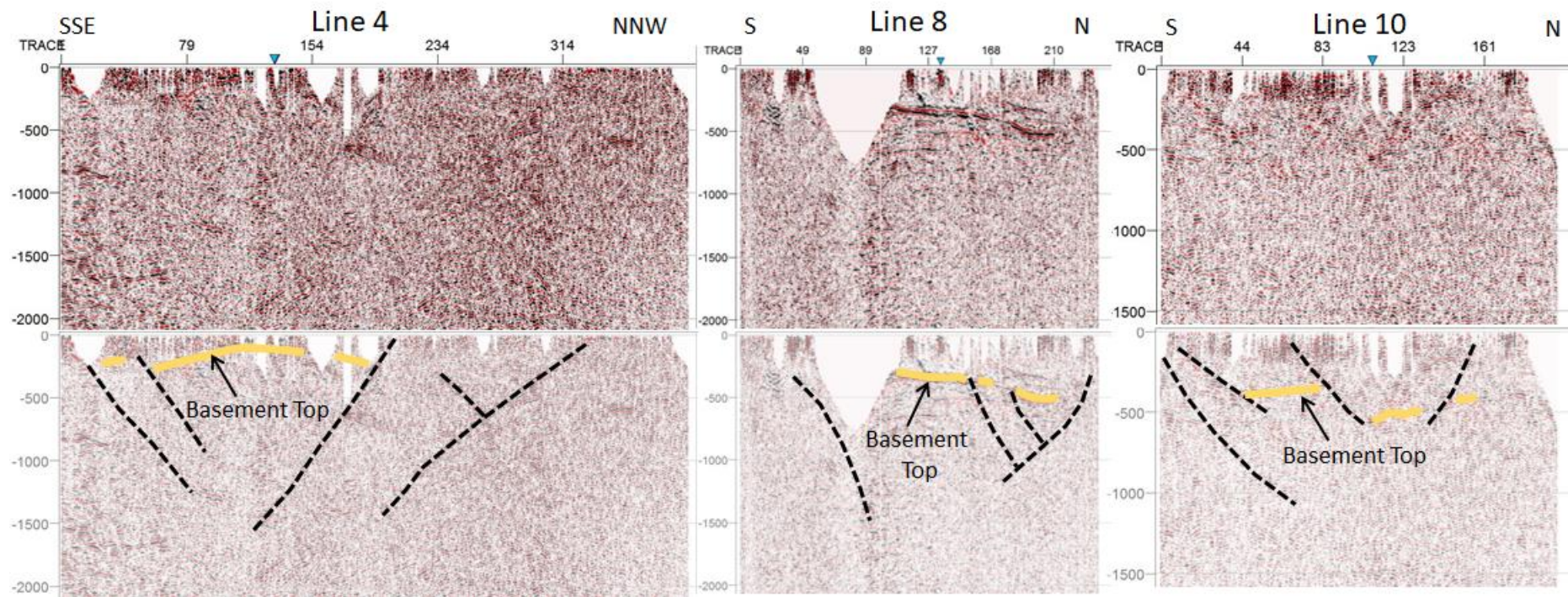
Στη συνθετική σεισμική τομή της Εικόνα 5-6 η οροφή του Προνεογενούς υποβάθρου είναι εμφανής ειδικά στο κεντρικό τμήμα της τομής. Ο έντονος χαρακτήρας του ορίζοντα αυτού οφείλεται στην ύπαρξη των υπερκείμενων Νεογενών αποθέσεων που χαρακτηρίζονται από μικρότερη ακουστική ταχύτητα που σε σύγκριση με τη μεγαλύτερη ταχύτητα του Προαλπικού υποβάθρου δημιουργούν μεγάλη διαφορά ταχυτήτων.



Εικόνα 5-6: Συνθετική σεισμική τομή (composite line) σε TWT αποτελούμενη από τις τομές 11, 1 και 3. Η γενική διεύθυνση είναι Δ-Α. Τα κύρια στοιχεία που ερμηνεύτηκαν είναι: α) η ανύψωση του Προνεογενούς υποβάθρου στην ένωση των τομών 1 & 3, και στο δυτικό άκρο της τομής 1, β) η θετική δομή λουλουδιού (positive flower structure) στο κέντρο σχεδόν της τομής 1.



Εικόνα 5-7: Σεισμικές τομές 2 & 6 διεύθυνσης κάθετης στον άξονα της λεκάνης της Μεσσαράς (TWT). Στη τομή 2 παρουσιάζεται το βαθύτερο σημείο της Νεογενούς λεκάνης. Στη τομή 6 παρουσιάζεται μια δομή θετικής δομής λουλουδιού (positive flower structure). Η δομή αυτή βρίσκεται πλησίον της αντίστοιχης δομής στην τομή 1. Με διακεκομμένες γραμμές είναι η ερμηνεία των ρηγμάτων. Η ερμηνεία των επιμέρους Νεογενών οριζόντων είναι θεωρητική που προκύπτει από προέκταση των επιφανειακών ορίων των αντίστοιχων λιθοστρωματογραφικών ενότητων του Νεογενούς.



Εικόνα 5-8: Σεισμική ερμηνεία της οροφής του Προνεογενούς υποβάθρου στις τομές 4, 8 και 10. Η ποιότητα των συγκεκριμένων τομών χαρακτηρίζεται ως φτωχή και συνεπώς η ερμηνεία καθορίστηκε συνδυαστικά και με την επιφανειακή εμφάνιση του υποβάθρου. Ο κατακόρυφος άξονας είναι σε ms TWT.

Σε γενικές γραμμές η ερμηνεία της συνθετικής αυτής τομής μπορεί να χωριστεί σε τρία τμήματα: Το κεντρικό, το Δυτικό και το Ανατολικό. Τα τμήματα αυτά διαχωρίζονται μεταξύ τους από τη ύπαρξη δύο υποεπιφανειακών υβωμάτων του Προνεογενούς υποβάθρου.

Στο κεντρικό τμήμα η ερμηνεία του Προνεογενούς υποβάθρου είναι σαφής και αποκαλύπτει την ύπαρξη μιας συστοιχίας ρημάτων που δημιουργούν θετική δομή λουλουδιού (positive flower structure). Συνολικά στο κεντρικό τμήμα το Προνεογενές υπόβαθρο εμφανίζεται σχετικά ρηχά με μέσο βάθος τα 500ms (TWT) (Εικόνα 5-6). Αντίστοιχη δομή εμφανίζεται επίσης και στο βόρειο άκρο της σεισμικής τομής 6 (Εικόνα 5-7). Τέτοιου είδους δομές υποδηλώνουν τη δράση συμπίεστικού τεκτονικού καθεστώτος σε συνδυασμό με πλάγια ολίσθηση (transpressional) (Vafidis *et al.* 2013).

Στο δυτικό τμήμα της τομής η ποιότητα του σεισμικού μειώνεται και ο συγκεκριμένος ορίζοντας δεν φαίνεται εξίσου έντονος και συνεχής. Συνεπώς, η ερμηνεία εμπεριέχει μεγαλύτερη αβεβαιότητα στο τμήμα αυτό. Σύμφωνα με την ερμηνεία το δυτικό κομμάτι εμφανίζεται περισσότερο τεκτονισμένο και είναι γενικά περισσότερο ανεβασμένο σε σύγκριση με το κεντρικό τμήμα της τομής. Η έξαρση του του υποβάθρου φαίνεται να φθάνει στο ρηχότερο βάθος εκεί όπου βρίσκεται το επιφανειακό ύβωμα της Φαιστού. Η σύμπτωση αυτή υποδεικνύει μια πιθανή σύνδεση των δύο εξάρσεων (επιφανειακά και υποεπιφανειακά).

Στο ανατολικό τμήμα της τομής παρουσιάζεται η εντονότερη έξαρση του Προνεογενούς υποβάθρου που φτάνει σε πολύ μικρά βάθη αποκόπτοντας το κεντρικό τμήμα από το ανατολικό. Στο τμήμα όπου αυτό το ύβωμα εμφανίζεται δεν είναι δυνατή η απεικόνιση της οροφής του Προνεογενούς υποβάθρου και συνεπώς η ερμηνεία του συγκεκριμένου ορίζοντα δεν ήταν εφικτή. Ενδεικτική είναι η κατάσταση αυτή στη σεισμική τομή 4 (Εικόνα 5-8) η οποία είναι τοποθετημένη κατά μήκος του εν λόγω υβώματος με αποτέλεσμα η αντιπροσωπευτική ανάκλαση της οροφής του υποβάθρου να μην εμφανίζεται καθόλου, παρά μόνο ο χαοτικός χαρακτήρας του υποβάθρου.

Ανατολικότερα του υβώματος, το Προνεογενές υπόβαθρο βυθίζεται απότομα μέχρι βάθους 900ms (TWT), δημιουργώντας το βαθύτερο σημείο (υπόκεντρο) που έχει ερμηνευτεί επί των διαθέσιμων σεισμικών τομών. Στην περιοχή αυτή του ανατολικού τμήματος όπου βρίσκονται οι σεισμικές τομές 2 & 3 οι Νεογενείς αποθέσεις εμφανίζονται στην επιφάνεια και τα όρια των επιμέρους λιθοστρωματογραφικών ενοτήτων αποτυπώνονται στους γεωλογικούς χάρτες του ΙΓΜΕ (Vidakis *et al.* 1994). Στη συγκεκριμένη περιοχή έγινε προσπάθεια να συνδεθούν αυτά τα επιφανειακά όρια με τα σεισμικά δεδομένα. Η σύνδεση αυτή έγινε αφενός προεκτείνοντας τα όρια αυτά προς το βάθος κρατώντας τη διεύθυνση και γωνία μέγιστης κλίσης, αφετέρου και τη γενική γεωμετρία των σεισμικών ανακλάσεων. Με τον τρόπο αυτό αποτυπώθηκαν οι επαφές των λιθοστρωματογραφικών ενοτήτων Βιάννου και Σκινιά στις σεισμικές τομές 2 (Εικόνα 5-7) και 3 (Εικόνα 5-6).

Οι τομές 4, 8 και 10 παρουσιάζουν τη μικρότερη ποιότητα σε σύγκριση με τις υπόλοιπες τομές (Εικόνα 5-8). Συνεπώς, η ερμηνεία αυτών των τομών εμπεριέχει μεγαλύτερο βαθμό αβεβαιότητας. Η ερμηνεία τους βασίστηκε αφενός στην ερμηνεία των διασταυρούμενων σεισμικών τομών, αφετέρου στις επιφανειακές εμφανίσεις του προαλπικού υποβάθρου.

Η σεισμική τομή 4 είναι τοποθετημένη πάνω σε ένα από τα δύο βυθισμένα υβώματα του προαλπικού υποβάθρου (Εικόνα 5-6). Ειδικά στο βόρειο τμήμα της τομής, το υπόβαθρο φτάσει σε τόσο μικρά βάθη που δεν αποτυπώνεται καν στη σεισμική τομή.

Η ερμηνεία των υπόλοιπων 2 τομών είναι δεμένη με την ερμηνεία της διασταυρούμενης τομής 1, αλλά αποτυπώνουν και τη συνέχεια των ρηγμάτων που έχουν χαρτογραφηθεί στην επιφάνεια.

5.3 ΤΡΙΔΙΑΣΤΑΤΟ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΟΜΟΙΩΜΑ ΤΗΣ ΝΕΟΓΕΝΟΥΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΗΣ ΜΕΣΣΑΡΑΣ

5.3.1 Περιγραφή στόχου προσομοίωσης

Κατά τη δεκαετία του 1990 σημειώθηκαν πολλές αναφορές για εμφανίσεις φυσικού αερίου κατά τη διάρκεια διάνοιξης υδρογεωτρήσεων. Βέβαια, η ύπαρξη «ελαιογενών αερίων» είχε αναφερθεί πολλά χρόνια νωρίτερα από τους Παπασταματίου κ.α. (1966) στην περιοχή Αλμυρή Παναγιά, που είχε όμως συνδεθεί με την παρουσία των λιγνιτικών οριζόντων του σχηματισμού του Αμπελούζου. Μερικά χρόνια αργότερα, ο Παπασπύρου (1993) ανέφερε ότι τελικώς οι εμφανίσεις των λιγνιτικών οριζόντων της περιοχής Αλμυρή Παναγιά δεν ήταν τόσο εκτεταμένες όπως αρχικά είχα προταθεί, περιορίζοντας με αυτόν τον τρόπο την συμβολή των λιγνιτικών οριζόντων του Αμπελούζου στη δημιουργία των βιογενών αερίων.

Μέχρι και σήμερα δεν υπάρχει κάποια σχετική δημοσίευση για το δυναμικό της λεκάνης της Μεσσαράς σε βιογενή αέρια. Η Δημόσια Επιχείρηση Πετρελαίου (ΔΕΠ) που πραγματοποίησε τις χερσαίες σεισμικές έρευνες κατά τα πρώτα χρόνια της δεκαετίας του 1980, δεν εξέδωσε κάποια μελέτη σχετικά που να σχολιάζει το πετρελαϊκό δυναμικό της λεκάνης σε βιογενή αέρια ιδίως εκείνη την περίοδο που το βάρος των ερευνών έπεφτε κυρίως σε μεγάλες δομές πετρελαίου.

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, ως βασικός στόχος της 3Δ προσομοίωσης καθορίζεται η αποτύπωση της υποεπιφανειακής δομής της νεογενούς λεκάνης της Μεσσαράς, δηλαδή της χωρικής κατανομής των νεογενών ιζημάτων καθιστώντας δυνατό τον εντοπισμό του (ων) υποκέντρου (ων) της λεκάνης και τον προσεγγιστικό υπολογισμό του όγκου των νεογενών ιζημάτων.

Ο απώτερος σκοπός για την κατασκευή αυτού του ομοιώματος είναι η απόπειρα να συνδέσει την κατανομή των νεογενών ιζημάτων με τις εμφανίσεις/διαφυγές βιογενούς αερίου που παρατηρήθηκαν στα νεογενή ιζήματα της περιοχής (Pasadakis et al., 2012).

Ο στόχος της προσομοίωσης κρίνεται ότι μπορεί να επιτευχθεί με τα διαθέσιμα δεδομένα και κυρίως με τα σεισμικά δεδομένα που συνήθως αποδίδουν την υποεπιφανειακή γεωλογία σε μεγαλύτερα βάθη και γενικότερα σε μεγαλύτερη κλίμακα. Μάλιστα, οι διαστάσεις του ομοιώματος καθορίζονται κατά μείζονα λόγο από τις διαστάσεις των σεισμικών δεδομένων (επιφανειακή κάλυψη σεισμικών). Οι 3D γεωλογικό ομοίωμα καλύπτει μια έκταση περίπου 40km επί 10km.

Πιο συγκεκριμένα, από τα σεισμικά δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν οι σεισμικές ερμηνείες της οροφής του προνεογενούς υποβάθρου. Οι ερμηνείες των ρηγμάτων δεν κατέστη δυνατόν να ενσωματωθούν στο 3D ομοίωμα επειδή δεν πραγματοποιήθηκε η αναγκαία χωρική συσχέτιση κάθε ρήγματος σε διαδοχικές σεισμικές τομές. Συνεπώς, η ερμηνεία των ρηγμάτων παρέμεινε σε δύο διαστάσεις (ερμηνεία επί σεισμικής τομής)

Πέρα από τα σεισμικά, χρησιμοποιήθηκαν και ελάχιστες από τις γεωτρήσεις που διέτρησαν το προνεογενές υπόβαθρο καθώς και τα επιφανειακά όρια των του προνεογενούς υποβάθρου με τις νεογενείς εμφανίσεις.

5.3.2 Γεωλογική θεώρηση (concept) και παραδοχές

Από την περιγραφή του στόχου της προσομοίωσης στην προηγούμενη παράγραφο γίνεται αντιληπτό ότι το τελικό 3D γεωλογικό ομοίωμα μπορεί να αποτελεί μονάχα ένα γεωμετρικό ομοίωμα, χωρίς να είναι εμπλουτισμένο με τιμές ιδιοτήτων (ομοίωμα ιδιοτήτων). Με άλλα λόγια, το τελικό αποτέλεσμα θα είναι η 3D απεικόνιση της τοπογραφίας και της οροφής του προνεογενούς υποβάθρου. Στην προκειμένη περίπτωση η επιλογή αυτή έγινε για τους παρακάτω λόγους:

- Ο βασικός σκοπός της προσομοίωσης δεν επιβάλλει την κατασκευή λεπτομερούς ομοιώματος ιδιοτήτων. Η κλίμακα στην οποία γίνεται η προσομοίωση έχει ως στόχο την απεικόνιση των μεγάλης κλίμακας δομών για να βοηθήσει στην κατανόηση της υποεπιφανειακής δομής της λεκάνης του Νεογενούς.
- Η έκταση που καλύπτει το συγκεκριμένο ομοίωμα καθιστά εξαιρετικά απίθανη την περίπτωση να καλύπτεται πλήρως από ικανό αριθμό βαθιών γεωτρήσεων στις οποίες να έχουν διεξαχθεί γεωφυσικές διαγραφίες (logging). Παράλληλα, η υφιστάμενες γεωφυσικές διασκοπήσεις δε δίνουν συνήθως πληροφορία για βάθη μεγαλύτερα των 300μ, ενώ ακόμα κι αν δίνουν δεν είναι ούτε λεπτομερή ούτε πλήρως αξιόπιστα.

- Σε περιπτώσεις που είτε δεν υπάρχουν μετρούμενες τιμές είτε οι υφιστάμενες δε θεωρούνται κατάλληλες, συνήθως ακολουθείται η απόδοση της χαρακτηριστικότερης τιμής για κάθε γεωλογική ζώνη του ομοιώματος, που ακολουθεί πάντοτε τη γεωλογική θεώρηση (geological concept) και την κατανόηση των γεωλογικών συνθηκών. Στη συγκεκριμένη περίπτωση του 3D γεωλογικού ομοιώματος της λεκάνης της Μεσσαράς, θα μπορούσε για παράδειγμα να αποδοθούν για κάθε στρωματογραφική ενότητα του Νεογενούς, μια μοναδική τιμή για τις υπό εξέταση ιδιότητες, όπως το πορώδες, η διαπερατότητα, το ποσοστό άμμου έναντι αργίλλου (Net to Gross) κ.ο.κ. Συνήθως η χαρακτηριστική τιμή για κάθε ιδιότητα ορίζεται η μέση τιμή που προκύπτει από τη διακύμανση των τιμών κάθε ιδιότητας που προήλθαν από παρόμοιες/παραπλήσιες πηγές δεδομένων (analogue datasets). Ο κίνδυνος που ελλοχεύει σε αυτή τη προσέγγιση είναι η υπεραπλούστευση του μοντέλου που πιθανώς να οδηγήσει σε παραπλανητικά αποτελέσματα. Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, δεν ακολουθήθηκε η συγκεκριμένη προσέγγιση για το φόβο της υπεραπλούστευσης μιας και 1) η έκταση που καλύπτει το ομοίωμα είναι εκτεταμένη, και επομένως η παρεμβολή (interpolation) των υφιστάμενων διάσπαρτων στοιχείων θα ήταν προβληματική, 2) δεν ήταν δυνατή η 3D αποτύπωση των ξεχωριστών λιθοστρωματογραφικών ενοτήτων του Νεογενούς λόγω απουσίας των απαραίτητων στοιχείων που να καλύπτουν ολόκληρη την περιοχή προσομοίωσης. Σε περιπτώσεις σαν κι αυτή, προτείνεται εναλλακτικά η επικέντρωση του στόχου της προσομοίωσης σε μικρότερα τμήματα της περιοχής μελέτης και η κατασκευή ξεχωριστού 3D γεωλογικού ομοιώματος που θα λαμβάνει υπόψη τις ιδιαίτερες συνθήκες της περιοχής αυτής. Μία τέτοια εναλλακτική παρουσιάζεται στην παρούσα διατριβή με την περιγραφή του 3D γεωλογικού ομοιώματος της υπολεκάνης του Τυμπακίου, για την κατασκευή του οποίου ελήφθησαν υπόψη τα διαθέσιμα δεδομένα της μόνο της περιοχής Τυμπακίου. Περισσότερες λεπτομέρειες θα αναφερθούν στο αντίστοιχο κεφάλαιο παρακάτω.

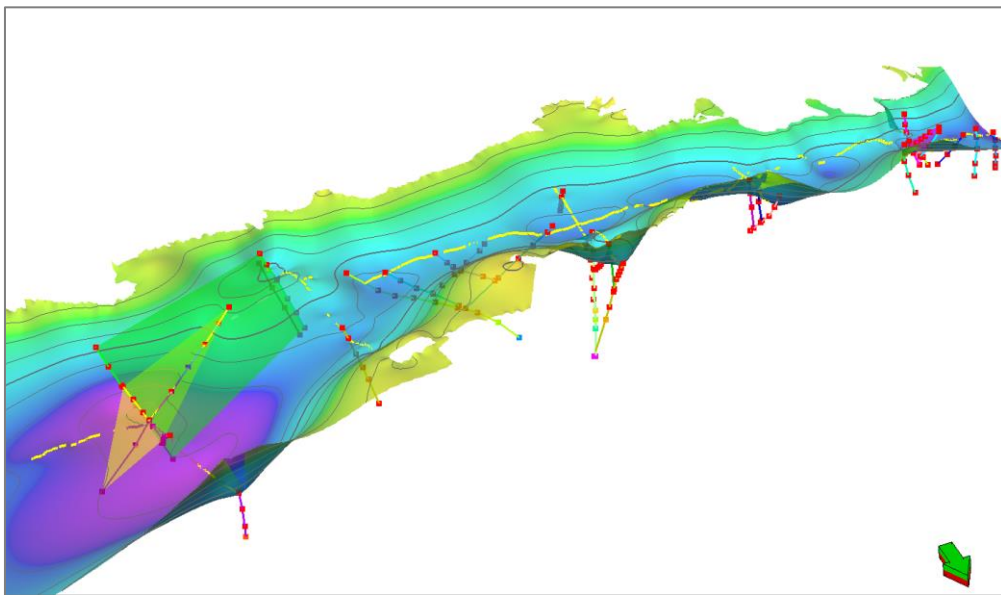
5.3.3 Περιγραφή επιμέρους βημάτων προσομοίωσης

Εφόσον έχει γίνει ξεκάθαρος ο στόχος της προσομοίωσης, συνεχίζουμε με την περιγραφή των επιμέρους βημάτων που ακολουθήθηκαν σε περιβάλλον λογισμικού 3D προσομοίωσης (Petrel, Schlumberger).

5.3.3.1 Σεισμική ερμηνεία

Η σεισμική ερμηνεία πραγματοποιήθηκε σε περιβάλλον Χρόνου Διπλής Διαδρομής (TWT) και συμπεριέλαβε τα ρήγματα και τον βασικό συνεχές ορίζοντα που αντιπροσωπεύει την οροφή του

Προνεογενούς. Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, η οροφή του Νεογενούς αναμένεται να βρίσκεται πολύ κοντά στην επιφάνεια που να μην είναι δυνατή η αποτύπωσή του στα σεισμικά. Στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς δε, το Νεογενές εμφανίζεται επιφανειακά. Οι σεισμικές τομές τοποθετήθηκαν σε 3Δ περιβάλλον στο Petrel και ακολούθησε η ερμηνεία τους. Η ερμηνεία περιελάμβανε τόσο ρήγματα όσο και την οροφή του Προνεογενούς υποβάθρου (Εικόνα 5-6 ως Εικόνα 5-8). Το λογισμικό δίνει τη δυνατότητα παραγωγής επιφάνειας βάσει της ερμηνείας που αφορά έναν συγκεκριμένο ορίζοντα ή ρήγμα. Στα πλαίσια της συγκεκριμένης διατριβής, η σεισμική ερμηνεία βοήθησε στην δημιουργία της επιφάνειας που αντιπροσωπεύει την οροφή του Προνεογενούς υποβάθρου (Εικόνα 5-9). Δεν κατασκευάστηκαν όμως οι επιφάνειες των επιμέρους ρηγμάτων καθώς δεν κατέστη δυνατή η σύνδεση κάθε ρήγματος από τη μια σεισμική τομή στην άλλη, με εξαίρεση πέρα από δύο ρήγματα (Εικόνα 5-9).



Εικόνα 5-9: Απεικόνιση σε 3Δ περιβάλλον στο Petrel των ερμηνευμένων ρηγμάτων ως fault sticks επί των σεισμικών τομών και της οροφής του Προνεογενούς υποβάθρου (κίτρινες γραμμές) σε time domain. Μαζί εμφανίζεται ως επιφάνεια αναφοράς και η επιφάνεια που αντιπροσωπεύει την οροφή του Προνεογενούς υποβάθρου. Η πλειονότητα των ρηγμάτων βρίσκεται κάτω από την επιφάνεια του υποβάθρου. Με εξαίρεση τα δύο ρήγματα στο δυτικό άκρο της λεκάνης (αριστερή άκρη της εικόνας), οι ερμηνείες των ρηγμάτων εμφανίζονται ως αποκομμένα fault sticks χωρίς να είναι δυνατή η σύνδεση των ρηγμάτων από τη μια σεισμική τομή στην άλλη έτσι ώστε να σχηματιστεί η προέκταση των ρηξιγενών επιφανειών.

5.3.3.2 Μοντέλο ταχυτήτων και μετατροπή από χρόνο σε βάθος (Depth conversion)

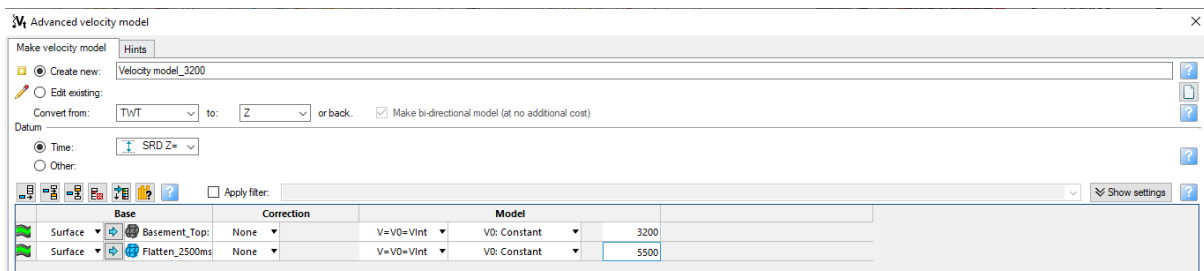
Το πρώτο βήμα ήταν η κατασκευή του μοντέλου ταχυτήτων. Το μοντέλο ταχυτήτων είναι απαραίτητο για την μετατροπή των δεδομένων από περιβάλλον διπλού χρόνου (TWT domain) σε περιβάλλον βάθους (Depth domain). Στη συγκεκριμένη περίπτωση τα δεδομένα που χρειάστηκε να μετατραπούν σε περιβάλλον βάθους είναι οι σεισμικές τομές. Με την μετατροπή αυτή κατέστη δυνατή η

πραγματοποίηση της σεισμικής ερμηνείας σε περιβάλλον βάθους (Depth domain), έτσι ώστε να συνδυαστεί και με τα υπόλοιπα δεδομένα που βρίσκονται επίσης σε περιβάλλον βάθους, όπως είναι οι επιφανειακές εμφανίσεις του Προνεογενούς υποβάθρου.

Το μοντέλο ταχυτήτων κατασκευάστηκε υπό τη μορφή των επάλληλων στρωμάτων ταχυτήτων (layer-cake velocity model), δηλαδή για κάθε λιθοστρωματογραφική ενότητα αποδόθηκε μία τυπική μέση τιμή ταχύτητας. Στην περίπτωση του μοντέλου ταχυτήτων της Μεσσαράς, οι ενότητες που αποτυπώνονται σε κλίμακα σεισμικών είναι οι ενότητες του Νεογενούς και του Προνεογενούς υποβάθρου (Εικόνα 5-10). Σημειώνεται ότι οι επιφάνειες που εισάγονται στην κατασκευή του μοντέλου είναι επιφάνειες σε time domain. Ελλείπει συγκεκριμένων μετρήσεων τιμών ταχύτητας από γεωτρήσεις (check-shots, VSP), χρησιμοποιήθηκαν οι ακόλουθες βιβλιογραφικές τιμές από Kokkalas et al. (2012) (Πίνακας 5-2).

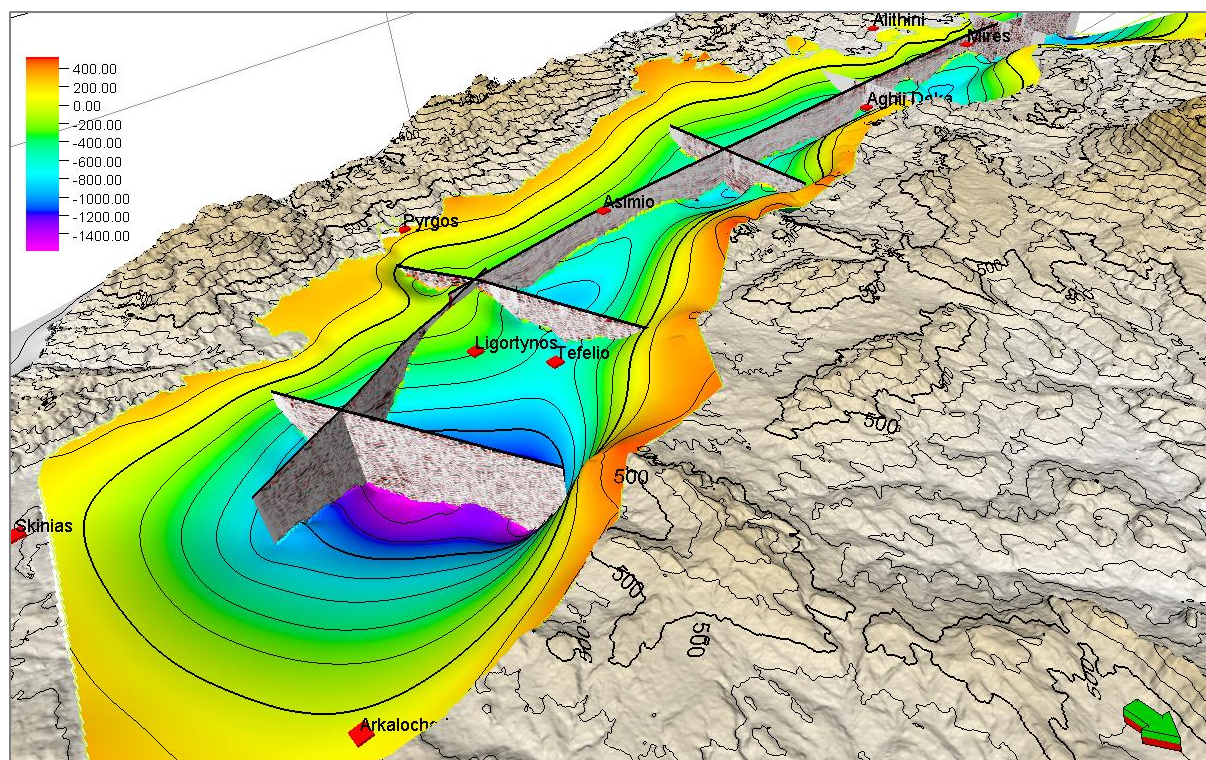
Πίνακας 5-2: Τυπικές τιμές ταχυτήτων ανά στρωματογραφική ενότητα, ακολουθώντας τις τιμές των Kokkalas et al., 2012.

Λιθοστρωματογραφική ενότητα	Τυπική Ταχύτητα (m/s)
Πλειο-τεταρτογενή	2500
Νεογενή	3000–3500
Προνεογενή	>5000

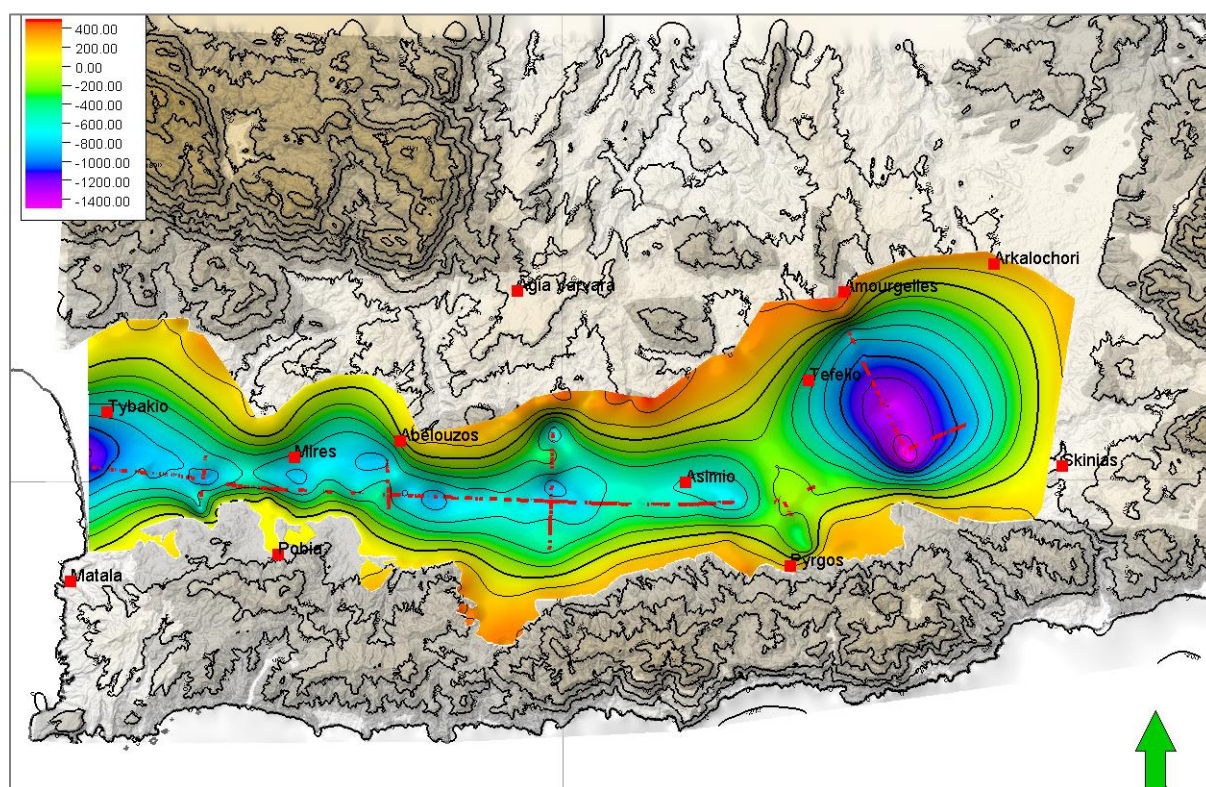


Εικόνα 5-10: Κατασκευή του μοντέλου ταχυτήτων σε περιβάλλον Petrel. Οι μέσες τιμές ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκαν βασίζονται σε στις τιμές του Πίνακας 5-2.

Στα Πλειο-τεταρτογενή αναμένονται χαμηλές ταχύτητες εξαιτίας της μικρότερης συνοχής που έχουν τα κλασικά ιζήματα σε ρηχά βάθη. Λίγο βαθύτερα, η οροφή του Νεογενούς σηματοδοτείται από απότομη αύξηση στην ταχύτητα ιδίως όταν βρίσκονται οι Μεσσήνιοι εβαπορίτες. Η μέση τιμή ταχύτητας που χρησιμοποιήθηκε είναι τα 3200 m/s. Η μεγαλύτερη αύξηση της ταχύτητας παρατηρείται στο Προνεογενές υπόβαθρο όπου οι ταχύτητες ξεπερνούν τα 5000 m/s. Με αυτόν τον τρόπο δημιουργείται μία έντονη αντίθεση στις ταχύτητες που δημιουργεί στις σεισμικές τομές έναν έντονο συνεχόμενο ανακλαστήρα.



Εικόνα 5-11: Χωροθέτηση των σεισμικών τομών σε περιβάλλον 3D στο λογισμικό Petrel και ερμηνεία της οροφής του Προνεογενούς υποβάθρου. Τόσο οι σεισμικές τομές όσο και η επιφάνεια έχουν μετατραπεί σε βάθος (depth domain) με εφαρμογή του μοντέλου ταχυτήτων. Από τις ερμηνείες κατασκευάστηκε η επιφάνεια του Προνεογενούς υποβάθρου. Επίσης, εμφανίζεται η σημερινή τοπογραφία της περιοχής περίξ της επιφάνειας.

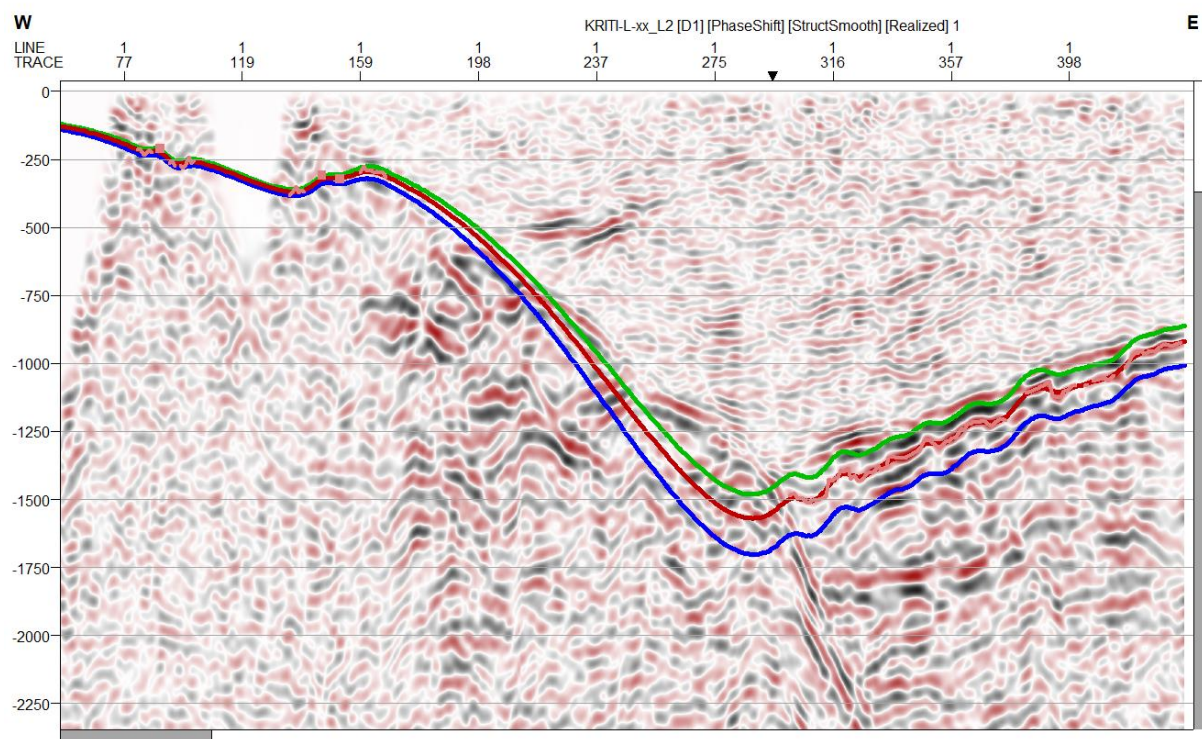


Εικόνα 5-12: Η επιφάνεια του Προνεογενούς υποβάθρου όπως προέκυψε από τις σεισμικές ερμηνείες (κόκκινες γραμμές) και τις επιφανειακές εμφανίσεις (γκρι σκιάσεις).

Τελικώς, η εφαρμογή του μοντέλου ταχυτήτων επί των σεισμικών τομών, των ερμηνειών και της επιφάνειας που αντιπροσωπεύει την οροφή του Προνεογενούς υποβάθρου, που όλα βρίσκονταν αρχικώς σε περιβάλλον TWT (Time domain), είχε ως αποτέλεσμα την μετατροπή των προαναφερθέντων δεδομένων σε περιβάλλον βάθους (Depth domain) όπως αυτό απεικονίζεται στην Εικόνα 5-11. Από τις ερμηνείες αυτές κατασκευάστηκε η επιφάνεια του Προνεογενούς υποβάθρου (Εικόνα 5-12).

5.3.3.3 Εκτίμηση αβεβαιότητας των ταχυτήτων

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, η μέση τιμή ταχύτητας που χρησιμοποιήθηκε για τη ζώνη του Νεογενές είναι τα 3200 m/s. Παρόλα αυτά το εύρος των τιμών ταχύτητας θα μπορούσε να είναι από 3000 m/s ως 3500 m/s (Πίνακας 5-2), που αποτελεί έναν παράγοντα αβεβαιότητας για τον υπολογισμό και την κατασκευή της επιφάνειας του Προνεογενούς υποβάθρου. Όσο μεγαλύτερη είναι η ταχύτητα τόσο πιο βαθιά είναι η προκύπτουσα επιφάνεια.



Εικόνα 5-13: Παράδειγμα επί της σεισμικής τομής 3, όπου αποτυπώνονται η ρηχότερη (πράσινη γραμμή), η μέση (κόκκινη γραμμή) και η βαθύτερη (μπλε γραμμή) επιφάνεια της οροφής του Προνεογενούς υποβάθρου. Οι επιφάνειες αυτές προέκυψαν μετά την εφαρμογή διαφορετικών τιμών ταχυτήτων (μικρή, μέση, υψηλή).

Η εκτίμηση της συγκεκριμένης αβεβαιότητας προσεγγίστηκε με ντετερμινιστικό τρόπο, κατασκευάζοντας τις αντίστοιχες επιφάνειες με τη χρήση των 3000 m/s και 3500 m/s ως των ακραίων τιμών ταχύτητας. Με τον τρόπο αυτό κατασκευάστηκαν οι δύο «ακραίες» επιφάνειες του Προνεογενούς υποβάθρου, δηλαδή η πιο βαθιά και η πιο ρηχή.

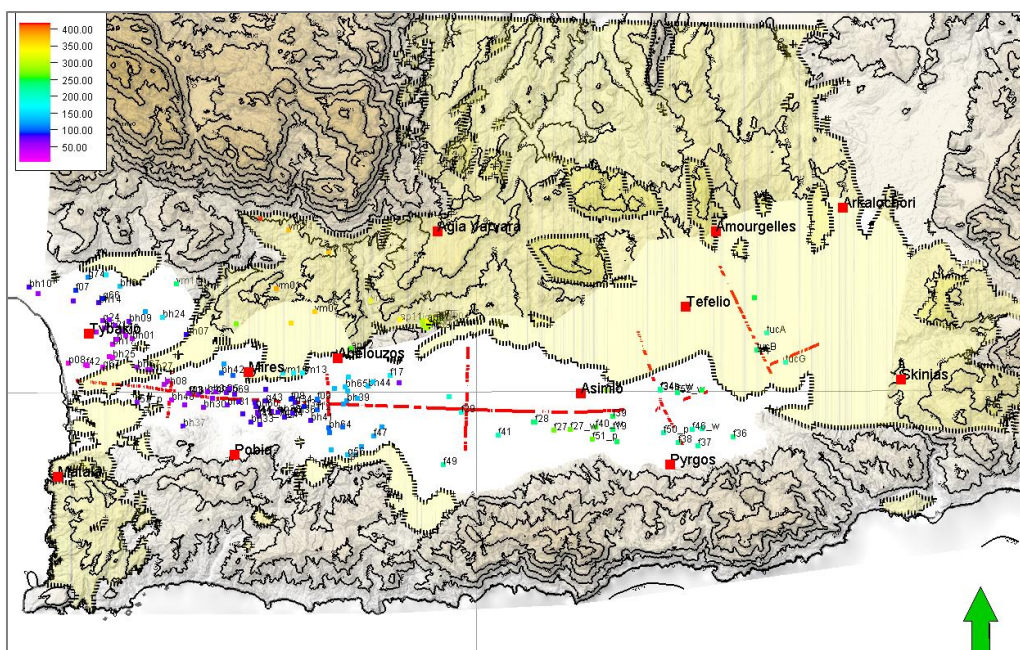
Στην Εικόνα 5-13 παρουσιάζεται ένα παράδειγμα από τις διαφορές που έχουν αυτές οι τρεις επιφάνειες επί της σεισμικής τομής 3, η οποία περνάει από το υπόκεντρο της λεκάνης της Μεσσαράς. Η πράσινη γραμμή αντιπροσωπεύει την επιφάνεια που προέκυψε με την εφαρμογή της χαμηλότερης ταχύτητας, ενώ αντιθέτως η μπλε με την εφαρμογή της υψηλότερης ταχύτητας. Η διαφορά σε βάθος που έχουν αυτές οι δυο επιφάνειες προσεγγίζει τα 200 m περίπου στο βαθύτερο σημείο (υπόκεντρο) της λεκάνης.

5.3.3.4 Ερμηνείες γεωτρητικών και γεωηλεκτρικών δεδομένων

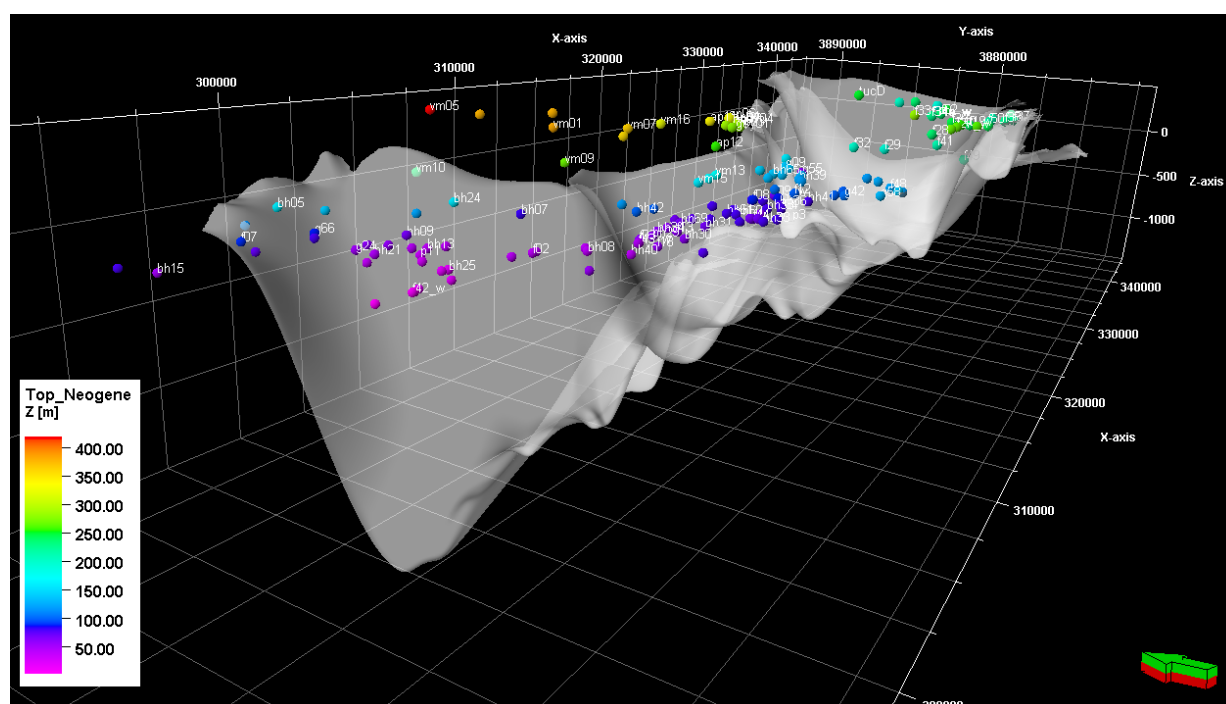
Ο μεγαλύτερος αριθμός δεδομένων που βρίσκονταν στη βάση δεδομένων είναι σε περιβάλλον βάθους (Depth domain). Σε αυτά συγκαταλέγονται οι ερμηνείες των γεωτρητικών και γεωηλεκτρικών δεδομένων. Αν και τα δεδομένα αυτά παρουσιάζουν ικανοποιητική γεωγραφική κάλυψη, δεν παρουσιάζουν ικανοποιητικό βάθος διασκόπησης έτσι ώστε να αποτυπωθεί η οροφή του Προνεογενούς υποβάθρου. Η χρήση του περιορίζεται στην ερμηνεία σε μικρότερα βάθη και συγκεκριμένα στην αποτύπωση της οροφής του νεογενούς ορίζοντα που έχει ερμηνευτεί σε αρκετές γεωτρήσεις και γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις (Εικόνα 5-14).

Η ερμηνεία της οροφής του Νεογενούς είναι πολύ χρήσιμη στη 3Δ προσομοίωση του υπόγειου υδροφορέα της υπολεκάνης του Τυμπακίου, όπως περιγράφεται στο επόμενο κεφάλαιο. Επειδή τα δεδομένα αυτά εκτείνονται πέραν της έκτασης του υδροφορέα του Τυμπακίου, θα μπορούσε να επαναληφθεί αντίστοιχη 3Δ προσομοίωση και σε άλλους παρόμοιους υδροφορείς της λεκάνης της Μεσσαράς, κάτι το οποίο δεν αποτελεί τμήμα της παρούσας διατριβής αλλά παρατίθεται ως πρόταση για μελλοντική χρήση της βάσης δεδομένων.

Οι θέσεις των γεωτρήσεων και γεωηλεκτρικών διασκοπήσεων εισήχθησαν στο Petrel μέσω του ArcGIS όπου τηρούνται τα γεωχωρικά δεδομένα. Οι πληροφορίες εισήχθησαν ως 166 σημειακές ερμηνείες της οροφής του Νεογενούς για κάθε γεώτρηση και γεωηλεκτρική διασκόπηση όπου αναγνωρίστηκε στο αντίστοιχο βάθος (Εικόνα 5-15). Τελικώς, τα δεδομένα αυτά σε συνδυασμό με τα όρια των επιφανειακών εμφανίσεων των Νεογενών χρησιμοποιήθηκαν για να κατασκευαστεί η επιφάνεια της οροφής των Νεογενών αποθέσεων στη λεκάνη της Μεσσαράς που βρίσκεται κάτω από τις Πλειο-πλειστοκαινικές αποθέσεις (Εικόνα 5-16).

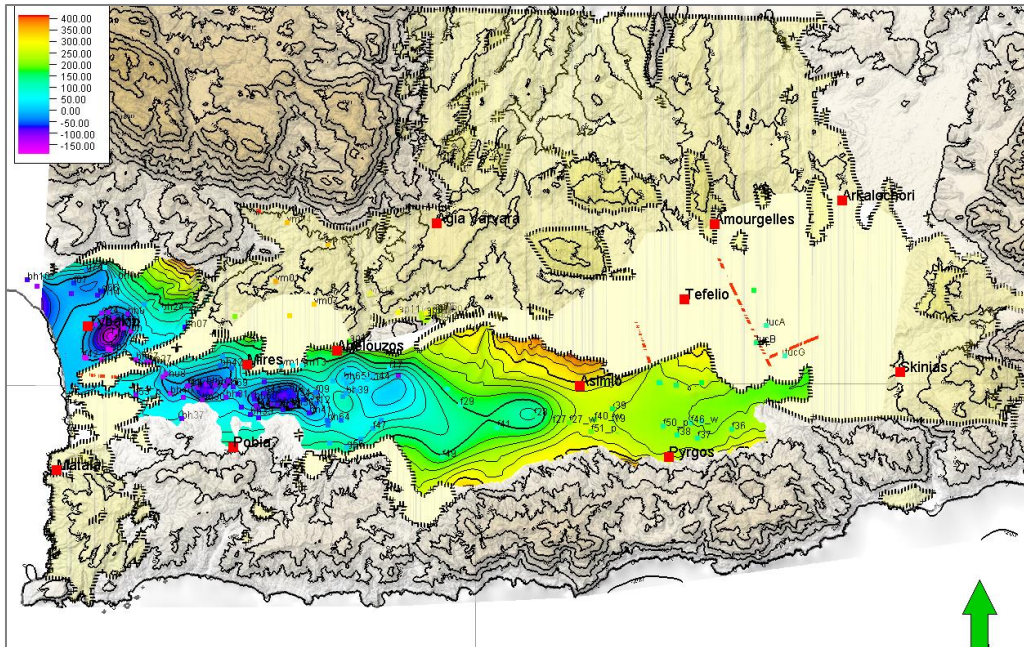


Εικόνα 5-14: Απεικόνιση των διαθέσιμων στοιχείων στο Petrel σε περιβάλλον βάθους (Depth domain). Οι κόκκινες γραμμές είναι η σεισμική ερμηνεία της οροφής του Προνεογενούς, τα χρωματιστά σημεία είναι οι θέσεις των γεωτρήσεων και των γεωηλεκτρικών διασκοπήσεων στα οποία έχουν ερμηνευτεί η οροφή του Νεογενούς. Η χρωματική κλίμακα αφορά το απόλυτο υψόμετρο στο οποίο ερμηνεύτηκε η οροφή του Νεογενούς. Επίσης, με μαύρη στικτή γραμμή απεικονίζονται τα επιφανειακά όρια των Νεογενών αποθέσεων.

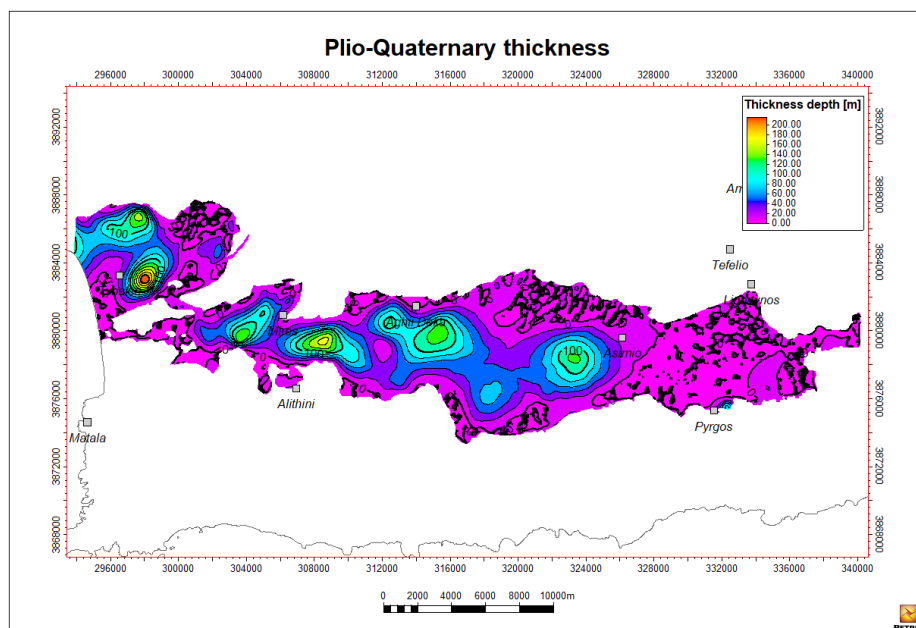


Εικόνα 5-15: Τα 166 σημεία/ερμηνείες της οροφής του Νεογενούς σε 3D προοπτική όψη από τα ΝΔ. Το βάθος κάθε σημείου ακολουθεί τη χρωματική κλίμακα του υπομνήματος. Η επιφάνεια του Προνεογενούς υποβάθρου με λευκό διαφανές χρώμα χρησιμοποιείται σε αυτήν την εικόνα ως επιφάνεια αναφοράς για να γίνει ευκολότερα αντιληπτή η 3D διαβάθμιση του βάθους.

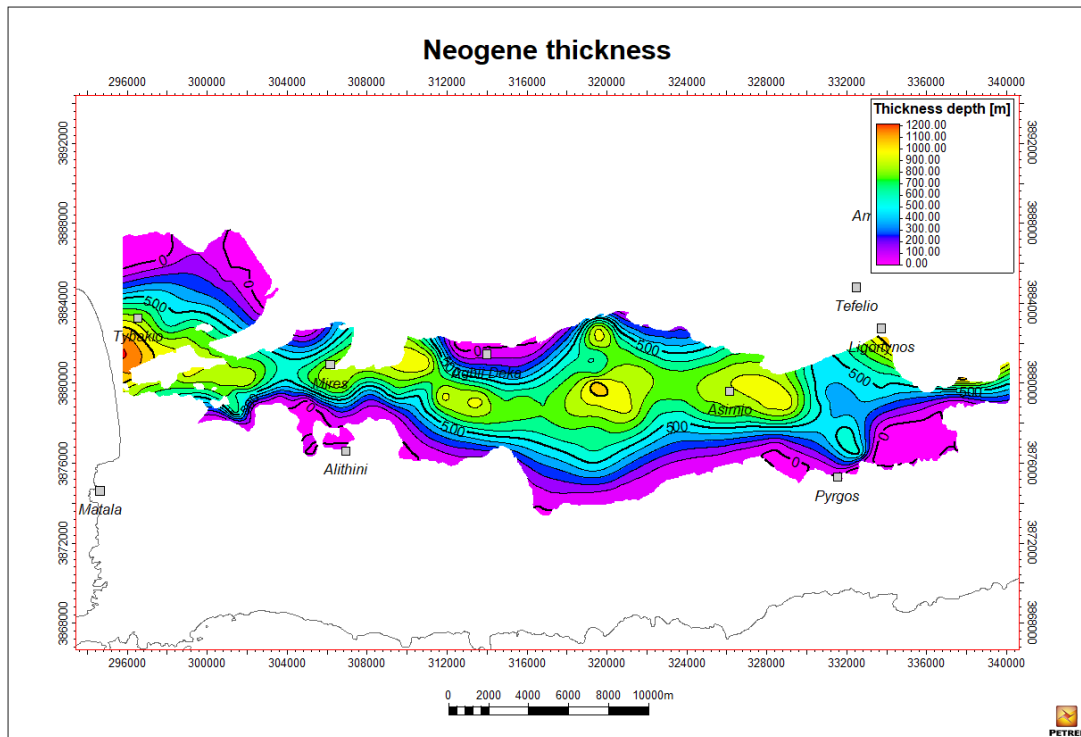
Έχοντας κατασκευάσει σε 3D περιβάλλον τις επιφάνειες της τοπογραφίας (Εικόνα 5-1), του Νεογενούς (Εικόνα 5-16) και του Προνεογενούς (Εικόνα 5-12) ήταν δυνατή η κατασκευή των χαρτών ισοπαχών τόσο της Πλειο-τεταρτογενούς ενότητας (Εικόνα 5-17) όσο και της Νεογενούς ενότητας (Εικόνα 5-18). Η κατασκευή τους γίνεται εύκολα και γρήγορα με χρήση λογισμικών 3D απεικόνισης και επεξεργασίας, όπως το Petrel, απλώς αφαιρώντας τις διαφορετικές επιφάνειες μεταξύ τους.



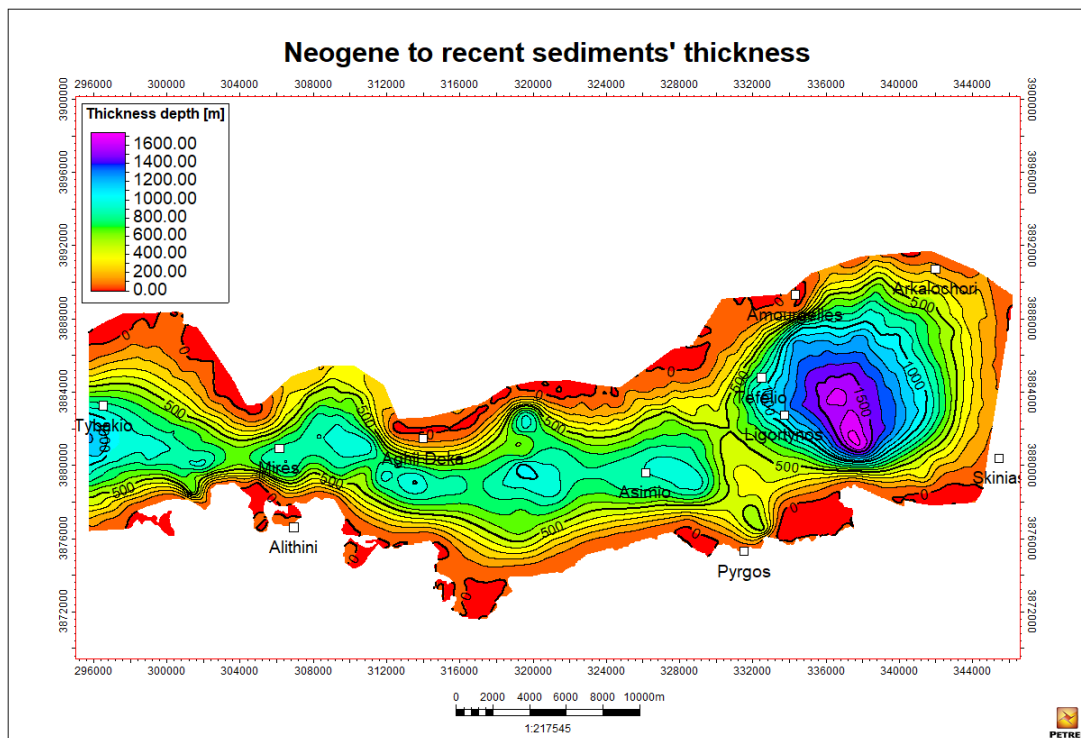
Εικόνα 5-16: Η επιφάνεια της οροφής του Νεογενούς όπως προκύπτει από τις γεωτρήσεις, τις γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις και τα όρια των επιφανειακών εμφανίσεων. Η επιφάνεια αφορά το τμήμα των Νεογενών που βρίσκονται υποεπιφανειακά.



Εικόνα 5-17: Χάρτης ισοπαχούς των Πλειο-τεταρτογενών αποθέσεων στην πεδιάδα της Μεσσαράς. (Ισοδιάσταση 20μ.)



Εικόνα 5-18: Χάρτης ισοπαχών των Νεογενών αποθέσεων στην πεδιάδα της Μεσσαράς (ισοδιάσταση 50μ).



Εικόνα 5-19: Χάρτης ισοπαχών των μετα-Απλικών ιζημάτων στη λεκάνη της Μεσσαράς (ισοδιάσταση 100μ).

5.4 ΤΡΙΔΙΑΣΤΑΤΟ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΟΜΟΙΩΜΑ ΠΛΕΙΟ-ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ ΤΥΜΠΑΚΙΟΥ

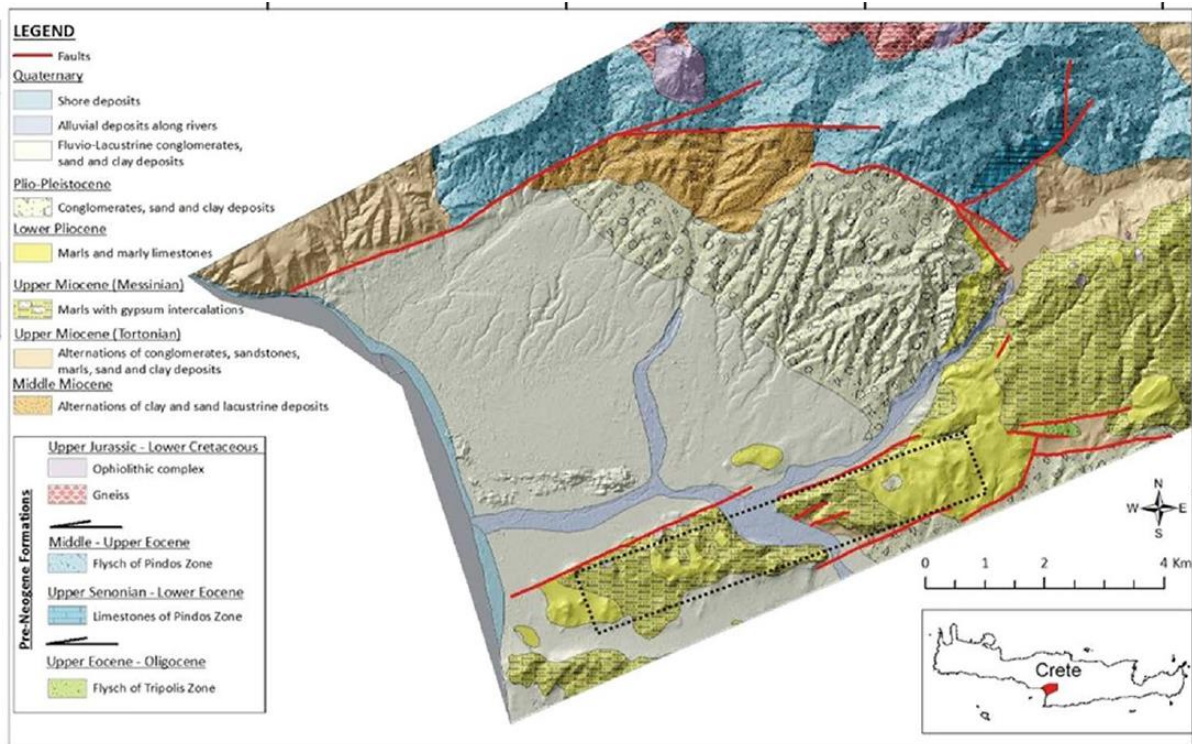
5.4.1 Περιγραφή στόχου προσομοίωσης

Η πεδιάδα του Τυμπακίου καλύπτεται από πρόσφατες ποταμολιμναίες και αλλουβιακές αποθέσεις του Πλειο-Πλειστοκαίνου, οι οποίες αποτελούν το βασικό υδροφόρα της περιοχής (Εικόνα 5-20). Το ορεινό ανάγλυφο περιβάλλει την πεδιάδα και αποτελείται από Νεογενείς κλαστικές αποθέσεις του Σεραβάλλιου έως και Μεσσηνίου και κυρίως από το Προνεογενές υπόβαθρο αποτελεί την υδρολογική λεκάνη που τροφοδοτεί με νερό τον υπόγειο υδροφόρα. Πάνω από το 50% της αγροτικής παραγωγής της Κρήτης και από το 22% της παραγωγής της Ελλάδας προέρχεται την πεδιάδα του Τυμπακίου. Ο συνδυασμός τουριστικής και αγροτικής παραγωγής στα τελευταία 30 έτη έχει δημιουργήσει προβλήματα στη ποιότητα και ποσότητα του υπόγειων υδάτων αλλά και στο οικοσύστημα της περιοχής. Επειδή ο υπόγειος υδροφόρος του Τυμπακίου εκμεταλλεύεται εκτεταμένα τα τελευταία έτη έχουν παρατηρηθεί προβλήματα υφαλμύρυνσης λόγω υπεράντλησης (Paritsis 2005; Κριτσωτάκης, 2009). Η πτώση της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα είναι περισσότερο από 30 m τα τελευταία 20 χρόνια (Kourgialas et al. 2016), και η ποιότητα του νερού έχει υποβαθμιστεί λόγω της διείσδυσης θαλασσινού νερού στις παράκτιες περιοχές (Paritsis 2005).

Η διασφάλιση της ποιότητας και της αναγκαίας ποσότητας του υπόγειου νερού για τις αρδευτικές ανάγκες της περιοχής αποτελούν βασικό παράγοντα για την οικονομική ανάπτυξη της περιοχής (Κριτσωτάκης, 2009; Kourgialas et al. 2016). Για να επιτευχθεί η βέλτιστη διαχείριση των υπόγειων υδροφόρων, απαραίτητη είναι η ανάπτυξη σύγχρονων μεθόδων προσομοίωσης και παρακολούθησης των αντλήσεων και της εξέλιξης του υδροφόρου ορίζοντα αλλά και της ποιότητας των υπογείων υδάτων (Κριτσωτάκης, 2009; Kourgialas et al. 2016). Προς την κατεύθυνση αυτή η παρούσα διατριβή προωθεί την άποψη ότι είναι χρήσιμη η κατασκευή ενός αξιόπιστου 3D γεωλογικού ομοιώματος που θα χρησιμοποιηθεί σε επόμενο στάδιο στην προσομοίωση της ροής του υπογείου υδροφόρου. Με τον τρόπο αυτόν η υποεπιφανειακή δομή αποτυπώνεται καλύτερα στην προσομοίωση και συνεπώς τα τελικά αποτελέσματα αναμένονται να βρίσκονται κοντύτερα στην πραγματικότητα αφού πρώτα θα έχουν εξαλειφθεί σε μεγάλο βαθμό οι αβεβαιότητες που σχετίζονται με τη γεωμετρία και τις ιδιότητες του υπόγειου υδροφόρου, όπως για παράδειγμα το πάχος, οι περιοχές με καλύτερα υδραυλικά χαρακτηριστικά, η αποτύπωση ρηγμάτων κ.α.

Οι προηγούμενες μελέτες που πραγματοποιήθηκαν για τις λεκάνες της Μεσσαράς και του Τυμπακίου επικεντρώθηκαν στην υδρογεωλογική συμπεριφορά των υδροφόρων, δίνοντας βάση κυρίως στα δυναμικά δεδομένα από γεωτρήσεις και δοκιμές παραγωγής (FAO 1969; Paritsis 2005) και λιγότερο

στην υποεπιφανειακή γεωμετρία της λεκάνης. Συνεπώς, οι δυναμικές προσομοιώσεις που πραγματοποιήθηκαν κατά το παρελθόν βασιζόντουσαν σε γεωμετρικώς απλουστευμένα γεωμετρικά ομοιώματα, είτε γιατί οι υπολογιστικές δυνατότητες των ηλεκτρονικών υπολογιστών ήταν περιορισμένες εκείνη την εποχή, είτε γιατί δεν υπήρχαν τα κατάλληλα δεδομένα για να αποτυπωθεί με περισσότερη λεπτομέρεια. Το γεωλογικό ομοίωμα που κατασκευάστηκε στα πλαίσια αυτής της διατριβής κάνει χρήση και των δύο στοιχείων που απουσίαζαν παλαιότερα για την κατασκευή ενός λεπτομερέστερου ομοιώματος.



Εικόνα 5-20: Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του Τυμπακίου (Bonneau et al. 1984, Bonneau 1985).

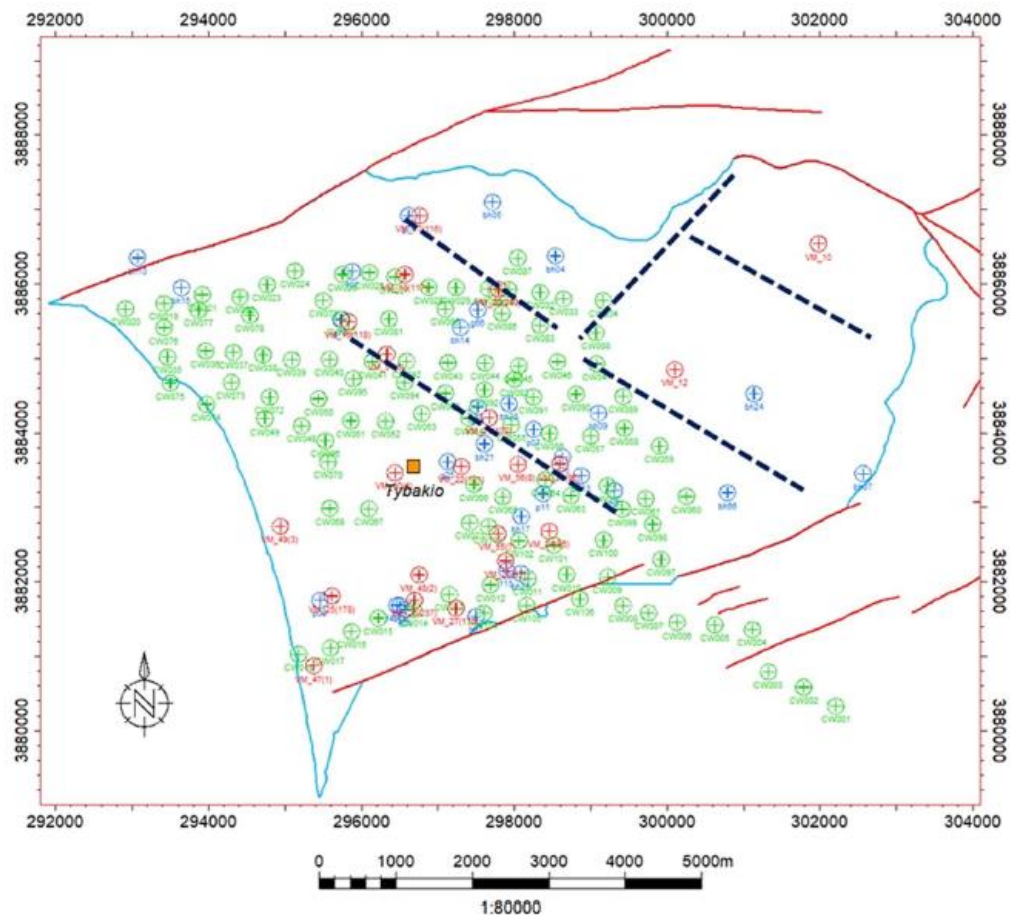
Για την αποτύπωση των γεωμετρικών χαρακτηριστικών του υπόγειου υδροφόρου συνίσταται η χρήση γεωφυσικών και γεωτρητικών δεδομένων τα οποία να μπορούν να ερμηνευτούν σε ικανό βάθος και έκταση που να αποτυπώνουν όλες τις διαστάσεις του υδροφόρου. Επιπλέον, η αποτύπωση των ρηγμάτων είναι επίσης πολύ σημαντική καθώς η ύπαρξή τους σημαίνει, πέραν της εννοούμενης διαφοροποίησης του βάθους ενός ορίζοντα εκατέρωθεν του ρήγματος, την παρουσία δυνητικών ζωνών κατά μήκος των ρηγμάτων που να αποτελούν είτε διόδους γρήγορης μετακίνησης του νερού (flow pathways) είτε αντιθέτως αδιαπέρατους φραγμούς (flow barriers) που να τροποποιούν τις γραμμές υπόγειας ροής.

Η χρήση των γεωφυσικών και γεωτρητικών δεδομένων για τους σκοπούς αυτούς γίνεται επιβεβλημένη σε περιπτώσεις όπως και της πεδιάδας του Τυμπακίου όπου είναι αδύνατος ο εντοπισμός ρηγμάτων στην επιφάνεια εξαιτίας του γεγονότος ότι καλύπτονται από τις πρόσφατες αποθέσεις που κάλυψαν οποιοδήποτε γεωμορφολογικό στοιχείο που να υποδηλώνει τη δράση ρηγμάτων. (Sourios et al. 2014, Panagopoulos et al. 2021).

5.4.2 Γεωλογική θεώρηση (concept) και παραδοχές

Ο κλασικός ελεύθερος υδροφόρος του Τυμπακίου υπέρκειται των μαργών και μαργαϊκών ασβεστόλιθων του Μεσσηνίου, οι οποίοι λειτουργούν ως το αδιαπέρατο υπόβαθρο του υδροφόρου (Kritsotakis and Tsanis 2009). Η λεκάνη οριοθετείται από περιφερειακά ρήγματα αλλά εσωτερικά υπάρχουν ρήγματα που μεταβάλουν τη γεωμετρία του υδροφόρου και συνεπώς αποτελούν σημαντικό στοιχείο που θα πρέπει να αποτυπωθεί όσο καλύτερα γίνεται (Εικόνα 5-21). Συγκεκριμένα οι Peterek & Schwarze (2004) αποτύπωσαν τα ρήγματα που μπόρεσαν να συνδέσουν με γεωμορφολογικά στοιχεία στο βόρειο τμήμα της λεκάνης (Εικόνα 5-21). Τα ρήγματα αυτά έχουν κυρίως παράταξη NNW-SSE. Παρόμοιας διεύθυνσης ρήγματα χρησιμοποίησε και ο Paritsis (2005) βασιζόμενος σε λιθοστρωματογραφικά δεδομένα από γεωτρήσεις.

Η ερμηνεία ρηγμάτων χωρίς σεισμικές τομές ανάκλασης εμπεριέχει πάντοτε ένα μεγάλο βαθμό αβεβαιότητας. Τα ρήγματα ορίζονται με έμμεσες μετρήσεις και παρατηρήσεις χωρίς να είναι σαφής η γεωμετρία τους. Σε πολύ ρηχά βάθη (near-surface) οι διαφορετικές γεωηλεκτρικές μέθοδοι που έχουν αναπτυχθεί τα τελευταία χρόνια είναι ικανές να καλύψουν αυτό το κενό. Στην περίπτωση της προσομοίωσης του υδροφόρου του Τυμπακίου όμως το βάθος του υδροφόρου φαίνεται να φτάνει μέχρι και τα 250μ περίπου που είναι περιοριστικό για την ανάπτυξη πολλών διαφορετικών γεωφυσικών μεθόδων για την αποτύπωση των ρηγμάτων. Η δυσκολία αυξάνεται επιπλέον όταν η έκταση της περιοχής μελέτης είναι μεγάλη περιορίζοντας τη δυνατότητα να πραγματοποιηθούν πολλές μετρήσεις λόγω απαγορευτικού κόστους. Στην περίπτωση του Τυμπακίου εκτελέστηκαν μια σειρά από σημειακές ηλεκτρομαγνητικές διασκοπήσεις (TEM) οι οποίες χαρακτηρίζονται από τη ταχεία εκτέλεσή τους, με χρήση φορητού εξοπλισμού χαμηλού κόστους και με σχετικά μεγάλο βάθος διασκόπησης. Το δίκτυο μέτρησης TEM μαζί με τις προϋπάρχουσες γεωηλεκτρικές μετρήσεις (VES) και γεωτρήσεις καλύπτουν σε ικανοποιητικό βαθμό τη λεκάνη του Τυμπακίου (Εικόνα 5-21).



Εικόνα 5-21: Τα γεωφυσικά και γεωτρητικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την αποτύπωση της υποεπιφανειακής δομής της λεκάνης του Τυμπακίου. Πράσινα-TEM, Κόκκινα-VES, Μπλε-Γεωτρήσεις. Η λεκάνη οριοθετείται από τα περιφερειακά ρήγματα (κόκκινα από ΙΓΜΕ) και εσωτερικά η γεωμετρία της λεκάνης τροποποιείται από τα μαύρα διακεκομμένα ρήγματα κατά(Peterek & Schwarze, 2004 (Panagoroulos et al., 2021)).

Το γεωλογικό ομοίωμα που κατασκευάστηκε στα πλαίσια της παρούσας διατριβής προσπαθεί να αποδώσει με μεγαλύτερη λεπτομέρεια τα προαναφερθέντα στοιχεία και να τα εμπλουτίσει με ακόμα περισσότερα. Το νέο γεωλογικό ομοίωμα βασίζεται σε νεότερα και περισσότερα γεωφυσικά δεδομένα συγκριτικά με παλαιότερα, ακολουθώντας μια σειρά από παραδοχές:

- Το βασικό στοιχείο για τον καθορισμό της βάσης του υδροφόρου είναι η ερμηνεία της οροφής του Νεογενούς που αποτελεί το αδιαπέρατο υπόβαθρο του υδροφόρου. Η ερμηνεία των μαργαϊκών αποθέσεων του Νεογενούς από τα γεωηλεκτρικά δεδομένα περιγράφεται στην παράγραφο 5.2.3.2. Ο συνδυασμός i) των τιμών γεωηλεκτρικής αντίστασης της τάξεως των 20-30 Ωm (Πίνακας 5-1), ii) συνεχόμενου πάχους άνω των 5m και iii) ικανού βάθους ώστε να μην μπερδεύονται με τις ρηχές πρόσφατες μαργαϊκές αποθέσεις του Πλειστοκαίνου, αποτελεί τη βασική θεώρηση της ερμηνείας/προσομοίωσης. Αντιθέτως, η ερμηνεία της οροφής του Νεογενούς στα γεωτρητικά δεδομένα είναι πιο ξεκάθαρη μιας και συνήθως οι

λιθολογικές περιγραφές των γεωτρήσεων είναι αρκετά λεπτομερείς για να οριστεί με μεγάλη βεβαιότητα η οροφή των μαργών.

- Εξαιτίας του γεγονότος ότι η πλειονότητα των δεδομένων είναι γεωηλεκτρικά δεδομένα, η ερμηνεία των ρηγμάτων έγινε με έμμεσο τρόπο. Η ερμηνεία των ρηγμάτων βασίστηκε στη θεώρηση ότι οποιαδήποτε απότομη πλευρική μεταβολή της ηλεκτρικής αντίστασης αποτελεί μεταβολή του λιθολογικού χαρακτήρα των ιζημάτων που θα μπορούσε να αποδοθεί σε τεκτονικά αίτια (Εικόνα 5-26). Επειδή βεβαίως δεν μπορεί να αποκλειστεί ως αίτιο και η πλευρική μεταβολή των ιζηματολογικών φάσεων, τα ρήγματα που ερμηνεύτηκαν με αυτήν τη θεώρηση χαρακτηρίζονται ως πιθανά. Επιπλέον, από τον τελικό αριθμό των πιθανών ρηγμάτων γίνεται διαλογή των πιο σημαντικών καθώς και αυτών που η ύπαρξη τους συνδυάζεται αρμονικά και με τα υπόλοιπα δεδομένα (κυρίως τις γεωτρήσεις).

Η χρήση γεωηλεκτρικών τιμών από VES and TEM έχουν χρησιμοποιηθεί για παρόμοιες χρήσεις (Suzuki et al. 2000; Caputo et al. 2003; Soupios et al. 2013; Autio et al. 2014; Demirci et al. 2017; Kalisperi et al. 2018; Tsourlos et al. 2019; Rani et al. 2020; Demirci et al. 2020). Οι μετρήσεις TEM σε πυκνό δίκτυο αποτελούν ισχυρό εργαλείο στις υδρογεωφυσικές έρευνες για τον εντοπισμό των αμμούχων έναντι των αργιλικών αποθέσεων (Danielsen et al. 2003; Jørgensen et al. 2003a, b; Auken et al. 2003; Vafidis et al. 2014; Autio et al. 2014; Kalisperi et al. 2018).

- Σε αντίθεση με το ομοίωμα της Μεσσαράς, το γεωλογικό ομοίωμα της λεκάνης του Τυμπακίου εμπλουτίστηκε με τιμές ιδιοτήτων. Αρχικά αποδόθηκε σε κάθε κελί του ομοιώματος μια τιμή ηλεκτρικής αντίστασης με χρήση γεωστατικών μεθόδων με παρεμβολή μεταξύ των σημείων μέτρησης. Σε δεύτερη φάση, οι τιμές αυτές ομαδοποιήθηκαν σε λιθοηλεκτρικές ενότητες ακολουθώντας το διάγραμμα συσχέτισης στην Εικόνα 5-5. Οι λιθοηλεκτρικές ενότητες χρησιμοποιήθηκαν ως δευτερογενής παράγοντας τάσης (Trend) κατά την παρεμβολή των λιθολογικών ενοτήτων από τις γεωτρήσεις στο υπόλοιπο γεωλογικό ομοίωμα. Σημειώνεται ότι στην περίπτωση που διατεθούν μελλοντικά επιπλέον εργαστηριακά δεδομένα π.χ. πορώδους και διαπερατότητας θα μπορούσε να δημιουργηθούν και οι αντίστοιχες ιδιότητες που θα ήταν ιδιαιτέρως χρήσιμες στις δυναμικές προσομοιώσεις της υπόγειας ροής υδάτων.

5.4.3 Περιγραφή επιμέρους βημάτων προσομοίωσης

5.4.3.1 Εισαγωγή

Η ακολουθία των βημάτων για την κατασκευή του 3D ομοιώματος του υδροφόρου της λεκάνης του Τυμπακίου, που καλύπτει μια περιοχή της τάξεως των 35km², παρουσιάζεται συνοπτικά στην Εικόνα 5-22 (Panagoroulos et al., 2021). Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα που καλύπτουν σε ικανοποιητικό βαθμό τη περιοχή μελέτης και αποτελούνται από (Εικόνα 5-21):

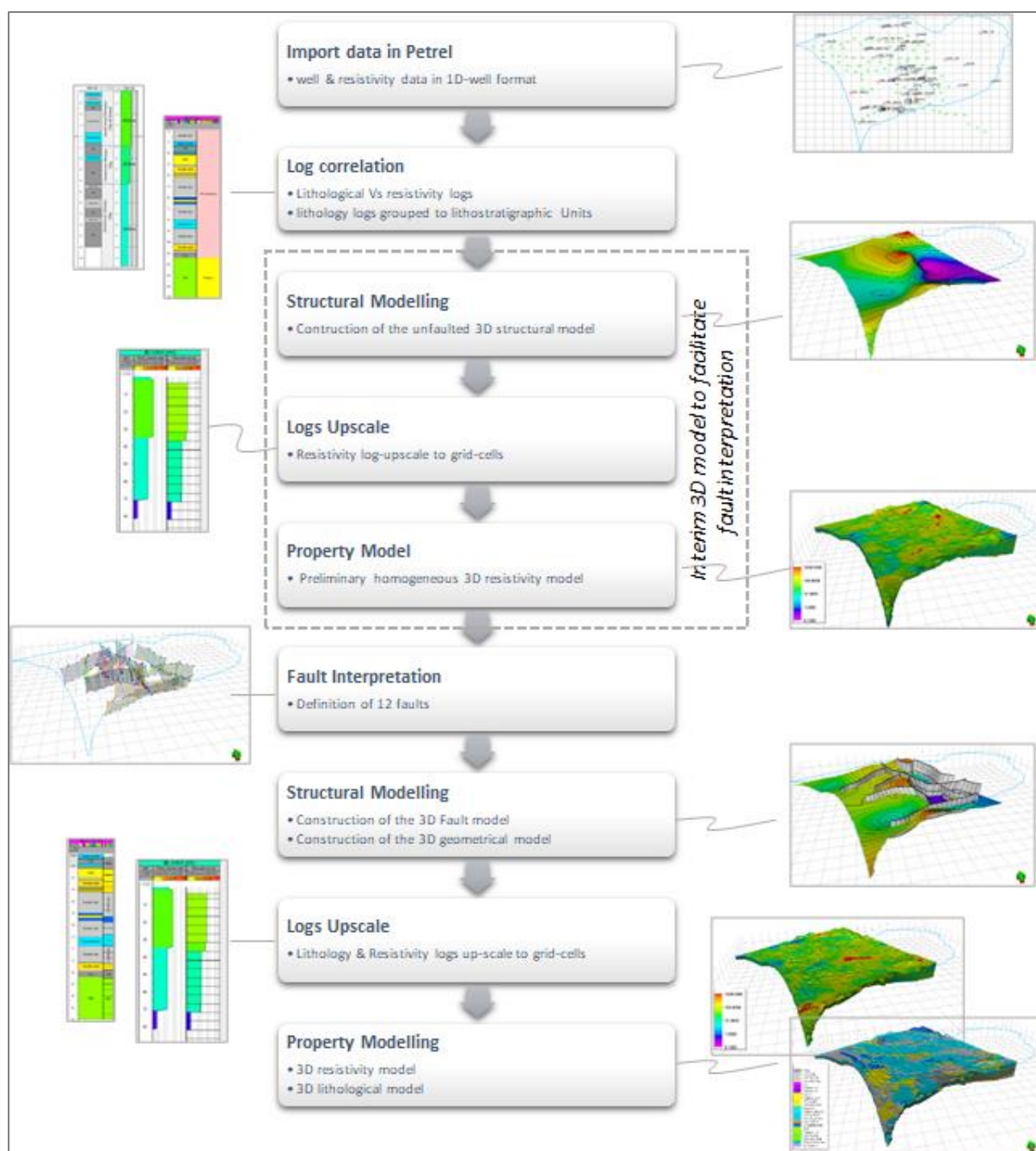
- λιθολογικές περιγραφές από 39 υδρογεωτρήσεις με μέγιστο βάθος τα 400m (FAO (1969), 1972; Αρχείο Περιφέρειας Ηρακλείου).
- 104 μετρήσεις TEM (Kourgialas et al. 2016) και
- 21 μετρήσεις VES (FAO 1969).

Τα γεωτρητικά δεδομένα περιγράφουν με αρκετή λεπτομέρεια τις λιθολογικές μεταβολές με το βάθος, δίνοντας με αρκετή αξιοπιστία την οροφή του αδιαπέρατου υποβάθρου του υδροφόρου (Νεογενείς αποθέσεις). Ταυτόχρονα όμως είναι περιορισμένες σε αριθμό με αποτέλεσμα να υπάρχει αρκετή αβεβαιότητα για τις λιθολογικές κατανομές μεταξύ των γεωτρήσεων.

Το κενό αυτό καλύπτουν με έμμεσο τρόπο οι πολυπληθέστερες γεωηλεκτρικές μετρήσεις που είναι διάσπαρτες σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης. Παρόλα αυτά, η ερμηνεία τους εμπεριέχει μεγαλύτερη αβεβαιότητα τόσο στην γεωφυσική επεξεργασία των μετρήσεων όσο και στην ερμηνεία τους με λιθολογικούς όρους (λιθο-ηλεκτρικές ενότητες). Η συνδυαστική χρήση τους με τα γεωτρητικά δεδομένα περιορίζουν τις πιθανές ερμηνείες και συνεπώς μειώνουν την αβεβαιότητα (π.χ. Εικόνα 5-4).

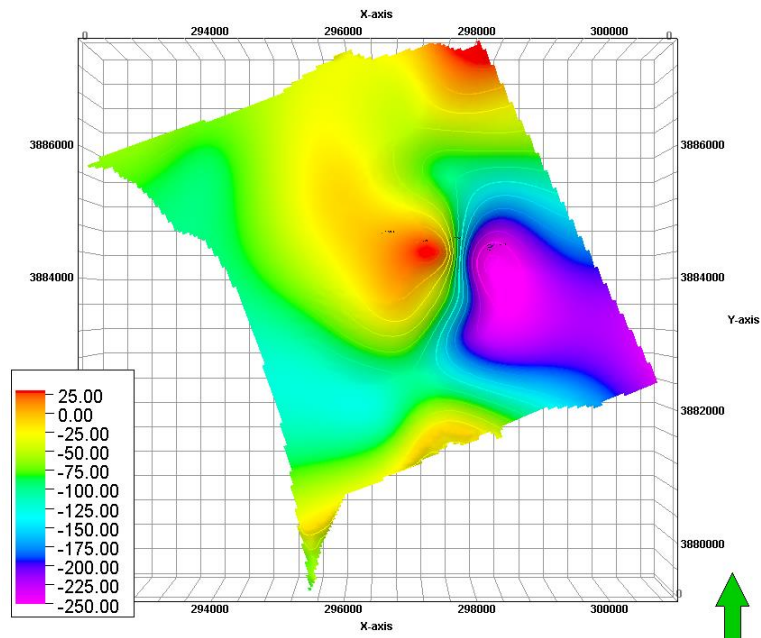
5.4.3.1 Κατασκευή ενδιάμεσου/βοηθητικού 3D γεωηλεκτρικού ομοιώματος

Η κατασκευή του ενδιάμεσου γεωηλεκτρικού 3D ομοιώματος έχει ως μόνο σκοπό την ερμηνεία των πιθανών ρηγμάτων με βάση τις απότομες αλλαγές της ηλεκτρικής αντίστασης. Όπως κάθε 3D γεωλογικό ομοίωμα έτσι κι αυτό ξεκινά πρώτα με την κατασκευή του γεωμετρικού ομοιώματος (structural model). Στην κατασκευή του χρησιμοποιήθηκε η επιφάνεια της ερμηνείας της οροφής του Νεογενούς (τόσο στις γεωτρήσεις όσο και στα γεωηλεκτρικά δεδομένα) για να αποτυπωθεί η οροφή του Νεογενούς χωρίς ρήγματα. Σε αυτό το στάδιο είναι δυνατή η ερμηνεία πιθανών ρηγμάτων σε περιοχές όπου η οροφή του Νεογενούς παρουσιάζει απότομη μεταβολή σε βάθος (Εικόνα 5-23), υπονοώντας ότι η απότομες μεταβολές αποδίδονται σε τεκτονικά αίτια.

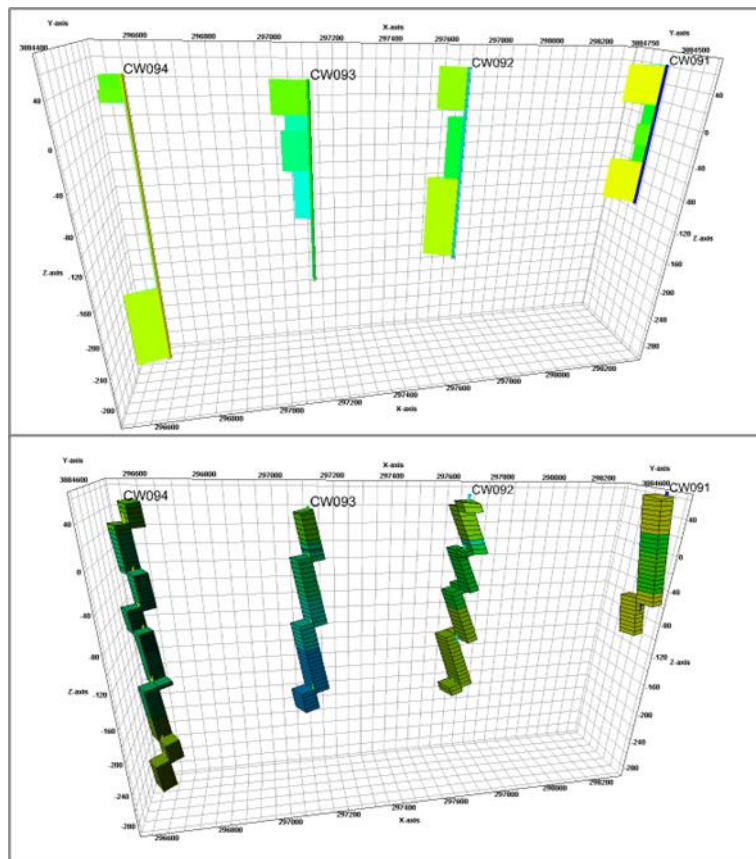


Εικόνα 5-22: Ακολουθία βημάτων (workflow) για την κατασκευή του 3D γεωλογικού ομοιώματος του ελεύθερου υδροφόρου του Τυμπακίου (Panagoroulos et al., 2021).

Κατόπιν, ο χώρος πάνω και κάτω από την εν λόγω επιφάνεια υποδιαιρέθηκε σε πολλαπλά κελιά (grid cells). Οι γεωηλεκτρικές τιμές των TEM και VES χρησιμοποιήθηκαν για να αποδώσουν τιμές ηλεκτρικής αντίστασης στα κελιά τα οποία διαπερνούν (Εικόνα 5-24). Η τελική τιμή που αποδίδεται σε κάθε ένα από τα κελιά είναι η μέση τιμή όλων των τιμών που εμπεριέχει ένα και μόνο κελί, εφόσον υπάρχουν παραπάνω από μία τιμές (logs-upscaling).

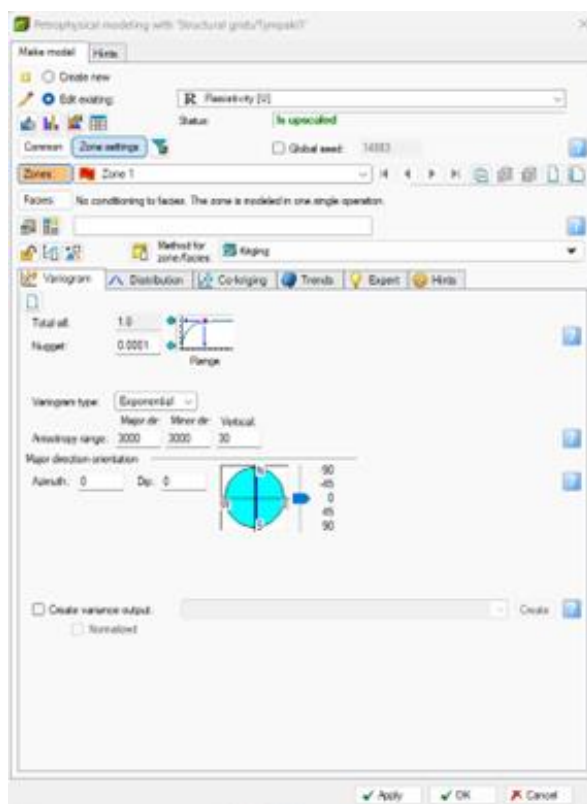


Εικόνα 5-23: Χάρτης της οροφής του Νεογενούς χωρίς ρήγματα. Οι απότομες μεταβολές στα βάθη θα μπορούσαν να εξηγηθούν από τη δράση πιθανών ρηγμάτων.



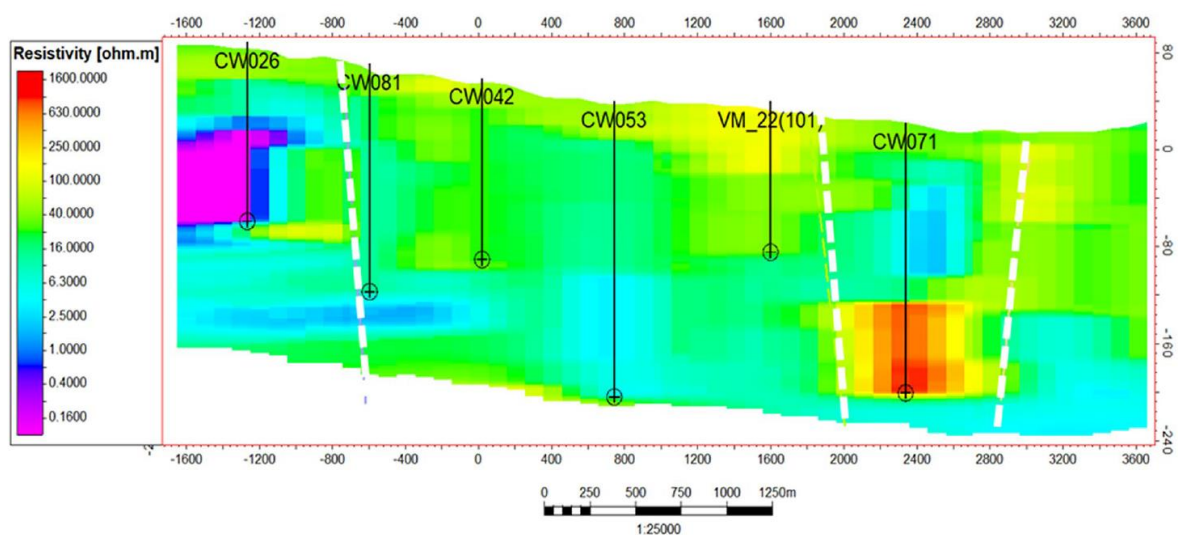
Εικόνα 5-24: Παράδειγμα 3D απεικόνισης γεωηλεκτρικών τιμών (resistivity logs) (επάνω) βάσει των οποίων αποδόθηκαν τιμές ηλεκτρικής αντίστασης σε κάθε κελί που διαπερνούσαν (resistivity upscaled logs) (κάτω). Η διαδικασία ονομάζεται Logs-upscaling.

Τέλος, τα upscaled logs αποτελούν τα δεδομένα στα οποία βασίζεται η παρεμβολή σε ολόκληρο το ομοίωμα. Για την παρεμβολή επιλέχθηκε το απλό kriging με ισότροπο βαριόγραμμα προκειμένου δημιουργεί ανεπηρέαστες κατανομές αναδεικνύοντας τις όποιες ανωμαλίες (απότομες μεταβολές) που προκύπτουν από τα πραγματικά δεδομένα και όχι από τη φύση του αλγορίθμου παρεμβολής (Εικόνα 5-25).

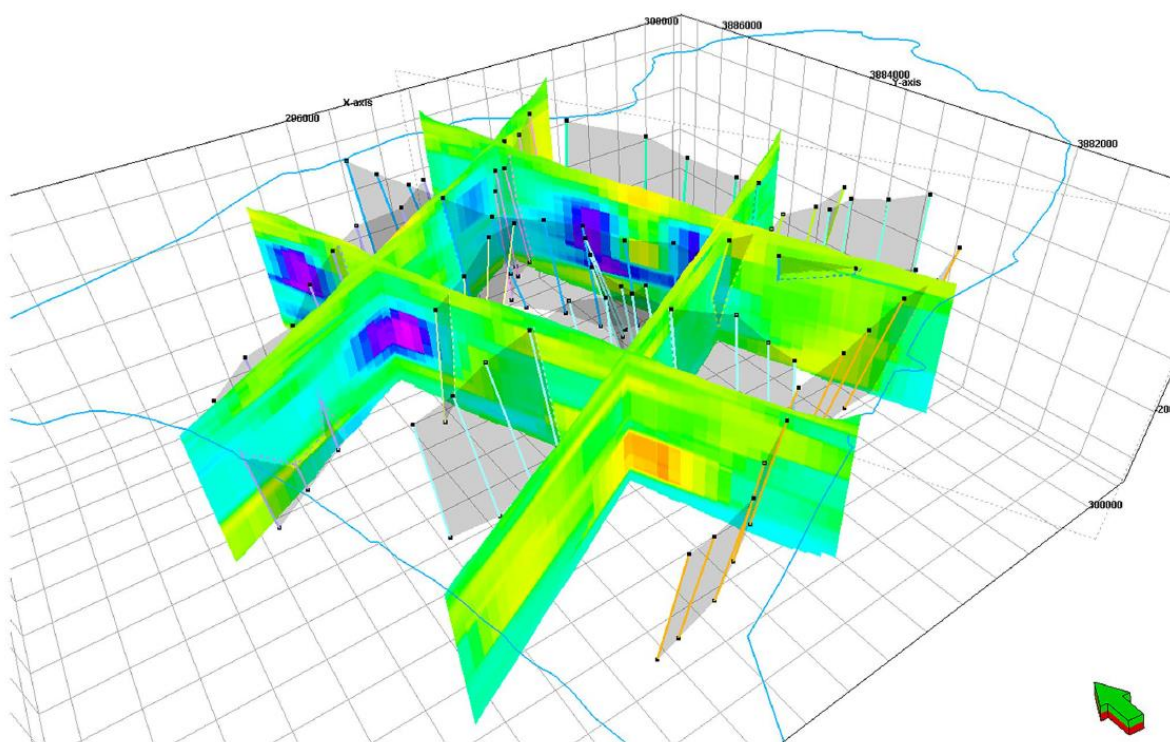


Εικόνα 5-25: Παράθυρο παραμέτρων του αλγορίθμου παρεμβολής συνεχών ιδιοτήτων (continuous properties) στο Petrel.

Ένα παράδειγμα ερμηνείας ρηγμάτων επί γεωηλεκτρικής τομής παρουσιάζεται στην Εικόνα 5-26. Αναλογιζόμενοι το μεγάλο βαθμό αβεβαιότητας που αυτή η μεθοδολογία εμπεριέχει, η ερμηνεία πιθανών ρηγμάτων περιορίστηκε μόνο εκεί όπου παρουσιάζεται μεγάλη μεταβολή ηλεκτρικής αντίστασης σε όλο το βάθος της τομής θεωρώντας έτσι ότι αντιπροσωπεύονται μεγάλης κλίμακας μεταβολές. Αξίζει να σημειωθεί ότι από την αρχική πλειάδα ρηγμάτων που ερμηνεύτηκαν σε κάθε τομή, τελικώς επιλέχθηκαν μόνο αυτά τα πιθανά ρήγματα που ήταν εμφανή και στις παρακείμενες τομές δημιουργώντας με αυτόν τον τρόπο ένα γεωλογικά αποδεκτό σύστημα ρηγμάτων σε ολόκληρη την περιοχή προσομοίωσης (Εικόνα 5-27).



Εικόνα 5-26: Γεωηλεκτρική τομή κατά μήκος πολλών ηλεκτρομαγνητικών σταθμών μετρήσεων. Στην τομή σημειώνονται με λευκή διακεκομμένη γραμμή οι ζώνες όπου παρατηρούνται απότομες πλευρικές μεταβολές της ηλεκτρικής αντίστασης και αποδίδονται ως πιθανά ρήγματα (Panagoroulos et al., 2021).



Εικόνα 5-27: Προοπτική όψη από τα ΝΔ επάλληλων γεωηλεκτρικών τομών και του σετ των πιθανών ρηγμάτων που προέκυψαν από την ερμηνεία των ηλεκτρομαγνητικών τομών. Το μπλε περίγραμμα είναι τα επιφανειακά όρια της λεκάνης του Τυμπακίου. Σημειώνεται ότι τα πιθανά ρήγματα που εντοπίζονταν σε παρακείμενες τομές ήταν αυτά που επιλέχθηκαν στην τελική διαλογή έτσι ώστε το τελικό σύστημα ρηγμάτων να παρουσιάζει γεωλογική συνοχή (Panagoroulos et al., 2021).

5.4.3.2 Τελικό 3D γεωλογικό ομοίωμα

5.4.3.2.1 3D γεωμετρικό ομοίωμα

Για την κατασκευή του τελικού γεωλογικού ομοιώματος επαναλαμβάνεται η ίδια διαδικασία με προηγουμένως αλλά ενσωματώνοντας τα πιθανά ρήγματα που αναγνωρίστηκαν στο προηγούμενο στάδιο. Πιο συγκεκριμένα, η κατασκευή του γεωμετρικού ομοιώματος (structural model) αποτελείται από δύο στοιχεία: α) το 3D δίκτυο ρηγμάτων (3D fault model) και 2) του γεωμετρικούς ορίζοντες που συνήθως είναι οι κύριοι στρωματογραφικοί ορίζοντες ή οποιαδήποτε άλλη σημαντική επιφάνεια.

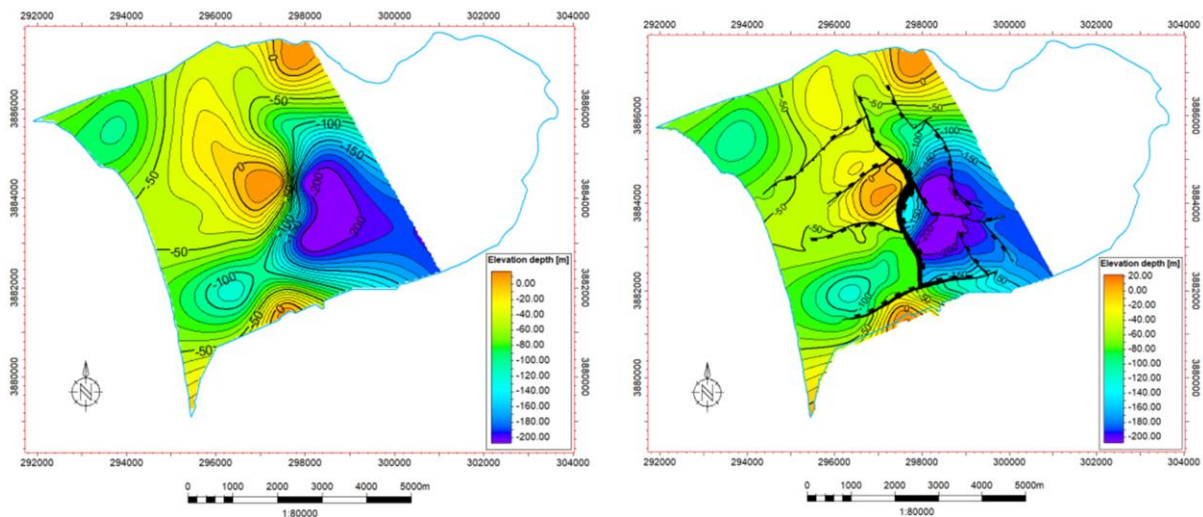
Τα δύο στοιχεία συνδυάζονται και συνδέονται μεταξύ τους καθώς η ύπαρξη κάθε ρήγματος θα πρέπει να συνδέεται γεωμετρικά με τον κάθε ορίζοντα και κυρίως με την μετατόπιση εκατέρωθεν του ρήγματος που παρουσιάζει ο κάθε ορίζοντας. Με τον τρόπο αυτόν δημιουργείται το γεωμετρικό κέλυφος (geometrical framework) το οποίο θα εμπλουτιστεί αργότερα με τιμές ιδιοτήτων.

Στο 3D γεωμετρικό ομοίωμα του Τυμπακίου χρησιμοποιήθηκαν 12 ρήγματα και 2 ορίζοντες. Τα ρήγματα προήλθαν από την ερμηνεία των γεωηλεκτρικών δεδομένων. Ο ένας εκ των δύο οριζόντων είναι η τοπογραφική επιφάνεια και ο δεύτερος είναι η οροφή του Νεογενούς που κατασκευάστηκε από το σετ των σημείων που αντιπροσωπεύουν την οροφή του Νεογενούς στις γεωτρήσεις και στις γεωηλεκτρικές στήλες (well-tops).

Index	Horizon name	Color	Calculate	Horizon type	Conform to another horizon	Status	Smooth iterations	Use horizon-fault lines	Well tops	Input #1
1	Topo_z35N		<input checked="" type="checkbox"/> Yes	Erosional	No	1	✓ Done	0	<input checked="" type="checkbox"/> Yes	Topo_z35N
2	Neogene		<input checked="" type="checkbox"/> Yes	Conformable	No	1	✓ Done	0	<input checked="" type="checkbox"/> Yes	Neogene (Well tops 1) Neogene_plus2
3	@-350m		<input checked="" type="checkbox"/> Yes	Base	No	1	✓ Done	0	<input checked="" type="checkbox"/> Yes	@-350m

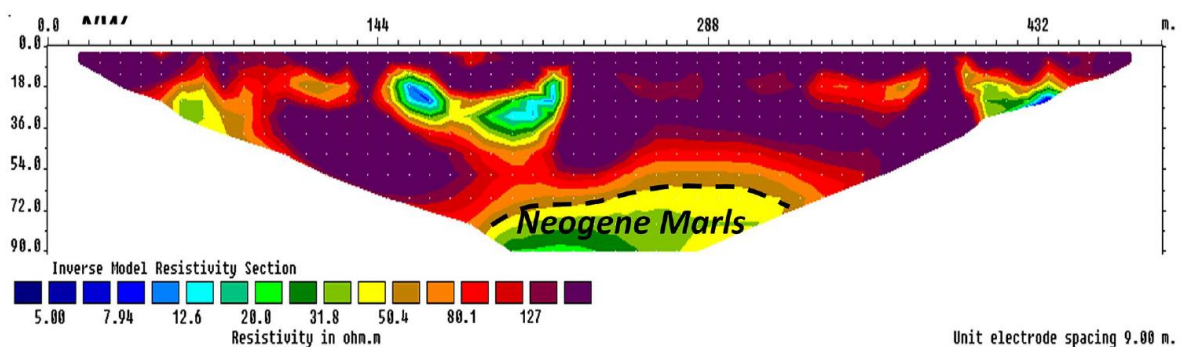
Εικόνα 5-28: Παράθυρο παραμέτρων γεωμετρικής προσομοίωσης των οριζόντων.

Η τεκτονική πολυπλοκότητα του γεωμετρικού ομοιώματος γίνεται αντιληπτή στην Εικόνα 5-29 όπου απεικονίζεται η οροφή του Νεογενούς χωρίς ρήγματα, που κατασκευάστηκε στο ενδιάμεσο/βοηθητικό ομοίωμα που αναπτύχθηκε στην προηγούμενη παράγραφο, και δίπλα απεικονίζεται η ίδια επιφάνεια με ρήγματα. Όπως σχολιάστηκε και παραπάνω, τα ρήγματα αυτά βασίζονται εξολοκλήρου στην ερμηνεία υποεπιφανειακών δεδομένων και κανένα από αυτά δεν εμφανίζεται στην επιφάνεια.



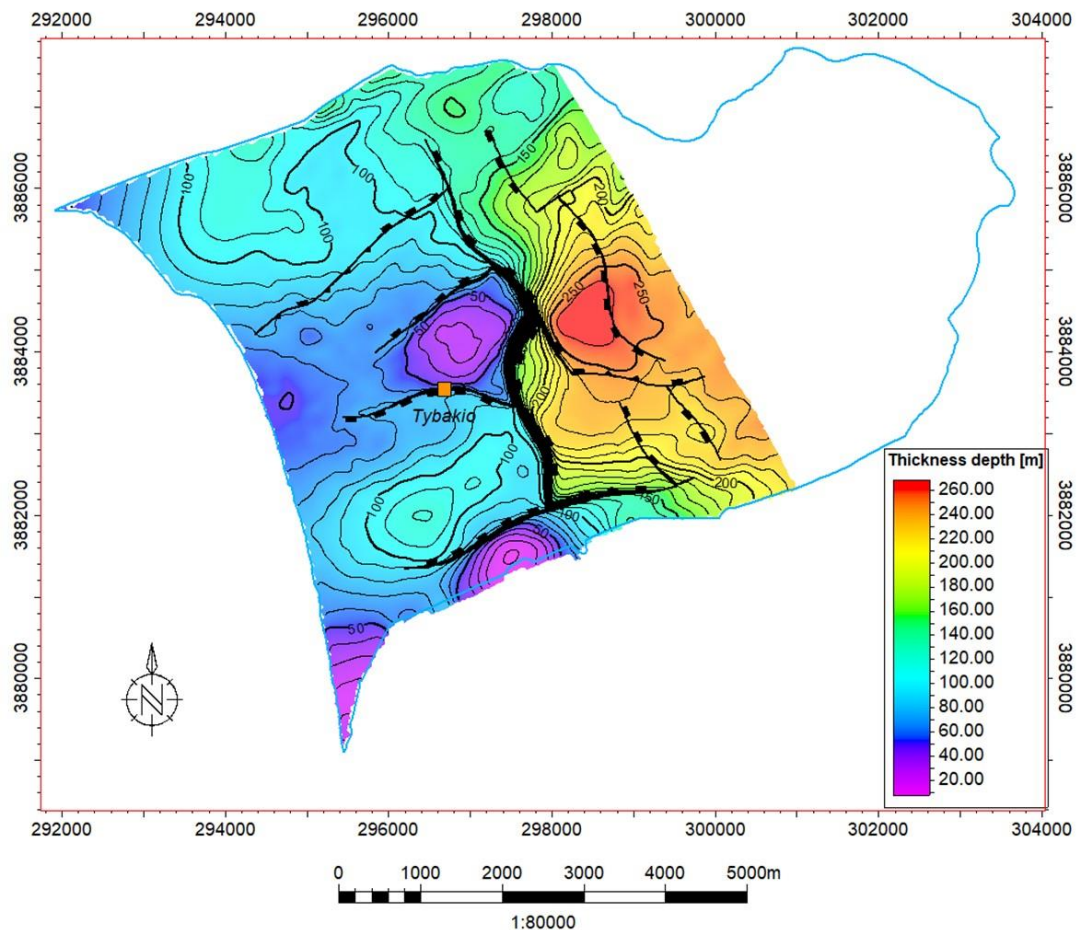
Εικόνα 5-29: Ο ορίζοντας της οροφής του Νεογενούς χωρίς ρήγματα (αριστερά) και με ρήγματα (δεξιά) (Panagoroulas et al., 2021).

Αυτό που παρατηρείται αμέσως από την επιφάνεια του Νεογενούς είναι η έντονη ταπεινώση του Νεογενούς στα ανατολικά της περιοχής προσομοίωσης και η ανύψωσή του δυτικότερα και συγκεκριμένα γύρω από τον οικισμό του Τυμπακίου. Η μεταβολή αυτή είναι ιδιαιτέρως έντονη και σημαντική και χαρακτηρίζει την εσωτερική διάταξη της λεκάνης. Η σημαντικότητα αυτή μας έκανε να είμαστε ιδιαιτέρως προσεκτικοί με την ερμηνεία των δεδομένων και μας έστρεψε στην αναζήτηση συμπληρωματικών στοιχείων. Από την αναζήτηση αυτή προέκυψε μια επιπλέον ηλεκτρική τομογραφία που είχε διενεργηθεί στο Τυμπάκι και η οποία είχε βάθος διασκόπησης 100m (Εικόνα 5-30). Στην τομογραφία αυτή εντοπίστηκαν στο βαθύτερο τμήμα της διασκόπησης (περίπου στα 70m) τιμές ηλεκτρικής αντίστασης της τάξεως των 30 Ω.m. Οι τιμές αυτές αποδόθηκαν στην παρουσία των Νεογενών μαργών (Vafidis et al., 2013). Με τον τρόπο αυτόν διασταυρώθηκε από διαφορετική πηγή δεδομένων η υποεπιφανειακή ανύψωση του Νεογενούς υποβάθρου στην περιοχή του οικισμού του Τυμπακίου και ΝΔ αυτού.



Εικόνα 5-30: Γεωηλεκτρική τομογραφία (ERT-3) στην περιοχή του Τυμπακίου στην οποία ερμηνεύτηκε η παρουσία των Νεογενών μαργών σε βάθος 70m περίπου (Vafidis et al., 2013).

Η παρουσία των ρηγμάτων και η κινηματική τους εξηγούν τις διαφορές στα βάθη που βρίσκεται η οροφή του Νεογενούς στις διαφορετικές περιοχές της λεκάνης του Τυμπακίου. Αυτό με τη σειρά του δημιουργεί διαφοροποιήσεις στα πάχη των ιζημάτων του Πλειο-Τεταρτογενούς που συνιστούν τον αλλουβιακό υδροφόρο του Τυμπακίου. Ο χάρτης στην Εικόνα 5-31 παρουσιάζει την μεταβολή του πάχους του υδροφόρου με τις μέγιστες τιμές να προσεγγίζουν τα 250m στο ανατολικό τμήμα της περιοχή προσομοίωσης, ενώ οι μικρότερες βρίσκονται στον οικισμό του Τυμπακίου με τιμές 20-30m.



Εικόνα 5-31: Χάρτης ισοπαχών των Πλειο-τεταρτογενών αποθέσεων. Τα μεγαλύτερα πάχη παρατηρούνται στο ανατολικό τμήμα της περιοχής προσομοίωσης (Panagoroulos et al., 2021).

5.4.3.2.2 3D ομοίωμα ιδιοτήτων

Το επόμενο βήμα της 3D προσομοίωσης ήταν η κατασκευή του ομοιώματος ιδιοτήτων, δηλαδή η απόδοση τιμών σε κάθε κελί του 3D γεωμετρικού ομοιώματος. Ο χώρος επομένως χωρίστηκε σε διακριτά κελιά με σταθερό πάχος 5m (Εικόνα 5-32). Με μέση διάσταση κελιού 50x50m στις διαστάσεις X και Y ο συνολικός αριθμός κελιών για ολόκληρο το 3D γεωλογικό ομοίωμα είναι περίπου 3.000.000.

Layering with 'Tympak5/Tympaki5'

Make layers

Common settings

Build along: Stratigraphic thickness (TS) ☐ Horizons with steep slopes

☐ Use minimum cell thickness: 1 ☐ Include proportional/fractions, start from: Top

Zone specific settings

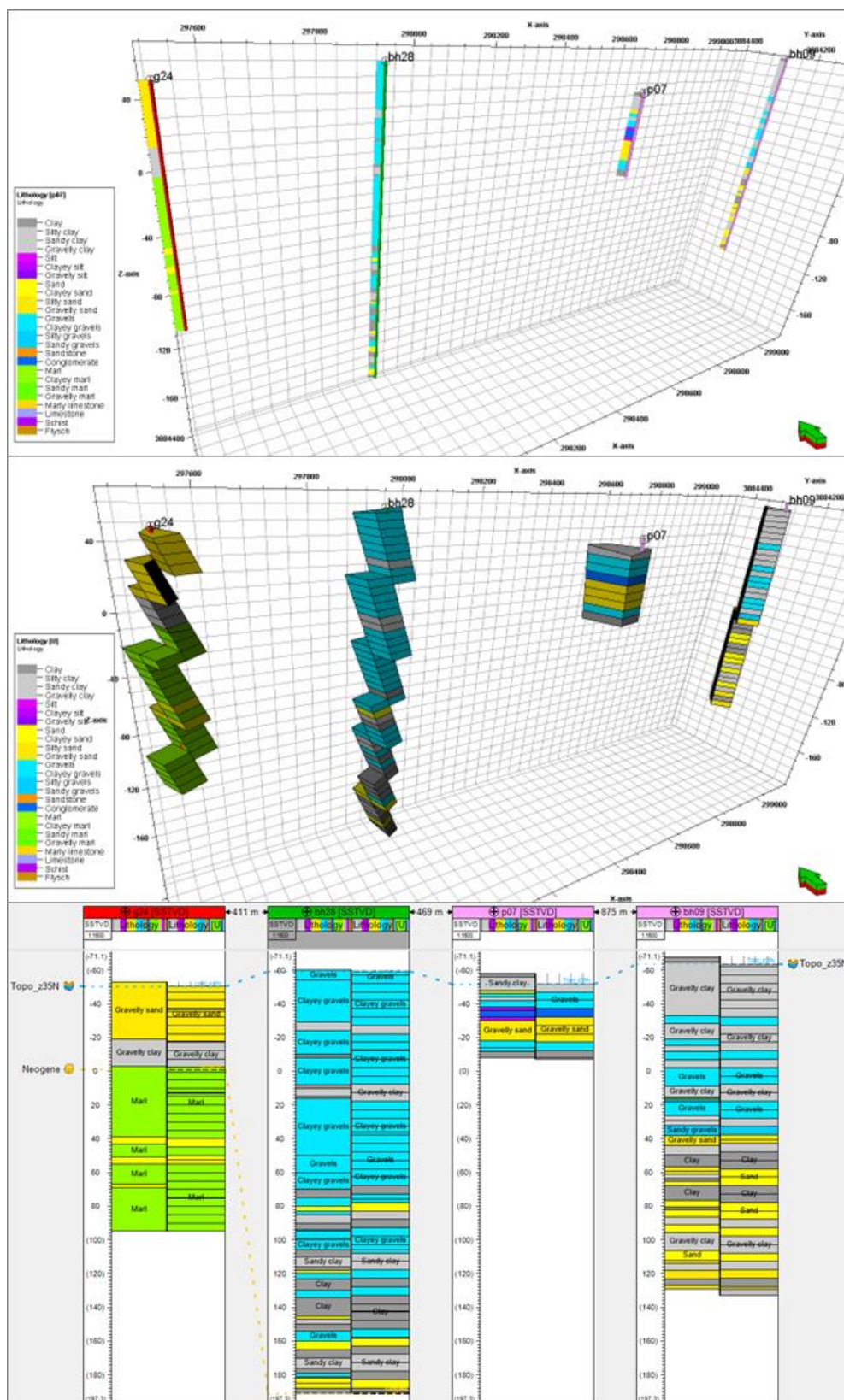
Zone division: ☐ Reference surface: ☐ Restore eroded: ☐ Restore base: ☐

	Name	Color	Calculate	Zone division	Reference surface	Restore eroded	Restore base	Status
	Plio-Quaternary		<input checked="" type="checkbox"/> Yes	Follow surface <input type="checkbox"/> Cell thickness: 5.00	@-350m	<input type="checkbox"/> No	<input type="checkbox"/> No	✓ Done
	Neogene		<input checked="" type="checkbox"/> Yes	Follow base <input type="checkbox"/> Cell thickness: 5.00		<input type="checkbox"/> No	<input type="checkbox"/> No	✓ Done

Εικόνα 5-32: Παράθυρο παραμέτρων για την υποδιαίρεση των ζωνών σε διακριτές στρώσεις κελιών (layering).

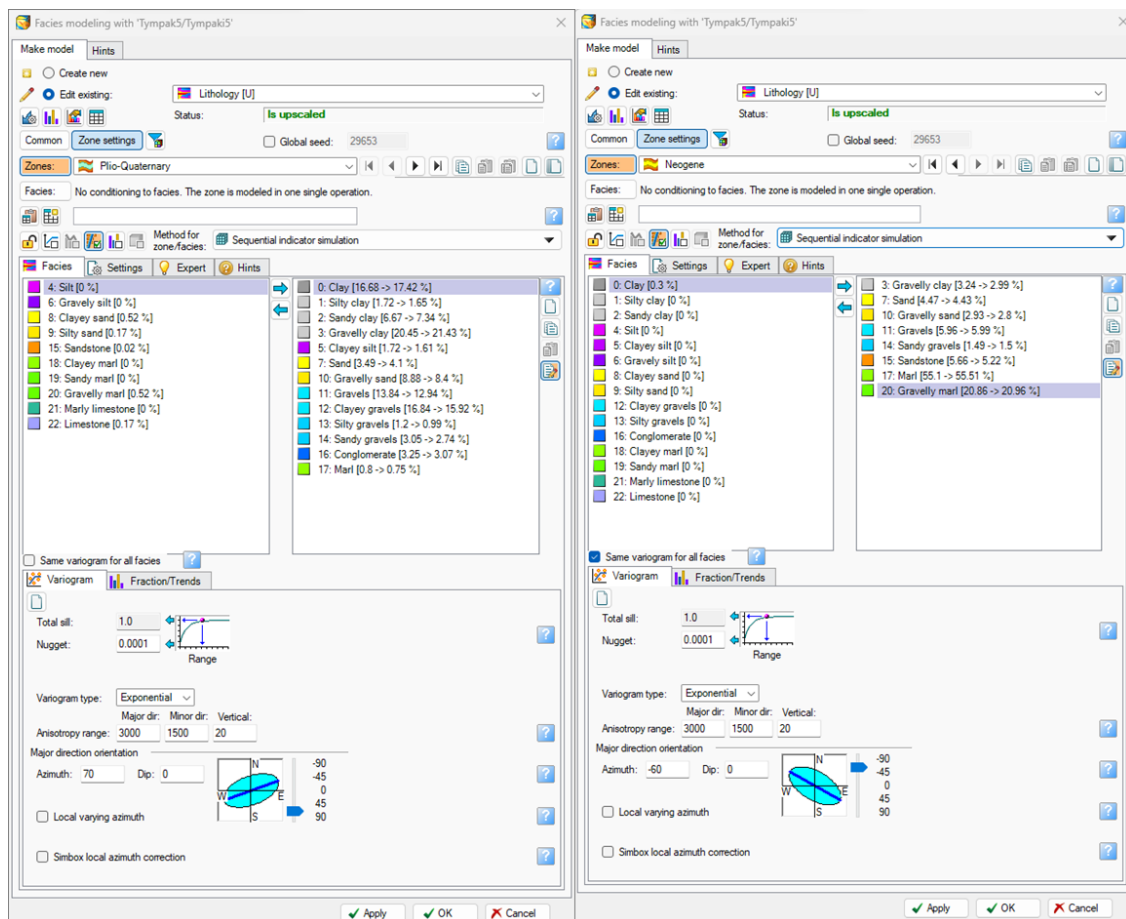
Με βάση τα διαθέσιμα στοιχεία, οι ιδιότητες που χρησιμοποιήθηκαν στην προσομοίωση ήταν η ηλεκτρική αντίσταση (συνεχής ιδιότητα) και οι λιθολογικοί τύποι (διακριτή ιδιότητα). Αρχικά αποδόθηκαν τιμές ηλεκτρικής αντίστασης στα κελιά από τα οποία περνούσαν τα TEM και VES, ενώ στα κελιά που περνούσαν οι γεωτρήσεις αποδόθηκαν τιμές λιθολογικών τύπων. Οι τιμές σε όλες τις περιπτώσεις προέρχονταν από τις αντίστοιχες αρχικές τιμές της βάσης δεδομένων που αναφέρθηκαν στις παραγράφους 5.2.2 και 5.2.3. Σε κάθε κελί αποδόθηκε μια και μόνο τιμή η οποία στις περιπτώσεις που περισσότερες των μια τιμών έπεφταν στο ίδιο κελί η τιμή αυτή αντιπροσώπευε τη μέση τιμή τους. Με τον τρόπο αυτόν η πληροφορία μεταβαίνει από τη κλίμακα της γεώτρησης στην κλίμακα το κελιού που αντιπροσωπεύει στο χώρο των 12.500m^3 ($50\text{m} \times 50\text{m} \times 5\text{m}$). Η μετάβαση αυτή από τη κλίμακα της γεώτρησης στην κλίμακα του κελιού είναι γνωστή ως “well-logs upscaling” (Εικόνα 5-33). Η ίδια διαδικασία επαναλήφθηκε και για τις τιμές της ηλεκτρικής αντίστασης.

Το επόμενο βήμα αφορούσε στην παρεμβολή των λιθολογικών τιμών μεταξύ των γεωτρήσεων, και των τιμών ηλεκτρικής αντίστασης μεταξύ των TEM και VES, έτσι ώστε κάθε κελί του ομοιώματος να λάβει μια τιμή για κάθε ιδιότητα. Για την παρεμβολή χρησιμοποιήθηκαν γεωστατιστικές στοχαστικές μέθοδοι που υπολογίζουν τη πρόβλεψη της κατανομής πιθανότητας της ιδιότητας είτε τυχαία είτε ακολουθώντας κάποιες προκαθορισμένες χωρικές τάσεις.



Εικόνα 5-33: Παράδειγμα 4 γεωτρήσεων στις οποίες η λιθο-ηλεκτρική περιγραφή μετέβη από κλίμακα γεώτρησης (well-log) σε κλίμακα κελιού προσομοίωσης (upscaled well-log). Οι δύο πάνω εικόνες είναι η 3D προοπτική όψη από ΝΔ που απεικονίζει τις 4 γεωτρήσεις με τα well-logs και μετά τις ίδιες γεωτρήσεις με τα upscaled well-logs. Η τελευταία απεικόνιση δείχνει τις ίδιες γεωτρήσεις σε 2D παράθυρο στις με τα well-logs και τα upscaled well-logs δίπλα-δίπλα για σύγκριση. Η διαδικασία αυτή είναι ευρύτερα γνωστή ως “Well-logs upscaling”.

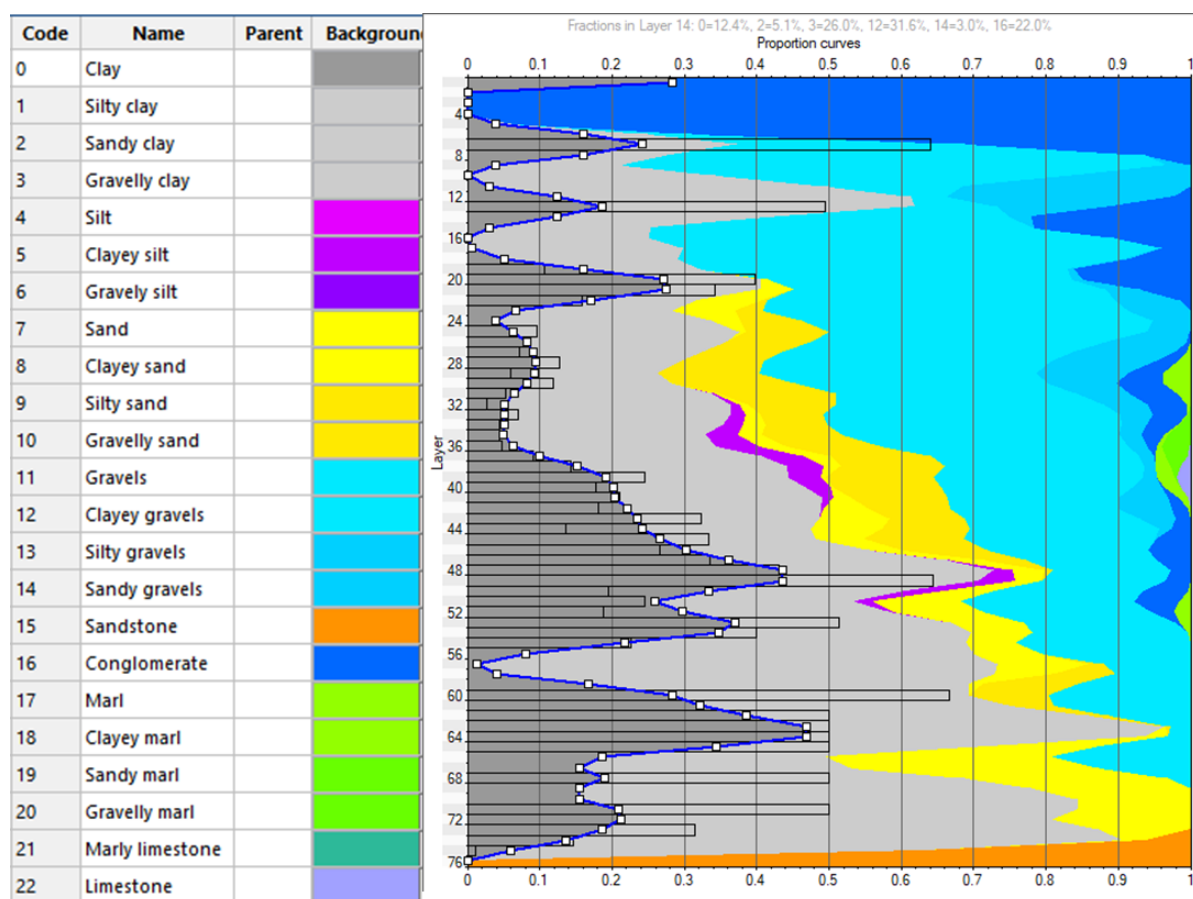
Για το 3D λιθολογικό ομοίωμα χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος “sequential indicator simulation” που δημιουργεί τυχαίες κατανομές (Εικόνα 5-34). Στον αλγόριθμο προστέθηκαν αρχικά όλοι οι λιθολογικοί τύποι που απαντώνται στην ενότητα του Πλειο-τεταρτογενούς. Ως οριζόντια τάση (XY trend) ορίστηκε ένα ανισότροπο βαριόγραμμα, με ποσοστό ανισοτροπίας 2:1 και διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ (Β70Α). Η διεύθυνση της ανισοτροπίας του βαριογράμματος λειτουργεί εμμέσως και ως η γενική διεύθυνση τροφοδοσίας των Πλειο-τεταρτογενών ιζημάτων. Η απουσία μελέτης για την ιζηματολογική εξέλιξη της λεκάνης κατά το Πλειο-τεταρτογενές μας επιτρέπει μόνο να υιοθετήσουμε μια γενική διεύθυνση τροφοδοσίας παρόμοια με αυτή που λειτουργεί σήμερα (Bonneau et al. 1984; Bonneau 1985; Peterek and Schwarze 2004). Αντίστοιχο βαριόγραμμα ορίστηκε και για την ενότητα των Νεογενών με μοναδική διαφορά ότι έχει διεύθυνση Β60Δ που παραπέμπει στην εξέλιξη του ποταμό/λιμναίου περιβάλλοντος στα ανατολικά σε παράκτιο/ανοικτής θάλασσας προς τα δυτικά (Meulenkamp et al., 1979; Hinsbergen and Meulenkamp, 2006). Βεβαίως η κατανομή στην ενότητα του Νεογενούς δεν παίζει σημαντικό ρόλο, αφού ο υπόγειος υδροφόρος του Τυμπακίου δεν αναπτύσσεται σε αυτήν την ενότητα.



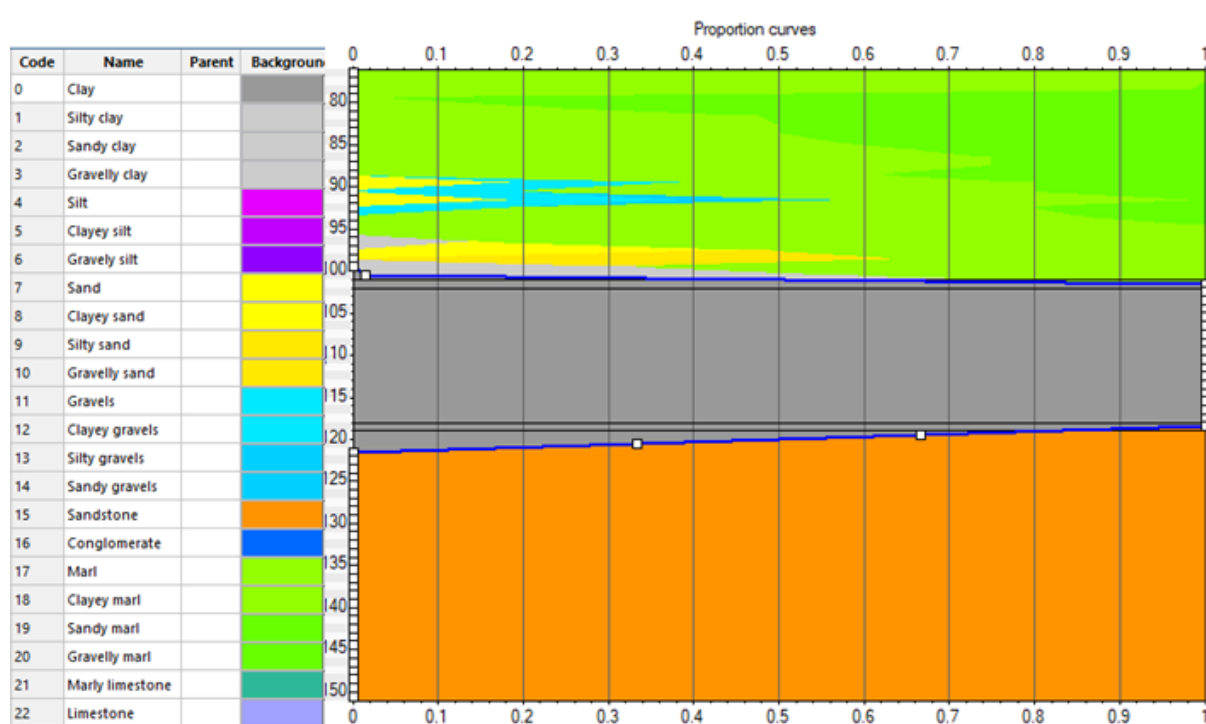
Εικόνα 5-34: Παράθυρο παραμέτρων για την επιλογή αλγορίθμου παρεμβολής διακριτών ιδιοτήτων (λιθολογίας). Αριστερά για την ενότητα των Πλειο-τεταρτογενών, δεξιά για την ενότητα του Νεογενούς.

Στην κατακόρυφη κατεύθυνση, η πληροφορία που παρέχουν τα ίδια τα δεδομένα είναι αρκετή για να καθοριστεί η κατακόρυφη τάση στους λιθολογικούς τύπους. Συγκεκριμένα στην Εικόνα 5-35 παρουσιάζεται η κατακόρυφη κατανομή των λιθολογικών τύπων που περιγράφηκαν στις γεωτρήσεις. Σε αυτό φαίνεται ότι το ποσοστό των αργιλικών λιθολογιών (γκρι αποχρώσεις) αυξάνεται με το βάθος έναντι των κροκαλούχων λιθολογιών (μπλε αποχρώσεις). Η παρατήρηση αυτή θα μπορούσε να εξηγηθεί από ένα προελαύνον σύστημα απόθεσης, στο οποίο αρχικώς αποτίθενται τα λεπτομερή υλικά ως πιο απομακρυσμένα από τη πηγή τροφοδοσίας και σταδιακά αρχίζουν να επικρατούν τα αδρομερέστερα κροκαλούχα ιζήματα. Οι αμμώδεις αποθέσεις δείχνουν να απουσιάζουν από τις ρηχές αποθέσεις ενώ το ποσοστό των αμμούχων λιθολογιών παραμένει γενικώς αμετάβλητο. Αυτή η κατακόρυφη κατανομή χρησιμοποιήθηκε ως κατακόρυφη τάση κατά την παρεμβολή.

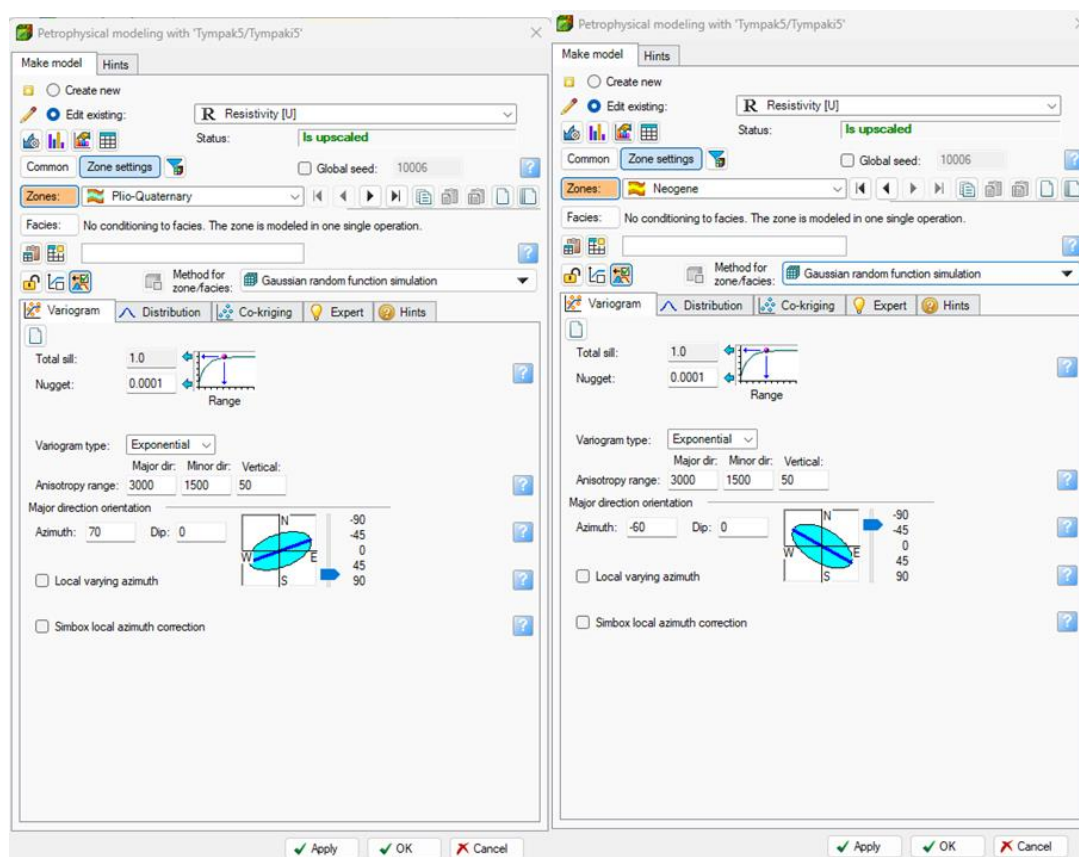
Αντιστοίχως στην Εικόνα 5-36 ο κυρίαρχος λιθολογικός τύπος είναι η μάργα για τα πρώτα μέτρα του Νεογενούς κάτι το οποίο αναμένεται. Βαθύτερα το πλήθος των δεδομένων δεν είναι ικανοποιητικό για αξιόπιστες στατιστικές κατανομές.



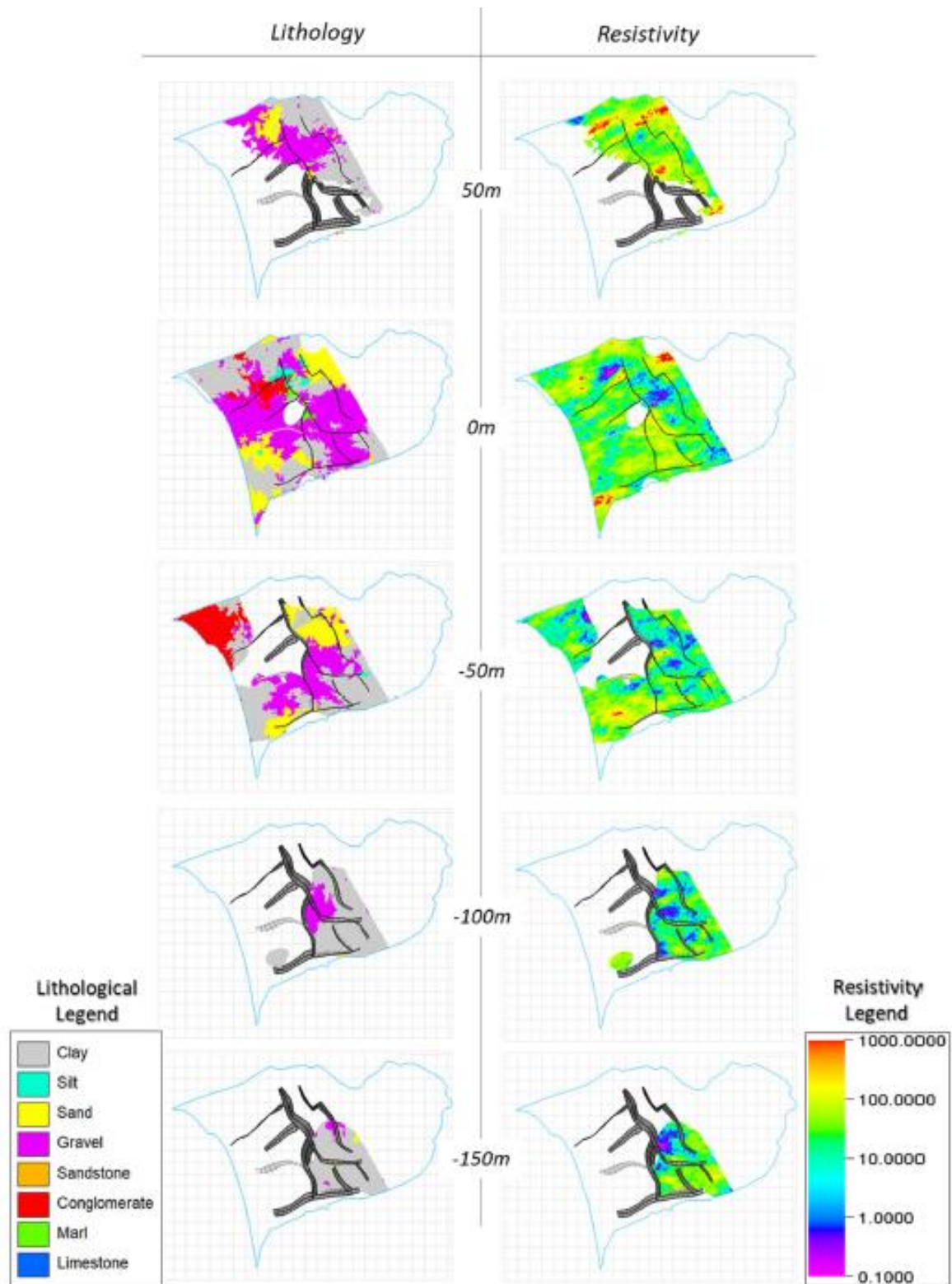
Εικόνα 5-35: Κατακόρυφη τάση κατανομής των λιθολογικών τύπων όπως προκύπτει από τις διαθέσιμες γεωτρήσεις για την ενότητα του Πλειο-τεταρτογενούς.



Εικόνα 5-36: Κατακόρυφη τάση κατανομής των λιθολογικών τύπων όπως προκύπτει από τις διαθέσιμες γεωτρήσεις για την ενότητα του Νεογενούς.

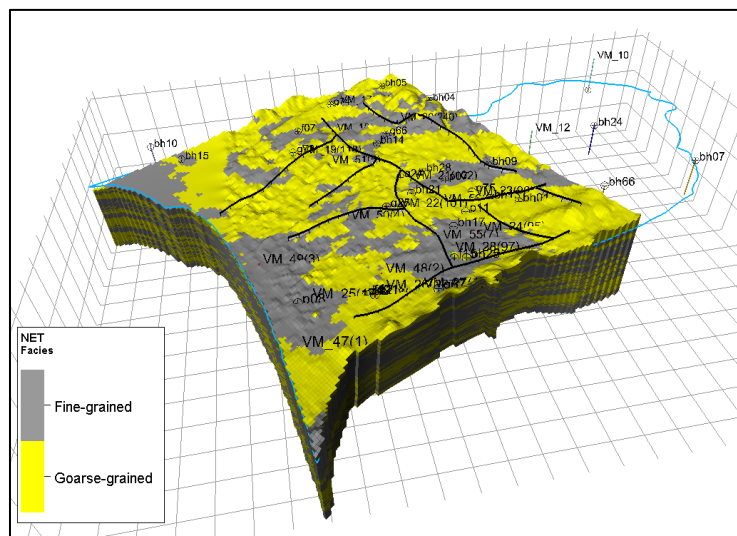


Εικόνα 5-37: Παράθυρο παραμέτρων για την επιλογή αλγορίθμου παρεμβολής συνεχών ιδιοτήτων (ηλεκτρικής αντίστασης). Αριστερά για την ενότητα των Πλειο-τεταρτογενών, δεξιά για την ενότητα του Νεογενούς. Τα βαριογράμματα είναι ίδια με αυτά που χρησιμοποιήθηκαν στην παρεμβολή των λιθολογικών τύπων.



Εικόνα 5-39: Κατανομές της λιθολογίας (αριστερά) και της ηλεκτρικής αντίστασης (δεξιά) σε διαφορετικά βάθη σε οριζόντιες τομές (horizontal slices) μόνο για την ενότητα του Πλειο-τεταρτογενούς. Απεικονίζεται επίσης το δίκτυο των ρηγμάτων και το όριο της λεκάνης του Τυμπακίου με μπλε γραμμή (Papaioannou et al., 2021).

Μετά την κατασκευή του 3D λιθολογικής ιδιότητας, έγινε κατηγοριοποίηση των λιθολογικών ομάδων σε δύο βασικές ομάδες: σε λεπτόκοκκα ιζήματα (άργιλος/πηλός/μάργες) και σε αδρομερή ιζήματα (άμμοι/ψηφίδες/κροκάλες) (Εικόνα 5-40). Αν και δεν υπάρχουν μετρήσεις πορώδους για κάθε μία από τις κατηγορίες, γενικότερα αναμένεται ότι στα λεπτόκοκκά ιζήματα το ενεργό πορώδες θα είναι αρκετά μικρότερο από αυτό των αδρομερέστερων ιζημάτων. Για αυτό το λόγο, κατασκευάστηκε η ιδιότητα του πορώδους για κάθε κατηγορία ξεχωριστά θεωρώντας ότι οι αδρομερέστερες αποθέσεις του Πλειο-τεταρτογενούς παρουσιάζουν πορώδη με εύρος από 15% ως 35% και αντιθέτως οι λεπτομερείς αποθέσεις έχουν πορώδη από 1% ως 15%. Η 3D ιδιότητα του πορώδους παρουσιάζεται στην Εικόνα 5-41.



5.4.3.2.3 Ογκομετρήσεις

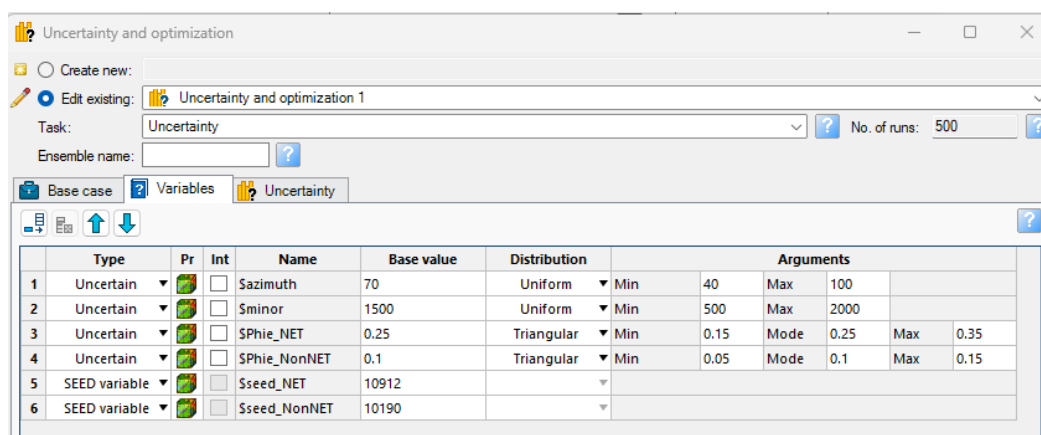
Μετά την κατασκευή του ομοιώματος ιδιοτήτων και με τις παραπάνω ιδιότητες μπορούν να πραγματοποιηθούν ογκομετρήσεις. Στην παρούσα φάση πραγματοποιήθηκαν ογκομετρήσεις στα Πλειο-τεταρτογενή ιζημάτα που απαρτίζουν τον αλλουβιακό υδροφόρο του Τυμπακίου. Οι ογκομετρήσεις αφορούν στο συνολικού όγκου των ιζημάτων (Bulk volume), στον ωφέλιμο όγκο (Net volume) και στο όγκο των πόρων (pore volume) (Πίνακας 5-3). Σημειώνεται ότι οι υπολογισμοί αυτοί είναι προσεγγιστικοί καθώς αναφέρονται μόνο στην περιοχή προσομοίωσης και όχι σε όλη την έκταση του υδροφόρου.

Πίνακας 5-3: Ογκομετρήσεις των Πλειο-τεταρτογενών ιζημάτων του αλλουβιακού υδροφόρου του Τυμπακίου.

Zones	Facies	Bulk volume [*10 ⁶ m3]	Net volume [*10 ⁶ m3]	Pore volume [*10 ⁶ rm3]
Πλειο-τεταρτογενή	Λεπτόκοκκα ιζημάτα	2412	482	45
	Αδρόκοκκα ιζημάτα	1913	1913	482
	SUM	4325	2395	527

5.4.3.3 Εκτίμηση αβεβαιότητας

Σε αντίθεση με το γεωμετρικό ομοίωμα της λεκάνης της Μεσσαράς, η αβεβαιότητα που υπεισέρχεται στην προσομοίωση του Τυμπακίου μπορεί να προσεγγιστεί και με στοχαστικό τρόπο. Επιλεγμένες παράμετροι μεταβάλλονται τυχαία εντός του εύρους αβεβαιότητάς τους και κατόπιν εξετάζεται η μεταβολή που προκαλούν στο τελικό αποτέλεσμα, στην τιμή δηλαδή μια παραμέτρου αναφοράς. Στο παράδειγμα εκτίμησης της αβεβαιότητας που περιγράφεται παρακάτω, ως παράμετρος αναφοράς επιλέχθηκε ο όγκος των πόρων (pore volume) των Πλειο-τεταρτογενών αποθέσεων. Συνεπώς, για κάθε διαφορετικό στοχαστικό σενάριο θα εξετάζεται η μεταβολή της τιμής του όγκου των πόρων.



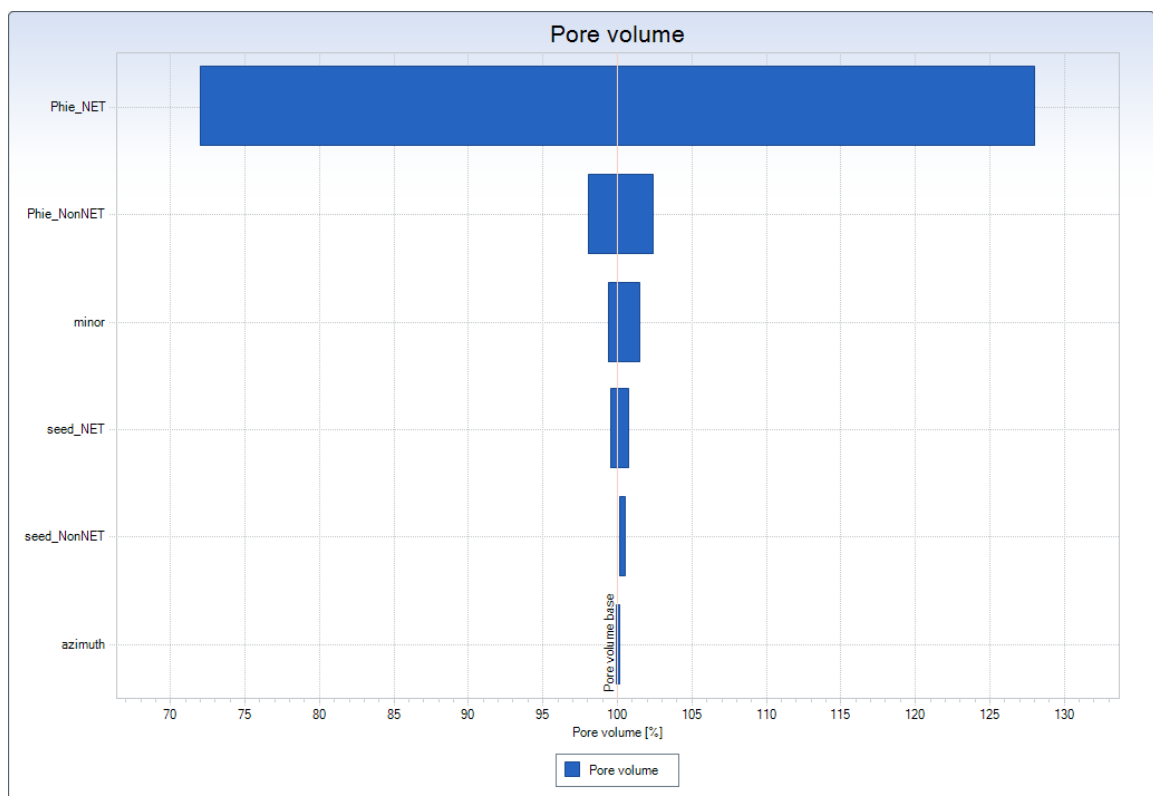
Type	Pr	Int	Name	Base value	Distribution	Arguments
1 Uncertain	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Sazimuth	70	Uniform	Min 40, Max 100
2 Uncertain	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Sminor	1500	Uniform	Min 500, Max 2000
3 Uncertain	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	SPhie_NET	0.25	Triangular	Min 0.15, Mode 0.25, Max 0.35
4 Uncertain	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	SPhie_NonNET	0.1	Triangular	Min 0.05, Mode 0.1, Max 0.15
5 SEED variable	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Sseed_NET	10912		
6 SEED variable	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Sseed_NonNET	10190		

Εικόνα 5-42: Πίνακας μεταβλητών και εύρη διακύμανσης κατά την εκτίμηση αβεβαιότητας.

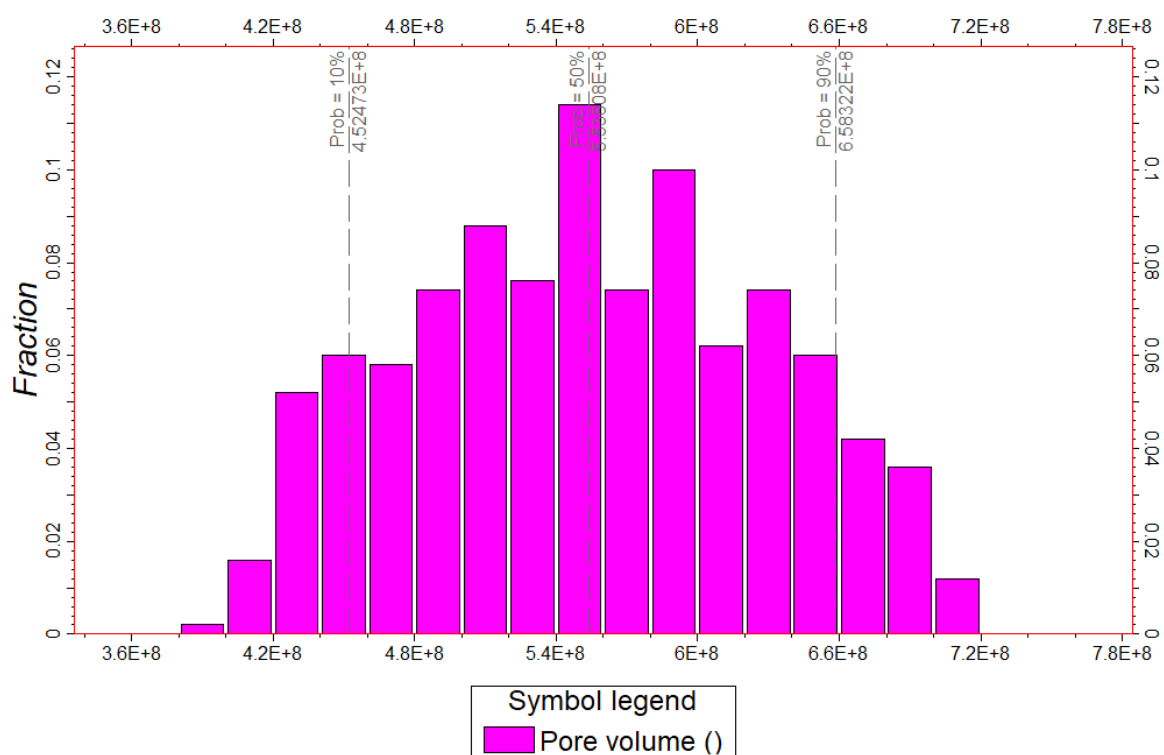
Στο συγκεκριμένο παράδειγμα οι μεταβλητές παράμετροι είναι το αζιμούθιο και η ανισοτροπία του βαριογράμματος (azimuth, minor axis), το πορώδες (Phie) και ο τυχαίος αριθμός εισόδου (seed number). Τα εύρη διακύμανσης των μεταβλητών αυτών παρουσιάζονται στην Εικόνα 5-42. Ο συνολικός αριθμός τυχαίων σεναρίων είναι 500.

Τα αποτελέσματα της εκτίμησης αβεβαιότητας αποτυπώνονται σε διαγράμματα «ανεμοστρόβιλου» (tornado plot) (Διάγραμμα 5-1) και σε ιστογράμματα κατανομής των τυχαίων τιμών (Διάγραμμα 5-2). Τα διαγράμματα ανεμοστρόβιλου δίνουν κατά σειρά από πάνω προς τα κάτω τις παραμέτρους που προκαλούν μεγαλύτερες μεταβολές στην τελική τιμή, αντιχτοίχως. Το ιστόγραμμα αποτυπώνει την κατομή των 500 διαφορεικών τυχαίων σεναρίων και υπολογίζεται το στοχαστικό χαμηλό / μέσο / υψηλό σενάριο. Τα σενάρια αυτά αποκαλούνται συνήθως ως P10% / P50% / P90% αντιστοίχως.

Από τη συγκεκριμένη εκτίμηση αβεβαιότητας προέκυψε ότι η σημαντικότερη μεταβλητή ήταν το πορώδες στα αδρομερή ιζήματα (ωφέλιμα, NET). Τέλος, από το ιστόγραμμα κατανομής προέκυψε ότι το χαμηλό, το μέσο και το υψηλό σενάριο του όγκου των πόρων ανέρχονται στα 452, 554 και 658 εκατομμύρια m³.



Διάγραμμα 5-1: Διάγραμμα «ανεμοστρόβιλου» όπου κατατάσσονται με σειρά σημαντικότητας οι μεταβλητές και τις μεταβολές που προκαλούν στην παράμετρο αναφοράς (pore volume).



Διάγραμμα 5-2: Ιστόγραμμα κατανομής των τιμών Pore volume για τα 500 τυχαία σενάρια.

5.5 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ 5

Ξενόγλωσση

Auken E., Jørgensen F., Sørensen K., 2003. Large-scale TEM investigation for groundwater. Explor Geophys 34:188–194.

Autio U., Smirnov M.Y., Savvaidis A., Soupios P., Bastani M., 2014. Combining electromagnetic measurements in the Mygdonian sedimentary basin, Greece. J Appl Geophys 135:261–269.
<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.10.014>

Bentley M., 2016. Modelling for comfort? Petroleum Geoscience, 22:1, 3 10. doi:
<https://doi.org/10.1144/petgeo2014-089>

- Bentley M. and Smith S., 2008. Scenario-based reservoir modelling: the need for more determinism and less anchoring. Geological Society, London, Special Publications 2008, v.309; p145-159. doi: 10.1144/SP309.11.
- Bonneau M., 1985. Geological map of Greece, 1:50.000, Melambes sheet, I.G.M.E., Athens.
- Bonneau M, Jonkers H. A, Meulenkamp J.E., 1984. Geological map of Greece, Tymbakion sheet, scale 1:50.000, I.G.M.E., Athens.
- Caputo R., Piscitelli L., Oliveto A., Rizzo E., Lapenna V., 2003. The use of electrical resistivity tomographies in active tectonics: examples from the Tyrnavos Basin, Greece. J Geodynamics 36:19–35.
- Danielsen J.E., Auken E., Jørgensen F., Søndergaard V., Sørensen K., 2003. The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. J Appl Geophys 53(4):181–198.
- Demirci I., Gündoğdu N.Y., Candansayar M.E., Souplos P., Vafidis A., Arslan H., 2020. Determination and evaluation of saltwater intrusion on Bafra plain: Joint interpretation of geophysical, hydrogeological and hydrochemical data. Pure Appl Geophys 177 (11):5621–5640.
- Demirci I., Candansayar M.E., Vafidis A., Souplos P., 2017. Two dimensional joint inversion of direct current resistivity, radio-magnetotelluric and seismic refraction data: an application from Bafra Plain, Turkey. J Appl Geophys. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.03.002>.
- FAO: Study of the water resources and their exploitation for irrigation in eastern Crete – Greece. Drillings and pumping tests in Messara AGL:SF/GRE 17/31 tech. rep. 26, UNDP, Iraklio (1972)
- FAO: Greece: geophysical survey performed in Messara plain (Eastern Crete). Final report. Fondazione Ing. C. M. Lerici Del Politecnico, Milan, Italy (1969).
- Hinsbergen D.J.J., Meulenkamp J.E., 2006. Neogene supradetachment basin development on Crete (Greece) during exhumation of the South Aegean core complex. Basin Res 18 (1):103–124.
- Jørgensen F., Sandersen B.E.P., Auken E., 2003a. Imaging buried Quaternary valleys using the transient electromagnetic method. J Appl Geophys 53:199–213.
- Jørgensen F., Lykke-Andersen H., Sandersen B.E.P., Auken E., Nørmark E., 2003b. Geophysical investigations of buried Quaternary valleys in Denmark: an integrated application of transient electromagnetic soundings, refraction seismic surveys and exploratory drillings. J Appl Geophys 53:215–228.

- Kalisperi D., Kouli M., Vallianatos F., Soupios P., Kershaw S., Lydakis-Simantiris N., 2018. A transient electromagnetic (TEM) method survey in north-central coast of Crete, Greece: evidence of seawater intrusion. *Geosciences* 8(4):107. <https://doi.org/10.3390/geosciences8040107>.
- Kokkalas S., Kamperis E., Xypolias P., Sotiropoulos S., Koukouvelas I., 2012. Coexistence of thin- and thick-skinned tectonics in Zakynthos area (western Greece): Insights from seismic sections and regional seismicity. *Tectonophysics*, 597–598, 73–84.
- Kourgialas N., Dokou Z., Karatzas G.P., Panagopoulos G., Soupios P., Vafdis A., Manoutsoglou E., Schafmeister M., 2016. Saltwater intrusion in an irrigated agricultural area: combining densitydependent modeling and geophysical methods. *Environ Earth Sci* 75(1):1–15.
- Kritsotakis M., Tsanis I., 2009. An integrated approach for sustainable water resources management of Messara basin, Crete. *Greece European Water* 27(28):15–30.
- Meulenkamp J.E., 1979. Field Guide to the Neogene of Crete. In: Symeonidis N, Papanikolaou D, Dermitzakis M (eds) Field guide to the neogene of Crete, Publ Dept Geol, vol 32. Paleont Univ, Athens, pp 1–32.
- Panagopoulos, G., Soupios, P., Vafidis, A., Manoutsoglou, E., 2021. Integrated use of well and geophysical data for constructing 3D geological models in shallow aquifers: a case study at the Tymbakion basin, Crete. Greece. *Environm. Earth Sci.* 80, 142. <https://doi.org/10.1007/s12665-021-09461-5>
- Panagopoulos G., Giannakakos E., Manoutsoglou E., Steiakakis E., Soupios P., Vafidis A., 2013. Definition of Inferred Faults using 3-D Geological Modeling Techniques: A Case Study in Tympaki basin in Crete, Greece, *Bulletin of the Geo-logical Society of Greece*, vol. XLVII 2013 Proceedings of the 13th International Congress, Chania, Sept.
- Paritsis S.N., 2005. Simulation of seawater intrusion into the Tymbakion aquifer, South Central Crete, Greece. Report within MEDIS project, Study implemented on behalf of the Department of Management of Water Resources of the Region of Crete. Heraklion, Crete, Greece.
- Pasadakis N., Dagounaki V., Chamilaki E., Vafeidis A., Zelilidis A., Piliotis I., Panagopoulos G., Manoutsoglou E., 2012. Organic geochemical evaluation of neogene formations in Messara (Heraklion, Crete) basin as source rocks of biogenetic methane. *Mineral Wealth* 166, 7–26.
- Peterek A., Schwarze J., 2004. Architecture and Late Pliocene to recent evolution of outer-arc basins of the Hellenic subduction zone (south-central Crete, Greece). *J Geodyn* 38:19–55.

- Rani P., Soupios P., Barsukov P., 2020. Regional tectonic model of southern, central part of the Mygdonian basin (Northern Greece) by applying 3D transient electromagnetic modeling. J. Appl Geophys. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2020.104008>.
- Soupios P., Kourgialas N., Dokou Z., Karatzas G., Panagopoulos G., Vafidis A., Manoutsoglou E., 2014. Modeling saltwater intrusion at an agricultural coastal area using geophysical methods and the FEFLOW model IAEG XII CONGRESS, Torino, 15–19 September 2014.
- Soupios P., Barsukov P., Gurk M., Savvaidis A., 2013. Tectonic regime of the southern, central part of the Mygdonia basin by applying 3D TEM modeling. The 20th International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey, 25–27 November 2013, Antalya.
- Suzuki K., Toda S., Kusunoki K., Fujimitsu Y., Mogi T., Jomori A., 2000. Case studies of electrical and electromagnetic methods applied to mapping active faults beneath the thick quaternary. Eng Geol 56:29–45.
- Tsourlos P., Karmis P., Vargemezis G., Panagopoulos G., Gouliotis L., Nikolaou K., 2019. Geophysical Measurements for Upraising the Geological Model at the Katakolo Peninsula. 15th International Congress of the Geological Society of Greece. Bulletin of the Geological Society of Greece, Sp. Pub. 7 Ext. Abs. GSG2019–144.
- Vafidis A., Soupios P., Economou N., Hamdan H., Andronikidis N., Kritikakis G., Panagopoulos G., Manoutsoglou E., Steiakakis M., Candansayar E., Schafmeister M., 2014. Seawater intrusion imaging at Tymbakion, Crete, using geophysical data and joint inversion of electrical and seismic data. First Break 32:107–114.
- Vafidis A., Andronikidis N., Hamdan H., Kritikakis G., Economou N., Panagopoulos G., Soupios P., Steiakakis E., Manoutsoglou E., 2013. The CLEARWATER project: preliminary results from the geophysical survey in Tymbakion, Crete Greece. Bullet Geol Soc Greece 47(3):1338–1344. <https://doi.org/10.12681/bgsg.10916>.
- Vidakis M., Jonkers H.A., Meulenkamp J.E., 1994. Geological Map of Greece, Epáno Archanes sheet, scale 1:50.000, Greek Geological Survey (I.G.M.E.), Athens.

Ελληνική

- Κριτσωτάκης Μαρίνος, 2009. ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΜΕΣΑΡΑΣ ΚΡΗΤΗΣ. Διδακτορική διατριβή. Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος, Πολυτεχνείο Κρήτης, σελ. 736, Χανιά.

Παπασταματίου Ι., Βετούλης Δ., Μπρουσούλης Ι., 1966. Κοιτασματολογική έρευνα των λιγνιτοφόρων λεκανών Αλμυρής Παναγιάς (Μεσσαράς), Βρυσών Αποκορώνου και Κανδάνου Κρήτης. ΙΓΕΥ, σελ. 21, Αθήνα.

Παπασπύρου Α., 1993. Κοιτασματολογική έρευνα λιγνιτοφόρου περιοχής Αλμυρής Παναγιάς Ν.Ηρακλείου Κρήτης. ΙΓΜΕ, σελ. 84, Αθήνα.

Κεφάλαιο 6

6	ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	208
6.1	ΥΠΟΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΗΣ ΜΕΣΣΑΡΑΣ	208
6.2	ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΒΙΟΓΕΝΟΥΣ ΑΕΡΙΟΥ ΣΤΗ ΛΕΚΑΝΗ ΤΗΣ ΜΕΣΣΑΡΑΣ	213
6.3	ΥΠΟΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΕΛΕΥΘΕΡΟΥ ΥΔΡΟΦΟΡΟΥ ΤΗΣ ΥΠΟ-ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ ΤΥΜΠΑΚΙΟΥ	219
6.4	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ 6.....	225

6. ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

6.1 ΥΠΟΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΜΕΣΣΑΡΑΣ

Ένα από τα βασικά συμπεράσματα που αποκάλυψαν τα σεισμικά ανάκλασης είναι ότι η υποεπιφανειακή δομή της Νεογενούς λεκάνης της Μεσσαράς αποτελείται από τρία διαφορετικά τμήματα, δηλαδή το δυτικό, το κεντρικό και το ανατολικό (Εικόνα 5-6). Ο διαχωρισμός αυτός οφείλεται στην ύπαρξη αντιστοίχως δύο υποεπιφανειακών υβωμάτων τα οποία δημιουργήθηκαν κατά τη δράση της πολυφασικής τεκτονικής δραστηριότητας (Εικόνα 3-7). Κι ενώ πραγματοποιήθηκε η ερμηνεία των ρηγμάτων επί των σεισμικών τομών, δεν ήταν δυνατή η αποτύπωση της διεύθυνση αυτών των ρηγμάτων καθώς η σύνδεσή τους σε επάλληλες σεισμικές τομές δεν κατέστη δυνατή. Αντί αυτού, έγινε προσπάθεια να συνδεθούν τα υποεπιφανειακά υβώματα με τα ρήγματα που εμφανίζονται επιφανειακά στα γεωλογικά φύλλα του ΙΓΜΕ στη γύρω περιοχή. Στην Εικόνα 6-1 παρουσιάζεται η προέκταση των υποεπιφανειακών υβωμάτων και η σύνδεσή τους με τα παρακείμενα επιφανειακά στοιχεία.

Η πολυφασική τεκτονική εξέλιξη φαίνεται να κράτησε σε μικρά βάθη το προνεογενές υπόβαθρο, και μαζί με αυτό τα υπερκείμενα Νεογενή ιζήματα, του κεντρικού τμήματος (Εικόνα 5-6). Το ανατολικό και δυτικό τμήμα της λεκάνης παρουσιάζουν τα μεγαλύτερα βάθη, με το ανατολικό τμήμα να παρουσιάζει το μέγιστο βάθος της τάξεως των 1500m περίπου κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. Συνεπώς το ανατολικό τμήμα της λεκάνης φιλοξενεί σημαντικού πάχους Νεογενή ιζήματα που θα μπορούσαν να συνδεθούν με τις διαφυγές φυσικού αερίου που έχουν παρατηρηθεί σε αυτό το τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς, όπως θα αναπτυχθεί παρακάτω. Αξίζει να σημειωθεί ότι οι Zachariasse *et al.* (2011) υπολόγισαν ότι η συνολική κατακόρυφη κίνηση αυτού του τμήματος της λεκάνης της Μεσσαράς είναι περίπου 1400m και έλαβε χώρα από το Τορτόνιο μέχρι και το Μεσσήνιο.

Η κάλυψη των σεισμικών δεν έφτασε μέχρι το ΒΑ άκρο της λεκάνης για να αποτυπώσει το Β-ΒΑ όριο της λεκάνης. Σε αυτή τη περίπτωση, θεωρήθηκε ότι το Β-ΒΑ άκρο της λεκάνης είναι η ράχη του Κεντρικού Ηρακλείου (Central Herakleion Ridge), η οποία αν και καλύπτεται από ιζήματα έχει τεκμηριωθεί ότι η ύπαρξή του διαχωρίζει τη λεκάνη της Μεσσαράς από αυτή του Ηρακλείου στο βορρά (Paranikolaou & Vassilakis 2010; Zachariasse *et al.* 2011 και Εικόνα 3-11).

Στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης εμφανίζεται επιφανειακά ολόκληρη η λιθοστρωματογραφική ακολουθία του Μειοκαίνου από το σχηματισμό της Βιάννου μέχρι και τις της Αγία Βαρβάρας και

Φοινικιάς προς τα βορειότερα. Ως εκ τούτου, ήταν δυνατή η προέκταση σε βάθος των επιφανειακών ορίων κάθε λιθοστρωματογραφικής ενότητας, ακολουθώντας αφενός τη γενική κλίση των στρωμάτων (NNA 25°) που παρατηρείται επιφανειακά και αφετέρου τη γενική κλίση των σεισμικών οριζόντων της σεισμικής τομής 2. Η ερμηνεία των νεογενών λιθοστρωματογραφικών ενοτήτων πραγματοποιήθηκε στη σεισμική τομή 2 και προεκτάθηκε στην τεμνόμενη σεισμική τομή 3. Αντίστοιχη ερμηνεία δεν πραγματοποιήθηκε σε κανένα άλλο τμήμα της λεκάνης καθώς μόνο το ανατολικό τμήμα της λεκάνης εμφανίζονται στην επιφάνεια οι Μειοκαινικές αποθέσεις, αφού απουσιάζουν οι τεταρτογενείς αποθέσεις.

Με βάση την ερμηνεία της σεισμικής τομής 2, φαίνεται ότι η ενότητα του Αμπελούζου παρουσιάζει ένα σφηνοειδές σχήμα, με τα μεγαλύτερα πάχη να βρίσκονται στο νότιο άκρο της λεκάνης έναντι του ρήγματος που οριοθετεί τον ορεινό όγκο των Αστερουσσίων. Η γεωμετρία της απόθεσης του Αμπελούζου παραπέμπει στο συμπέρασμα ότι η απόθεση του Αμπελούζου έγινε συνιζηματογενώς με τη δραστηριοποίηση του νότιου ρήγματος. Η δραστηριοποίηση των ρηγμάτων κατά το Τορτόνιο-Μεσσήνιο σχολιάζεται και από τους Zachariasse *et al.* (2011), που αποτέλεσαν τη βασική αιτία κατάτμησης της λεκάνης της Μεσσαράς που ξεκίνησε κατά τη τελευταία φάση απόθεσης της ενότητας του Σκοινιά (9.7 – 9.6 Ma ago). Μέχρι εκείνη την περίοδο, η εξέλιξη της λεκάνης τη Μεσσαράς ήταν ενιαία σε όλη της την έκταση. Κατά τη διάρκεια της κατάτμησης το κεντρικό τμήμα της λεκάνης παρέμεινε ρηχότερα από το ανατολικό κομμάτι το οποίο δέχτηκε και το μεγαλύτερο πάχος Μειοκαινικών ιζημάτων (Zachariasse *et al.*, 2011).

Η κατάσταση στο Δυτικό τμήμα της λεκάνης δεν είναι ξεκάθαρη μιας και τα σεισμικά δεδομένα ανάκλασης δεν την καλύπτουν ικανοποιητικά έτσι ώστε να αποτυπωθεί το μέγιστο βάθος. Η σεισμική γραμμή 11 αποτελεί τη πιο κοντινή γραμμή στη λεκάνη του Τυμπακίου προσεγγίζοντας το ανατολικό κύριο ρήγμα που την οριοθετεί. Στη σεισμική τομή 11, παρατηρείται μεν η γενική βάθυνση του υποβάθρου προς τα δυτικά, χωρίς να αποτυπώνεται δε το βαθύτερο τμήμα της. Η ερμηνεία του υποβάθρου επί της σεισμικής τομής παρουσιάζει μια τοπική ανύψωση που συνδέεται με την ύπαρξη του επιφανειακού υβώματος της Φαιστού που είναι το διακριτό όριο της λεκάνης του Τυμπακίου από την υπόλοιπη λεκάνη της Μεσσαράς. Σημειώνεται ότι το ανώτερο τμήμα του υβώματος της Φαιστού που φαίνεται στην επιφάνεια αποτελείται από μαργαϊκές Νεογενείς αποθέσεις που αποτελούν το υδρογεωλογικό όριο/φραγμό των δύο επιμέρους υδρογεωλογικών λεκανών (Kritsotakis & Tsanis 2009).

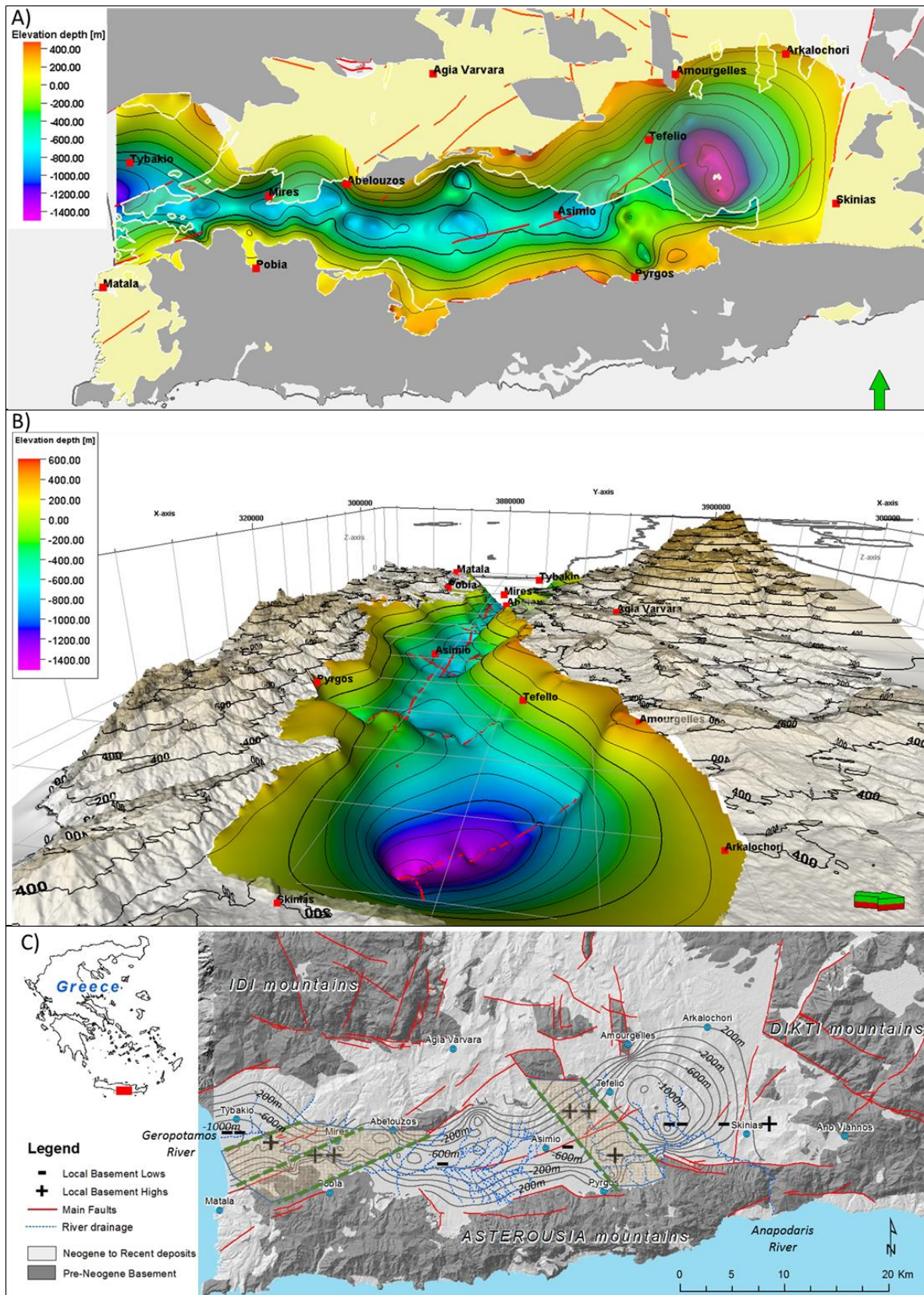
Ο συνδυασμός της σεισμικής τομής 11 με τα διαθέσιμα ρηχά γεωηλεκτρικά δεδομένα φανερώνουν τη βάθυνση του υποβάθρου στη θαλάσσια περιοχή προς τα νοτιοδυτικά (Panagoropoulos *et al.*, 2015). Το συμπέρασμα αυτό φαίνεται να συνάδει και με τις ερμηνείες των θαλάσσιων σεισμικών τομών

στον κόλπο της Μεσσαράς (Karvelis 1996; Kokkinou *et al.* 2012). Στη θαλάσσια περιοχή του κόλπου της Μεσσαράς το προνεογενές υπόβαθρο βρίσκεται σε μεγαλύτερα βάθη ακολουθώντας διεύθυνση Α-Δ δημιουργώντας τάφρο μεταξύ των νότιων ακτών της Κρήτης και των νησίδων Παξιμάδια.

Στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς το γενικό καθεστώς της διάτμησης ήταν αυτό που καθόρισε τα όρια της Νεογενούς λεκάνης δίνοντας τον απαιτούμενο χώρο για την απόθεση των Νεογενών ιζημάτων. Παρόλα αυτά, οι ερμηνείες των σεισμικών τομών παρουσιάζουν και ρήγματα με ανάστροφη κινηματική σε ένα, κατά τα άλλα, καθεστώς διάτμησης. Η εξήγηση που δίνεται είναι ότι τα ρήγματα αυτά ανήκουν στο τεκτονικό γεγονός της πλάγιο-ανάστροφης τεκτονικής που επικράτησε από το πλειόκαινο και μετά (Εικόνα 3-7, J.H. ten Veen & P. Th. Meijer 1998). Το συμπέρασμα της μετά-Μειοκαινικής λειτουργίας αυτού του τεκτονικού επεισοδίου υποστηρίζεται και από τα σεισμικά δεδομένα, καθώς στις σεισμικές τομές 1 και 4 η ερμηνευμένες συμπίεστικές δομές φαίνεται να έχουν ανυψώσει αντιστοίχως και τα πρώτα Μειοκαινικά ιζήματα που αποτέθηκαν στην περιοχή αυτή. Η ηλικία των ιζημάτων αυτή δεν είναι γνωστή καθώς καμία από τις γεωτρήσεις δεν έχει φτάσει σε αυτό το βάθος. Σε κάθε περίπτωση όμως η λειτουργία των πλάγιο-ανάστροφων ρηγμάτων θα πρέπει να είναι μετά την απόθεση των παλαιότερων Μειοκαινικών ιζημάτων της ευρύτερης περιοχής, ήτοι του σχηματισμού της Βιάννου Τορτόνιας ηλικίας. Επιπλέον, οι van Hinsbergen & Meulenkamp (2006) χρονολογούν τη λειτουργία πλάγιοσυμπίεσης κατά τη διάρκεια της απόθεσης του σχηματισμού του Σκινιά (10Ma).

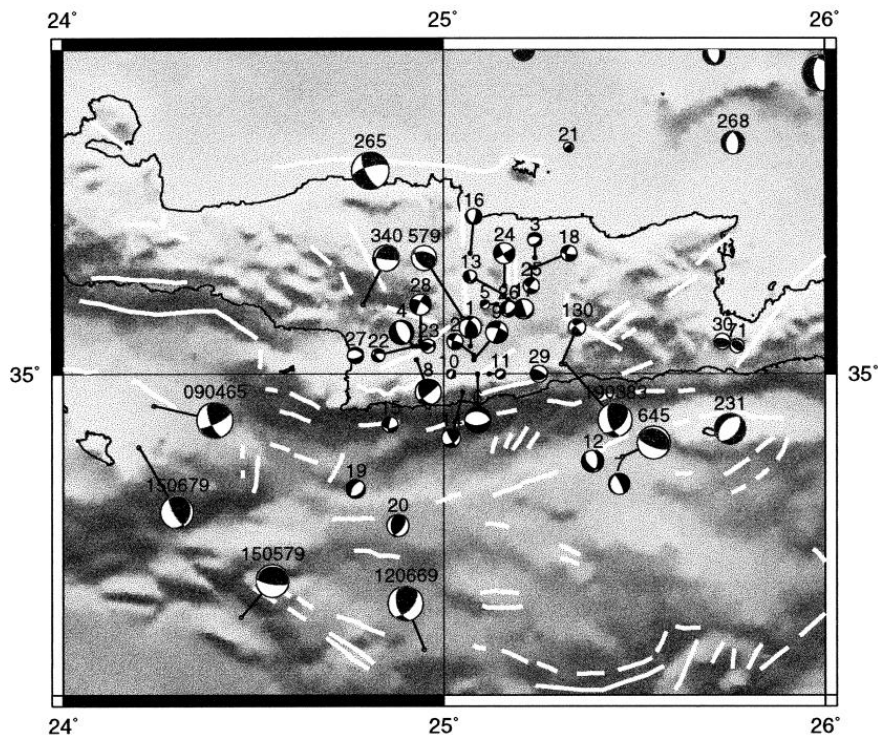
Γενικότερα, στον ευρύτερο χώρο του τόξου του Αιγαίου έχουν αναγνωριστεί γεγονότα πλάγιας ολίσθησης του Άνω Μειοκαίνου (ten Veen & Postma 1999; van Hinsbergen & Meulenkamp 2006). Οι ανοιχτές πτυχές μεγάλης κλίμακας της Κρήτης έχουν ερμηνευτεί ως το αποτέλεσμα αριστερόστροφου συμπίεστικού τεκτονισμού (van Hinsbergen & Meulenkamp 2006).

Η δημιουργία των συμπίεστικών δομών «λουλουδιού» φαίνεται να είναι ακόμα ενεργή βάση νεοτεκτονικών φαινομένων. Στη σεισμική τομή 1 για παράδειγμα η τοπογραφία της πεδιάδας της Μεσσαράς πάνω από τη δομή «λουλουδιού» είναι υπερυψωμένη κατά λίγα μέτρα από τις εκατέρωθεν περιοχές. Αυτή η υψομετρική διαφορά διαμορφώνει και το σημερινό υδρογραφικό δίκτυο, λειτουργώντας ως τοπικός υδροκρίτης που διαμορφώνει τη ροή των δύο κύριων ποτάμιων συστημάτων της πεδιάδας της Μεσσαράς, του Γεροπόταμου προς τα δυτικά και του Αναποδάρη προς τα ανατολικά (Εικόνα 6-1).



Εικόνα 6-1: Υποεπιφανειακή δομή του Προ-Νεογενούς υποβάθρου της λεκάνης της Μεσσαράς. Α) Σε κάτοψη μαζί με τα επιφανειακά όρια του Προ-Νεογενούς (γκρι) και των Νεογενών αποθέσεων (κίτρινο). Β) Σε προοπτική όψη από τα ΒΑ μαζί με το τοπογραφικό ανάγλυφο. Γ) Σε ισοβάθει (200m ισοδιάσταση) μαζί με το υδρογραφικό δίκτυο και την επισήμανση των υψωμάτων που διαχωρίζουν τη λεκάνη της Μεσσαράς σε 3 τμήματα (ανατολικό, κεντρικό και δυτικό).

Γενικότερα, δομές πλάγιας ολίσθησης έχουν ερμηνευτεί και σε άλλες σεισμικές τομές που τοποθετούνται σε ολόκληρη την περιοχή του Ελληνικού Τόξου και Νοτίου Αιγαίου, που δημιουργήθηκαν από το Πλειόκαινο. Αντιπροσωπευτικό παράδειγμα τέτοιων δομών είναι οι επάλληλες τάφροι του Πτολεμαίου, του Πλίνιου και του Στράβωνα νότια της Κρήτης (Kokkinou *et al.* 2012). Αλλά και στο νότιο τμήμα του Αιγαίου πελάγους έχουν ερμηνευτεί αντίστοιχες τεκτονικές δομές, βάσει μηχανισμών γένεσης σεισμών και γεωδαιτικών μετρήσεων (Kokkalas & Aydin, 2013) που καταλήγουν στην ύπαρξη ενός κύριου εφελκυστικού εντατικού πεδίου BBA-NNΔ διεύθυνσης που συνδυάζονται με σημαντική πλάγια ολίσθηση. Οι τελευταίοι μάλιστα κατέληξαν σε τέσσερις σεισμικές ζώνες BBA-NNΔ διεύθυνσης που αποτελούν το αποτέλεσμα της κατάτμησης της περιοχής από ρήγματα πλευρικής και κανονικής ολίσθησης. Παρόμοιες ζώνες έχουν εντοπιστεί και στο κεντρικό τμήμα της Κρήτης που προέκυψαν από επιλύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών (Delibasis *et al.* 1999). Συγκεκριμένα, στο κεντρικό Ηράκλειο τα σεισμικά υπόκεντρα ευθυγραμμίζονται σε διεύθυνση BBA-NNΔ, ενώ στη Μεσσαρά παρουσιάζονται δύο διαφορετικές διευθύνσεις, μία BA-ND στο ΒΔ τμήμα της και η άλλη B-N στο κεντρικό τμήμα (Εικόνα 6-2). Από τις επιλύσεις προέκυψε το συμπέρασμα ότι το ανατολικό όριο της λεκάνης του Ηρακλείου και το νότιο όριο της λεκάνης της Μεσσαράς παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα. Η κινηματική των ρηγμάτων είναι μικτή κανονική και ανάστροφη αλλά παρουσιάζει και σημαντική πλευρική ολίσθηση.



Εικόνα 6-2: Μηχανισμοί γένεσης σεισμών στην ευρύτερη περιοχή της κεντρικής Κρήτης και στο λιθικό πέλαγος (Delibasis *et al.* 1999). Στην Κεντρική Κρήτη παρατηρείται η ευθυγράμμιση των μηχανισμών σε γενική διεύθυνση BA-ND, με αρκετούς από αυτούς να παρουσιάζουν και πλάγια συνιστώσα.

Τα παραπάνω συνηγορούν στην παρουσία πεδίου πλευρική ολίσθησης στη λεκάνη της Μεσσαράς που δρα μέχρι και σήμερα που θα μπορούσε να εξηγήσει τη δημιουργία των συμπιεστικών δομών «λουλουδιού» που ερμηνεύτηκαν στα σεισμικά δεδομένα.

6.2 ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΒΙΟΓΕΝΟΥΣ ΑΕΡΙΟΥ ΣΤΗ ΛΕΚΑΝΗ ΜΕΣΣΑΡΑΣ

Αποτελεί γεγονός ότι στα Νεογενή ιζήματα της λεκάνης της Μεσσαράς εμφανίζεται φυσικό αέριο. Το αέριο αυτό έχει εντοπιστεί σε υδρογεωτρήσεις της ανατολικής Μεσσαράς και η ανάλυση του παρουσιάζει χαρακτηριστικά βιογενούς προέλευσης (Pasadakis et al. 2009; 2012; Maravelis et al. 2016). Η βιογενής προέλευση του αερίου περιορίζει την αναζήτηση της προέλευσής του σε σχετικά ρηχά βάθη, συγκριτικά με την περίπτωση του θερμογενούς αερίου που κατά βάση η τροφοδοσία του αναζητείται σε μεγαλύτερα βάθη ακολουθώντας πιο πολύπλοκες διαδρομές μετανάστευσης μέχρις ότου παγιδευτεί στο πέτρωμα-ταμιευτήρα. Στην περίπτωση επομένως του βιογενούς αερίου είναι συχνό το φαινόμενο η ακολουθία των ιζημάτων που φέρει το αέριο να αποτελεί ταυτόχρονα και την πηγή του αερίου με μικρές διαδρομές μετανάστευσης.

Στα πλαίσια αυτής της θεώρησης, έγινε προσπάθεια ερμηνείας των εμφανίσεων βιογενούς αερίου στα Νεογενή ιζήματα της Μεσσαράς. Για την ερμηνεία αυτή εξετάζονται τα βασικά στοιχεία του απαρτίζουν την παρουσία πετρελαϊκού συστήματος στην περιοχή μελέτης και αναπτύσσονται στις επόμενες παραγράφους. Αυτά τα στοιχεία είναι:

- Πηγή οργανικού υλικού (source rock)
- Διαδρομές μετανάστευσης (migration paths)
- Πέτρωμα-ταμιευτήρας (reservoir rock)
- Πέτρωμα-μονωτής (sealing rock)
- Σύστημα παγίδευσης (trapping mechanism)
- Συγχρονισμός (timing)

Σημαντικό στοιχείο για την ερμηνεία του πετρελαϊκού συστήματος αποτέλεσε η διαθεσιμότητα των σεισμικών στοιχείων ανάκλασης. Τα σεισμικά ανάκλασης φανέρωσαν την υποεπιφανειακή δομή της λεκάνης της Μεσσαράς που αναπτύχθηκε στην προηγούμενη παράγραφο, και συνεπώς το πάχος της Νεογενούς ιζηματογενούς ακολουθίας. Αν και η γεωγραφική κάλυψη και η ποιότητα των σεισμικών δεδομένων δεν ήταν επαρκή για την πλήρη αποτύπωση των γεωμετρικών στοιχείων της λεκάνης, παρόλα αυτά οι σεισμικές τομές φανέρωσαν πάχος ιζημάτων της τάξεως των 1500m.

Η αναζήτηση περιοχών που φιλοξενούν ιζήματα ικανού πάχους που να έχουν ενταφιαστεί σε ικανό βάθος όπου να επικρατούν ικανές θερμοκρασιακές συνθήκες για τη μετατροπή του οργανικού υλικού σε αέριο βιογενούς προέλευσης, αποτελεί το αρχικό βήμα για την ερμηνεία. Τονίζεται όμως ότι στα πλαίσια της παρούσας διατριβής η ερμηνεία ήταν μόνο ποιοτική και όχι ποσοτική. Κάτι τέτοιο πρακτικώς σημαίνει ότι η ερμηνεία που παρουσιάζεται στην παρούσα διατριβή δίνει μια εξήγηση για την βεβαιωμένη εμφάνιση του βιογενούς αερίου, χωρίς όμως να απαντά το εύλογο ερώτημα του πόση είναι η ποσότητα του βιογενούς αερίου και να είναι εμπορικά εκμεταλλεύσιμο.

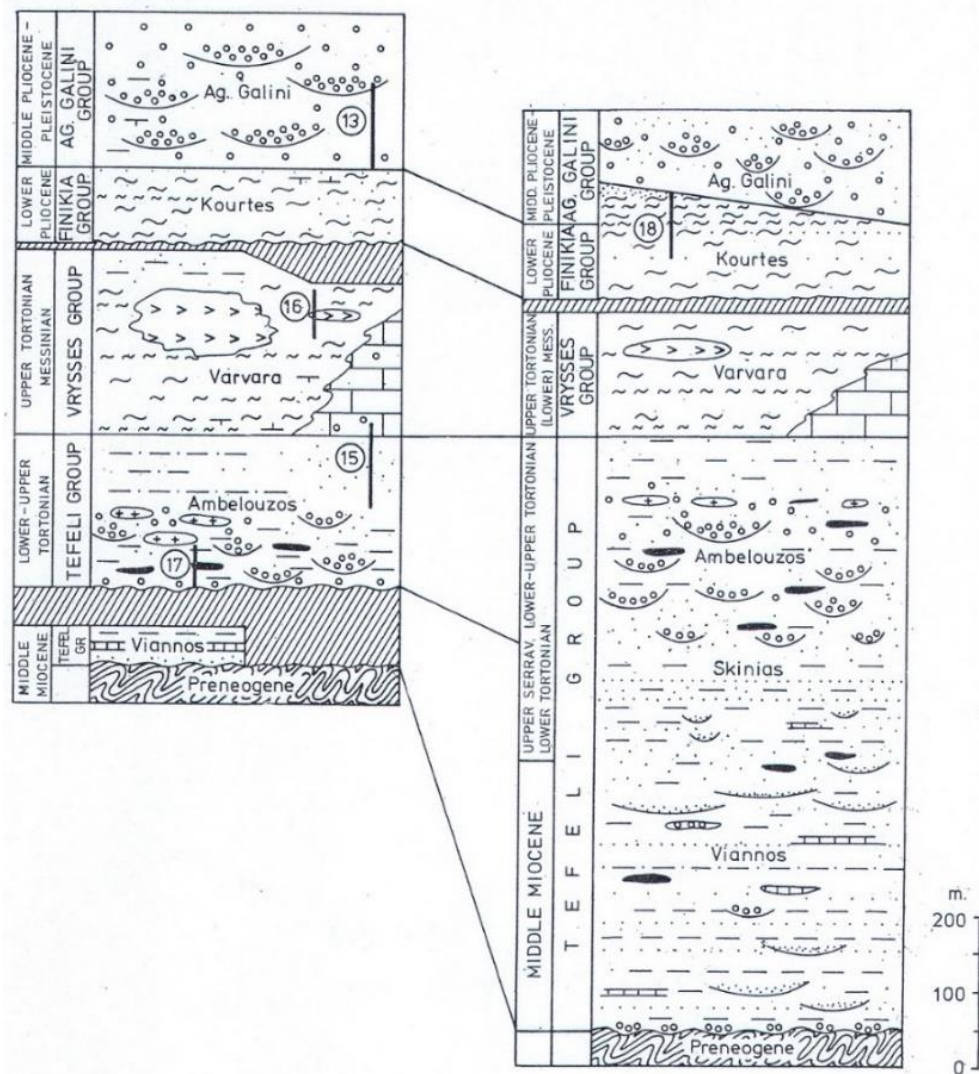
Αφενός, το πάχος των ιζημάτων της Νεογενούς ακολουθίας στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς, είναι σημαντικό για τις δυνητικές ποσότητες διαθέσιμου οργανικού υλικού που τα ιζήματα θα μπορούσαν να φέρουν. Αφετέρου, το βάθος ενταφιασμού των ιζημάτων είναι σημαντικό για την επικράτηση θερμοκρασιών μέχρι 80 °C που είναι το θερμοκρασιακό όριο για τη βακτηριδιακή διάσπαση του οργανικού υλικού (Shurr & Ridgley 2002; Clayton 1992). Τόσο το πάχος όσο και το βάθος φαίνονται ότι σε γενικές γραμμές πληρούν τις προϋποθέσεις δημιουργίας βιογενούς αερίου, όπως εξάλλου έχει διαπιστωθεί από τις υδρογεωτρήσεις τις περιοχής.

Με βάση τον χάρτη ισοβαθών του προ-Νεογενούς υποβάθρου (Εικόνα 5-12) το υπόκεντρο τη λεκάνης βρέθηκε στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης όπου και έχει αποθεθεί το μεγαλύτερο πάχος Νεογενών ιζημάτων. Τα πρώτα ιζήματα που αποτέθηκαν στην περιοχή αυτή ανήκουν στον παλαιότερο σχηματισμός της Βιάννου που αναμένεται να καταλαμβάνει τα βαθύτερα τμήματα, μαζί με τον αμέσως νεότερο σχηματισμό του Σκινιά. Ο σχηματισμός του Αμπελούζου καλύπτει το ρηχότερο τμήμα αυτής της ακολουθίας φθάνοντας μέχρι και την επιφάνεια (Εικόνα 5-6, Εικόνα 5-7 και Εικόνα 6-4).

Συνδυάζοντας τόσο τα αποτελέσματα της γεωχημικής ανάλυσης που έδειξαν ότι οι σχηματισμοί της Βιάννου και του Σκινιά περιέχουν το υψηλότερο ποσοστό οργανικού υλικού στα δείγματα που αναλύθηκαν που προσεγγίζει το 0,5% TOC, όσο και το γεγονός ότι καταλαμβάνουν τα βαθύτερα τμήματα και συνεπώς αναμένεται να έχουν φθάσει στην κορύφωση της βακτηριδιακής διάσπασης του οργανικού υλικού, συμπεραίνεται ότι στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης επικρατούν ευνοϊκές συνθήκες δημιουργίας βιογενούς αερίου.

Η διαδρομή μετανάστευσης του βιογενούς αερίου αναμένεται να ακολουθεί τη γενική στρώση των ιζημάτων (πλευρική μετανάστευση) και τις ρηξιγενείς ζώνες στις περιπτώσεις που δεν είναι αδιαπέρατα (κατακόρυφη μετανάστευση). Η γενική στρώση των Νεογενών ιζημάτων που παρατηρείται στην επιφάνεια του ανατολικού τμήματος της λεκάνης της Μεσσαράς είναι της τάξεως των 25° με διεύθυνση κλίσης NNA. Ερμηνεύοντας τη σεισμική τομή 2, δεν παρατηρείται κάποια

έντονη μεταβολή στη γενική κλίση των σεισμικών ανακλαστήρων και αυτό το στοιχείο αποτέλεσε το επιχείρημα για να προεκταθούν οι λιθοστρωματογραφικές ενότητες από την επιφάνεια προς το βάθος με την ίδια γενική κλίση (Εικόνα 6-4). Η ερμηνεία των σεισμικών δεν φανέρωσε ρήγματα στην περιοχή, χωρίς όμως να σημαίνει απαραίτητα ότι δεν υπάρχουν. Συνεπώς, η μετανάστευση του βιογενούς αερίου αναμένεται να έχει πραγματοποιηθεί κυρίως πλευρικά μέχρις ότου να παγιδευτεί στον ταμιευτήρα.



Εικόνα 6-3: Συνθετικές στρωματογραφικές στήλες του Νεογενούς χαρακτηριστικές του δυτικού τμήματος της λεκάνης της Μεσσαράς (αριστερή στήλη) και του ανατολικού τμήματος (δεξιά στήλη). Από Meulenkaamp et al., 1979.

Η μετανάστευση του αερίου ενδεχομένως να μην πραγματοποιείται σε μεγάλες αποστάσεις εξαιτίας του γεγονότος ότι απουσιάζουν από τις λιθοστρωματογραφικές ενότητες της Βιάννου και του Σκινιά, στις οποίες κυρίως αναμένεται να δημιουργείται το αέριο, εκτεταμένοι (διαπερατοί) ψαμμιτικοί ορίζοντες που θα επέτρεπαν τη μετανάστευση του αερίου σε μεγάλες αποστάσεις. Γενικότερα, οι

λιθοστρωματογραφικές περιγραφές των σχηματισμών που ανήκουν στην ομάδα του Τεφελίου (Βιάννου, Σκινιά και Αμπελούζου) αναφέρουν συχνές εναλλαγές λεπτομερών με αδρομερών αποθέσεων τόσο πλευρικά όσο και κατακόρυφα (Εικόνα 6-3). Ειδικά στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς, όπου η ομάδα του Τεφελίου είναι καλύτερα αναπτυγμένη, αναμένονται πολλαπλές εναλλαγές τέτοιου είδους (Meulenkamp et al., 1979). Συνεπώς, το αέριο αναμένεται να μεταναστεύει σε μικρές αποστάσεις προς τα ανάντι σε κατεύθυνση ΒΒΔ.

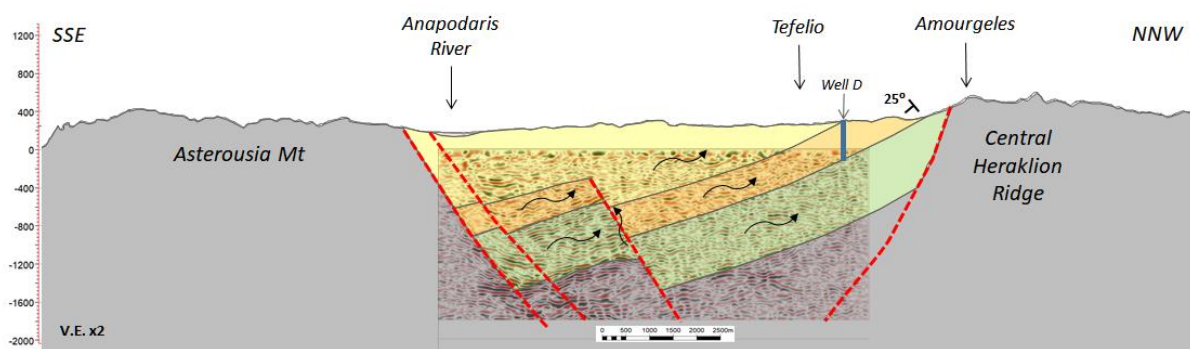
Με βάση τη λιθοστρωματογραφική περιγραφή των Meulenkamp et al. (1979), το ποσοστό των αδρομερών αποθέσεων είναι σχετικά περιορισμένο στις λιθοστρωματογραφικές ενότητες της Βιάννου και του Σκινιά. Αντιθέτως, στην ενότητα του Αμπελούζου κυριαρχούν οι ψαμμιτικές αποθέσεις (Εικόνα 6-3). Η κατάσταση αυτή θα εξηγούσε την παρουσία ψαμμιτικών ταμιευτήρων μικρών διαστάσεων για τις ενότητες της Βιάννου και του Σκινιά. Στην περίπτωση που το βιογενές αέριο έβρισκε μακρινές διαδρομές μετανάστευσης που θα του επέτρεπαν να προσεγγίσει την ενότητα του Αμπελούζου, τότε θα μπορούσε κανείς να ισχυριστεί την παρουσία μεγαλύτερων ταμιευτήρων που θα φιλοξενούσαν μεγαλύτερες ποσότητες βιογενούς αερίου σε μικρότερα βάθη. Αυτή η πιθανότητα βεβαίως υπό την αίρεση ότι θα υπήρχε και ο κατάλληλος μηχανισμός παγίδευσης γύρω από τον ταμιευτήρα.

Οι πολλαπλές λιθολογικές μεταβολές αυξάνουν τις πιθανότητες παρουσίας στρωματογραφικής παγίδας γύρω από τον ταμιευτήρα. Με τον όρο στρωματογραφική παγίδα νοείται η δημιουργία φραγμού στη μετανάστευση του αερίου που επιτυγχάνεται από τις τοπικές μεταβολές των αποθετικών υποπεριβαλλόντων, που με τη σειρά τους δημιουργούν αποθέσεις διαφορετικής κοκκομετρίας. Οι αποθέσεις διαφορετικής κοκκομετρίας μετατρέπονται με τη διαγένεση σε διαφορετικές λιθολογίες. Συνεπώς, οι λιθολογικές μεταβολές θα μπορούσαν να αποτελέσουν στρωματογραφικές παγίδες υπό κατάλληλες προϋποθέσεις. Ειδικά στις ενότητες της Βιάννου και του Σκινιά όπου επικρατούν οι λεπτομερείς/αργιλλικές αποθέσεις, επειδή είναι ποσοστιαία περισσότερες από τις αδρομερείς αποθέσεις, η πιθανότητα ύπαρξης στρωματογραφικής παγίδας είναι μεγαλύτερη. Με βάση τη λιθοστρωματογραφική περιγραφή των Meulenkamp et al. (1979), αναμένονται λιθολογικές μεταβολές και στους τρεις λιθοστρωματογραφικούς σχηματισμούς της Ομάδας του Τεφελίου και συνεπώς οι ύπαρξη στρωματογραφικών παγίδων.

Για τον καθορισμό του πετρελαϊκού συστήματος μιας περιοχής σημαντικό στοιχείο και ο συγχρονισμός (timing) των επιμέρους στοιχείων του. Δηλαδή, ότι η μετανάστευση του υδρογονάνθρακα έλαβε χώρα αφότου είχαν ήδη αποτεθεί τα ταμιευτήρια και μονωτήρια πετρώματα που αποτελούν τη στρωματογραφική παγίδα. Η χρονική στιγμή που ξεκινά η μετανάστευση είναι γνωστή ως κρίσιμο σημείο (critical moment/point). Για τον καθορισμό του κρίσιμου σημείου και

γενικότερα του πετρελαϊκού συστήματος ένα χρήσιμο βήμα είναι η ανάλυση της ιζηματογενούς λεκάνης (Basin analysis) και η θερμική προσομοίωση (Thermal modelling) της λεκάνης. Στην περίπτωση του βιογενούς αερίου ο καθορισμός αυτός είναι απλούστερος αφού το πετρελαϊκό σύστημα βρίσκεται συνήθως στην ίδια ιζηματολογική ακολουθία ή η πηγή βρίσκεται πλησίον της παγίδας. Επιπλέον, το θερμοκρασιακό εύρος στο οποίο διασπάται το οργανικό υλικό και παράγεται το αέριο επιτυγχάνεται σε μικρότερα βάθη συγκριτικά με το θερμογενές αέριο. Το βάθος αυτό εξαρτάται από τη γεωθερμική βαθμίδα κάθε περιοχής. Έχοντας υπόψη ότι η μέγιστη τιμή θερμοκρασίας που λαμβάνει χώρα η μικροβιακή διάσπαση του οργανικού υλικού είναι οι 80°C, σε μεγάλες μεγαλύτερες γεωθερμικές βαθμίδες το βάθος στο οποίο η θερμοκρασία προσεγγίζει αυτό το όριο είναι ρηχότερα από τις περιπτώσεις με μικρότερη γεωθερμική βαθμίδα.

Όλα τα παραπάνω αποτυπώνονται σε τομή στην Εικόνα 6-4. Σε αυτή τη τομή αποτυπώνονται όλα τα στοιχεία που συνιστούν το πετρελαϊκό (βιογενούς αερίου) σύστημα στην εν λόγω περιοχή. Η τομή αυτή θα πρέπει να θεωρηθεί ως αντιπροσωπευτική μόνο του ανατολικού τμήματος της λεκάνης της Μεσσαράς, όπου με βάση τα διαθέσιμα στοιχεία βρίσκεται και το μεγαλύτερο πάχος Νεογενών ιζημάτων. Εκεί εξάλλου έχουν αναφερθεί και οι περισσότερες περιπτώσεις εύρεσης ρηχού βιογενούς αερίου.



Εικόνα 6-4: Γεωσεισμική τομή επί της σεισμικής τομής 2. Με γκρι χρώμα αποτυπώνεται το Προνεογενές υπόβαθρο. Με πράσινο, πορτοκαλί και κίτρινο χρώμα αποτυπώνονται οι λιθοστρωματογραφικές ενότητες της Βιάννου, του Σκινιά και του Αμπελούζου αντίστοιχα. Οι κλίσεις των ενοτήτων ακολουθούν τις επιφανειακές μετρήσεις γωνίας και διεύθυνσης μέγιστης κλίσης. Τα μαύρα βέλη αντιπροσωπεύουν την προτεινόμενη γενική διεύθυνση μετανάστευσης του παραγόμενου βιογενούς αερίου κυρίως από τις ενότητες της Βιάννου και του Σκινιά οι οποίες φέρουν τα μεγαλύτερα ποσοστά συνολικού οργανικού άνθρακα (TOC%). Κατακόρυφη κλίμακα μεγεθυμένη x2.

Θα πρέπει να σημειωθεί στο σημείο αυτό ότι το γεγονός πως οι εμφανίσεις βιογενούς αερίου περιορίζονται κυρίως στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης, δε συνεπάγεται αυτομάτως ότι δεν υπάρχουν πουθενά αλλού στη λεκάνη της Μεσσαράς. Κι ενώ το κεντρικό τμήμα της λεκάνης παρουσιάζει μικρότερες πιθανότητες γένεσης βιογενούς αερίου ένεκα του μικρότερου βάθους που

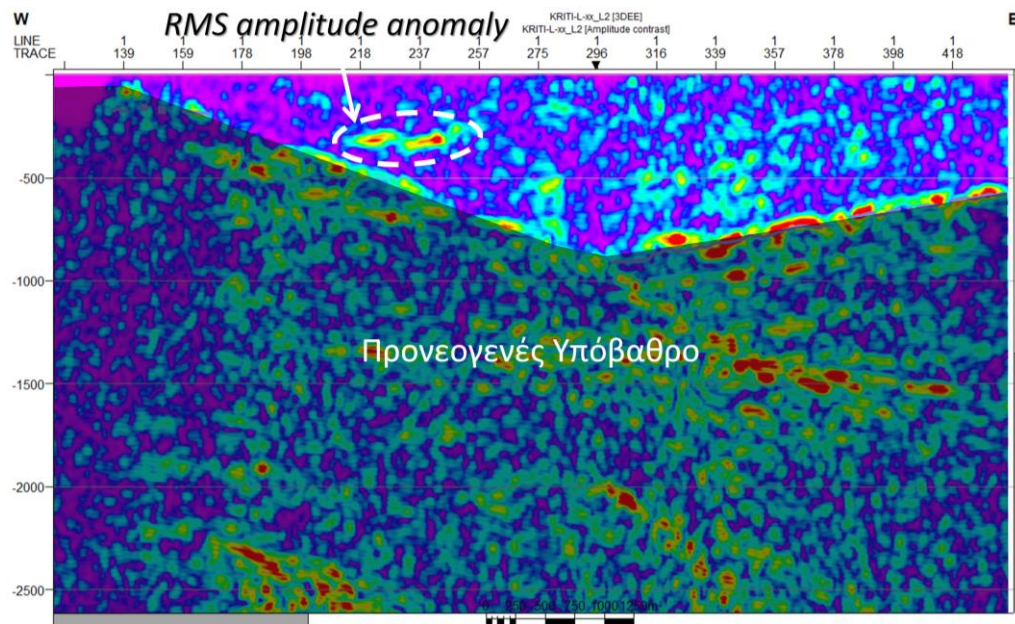
παρουσιάζει, το δυτικό τμήμα της λεκάνης (δυτικότερα του υβώματος της Φαιστού) παρουσιάζει παραπλήσια πάχη νεογενών ιζημάτων με αυτά του ανατολικού τμήματος.

Παλαιογεωγραφικά, οι ίδιες λιθοστρωματογραφικές ενότητες που απαντώνται στο ανατολικό τμήμα αλλάζουν χαρακτηριστικά καθώς εξελίσσονται προς τα δυτικά και νότια σε διαφορετικά περιβάλλοντα. Χαρακτηριστικοί είναι οι παλαιογεωγραφικοί χάρτες που παρουσιάζονται στο τέλος του Κεφαλαίου 3. Κατά τη διάρκεια του Σερραβάλλιου-Τορτονίου η περιοχή του Τυμπακίου αποτελούσε μεταβατική ζώνη μεταξύ των ποταμο-λιμναίων αποθέσεων της Βιάννου και των αποθέσεων βαθιάς θάλασσας που εντοπίζονται στο νησί της Γαύδου (Van Hinsbergen & Meulenkamp 2006). Τα ιζήματα του Τορτονίου της Γαύδου επίσης παρουσιάζουν αυξημένες τιμές συνολικού οργανικού άνθρακα (TOC %) που τα καθιστούν ικανά πετρώματα για γένεση υδρογονανθράκων (Pyliotis *et al.* 2013). Παρά το γεγονός ότι τα συγκεκριμένα δείγματα που αναλύθηκαν είναι θερμικά ανώριμα, η πιθανότητα πετρελαιογένεσης από αυτά τα ιζήματα θα πρέπει να αναζητηθεί είτε σε περιοχές όπου τα αντίστοιχα ιζήματα έχουν φτάσει σε μεγαλύτερα βάθη ενταφιασμού ικανά για γένεση αερίου ή πετρελαίου θερμογενούς προέλευσης (Pyliotis *et al.* 2013; Zelilidis *et al.* 2016), είτε σε αντίστοιχη περίπτωση με αυτή του ανατολικού τμήματος της λεκάνης της Μεσσαράς γένεσης ρηχού βιογενούς αερίου.

Δυστυχώς, τα διαθέσιμα δεδομένα και η γεωγραφική κάλυψη του 3Δ γεωλογικού ομοιώματος δεν ήταν επαρκή για να προταθεί μια συγκεκριμένη θεώρηση για αυτού του τύπου γένεσης υδρογονανθράκων, όπως προτάθηκε παραπάνω για το ανατολικό τμήμα της Μεσσαράς.

Ένα τελευταίο σημείο που σχολιάζεται στην ενότητα αυτή είναι η χρήση σεισμικών ιδιοτήτων (seismic attributes) στις διαθέσιμες σεισμικές τομές. Γενικότερα, στη βιομηχανία υδρογονανθράκων, ένας συνηθισμένος τρόπος εντοπισμού πιθανών ταμειυτήρων που φιλοξενούν αέριο είναι η χρήση σεισμικών ιδιοτήτων (seismic attributes) επί των διαθέσιμων σεισμικών τομών με τη χρήση εξειδικευμένων λογισμικών πακέτων, όπως και του Petrel. Ο εντοπισμός γίνεται ακόμα ευκολότερος όταν το βάθος διασκόπησης είναι σχετικά μικρό οπότε αναμένεται τα σεισμικά δεδομένα να έχουν μεγαλύτερη διακριτική ικανότητα. Οι σεισμικές ανωμαλίες αποτελούν ένδειξη παρουσίας πορώδων (π.χ. ψαμμιτικών) σχηματισμών που θα μπορούσαν να φέρουν υδρογονάνθρακες. Οι προϋποθέσεις αυτές είναι ιδανικές για την περίπτωση της εντοπισμού στη λεκάνη της Μεσσαράς. Η απόπειρα αυτή έγινε και στα σεισμικά δεδομένα της Μεσσαράς χωρίς δυστυχώς αποτέλεσμα. Το αποτέλεσμα αυτό θα μπορούσε να αποδοθεί είτε στη χαμηλή ποιότητα των σεισμικών δεδομένων είτε στην απουσία ταμειυτήρα αερίου στην περιοχή από την οποία διέρχονται οι σεισμικές τομές 2 & 3 (Εικόνα 6-5). Ενδεικτικά και μόνο αναφέρεται η RMS σεισμική ανωμαλία στην Εικόνα 6-5 που βρίσκεται σε βάθος διπλής διαδρομής (TWT) περίπου 300ms. Δυστυχώς δεν υπάρχει πυκνότερο δίκτυο σεισμικών

γραμμών που να διέρχεται από την ίδια ανωμαλία προκειμένου να διασταυρωθεί από δυο διαφορετικές σεισμικές γραμμές και να εκτιμηθεί η έκταση της ανωμαλίας.



Εικόνα 6-5: Παράδειγμα RMS ανωμαλίας στη Σεισμική τομή 2. Το τμήμα που έχει σκιαστεί με σκούρο χρώμα είναι το Προνεογενές υπόβαθρο. Το υπόλοιπο ανώτερο τμήμα της τομής αποτελείται από τις Νεογενείς αποθέσεις όπου ενδεικτικά παρουσιάζεται η εντονότερη ανωμαλία πλάτους κύματος (amplitude) RMS που θα μπορούσε να αποδοθεί σε ταμιευτήρες που φέρουν αέριο.

6.3 ΥΠΟΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΕΛΕΥΘΕΡΟΥ ΥΔΡΟΦΟΡΟΥ ΤΗΣ ΥΠΟ-ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΥΜΠΑΚΙΟΥ

Τα διαθέσιμα στοιχεία στην υπολεκάνη του Τυμπακίου ήταν διαφορετικά σε πλήθος και κλίμακα διασκόπησης συγκριτικά με αυτά της λεκάνης της Μεσσαράς. Τα στοιχεία αυτά ήταν επαρκή για την κατασκευή του 3D γεωλογικού ομοιώματος της Πλειο-τεταρτογενούς ενότητας του Τυμπακίου που φιλοξενεί τον ελεύθερο αλλουβιακό υδροφόρο. Η ερμηνεία των δεδομένων κι συνεπώς και η έκταση του γεωλογικού ομοιώματος περιορίζεται στο κεντρικό και νότιο (παράκτιο) τμήμα της υπολεκάνης του Τυμπακίου. Το 3D γεωλογικό ομοίωμα αποτελεί ένα χρήσιμο εργαλείο για την τήρηση της γεωχωρικής βάσης δεδομένων της περιοχής και να αποτυπώσει το πλήθος των δεδομένων εύκολα και με κατανοητό τρόπο. Το μεγαλύτερο πλεονέκτημα όμως είναι η χωρική επεξεργασία των δεδομένων και η εξαγωγή χαρτών με ποσοτικά χαρακτηριστικά που βοηθούν στην καλύτερη κατανόηση και εκτίμηση της συμπεριφοράς του υδροφορέα.

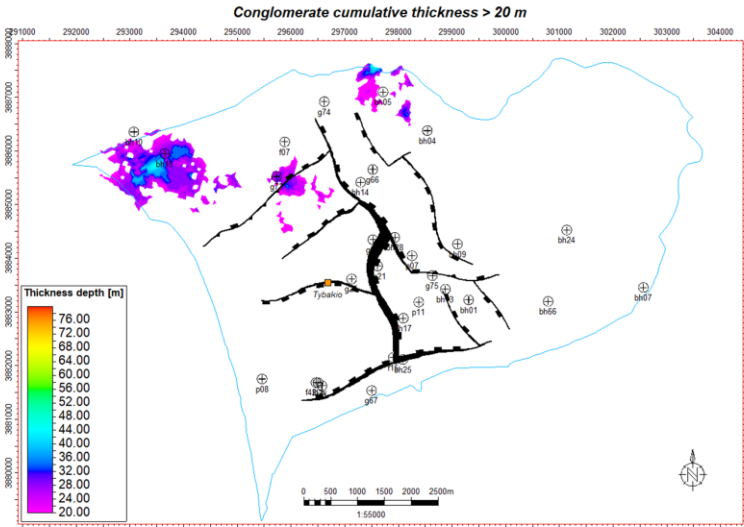
Το 3D γεωλογικό ομοίωμα του Τυμπακίου που παρουσιάζεται σε αυτή τη διατριβή βασίστηκε στις λιθολογικές περιγραφές υδρογεωτρήσεων και σε ηλεκτρικές/ηλεκτρομαγνητικές μετρήσεις πεδίου.

Τα δεδομένα χρησίμευσαν στην ερμηνεία πιθανών ρηγμάτων, στην ερμηνεία της οροφής του Νεογενούς και επιπλέον στη χωρική κατανομή των λιθολογικών και ηλεκτρικών ιδιοτήτων. Το τελικό 3D γεωλογικό ομοίωμα έδωσε τη δυνατότητα κατασκευής χαρτών και 3D απεικονίσεων εφαρμόζοντας φίλτρα/κριτήρια επικεντρώνοντας σε συγκεκριμένες πληροφορίες της βάσης δεδομένων. Η απεικόνισής αυτές είναι ιδιαίτερα χρήσιμες για την κατανόηση της χωρικής κατανομής συγκεκριμένων στοιχείων του υπόγειου υδροφορέα.

Η 3D γεωλογική προσομοίωση βοήθησε στην ερμηνεία 12 πιθανών ρηγμάτων διεύθυνσης BBD-NNa και ABA-ΔNΔ (Εικόνα 5-26 & 5-28). Παρόμοια διεύθυνση έχουν και οι κύριες ρηξιγενείς δομές που έχουν ερμηνευτεί στην ευρύτερη περιοχή (Kokinou et al. 2012). Συγκεκριμένα στη λεκάνη του Τυμπακίου, η διεύθυνση των ρηγμάτων που είχε ερμηνευτεί στο κεντρικό τμήμα της ήταν η BBD-NNa (FAO 1972; Peterek and Schwarze 2004; Paritsis 2005). Τα ερμηνευμένα ρήγματα ΔBΔ-ANa διεύθυνσης αφορούν κυρίως τα όρια της λεκάνης τα οποία έχουν διαμορφώσει και το σημερινό σχήμα της (π.χ. το ύβωμα της Φαιστού).

Με βάση την κατανομή των πιθανών ρηγμάτων, μπορούμε να παρατηρήσουμε δύο στοιχεία. Το πρώτο είναι το ενδολεκανικό ύβωμα στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης κάτω από την κωμόπολη του Τυμπακίου. Το ύβωμα αυτό φέρνει τις νεογενείς αποθέσεις σε ρηχότερα βάθη της τάξεως των 60 m, κάτι το οποίο δεν ήταν εμφανές από την επιφανειακή γεωλογία ούτε είχε αναφερθεί προηγουμένως από άλλες εργασίες. Το δεύτερο είναι η επιμήκης ταπείνωση διεύθυνσης BΔ-NA βορείως του Τυμπακίου η οποία φιλοξενεί μεγάλο πάχος Πλειο-Τεταρτογενών αποθέσεων (Εικόνα 5-30). Το βαθύτερο τμήμα βρίσκεται στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης, χωρίς όμως να μπορούμε να αποτυπώσουμε το βορειότερο τμήμα της λεκάνης εξαιτίας περιορισμού των δεδομένων. Συνεπώς, το πάχος των Πλειο-Τεταρτογενών αποθέσεων αναμένεται να είναι μεγαλύτερο στο ανατολικό και βόρειο κομμάτι της λεκάνης που προκύπτει από το συνδυασμό της βάθυνσης του Νεογενούς ορίζοντα και του μεγαλύτερου ανάγλυφου που προκύπτει από τις παχύτερες Πλειο-Τεταρτογενείς αποθέσεις που τροφοδοτούνται από τα ΒΑ.

Η κατανομή αυτή έχει άμεση σύνδεση και με την κατανομή του αλλουβιακού υδροφόρου της λεκάνης του Τυμπακίου και κατ' επέκταση και με τη συμπεριφορά του. Με βάση αυτά που περιγράφηκαν στην προηγούμενη παράγραφο, η μεγαλύτερη αποθηκευτικότητα νερού αναμένεται στα μεγαλύτερα πάχη των Πλειο-Τεταρτογενών αποθέσεων στα ανατολικά και βόρεια του Τυμπακίου. Το ενδολεκανικό ύβωμα αναμένεται να λειτουργεί ως φυσικός φραγμός ροής εκτρέποντας της ροή γύρω από αυτό αφού οι αδιαπέρατοι Νεογενείς σχηματισμοί έχουν φτάσει σε μικρά βάθη.



Κεφάλαιο 6 | 221

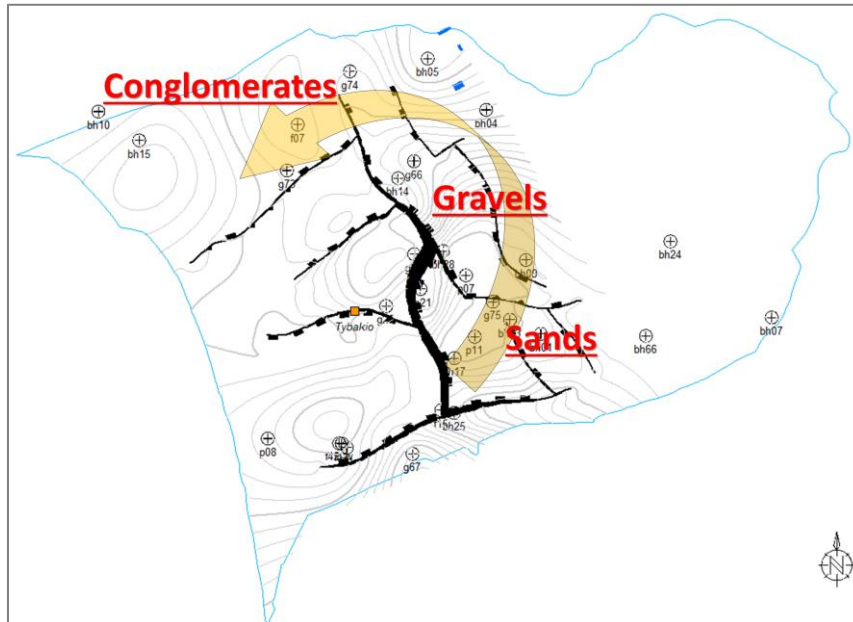
Πέρα από τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της λεκάνης, η 3D γεωλογική προσομοίωση αποτύπωσε και τα ποιοτικά χαρακτηριστικά των κλαστικών αποθέσεων που απαρτίζουν τον υδροφορέα του Τυμπακίου. Όπως αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 5, τα ποιοτικά χαρακτηριστικά βασίζονται στις λιθολογικές περιγραφές των γεωτρήσεων και τις ηλεκτρικές γεωφυσικές διασκοπήσεις σε σταθμούς μετρήσεων που κάλυπταν το μεγαλύτερο τμήμα της λεκάνης.

Η χρήση των τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είχε διπλό στόχο. Ο πρώτος στόχος ήταν η σύνδεση των τιμών ηλεκτρική αντίστασης με συγκεκριμένους λιθολογικούς/λιθοστρωματογραφικούς τύπους που βοήθησε στην μετατροπή/ερμηνεία των πολλών τιμών ηλεκτρικής αντίστασης σε λιθο-ηλεκτρικούς τύπους. Με αυτόν τον τρόπο προεκτάθηκαν (Interpolation/extrapolation) οι σημειακές λιθολογικές/λιθοστρωματογραφικές περιγραφές των γεωτρήσεων σε μεγαλύτερη έκταση. Βεβαίως, η προέκταση αυτή ενέχει την αβεβαιότητα της ακρίβειας του συνδυασμού των ηλεκτρικών τιμών με τους λιθο-στρωματογραφικούς τύπους. Η αβεβαιότητα αυτή αναμένεται να έχει μεγαλύτερη επίδραση όσο απομακρυνόμαστε από τα σημεία όπου υπάρχουν δεδομένα και όταν η μελέτη επικεντρώνεται σε πολύ μικρές περιοχές της λεκάνης καθώς είναι θεωρητικά αδύνατη η ακριβής αποτύπωση της πραγματικότητας σε περιοχές που αναλογικά καλύπτονται από λίγα δεδομένα. Αντιθέτως, σε κλίμακα λεκάνης η πυκνότητα των δεδομένων θεωρείται ικανοποιητική για να αποτυπώσει τη γενική κατανομή σε ολόκληρη την έκταση του υδροφόρου (Εικόνα 5-38). Στις κατανομές αυτές, χρησιμοποιούταν πάντοτε η θεώρηση ότι η τροφοδοσία των Πλειο-τεταρτογενών ιζημάτων γινόταν από τα ΒΑ, και συνεπώς παρουσιάζεται η αντίστοιχη χωρική συσχέτιση με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Επισημαίνεται δε, ότι οι αποτυπώσεις αυτές αποτελούν μία από τις άπειρες τυχαίες χωρικές κατανομές που τηρούν τα αρχικά δεδομένα.

Με την κατασκευή του 3D γεωλογικού ομοιώματος γίνεται εύκολη η απομόνωση των περιοχών που παρουσιάζουν τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης αντίστοιχες των λιθολογικών ομάδων που παρουσιάστηκαν στο Κεφάλαιο 5 (Εικόνες 5-4 & 5-5). Τέτοιου είδους αποτυπώσεις παρουσιάζονται στην Εικόνα 6-6. Εκεί διαχωρίστηκαν και χωροθετήθηκαν οι περιοχές του ομοιώματος με τιμές 52-140 Ω.m (Κροκαλοπαγές και κροκάλες/χάλικες), και με τιμές 38-50 Ω.m (Άμμοι). Οι χάρτες αυτοί αφορούν μόνο τις Πλειο-τεταρτογενείς αποθέσεις και τις περιοχές όπου οι τιμές αυτές παρουσιάζουν συνολικό πάχος μεγαλύτερο των 20m. Παρατηρώντας αυτούς τους χάρτες αξίζει να γίνουν οι εξής παρατηρήσεις (Εικόνα 6-7):

- Όλες οι ζώνες κατανέμονται περίξ του ενδολεκανικού υβώματος του Τυμπακίου.
- Οι αμμώδεις αποθέσεις καταλαμβάνουν κυρίως τις Α και ΒΑ περιοχές του ομοιώματος ενώ απουσιάζουν εκτεταμένες παχιές (συνολικού πάχους άνω των 20m) αμμώδεις αποθέσεις στο παράκτιο ΝΔ τμήμα του μοντέλου.

- Οι αποθέσεις κροκάλων/χαλίκων εντοπίζονται βόρεια του ενδολεκανικού υβώματος του Τυμπακίου.
- Οι κροκαλοπαγείς αποθέσεις εντοπίζονται μόνο στο ΒΔ άκρο του ομοιώματος, που ενδεχομένως να συνδέονται και με τις επιφανειακές εμφανίσεις των κροκαλοπαγών αποθέσεων του σχηματισμού της Αγία Γαλήνης.

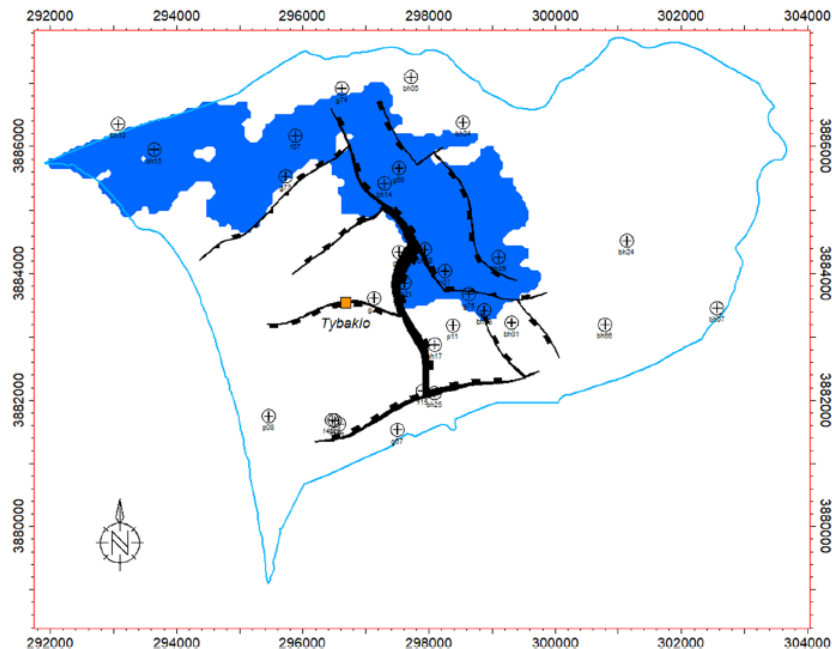


Εικόνα 6-7: Ερμηνεία των χαρτών της Εικόνα 6-6. Το βέλος υποδεικνύει τη διεύθυνση κατά την οποία παρατηρείται αύξηση του κοκκομετρικού μεγέθους των αποθέσεων του Πλειο-τεταρτογενούς. Η περιοχή στη αρχή του βέλους χαρακτηρίζεται από και οι αργιλλο-πηλινικές αποθέσεις εξαιρούνται. Η ερμηνεία αυτή αφορά πάχη αποθέσεων άνω των 20m.

Ο δεύτερος στόχος ήταν η ανεύρεση των ζωνών που φέρουν υπόγειο νερό. Η παρουσία νερού εντός των σχηματισμών ρίχνει αισθητά την ηλεκτρική αντίσταση του σχηματισμού. Αξίζει να σημειωθεί ότι η περιοχή πλήττεται από φαινόμενα υφαλμύρινσης λόγω της υπεράντλησης του υπόγειου υδροφορέα, αλλά με τα υπάρχοντα δεδομένα δεν μπορούσε να γίνει διάκριση μεταξύ γλυκού και υφάλμυρου νερού. Η παρουσία φαινομένων υφαλμύρινσης συνάγεται από την εγγύτητα των ζωνών αυτών στο παράκτιο μέτωπο. Γενικότερα, οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε σχηματισμούς που φέρουν νερό είναι μικρότερες το 5 Ω.m. Με δεδομένο ότι κατά τη αντιστοίχιση των τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με λιθολογικούς τύπους, αποδόθηκε στις αργιλλικές αποθέσεις τιμές αντίστασης άνω των 4 Ω.m, στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιείται η τιμή των 2 Ω.m ως το ανώτατο όριο για να χαρακτηριστεί μια ζώνη ως σχηματισμός που φέρει νερό.

Με την κατασκευή του 3D γεωλογικού ομοιώματος γίνεται εύκολη η απομόνωση των ζωνών με τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης μικρότερη των 2 Ω.m (Εικόνα 6-8). Σε αυτήν την αποτύπωση

παρουσιάζεται μία ζώνη που αντιπροσωπεύει τα κελιά του 3Δ γεωλογικού ομοιώματος που έχουν τιμές μικρότερες από 2 Ω.m και είναι συνδεδεμένες μεταξύ τους. Η ζώνη αυτή διατρέχει το 3Δ γεωλογικό ομοίωμα από το ΒΔ άκρο περίξ του ενδολεκανικού υβώματος μέχρι την ανατολική περιοχή του ομοιώματος. Βεβαίως η απεικόνιση αυτή δεν σημαίνει ότι δεν υπάρχει πουθενά αλλού υπόγεια υδροφορία, αλλά ότι η ζώνη αυτή παρουσιάζει τη μεγαλύτερη πιθανότητα για την εύρεση παχιών σχηματισμών κορεσμένων σε νερό.



Εικόνα 6-8: Περιοχή όπου εμφανίζονται τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης μικρότερης των 2 Ω.m που θεωρείται αντιπροσωπευτική των σχηματισμών που φέρουν υπόγειο νερό (είτε γλυκό είτε υφάλμυρο). Παρουσιάζονται μόνο οι περιοχές που είναι συνδεδεμένες μεταξύ τους. Η ζώνη αυτή αναφέρεται μόνο στην ενότητα των Πλειο-τεταρτογενών.

Αναφορικά με την υφαλμύριση στην παράκτια ζώνη, η παρουσία τιμών περί των 2 Ω.m μπορούν να αποδοθούν στην παρουσία φαινομένων υφαλμύρισης. Από την Εικόνα 6-8 φαίνεται ότι η περιοχή που πλήττεται από τέτοιου είδους φαινόμενα είναι το βόρειο τμήμα της ακτογραμμής με το κεντρικό και το νότιο να είναι ανεπηρέαστο. Αυτό το συμπέρασμα είναι σε συμφωνία με τους Vafidis et al. (2013) και Kourgialas et al. (2016) οι οποίοι έχουν εντοπίσει ότι η υφαλμύριση παρατηρείται μόνο στο βόρειο τμήμα της ακτογραμμής. Πιθανές εξηγήσεις για την απουσία του φαινομένου αυτού από το κεντρικό τμήμα είναι η παρουσία του ενδολεκανικού υβώματος που απαρτίζεται από τις αδιαπέρατες μάργες του Νεογενούς και από το νότιο τμήμα η συνεχής τροφοδοσία με γλυκό νερό από τον ποταμό Γεροπόταμο.

6.4 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ 6

- Clayton, C., 1992. Source volumetrics of biogenic gas generation. In: Vially, R. (ed.). *Bacterial Gas*. Paris, Editions Technip, 191-204
- FAO: Study of the water resources and their exploitation for irrigation in eastern Crete – Greece. Drillings and pumping tests in Messara AGL:SF/GRE 17/31 tech. rep. 26, UNDP, Iraklio (1972).
- Kokinou E., Alves T.M., Kamperis E., 2012. Structural decoupling on a convergent forearc setting (Southern Crete, Eastern Mediterranean). *Geological Society of America Bulletin* 124 (7/8), pp. 1352–1364 DOI:10.1130/B30492.1
- Kourgialas N., Dokou Z., Karatzas G.P., Panagopoulos G., Souplos P., Vafidis A., Manoutsoglou E., Schafmeister M., 2016. Saltwater intrusion in an irrigated agricultural area: combining density-dependent modeling and geophysical methods. *Environ Earth Sci*, 75:15, DOI 10.1007/s12665-015-4856-y.
- Maravelis A., Panagopoulos G., Piliotis I., Pasadakis N., Manoutsoglou E., Zelilidis A., 2016. Pre-Messinian (sub-salt) source rock potential on back-stop basins of the hellenic trench system (Messara Basin, Central Crete, Greece). *Issue Oil Gas Sci. Technol. – RevIFP Energies nouvelles* V.71, pp. 1–16.
- Meulenkamp J.E., Dermitzakis, M., Georgiadou-Nikeoulia E., Jonkers H.A., Boger H., 1979. Field guide to the Neogene of Crete. In: N. Symeonidis, D. Papanikolaou & M. Dermitzakis (eds.) *Publications of the Department of Geology and Paleontology, University of Athens. Series A*, vol 32, pp.1–32.
- Paritsis S.N., 2005. Simulation of seawater intrusion into the Tymbakion aquifer, South Central Crete, Greece. Report within MEDIS project, Study implemented on behalf of the Department of Management of Water Resources of the Region of Crete. Heraklion, Crete, Greece.
- Pasadakis N., Manoutsoglou E., Zelilidis A., Lic M., 2009. Source rock geochemical study of shallow biogenic methane accumulations in Crete (Greece) island. 24th International Meeting on Organic Geochemistry. September 6 –11, Bremen, Germany, 466.
- Pasadakis N., Dagounaki V., Chamilaki E., Vafeidis A., Zelilidis A., Piliotis I., Panagopoulos G., Manoutsoglou E., 2012. Organic geochemical evaluation of neogene formations in Messara

- (Heraklion, Crete) basin as source rocks of biogenetic methane. *Mineral Wealth*, v. 166, pp. 7–26.
- Peterek A. Schwarze J., 2004. Architecture and late pliocene to recent evolution of outer-arc basins of the Hellenic subduction zone (south-central Crete, Greece). *J. Geodyn.*, 38, pp. 19–55.
- Pyliotis I., Zelilidis A., Pasadakis N., Panagopoulos G., Manoutsoglou E., 2013. Source rock potential of the late Miocene Metochia formation of Gavdos island, Greece. *Bull Geol Soc Greece*, XLVII, 2, pp. 871–879.
- Shurr W.G., Ridgley L.J., 2002. *Unconventional Shallow Biogenic Gas Systems*. AAPG.
- Vafidis A., Andronikidis N., Hamdan H., Kritikakis G., Economou N., Panagopoulos G., Souplos P., Steiakakis E., Manoutsoglou E., 2013. The CLEARWATER project: preliminary results from the geophysical survey in Tympaki, Crete, Greece. *Proceedings of the 13th International Congress, Chania, Sept. 2013. Bulletin of the Geological Society of Greece*, vol. XLVII 2013, No. 3, pp.1338-1344.
- van Hinsbergen, D.J.J.; Meulenkamp, J.E.: Neogene supradetachment basin development on Crete (Greece) during exhumation of the South Aegean core complex. *Basin Res.*, 18, pp. 103–124.
- Zelilidis A., Tserolas P., Chamilaki E., Pasadakis N., Kostopoulou S., Maravelis A.G., 2016. Hydrocarbon prospectivity in the Hellenic trench system: organic geochemistry and source rock potential of upper Miocene-lower Pliocene successions in the eastern Crete Island. Greece. *Intr. J. Earth Sci.*, 105, pp. 1859–1878.

Κεφάλαιο 7

7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ.....	228
7.1 Συμπεράσματα	228
7.1.1 3D Γεωλογική Προσομοίωση	228
7.1.2 Υποεπιφανειακή Δομή της Λεκάνης Μεσσαράς.....	229
7.1.3 Εμφανίσεις Βιογενούς Αερίου στη Λεκάνη Μεσσαράς	230
7.1.4 Υπο-λεκάνη Τυμπακίου.....	232
7.2 Προτάσεις	233
7.3 Βιβλιογραφία Κεφαλαίου 7	236

7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

7.1 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η παρούσα διατριβή πραγματεύτηκε τη 3Δ γεωλογική προσομοίωση της λεκάνης της Μεσσαράς με διττό σκοπό. Αφενός, την ανάδειξη της χρησιμότητας της 3Δ γεωλογικής προσομοίωσης ως εργαλείου για τη λεπτομερέστερη αποτύπωση και ακριβέστερη ερμηνεία των υποεπιφανειακών δομών, αφετέρου τη δημιουργία του 3Δ γεωλογικού ομοιώματος της λεκάνης της Μεσσαράς ως υπόθεση εργασίας. Τα συμπεράσματα δε που προέκυψαν από το 3Δ γεωλογικό ομοίωμα της Μεσσαράς αποτέλεσαν έμπρακτη υποστήριξη της χρησιμότητας κατασκευής 3Δ γεωλογικών ομοιωμάτων.

Όπως αναπτύχθηκε στα αντίστοιχα κεφάλαια, τα συμπεράσματα που προέκυψαν από τη 3Δ γεωλογική προσομοίωση της λεκάνης της Μεσσαράς αφορούν 1) στη διερεύνηση ύπαρξης των επιμέρους στοιχείων που απαρτίζουν το «πετρελαϊκό σύστημα» (petroleum system) γένεσης και παγίδευσης βιογενούς αερίου στα Νεογενή ιζήματα της λεκάνης της Μεσσαράς και 2) στην 3Δ αποτύπωση του αλλουβιακού υδροφόρου της λεκάνης του Τυμπακίου που βοηθά στην υδρογεωλογική έρευνα αλλά που μπορεί να αποτελέσει και τη βάση (input) για μελλοντικές 3Δ υδρογεωλογικές προσομοιώσεις ροής υπογείων υδάτων.

Στις παρακάτω παραγράφους αναλύονται περισσότερο τα συμπεράσματα που εξήχθησαν από την παρούσα διατριβή.

7.1.1 3Δ Γεωλογική Προσομοίωση

Η τριδιάστατη γεωλογική προσομοίωση αναδεικνύεται στην παρούσα διατριβή ως ένα βασικό εργαλείο στη διαχείριση πολλαπλών δεδομένων διαφορετικής κλίμακας και διαφορετικής προέλευσης και φύσεως. Οποιαδήποτε αντικρουόμενα δεδομένα μπορούν να εντοπιστούν σχετικά εύκολα και να διορθωθούν.

Η 3Δ γεωλογική προσομοίωση βοήθησε στην συνδυαστική επεξεργασία και ερμηνεία των δεδομένων ακόμα και στις περιπτώσεις όπου τα δεδομένα δεν είχαν άμεση σύνδεση. Για παράδειγμα, η ερμηνεία των πιθανών ρηγμάτων στη λεκάνη του Τυμπακίου με χρήση γεωφυσικών δεδομένων από μετρήσεις TEM και VES. Επιπλέον, αναπτύχθηκαν συσχετίσεις και ομαδοποιήσεις που βοήθησαν στη προς αυτήν την κατεύθυνση. Για παράδειγμα, η προέκταση σε όλη την έκταση της περιοχής

προσομοίωσης των λιθολογικών τύπων που προέρχονταν από γεωτρητικά δεδομένα σύμφωνα με τη συσχέτιση των λιθολογικών τύπων έναντι των τιμών γεωηλεκτρικής αντίστασης.

Τέλος, αναφέρεται ότι η βάση δεδομένων εμπλουτίστηκε και με πρωτογενή στοιχεία που συλλέχθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής. Τα δεδομένα αφορούν τόσο σε εργασίες υπαίθρου επιβεβαίωσης γεωλογικών ορίων και θέσεων υφιστάμενων γεωτρήσεων που χρησιμοποιήθηκαν για τη γεωλογική προσομοίωση, επιλογή θέσεων δειγματοληψίας, διεξαγωγή γεωφυσικών μετρήσεων (σε συνδυασμό και με άλλα ερευνητικά έργα) και σε εργαστηριακές μετρήσεις. Η γενικότερη γνώση των μοντέλων εξέλιξης που προτάθηκαν κατά το παρελθόν από άλλους ερευνητές αποτέλεσε το υπόβαθρο για την συνδυαστική ερμηνεία όλων των δεδομένων.

Εν κατακλείδι, η 3D γεωλογική προσομοίωση αποτέλεσε ένα χρησιμότερο εργαλείο για την κατασκευή και τήρηση της βάσης δεδομένων, τη διαδραστική ερμηνεία των δεδομένων, και την εξαγωγή ποιοτικών και ποσοτικών αποτελεσμάτων. Από τη στιγμή που κατασκευαστεί η βάση δεδομένων, όλα τα παραπάνω πραγματοποιούνται σε σύντομο χρονικό διάστημα και επαναλαμβανόμενα. Οποιαδήποτε αλλαγή στην παραμετροποίηση του αρχικού ομοιώματος πραγματοποιήθηκε άμεσα κατά τη διάρκεια ή και μετά την εξαγωγή των αρχικών αποτελεσμάτων. Συνεπώς, η 3D γεωλογική προσομοίωση δεν αποτελεί μόνον ένα εργαλείο 3D οπτικοποίησης των δεδομένων, αλλά κυρίως ένα εργαλείο ποιοτικού ελέγχου των δεδομένων, της ερμηνείας τους και των αποτελεσμάτων τους, που μπορούν να τροποποιηθούν εύκολα εφόσον απαιτηθεί και επιτρέπει την επανάληψη της διαδικασίας για την παραγωγή νέων και βελτιωμένων αποτελεσμάτων. Με την επανάληψη της διαδικασίας επιτυγχάνεται η βελτιστοποίηση των αποτελεσμάτων φέρνοντας το τελικό 3D γεωλογικό ομοίωμα κάθε φορά πιο κοντά στην πραγματικότητα. Τονίζεται δε ότι η κατασκευή του 3D γεωλογικού ομοιώματος που αποτυπώνει με το κατά το δυνατόν καλύτερο τρόπο την υποεπιφανειακή δομή της περιοχής μελέτης, μπορεί να αποτελέσει ένα χρήσιμο στοιχείο για την περαιτέρω κατασκευή δυναμικών ομοιωμάτων.

7.1.2 Υποεπιφανειακή Δομή της Λεκάνης Μεσσαράς

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής χρησιμοποιήθηκαν για πρώτη φορά μετά την έγκριση χρήσης και δημοσιοποίησης από το Υπουργείο Περιβάλλοντος και Ενέργειας, το σύνολο των χερσαίων σεισμικών γραμμών ανάκλασης που αποκάλυψαν την υποεπιφανειακής δομή της λεκάνης της Μεσσαράς. Τα στοιχεία αυτά αποτέλεσαν τον κορμό της δημιουργίας του 3D γεωλογικού ομοιώματος της λεκάνης της Μεσσαράς. Η ερμηνεία των σεισμικών τομών έγινε σε λογισμικό 3D ερμηνείας (Petrel Schlumberger) επιτρέποντας το συνδυασμό της ερμηνείας τόσο με στοιχεία επιφανείας

(τοπογραφία, επιφανειακή γεωλογία) όσο και με υποεπιφανειακά στοιχεία (γεωφυσικά και γεωτρητικά στοιχεία). Ο συνδυασμός αυτό λειτούργησε συμπληρωματικά για να καταλήξουμε σε πιο αξιόπιστη σεισμική ερμηνεία.

Ένα από τα βασικά συμπεράσματα που αποκάλυψαν τα σεισμικά ανάκλασης είναι ότι η υποεπιφανειακή δομή της Νεογενούς λεκάνης της Μεσσαράς χωρίζεται σε τρία διαφορετικά τμήματα, δηλαδή το δυτικό, το κεντρικό και το ανατολικό. Το ανατολικό τμήμα παρουσιάζει το μεγαλύτερο βάθος περί τα 1500m κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. Το ανατολικό τμήμα συνεπώς φιλοξενεί το μέγιστο πάχος μετα-Αλπικών ιζημάτων περί τα 1700-1800m (περιλαμβανομένου και του τμήματος πάνω από της στάθμη της θάλασσας, Εικόνα 5-18). Τέτοια πάχη κλαστικών ιζημάτων αποτέλεσαν το βασικό στοιχείο που προέκυψε από την ερμηνεία των σεισμικών τομών ανάκλασης που οδήγησε στην πιθανή ερμηνεία της παρουσίας βιογενούς αερίου στην περιοχή αυτή της Μεσσαράς που αναπτύσσεται στη επόμενη παράγραφο.

Η τμηματοποίηση της λεκάνης της Μεσσαράς οφείλεται στην ύπαρξη δύο υποεπιφανειακών υβωμάτων τα οποία δημιουργήθηκαν κατά τη δράση της πολυφασικής τεκτονικής δραστηριότητας. Δυστυχώς, η ερμηνεία των ρηγμάτων επί των σεισμικών τομών δεν οδήγησε στο πρόταση κάποιου νέου τεκτονικού μοντέλου ή στην επιβεβαίωση κάποιων από τα υφιστάμενα. Αυτό που παρόλα αυτά αποτυπώνεται στην βασική γραμμή Α-Δ (Γραμμή-1) είναι η ύπαρξη μιας συμπιεστικής δομής (pop-up structure) υποδηλώνοντας την εφαρμογή πλαγιοσυμπιεστικού καθεστώτος. Τα ερμηνευμένα ρήγματα των σεισμικών τομών συνδέθηκαν με τα επιφανειακά ρήγματα που εμφανίζονται στα γεωλογικά φύλλα του ΙΓΜΕ της περιοχή.

7.1.3 Εμφανίσεις Βιογενούς Αερίου στη Λεκάνη Μεσσαράς

Αποτελεί γεγονός ότι τα Νεογενή ιζήματα της λεκάνης της Μεσσαράς φιλοξενούν φυσικό αέριο. Το αέριο αυτό έχει εντοπιστεί σε υδρογεωτρήσεις της ανατολικής Μεσσαράς και η ανάλυση του παρουσιάζει χαρακτηριστικά βιογενούς προέλευσης (Pasadakis et al. 2009; 2012; Maravelis et al. 2016). Η βιογενής προέλευση του αερίου περιορίζει την αναζήτηση της προέλευσής του σε σχετικά ρηχά βάθη, συγκριτικά με την περίπτωση του θερμογενούς αερίου του οποίου η τροφοδοσία αναζητείται σε μεγαλύτερα βάθη ακολουθώντας πιο πολύπλοκες διαδρομές μετανάστευσης μέχρις ότου παγιδευτεί στο πέτρωμα-ταμιευτήρα. Στην περίπτωση επομένως του βιογενούς αερίου είναι συχνό το φαινόμενο η ακολουθία των ιζημάτων που φέρουν αέριο να αποτελεί ταυτόχρονα και την πηγή του αερίου με μικρές διαδρομές μετανάστευσης.

Οι διαφυγές αερίου από υδρογεωτρήσεις της Ανατολικής Μεσσαράς αποτέλεσε εξ αρχής ένα από τα ερωτήματα που ετέθησαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής. Η διερεύνηση των αιτιών της ύπαρξης αερίου στα Νεογενή ιζήματα, εντάθηκε μετά και την ερμηνεία των σεισμικών τομών ανάκλασης που πιστοποιήσαν την παρουσία μεγάλου πάχους Νεογενών ιζημάτων (>1500m) στο ανατολικό τμήμα της Μεσσαράς. Το μεγάλο πάχος των κλαστικών ιζημάτων του Νεογενούς αυξάνει την πιθανότητα γένεσης και παγίδευσης αερίου βάσει των παρακάτω συμπερασμάτων που προέκυψαν από την παρούσα διατριβή.

Η περιεκτικότητα των ιζημάτων σε συνολικό οργανικό άνθρακα (TOC) κυμαίνεται στα όρια που χαρακτηρίζουν ένα πέτρωμα ως μητρικό. Η μέση τιμή είναι 0.5% που εκ των πραγμάτων αποδεικνύεται ικανή για τη γένεση αέριων υδρογονανθράκων. Παρόλα αυτά, η οριακή περιεκτικότητα ενδεχομένως να έχει επίπτωση στην ποσότητα των παραγόμενων υδρογονανθράκων. Η μελέτη θερμικής εξέλιξης λεκανών (Thermal Basin Analysis) θα μπορούσε να δώσει προσεγγιστικά την ποσότητα αέριων υδρογονανθράκων που τα Νεογενή μητρικά πετρώματα, με τα συγκεκριμένα γεωχημικά χαρακτηριστικά και με τη συγκεκριμένη θερμική εξέλιξη, έχουν δώσει μέχρι σήμερα.

Οι υψηλότερες τιμές TOC μετρήθηκαν στα ιζήματα που ανήκουν στις λιθostrωματογραφικές ενότητες της Βιάννου και του Σκινιά που καταλαμβάνουν τα βαθύτερα τμήματα της Ανατολικής Μεσσαράς και συνεπώς η μικροβιακή διάσπαση του οργανικού υλικού έλαβε χώρα νωρίτερα. Το παραγόμενο αέριο εξέρχεται των αργιλικών αποθέσεων (μητρικό πέτρωμα) και μεταναστεύει μέχρις ότου να πληρώσει το πορώδες ενός εκ των πολλαπλών ψαμμιτικών οριζόντων (πέτρωμα ταμιευτήρας) των Νεογενών αποθέσεων. Το πορώδες του ταμιευτήρα αναμένεται αρκετά υψηλό (>20% πορώδες).

Η απουσία πολλών ρηγμάτων ή και η αδυναμία σεισμικής χαρτογράφησης των ρηγμάτων λόγω της γεωμετρίας της σεισμικής διασκόπησης, μας οδηγούν στο πιθανότερο σενάριο στρωματογραφικής παγίδευσης του αερίου, χωρίς βεβαίως να αποκλείεται και ο συνδυασμός τεκτονικών και στρωματογραφικών παγίδων.

Όλα τα παραπάνω στοιχεία συνδέονται και συνδυάζονται στο σύνολό τους στο ανατολικό τμήμα της Μεσσαράς. Με δεδομένο ότι η γενική κλίση των Νεογενών ιζημάτων στο τμήμα αυτό της λεκάνης είναι προς τα ΝΝΑ (25°), και ότι οι υδρογεωτρήσεις στις οποίες έχουν αναφερθεί διαφυγές αερίου βρίσκονται στο Δ και ΒΔ άκρο του ανατολικού τμήματος της Μεσσαράς, υποδεικνύει μια κατευθυντικότητα στη μετανάστευση του παραγόμενου αερίου από το βαθύτερο τμήμα της λεκάνης προς τις Β-ΒΔ παρυφές του ανατολικού τμήματος. Συνεπώς, οι περιοχές αυτές συγκεντρώνουν τις περισσότερες πιθανότητες εύρεσης αερίου.

Τέλος, κανένα συμπέρασμα δεν μπορεί να εξαχθεί για την πιθανή ποσότητα αερίου που φιλοξενείται στα Νεογενή ιζημάτα λόγω έλλειψης των απαραίτητων στοιχείων. Κάτι τέτοιο θα απαιτούσε πυκνότερα σεισμικά ανάκλασης με μεγαλύτερη ευκρίνεια στο τμήμα των νεογενών ιζημάτων ούτως ώστε να ερμηνευτεί καλύτερα η έκταση των άμμων/ψαμμιτών που φιλοξενούν το αέριο.

7.1.4 Υπο-λεκάνη Τυμπακίου

Όπως αναφέρθηκε στην παρούσα διατριβή, το είδος των διαθέσιμων δεδομένων καθορίζει και το είδος της 3D γεωλογικής προσομοίωσης που δύναται να πραγματοποιηθεί. Στην υπο-λεκάνη του Τυμπακίου τα διαθέσιμα δεδομένα δεν επέτρεψαν τη διερεύνηση του δυναμικού σε αέριο όπως έγινε στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς, καθώς τα διαθέσιμα δεδομένα περιορίζονταν σε ρηχότερα βάθη, μέχρι τα πρώτα μέτρα των Μειοκαινικών ιζημάτων. Παρόλα αυτά, τα διαθέσιμα δεδομένα ήταν ικανά για την κατασκευή του 3D γεωλογικού ομοιώματος του αλλουβιακού υδροφόρου του Τυμπακίου.

Η κατασκευή του 3D γεωλογικού ομοιώματος του αλλουβιακού υδροφόρου του Τυμπακίου βασίστηκε στις υδρογεωτρήσεις, τις ρηχές γεωφυσικές διασκοπήσεις της περιοχής και την επιφανειακή γεωλογία. Το ομοίωμα αποτυπώνει την 3D υποεπιφανειακή δομή του ρηχού τμήματος της λεκάνης μαζί με τη χωρική κατανομή των λιθολογικών χαρακτηριστικών και των τιμών ηλεκτρικής αντίστασης του Πλειο-Τεταρτογενούς τμήματος στο οποίο αναπτύσσεται ο υδροφόρος. Το αποτέλεσμα αυτό προέκυψε από το συνδυασμό και τη συσχέτιση διαφορετικού τύπου υποεπιφανειακών δεδομένων, που διευκολύνθηκε με τη χρήση 3D λογισμικών πακέτων. Τα συμπεράσματα κινούνται γύρω από το υδρογεωλογικό δυναμικό του συγκεκριμένου υδροφόρου αλλά και της προστασίας του υδροφόρου από την παράκτια υφαλμύριση. Πιο συγκεκριμένα, η 3D προσομοίωση φανέρωσε τα εξής:

- Αποτύπωσε τη βάση του υδροφόρου και συνεπώς το πώς κατανέμονται τα πάχη των ιζημάτων που δομούν τον υδροφόρο. Το μέγιστο πάχος υπολογίστηκε στα 200 m περίπου.
- Το πάχος των ιζημάτων μειώνεται σημαντικά στο κεντρικό τμήμα του υδροφόρου, όπου τεκμηριώθηκε η παρουσία ενδολεκανικού υβώματος που ανεβάζει το αδιαπέρατο Μειοκαινικό τμήμα σε βάθη της τάξεως των 60m.
- Το μοντέλο ιδιοτήτων αποτυπώνει τη χωρική κατανομή των λιθοτύπων που προέκυψαν από το συνδυασμό των λιθολογικών περιγραφών των υδρογεωτρήσεων και των μετρούμενων τιμών ηλεκτρικής αντίστασης. Η κατανομή αυτή αποτελεί μια προσεγγιστική ένδειξη το που να αναμένεται το μεγαλύτερο ποσοστό συγκεκριμένων κοκκομετριών των ιζημάτων (άργιλλος, άμμος, ψηφίδα, κροκάλα). Ερμηνεύτηκε η επικράτηση των άμμων στο N-NA

τμήμα της λεκάνης με αυξανόμενη κοκκομετρία πηγαίνοντας προς τα ΒΔ πέριξ του ενδολεκανικού υβώματος με φορά ανάποδη των δεικτών του ρολογιού.

- Αποτυπώθηκε η κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ως εργαλείου για να εντοπιστούν ζώνες χαμηλής αντίστασης ($<2 \Omega.m$) ενδεικτικές εισροής θαλασσινού νερού στον υδροφόρο. Εντοπίστηκαν 2 περιοχές χαμηλής αντίστασης στα ΒΔ και ΝΑ τμήματα του παράκτιου μετώπου που ερμηνεύτηκαν ως αποτέλεσμα υφαλμύρισης. Η υφαλμύριση στο ΝΑ μέτωπο εμφανίζεται πιο περιορισμένη, ενδεχομένως λόγω της απορροής του Γεροπόταμου που αυξάνει το υδατικό φορτίο γλυκού νερού. Σημειώνεται ότι στο κεντρικό τμήμα του παράκτιου μετώπου δεν εμφανίζονται φαινόμενα υφαλμύρισης πιθανώς λόγω της ανόδου του αδιαπέρατου Μειοκαινικού υβώματος που δρα ως φραγμός για το θαλασσινό νερό.

Η εξαγωγή των παραπάνω συμπερασμάτων καταδεικνύουν τη χρησιμότητα χρήσης 3Δ γεωλογικών ομοιωμάτων και στην υδρογεωλογία τόσο για τον εντοπισμό υδατικών πόρων και βελτιστοποίησης της εκμετάλλευσής τους, όσο και για την περιβαλλοντική προστασία των υδροφόρων. Η χρησιμότητα των 3Δ γεωλογικών ομοιωμάτων μεγιστοποιείται όταν αποτελούν τη βάση πάνω στην οποία κατασκευάζονται οι προσομοιώσεις ροής υπογείων υδάτων. Το αποτέλεσμα μιας τέτοιας απόπειρας περιγράφεται και στην εργασία των Kourgialas et al., 2016.

Τέλος, σημειώνεται ότι το 3Δ γεωλογικό ομοίωμα του υδροφόρου του Τυμπακίου, όπως και σε κάθε άλλο ομοίωμα, αποτελεί την καλύτερη δυνατή αποτύπωση της υποεπιφανειακής δομής και κατανομής των ιδιοτήτων με βάση τα διαθέσιμα στοιχεία. Χρησιμοποιεί θεωρήσεις εκεί όπου τα δεδομένα δεν είναι ξεκάθαρα. Σε γενικές γραμμές, το πλήθος των διαθέσιμων στοιχείων που χρησιμοποιήθηκαν θεωρήθηκαν ικανά για την προσομοίωση.

7.2 ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Κατόπιν των αποτελεσμάτων και συμπερασμάτων που παρατέθηκαν ως τώρα, προκύπτουν τα εξής βασικά ερωτήματα:

1. Ποιο είναι το πάχος των Νεογενών αποθέσεων σε όλη την έκταση της λεκάνης της Μεσσαράς;
2. Ποια είναι τα κύρια τεκτονικά στοιχεία που καθορίζουν τη μορφή της λεκάνης;
3. Ποια είναι η ποσότητα του βιογενούς αερίου που δυνητικά θα μπορούσε να παγιδευτεί στις Νεογενείς αποθέσεις της λεκάνης;

Για να διερευνηθούν περαιτέρω τα ερωτήματα αυτά προτείνεται η εκτέλεση μιας σειράς εργασιών που θα χαρακτηρίσουν με μεγαλύτερη λεπτομέρεια τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά και τις ιδιότητες των Νεογενών ιζημάτων. Βέβαια, σε πρώτη φάση προτείνεται η περιορισμός των ερευνών στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης. Οι προτεινόμενες εργασίες που θα βοηθήσουν στην κατασκευή του 3Δ γεωλογικού ομοιώματος του ανατολικού τμήματος της Μεσσαράς είναι:

- Η εκτέλεση ενός νέου και πυκνότερου δικτύου σεισμικών διασκοπήσεων ανάκλασης. Τα διαθέσιμα σεισμικά καλύπτουν κυρίως το κεντρικό τμήμα της λεκάνης όπου εντοπίζονται οι Τεταρτογενείς αποθέσεις. Το νέο δίκτυο θα πρέπει να καλύψει κυρίως το ανατολικό τμήμα της Μεσσαράς μέχρι και τα πλευρικά όριά της στα Βόρεια και Ανατολικά.

Ο σκοπός εκτέλεσης ενός νέου δικτύου σεισμικών στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς είναι α) να φανερώσει τα όρια της λεκάνης αφενός στα βόρεια μέχρι το ύψωμα του κεντρικού Ηρακλείου (Central Herakleion Ridge) στα ανατολικά και δυτικά μέχρι τις επιφανειακές εμφανίσεις του Αλπικού υποβάθρου στα ανατολικά, β) να χωροθετηθεί με περισσότερες ερμηνείες το βάθος του Αλπικού υποβάθρου στο ανατολικό τμήμα της Μεσσαράς (εκτιμώμενο βάθος <2000m), γ) να αναγνωριστούν οι εσωτερικές γεωμετρίες και η γενική στρώση των Νεογενών ιζημάτων, δ) να αναγνωριστούν τα κύρια ρήγματα που υπάρχουν στην περιοχή και μετατοπίζουν κυρίως τα Νεογενή ιζήματα και ε) να εντοπιστούν επί των σεισμικών τομών σεισμικές ανωμαλίες ενδεικτικές πιθανών συγκεντρώσεων αερίου.

Με το τρόπο αυτό θα μπορούσε να υπολογιστεί η έκταση και το πάχος των Νεογενών ιζημάτων με μεγαλύτερη ακρίβεια που θα μπορούσε να αποτελέσει τη βάση μιας μελλοντικής αποτίμησης των πιθανών ποσοτήτων αερίου που φιλοξενούνται σε αυτά τα ιζήματα.

- Εκτέλεση ηλεκτρομαγνητικών διασκοπήσεων (Audio-magnetotelluric-AMT and Magnetotelluric-MT) με σκοπό την ανακατασκευή του 3Δ γεωλογικού ομοιώματος μέχρι το βάθος των 5 χλμ. (MT) και με αυξημένη τη διακριτική ικανότητα στα ρηχά (έως 800 μέτρα) στρώματα με τη συνδυασμένη χρήση και επεξεργασία των προαναφερόμενων ηλεκτρομαγνητικών μεθόδων. Η χρήση τους ενδείκνυται, καθώς ο στόχος της διερεύνησης, το φυσικό αέριο (αντιστατικός στόχος), θα αποτυπωθεί με μεγαλύτερη ακρίβεια από ότι στα σεισμικά δεδομένα.
- Δειγματοληψία των Νεογενών ψαμμιτών και εργαστηριακές αναλύσεις των πετροφυσικών ιδιοτήτων τους. Η δειγματοληψία θα πρέπει να περιλαμβάνει ψαμμίτες που ανήκουν στις στρωματογραφικές ενότητες της Βιάννου, του Σκινιά και του Αμπελούζου οι οποίοι θα

εμπλουτίσουν την ήδη υπάρχουσα βάση δεδομένων. Δεδομένου ότι οι ψαμμίτες είναι συχνά ψαθυροί θα πρέπει να δοθεί ιδιαίτερη προσοχή στη λήψη του πυρήνα.

Οι προτεινόμενες εργαστηριακές αναλύσεις θα πρέπει να περιλαμβάνουν τη μέτρηση του πορώδους, της διαπερατότητας, και μετρήσεις των τριχοειδών πιέσεων (capillary pressure measurements). Συμπληρωματικά, λεπτές τομές των ψαμμιτών θα μπορούσαν να δώσουν εκτίμηση και για την εσωτερική δομή των ψαμμιτών και εκτίμηση του πορώδους και των καναλιών διασύνδεσης των πόρων (pore throats).

- Η ανάλυση της θερμικής εξέλιξης λεκανών (Thermal basin analysis) αποτελεί ένα εργαλείο για την προσομοίωση των μεταβολών του πάχους ιζημάτων και θερμοκρασιών σε συνάρτηση με το χρόνο. Με τον τρόπο αυτό προσομοιώνονται τα θερμοκρασιακά εύρη και βάθη στα οποία βρέθηκαν τα μητρικά πετρώματα από τη χρονική στιγμή της απόθεσής τους μέχρι και σήμερα. Μεταξύ των αποτελεσμάτων μια τέτοιας ανάλυσης είναι η εκτίμηση του παραγωγικού δυναμικού των συγκεκριμένων ιζημάτων σε υδρογονάνθρακες, το είδος των υδρογονανθράκων, η ποσότητα των υδρογονανθράκων που έχουν παραχθεί ως σήμερα, και οι διαδρομές μετανάστευσης.

Στην περίπτωση τη λεκάνης της Μεσσαράς, μια τέτοια μελέτη θα επικεντρωνόταν στην εξέλιξη της θερμοκρασίας κατά τον ενταφιασμό των ιζημάτων του Νεογενούς και στο δυναμικό παραγωγής των ιζημάτων αυτών με κρίσιμο όριο τους 80-85 °C μέχρι το οποίο λαμβάνει χώρα η μικροβιακή διάσπαση του οργανικού υλικού. Ως αναμενόμενα αποτελέσματα είναι, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, η εκτίμηση της ποσότητας των παραγόμενων υδρογονανθράκων μέχρι σήμερα. Η ακρίβεια των αποτελεσμάτων μια τέτοιας ανάλυσης αυξάνεται με την εκτέλεση περισσότερων γεωχημικών αναλύσεων, την εκτέλεση πυκνότερου δικτύου σεισμικών ανάκλασης για την καλύτερη αποτύπωση της γεωμετρίας του ανατολικού τμήματος της λεκάνης.

Οι νέες πληροφορίες θα πρέπει να είναι αρκετές ούτως ώστε να χρησιμοποιηθούν στην κατασκευή ενός πληρέστερου 3D γεωλογικού ομοιώματος που θα βοηθήσει στην εκτέλεση προκαταρκτικών ογκομετρήσεων. Σημειώνεται ότι η επιβεβαίωση των προκαταρκτικών ογκομετρήσεων μπορεί να γίνει μόνον με την εκτέλεση μιας ή περισσότερων γεωτρήσεων οι οποίες θα διατρήσουν θύλακες αερίου και στις οποίες θα εκτελεστούν δοκιμές παραγωγής που θα αναδείξουν το δυναμικό παραγωγής των στρωμάτων αυτών.

Αναφορικά με τη 3D γεωλογική προσομοίωση του αλλουβιακού υδροφόρου του Τυμπακίου, αν και το πλήθος των διαθέσιμων στοιχείων θεωρήθηκαν ικανά για να αποδώσουν την υποεπιφανειακή

δομή και την κατανομή των ιδιοτήτων, προτείνεται να διασταυρωθούν τα αποτελέσματα της προσομοίωσης με τα υδρογεωλογικά στοιχεία της περιοχής και με τη γνώση των τοπικών αρχές από την ενασχόλησή τους επί σειρά ετών με τον συγκεκριμένο υδροφόρο. Υπενθυμίζεται ότι για την κατασκευή του 3D γεωλογικού ομοιώματος χρησιμοποιήθηκαν μόνο οι υδρογεωτρήσεις που είχαν λιθολογικές περιγραφές, αφήνοντας εκτός προσομοίωσης πληθώρα άλλων υδρογεωτρήσεων που είχαν μόνο στοιχεία παραγωγής. Οποιοσδήποτε αβεβαιότητες στην προσομοίωση θα πρέπει να αντιμετωπιστούν με την κατασκευή πολλαπλών ισοπιθανών σεναρίων.

Τέλος, προτείνεται η χρήση του 3D γεωλογικού ομοιώματος του αλλουβιακού υδροφόρου του Τυμπακίου ως βάση για τη δυναμική προσομοίωση ροής των υπόγειων υδάτων του αλλουβιακού υδροφόρου.

7.3 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ 7

- Kourgialas N., Dokou Z., Karatzas G.P., Panagopoulos G., Soupios P., Vafidis A., Manoutsoglou E., Schafmeister M., 2016. Saltwater intrusion in an irrigated agricultural area: combining density dependent modeling and geophysical methods. *Environ Earth Sci*, 75(1), pp. 1–15.
- Maravelis A., Panagopoulos G., Piliotis I., Pasadakis N., Manoutsoglou E., Zelilidis A., 2016. Pre-Messinian (sub-salt) source rock potential on back-stop basins of the hellenic trench system (Messara Basin, Central Crete, Greece). *Issue Oil Gas Sci. Technol. – RevIFP Energies nouvelles* V.71, p. 1–16.
- Pasadakis N., Manoutsoglou E., Zelilidis A., Lic M., 2009. Source rock geochemical study of shallow biogenic methane accumulations in Crete (Greece) island. 24th International Meeting on Organic Geochemistry. September 6 –11, Bremen, Germany, 466.
- Pasadakis N., Dagounaki V., Chamilaki E., Vafeidis A., Zelilidis A., Piliotis I., Panagopoulos G., Manoutsoglou E., 2012. Organic geochemical evaluation of neogene formations in Messara (Heraklion, Crete) basin as source rocks of biogenetic methane. *Mineral Wealth*, v. 166, pp. 7–26.