



ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ
ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΗ ΜΟΝΑΔΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
(ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ, ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ, ΓΕΩΛΟΓΙΑ
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ)

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**«Μελέτη γεωλογικών παραμέτρων και διερεύνηση της
θερμοκρασίας του υπόγειου υδροφορέα στην νοτιοδυτική Μεσσαρά,
Κρήτη»**

Αργυρώ Αγριμάκη

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Μανούτσογλου Εμμανουήλ, Καθηγητής (επιβλέπων)

Στειακάκης Εμμανουήλ, Επίκουρος Καθηγητής

Βουδούρης Κωνσταντίνος, Αναπληρωτής Καθηγητής (ΑΠΘ)

Χανιά, Ιούνιος 2016

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν τον συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευθεί ότι αντιπροσωπεύουν τις επίσημες θέσεις των εξεταστών.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Στην ολοκλήρωση της παρούσας εργασίας, συνέβαλαν αρκετά άτομα τα οποία στο σημείο αυτό θα ήθελα να ευχαριστήσω.

Αρχικά, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή και επιβλέποντά μου, κ. Μανούτσογλου Εμμανουήλ, για την επιλογή του θέματος, τη βοήθεια και τις συμβουλές που μου προσέφερε καθ' όλη την εκπόνηση της εργασίας. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον καθηγητή κο Στειακάκη Εμμανουήλ και τον αναπληρωτή καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας κο Κωνσταντίνο Βουδούρη για το χρόνο, τις διορθώσεις, τις εύστοχες παρατηρήσεις και συμβουλές τους πάνω στην εργασία. Ακόμη, θα ήθελα να ευχαριστήσω το δρ. Σπανουδάκη Νικόλαο, για την πολύτιμη βοήθειά του, την υπομονή και τη συμπαράσταση που μου έδειξε σε όλο το διάστημα συγγραφής της εργασίας.

Εκ μέρους του κ. Μανούτσογλου θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Δρ. Μαρίνο Κριτωτάκη, Διευθυντή στην Διεύθυνση Υδάτων της Αποκεντρωμένης Διοίκησης Κρήτης, για την διάθεση των πρώτων στοιχείων και πληροφοριών σχετικά με τις γεωτρήσεις. Τους γεωτρυπανιστές της περιοχής κ.κ. Ε. Χουστουλάκη και Ν. Γιαμπουλάκη για την αμέριστη συμπαράστασή τους και το ενδιαφέρον τους. Τον Δήμαρχο του Δήμου Αρχανών Αστερουσίων κ. Ε. Κοκοσάλη για το έμπρακτο ενδιαφέρον του και την διάθεση των συνεργατών του. Επίσης εκ μέρους του κ. Μανούτσογλου οφείλω να ευχαριστήσω τη διεύθυνση και το προσωπικό του εργαστηρίου ΜΗΠΕΡ (HERS LAB TUC) και πιο συγκεκριμένα: τον καθηγητή κ. Νίκο Νικολαΐδη που επέτρεψε την χρήση των εργαστηριακών οργάνων για τις απαραίτητες χημικές αναλύσεις των υδάτων καθώς και τις κυρίες Maria Liliana Saru και Δρ. Στέλλα Βουτσαδάκη για την άμεση διεξαγωγή των αναλύσεων καθώς και τις πολύτιμες πληροφορίες σχετικά με τις μεθοδολογίες των αναλύσεων.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένειά μου, τους φίλους μου και το σύντροφό μου για την υπομονή, την αγάπη και τη στήριξή τους σε όλη τη διάρκεια των σπουδών μου.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Οι συνεχώς αυξανόμενες απαιτήσεις σε ενεργειακούς πόρους, οδήγησαν στην αναζήτηση εναλλακτικών μορφών ενέργειας. Μία μορφή ενέργειας είναι η γεωθερμία, η οποία σε αρκετές χώρες έχει ήδη ξεκινήσει να αξιοποιείται για την παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας, την θέρμανση κατοικιών, θερμοκηπίων κ.α. σε αρκετές χώρες. Στην Ελλάδα, τα τελευταία χρόνια, έχουν γίνει αξιόλογες προσπάθειες για τον εντοπισμό, τη συστηματική καταγραφή και την αξιοποίηση του γεωθερμικού δυναμικού. Συγκεκριμένα στην Κρήτη, υπάρχουν ενδείξεις για την ύπαρξη πιθανών γεωθερμικών πεδίων χαμηλής ενθαλπίας στο Ακρωτήριο Χανίων, στη λεκάνη Μεσσαράς και στο Καπίστρι Ιεράπετρας. Στην παρούσα εργασία, παρουσιάζονται και συγκρίνονται τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων και του χαρακτηρισμού των υδάτων, από περιοχές πιθανών γεωθερμικών πεδίων (Περί – Πλάτανος και Μελιδοχώρι, από επτά συνολικά υδρογεωτρήσεις) με περιοχή που δεν υπάρχουν ενδείξεις γεωθερμικού ταμιευτήρα (Τυμπάκι επίσης από επτά υδρογεωτρήσεις). Συγκρίνοντας τις τρεις περιοχές (περιοχή Τυμπάκι χωρίς ενδείξεις με αυξημένη θερμοκρασία υδάτων στις υδρογεωτρήσεις και περιοχές Περί – Πλάτανος και Μελιδοχώρι με μετρημένες τις αυξημένες τιμές θερμοκρασίας των υδάτων στις επτά υδρογεωτρήσεις), διαπιστώνουμε ότι οι εκτιμώμενες τιμές θερμοκρασίας (30 – 65 °C) των πιθανών γεωθερμικών ταμιευτήρων που προέκυψαν από εμπειρικά χημικά γεωθερμόμετρα (γεωθερμόμετρα διαλυμάτων) βρίσκονται σε παραπλήσιο εύρος τιμών (30 - 50 °C) με τιμές θερμοκρασιών που υπολογίστηκαν με τις ίδιες μεθοδολογίες για τον υδροφορέα της περιοχής του Τυμπακίου, όπου δεν υπάρχουν ενδείξεις ύπαρξης γεωθερμικού ρευστού αλλά του φαινομένου της υφαλμύρινσης. Αυτό το γεγονός οδηγεί στο συμπέρασμα ότι δεν μπορούμε να εξάγουμε αξιόπιστα αποτελέσματα στηριζόμενοι μόνο στη χρήση εμπειρικών γεωθερμομέτρων. Ο λόγος είναι ότι τα γεωθερμόμετρα στηρίζονται σε εμπειρικούς τύπους, οι οποίοι διατυπώθηκαν μετά από μελέτη και αναλύσεις σε ρευστά γεωθερμικών πεδίων υψηλής ενθαλπίας, σε ηφαιστειακά κυρίως περιβάλλοντα. Καταλήγουμε λοιπόν στο τελικό συμπέρασμα ότι μόνο τα υδροχημικά δεδομένα μιας περιοχής δεν επαρκούν για την επιβεβαίωση της θερμοκρασίας ενός πιθανού ταμιευτήρα, αλλά είναι αναγκαία η άμεση μέτρηση της μεταβολής της θερμοκρασίας συναρτήσει του βάθους εντός υφισταμένων ή μιας ερευνητικής γεώτρησης.

Περιεχόμενα

Κεφάλαιο 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ	11
Κεφάλαιο 2: ΓΕΩΛΟΓΙΑ.....	13
2.1 ΓΕΝΙΚΑ	13
2.2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΜΕΣΣΑΡΑΣ	19
Κεφάλαιο 3: ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑ	24
3.1 ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΜΕΣΣΑΡΑΣ	24
3.2 ΥΦΑΛΜΥΡΙΝΣΗ	25
Κεφάλαιο 4: ΓΕΩΘΕΡΜΙΑ	27
4.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	27
4.2 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ	28
4.2.1 Θερμότητα.....	28
4.2.2 Ενθαλπία	28
4.2.3 Θερμική αγωγιμότητα.....	28
4.2.4 Γεωθερμική βαθμίδα	29
4.2.5 Θερμική ροή	29
4.3 ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΑ ΠΕΔΙΑ	30
Κεφάλαιο 5: ΥΔΡΟΧΗΜΕΙΑ.....	31
5.1 ΦΥΣΙΚΟΧΗΜΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΤΩΝ ΝΕΡΩΝ	31
5.2 ΙΟΝΤΙΚΟΙ ΛΟΓΟΙ	36
5.3 ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΙΟΝΤΩΝ	38
5.3.1 Κατιόντα	38
5.3.2 Ανιόντα	39
5.4 ΣΥΛΛΟΓΗ ΤΩΝ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ	40
5.5 ΕΠΙΤΟΠΙΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ	41
5.6 ΥΔΡΟΧΗΜΙΚΑ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ.....	42
5.6.1 Διάγραμμα DUROV.....	43
5.6.2 Διάγραμμα GIGGENBACH	44

5.6.3	Διάγραμμα LUDWIG- LANGEIER	44
5.6.4	Διάγραμμα PIPER	45
5.6.5	Διάγραμμα SCHOELLER	46
5.7	ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑ	47
5.7.1	Χημικά Γεωθερμόμετρα	48
Κεφάλαιο 6: ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ		55
6.1	ΙΟΝΤΙΚΟΙ ΛΟΓΟΙ	61
6.2	ΥΔΡΟΧΗΜΙΚΑ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ	64
6.3	ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΑ	69
Κεφάλαιο 7: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ		82
7.1	ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ- ΑΝΑΚΕΦΑΛΑΙΩΣΗ	82
7.2	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	90
Βιβλιογραφία		94

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

Πίνακας 4.1	Ταξινόμηση των γεωθερμικών πόρων (°C)	30
Πίνακας 5.1	Ταξινόμηση των νερών με βάση τη σκληρότητα	36
Πίνακας 5.2	Χαρακτηρισμός βαθμού ρύπανσης ρευστού από θαλάσσια διείσδυση (από Καλλέργης 2000).....	38
Πίνακας 5.3	Μετρήσεις θερμοκρασίας νερού, αέρα και εδάφους	42
Πίνακας 5.4	Διάφορες εξισώσεις γεωθερμομέτρου Na/K.....	49
Πίνακας 5.5	Γεωθερμόμετρο Na/K/Ca	50
Πίνακας 5.6	Γεωθερμόμετρο K/Mg.....	51
Πίνακας 6.1	Ποιοτικά χαρακτηριστικά των νερών δειγματοληψίας της περιοχής Τυμπακίου σε mg/L	60
Πίνακας 6.2	: Υπολογισμός διάφορων παραμέτρων νερού για την περιοχή Τυμπακίου	60
Πίνακας 6.3	Ποιοτικά χαρακτηριστικά των νερών δειγματοληψίας των περιοχών Περί, Πλάτανος και Μελιδοχώρι σε mg/L.....	60

Πίνακας 6.4 : Υπολογισμός διάφορων παραμέτρων νερού για τις περιοχές Περί, Πλάτανος και Μελιδοχώρι.....	61
Πίνακας 6.5 Συντελεστές μετατροπής διαφόρων ιόντων από mg/L σε meq/L.....	61
Πίνακας 6.6 Ιοντικοί λόγοι περιοχών Περί, Πλάτανος και Μελιδοχώρι.....	61
Πίνακας 6.7 Ιοντικοί λόγοι περιοχής Τυμπακίου	62
Πίνακας 6.8 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Περί1.....	70
Πίνακας 6.9 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Περί2.....	70
Πίνακας 6.10 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Περί3.....	71
Πίνακας 6.11 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Πλάτανος1.	72
Πίνακας 6.12 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Πλάτανος2.	73
Πίνακας 6.13 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Μελιδοχώρι1.	74
Πίνακας 6.14 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Μελιδοχώρι2.	75
Πίνακας 6.15 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Α1.....	76
Πίνακας 6.16 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Α2.....	77
Πίνακας 6.17 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Α3.....	78
Πίνακας 6.18 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Α4.....	78
Πίνακας 6.19 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Α5.....	79
Πίνακας 6.20 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Α7.....	80
Πίνακας 6.21 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Σουμπαλούσα....	81

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ

Σχήμα 2.1: Τεκτονική διάταξη των τεκτονοστρωματογραφικών ενοτήτων στην Κρήτη (τροποποιημένη από Seidel et al., 1982).....	15
Σχήμα 3.1 Υδρογεωλογική τομή λεκάνης Μεσσαράς (Α – Δ) (από Κριτσωτάκη, 2009).	25
Σχήμα 3.2 Ζώνη διεπιφάνειας (α) σε ελεύθερο και (β) σε υπό πίεση υδροφόρο στρώμα (από Τρούσσα, 2009).	26
Σχήμα 4.1 ο φλοιός, ο μανδύας και ο πυρήνας της γης. Πάνω δεξιά: τομή του φλοιού και του ανώτερου μανδύα (Μπινιάρης, 2012).	27
Σχήμα 5.1 Διάγραμμα Eh-pH.....	33
Σχήμα 6.1 Διάγραμμα Durov.....	64
Σχήμα 6.2 Διάγραμμα Giggenbach.....	65
Σχήμα 6.3 Διάγραμμα Ludwig- Langelier	66

Σχήμα 6.4 Διάγραμμα Piper	67
Σχήμα 6.5 Διάγραμμα Schoeller για την περιοχή Τυμπακίου.....	68
Σχήμα 6.6 Διάγραμμα Schoeller για τις περιοχές Περί, Πλάτανος και Μελιδοχώρι	69
Σχήμα 6.7 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Περί1.	70
Σχήμα 6.8 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Περί2.	71
Σχήμα 6.9 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Περί3.	72
Σχήμα 6.10 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Πλάτανος1.	73
Σχήμα 6.11 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Πλάτανος2.	74
Σχήμα 6.12 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Μελιδοχώρι1.	75
Σχήμα 6.13 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Μελιδοχώρι2.	76
Σχήμα 6.14 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Α1.	77
Σχήμα 6.15 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Α2.	77
Σχήμα 6.16 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Α3	78
Σχήμα 6.17 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Α4.	79
Σχήμα 6.18 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Α5.	80
Σχήμα 6.19 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Α7.	80
Σχήμα 6.20 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Σουμπαλούσα.	81

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

Εικόνα 1.1.1 (α) Γενικευμένος γεωλογικός χάρτης της Κρήτης και (β) η θέση της σε σχέση με το Ελληνικό τόξο και τις κυριότερες τεκτονο-στρωματογραφικές δομές του (η σύγχρονη σύγκλιση των τεκτονικών πλακών- κόκκινες γραμμές, το σύγχρονο και παλαιότερο ηφαιστειακό τόξο- κόκκινα και πράσινα τρίγωνα, τα κύρια μέτωπα επωθήσεων των εξωτερικών Ελληνίδων –Ιόνια και Παξοί πράσινα, Πίνδος μπλε, τις πλειο- Τεταρτογενείς θαλάσσιες λεκάνες της κεντρικής Ελλάδας- ροζ, τις κύριες σύγχρονες θαλάσσιες λεκάνες- γκρι, τις μεγάλες επιφάνειες αποκόλλησης Μειοκαινικής ηλικίας- πράσινες γραμμές με το βέλος να δείχνει τη φορά μέγιστης κλίσης (Βασιλάκης, 2006). **Error! Bookmark not defined.**

Εικόνα 2.1 Γεωλογικός χάρτης δυτικής Μεσσαράς (από Ι.Γ.Μ.Ε.).**Error! Bookmark not defined.**

Εικόνα 2.2 Υπόμνημα γεωλογικού χάρτη Μεσσαράς (από Ι.Γ.Μ.Ε.).**Error! Bookmark not defined.**

Εικόνα 3.1 Υδρολιθολογικός χάρτης του υδατικού διαμερίσματος Κρήτης/ Διάκριση βάσει λιθολογίας (από Δασκαλάκη, 2002).	25
Εικόνα 5.1 Διάγραμμα Durov (από Καλλέργη 1986).	44
Εικόνα 5.2 Διάγραμμα K-Na-VMg (Giggenbach, 1988).	44
Εικόνα 5.3 Διάγραμμα Ludwig Langelier (από Παρασκάκη, 2014).	45
Εικόνα 5.4 Διάγραμμα Piper και κατάταξη του δείγματος νερού τόσο ως προς τα κατιόντα ή ανιόντα όσο ως προς το σύνολο (από Καλλέργη 1986).	46
Εικόνα 5.5 Διάγραμμα Schoeller (από Παρασκάκη, 2014).	47
Εικόνα 5.6 Διάγραμμα Giggenbach (1988) (από Meyers, 2012).	52
Εικόνα 5.7 Διάγραμμα διαλυτότητας SiO ₂ ως προς τη θερμοκρασία(από Glassey, 2014).	54
Εικόνα 6.1 Χάρτης αποτύπωσης σημείων δειγματοληψίας από την περιοχή Τυμπακίου (από Ι.Γ.Μ.Ε.).	55
Εικόνα 6.2 Απόσπασμα του γεωλογικού χάρτη φύλλο Τυμπάκιον σε κλίμακα 1:50.000 και οι θέσεις των γεωτρήσεων (από Ι.Γ.Μ.Ε.).	56
Εικόνα 6.3 Υπόμνημα του γεωλογικού χάρτη φύλλο Τυμπάκιον σε κλίμακα 1:50.000 (από Ι.Γ.Μ.Ε.).	57
Εικόνα 6.4 Απόσπασμα γεωλογικού χάρτη φύλλο Επάνω Αρχάναι με την θέση της περιοχής Μελιδοχώρι στην οποία πραγματοποιήθηκαν οι δειγματοληψίες (Βιδάκης et al., 1992).	58
Εικόνα 6.5 Υπόμνημα του γεωλογικού χάρτη φύλλο Επάνω Αρχάναι σε κλίμακα 1:50.000.	59
Εικόνα 7.1 Σχηματικό διάγραμμα ροής κατά μήκος μιας ρηγματογόνου ζώνης. Επιφανειακό νερό αλλά και των υδροφορέων κατεισδύει από την ορεινή περιοχή στη ζώνη του ρήγματος στη βάση της οροσειράς. Στη συνέχεια, θερμαίνεται εξαιτίας της γεωθερμικής βαθμίδας και πλέον ως θερμό νερό ανεβαίνει, μέσω των δυνάμεων της άνωσης, κατά μήκος του ρήγματος στην επιφάνεια, όπου μπορεί και να αναδυθεί (τροποποιημένη από Peterek and Schwarze, 2004).	91
Εικόνα 7.2 Σχηματικό διάγραμμα ροής κατά μήκος μιας ρηγματογόνου ζώνης. Επιφανειακό νερό κατεισδύει από την ορεινή περιοχή στη ζώνη του ρήγματος στη βάση της οροσειράς. Το νερό κατεβαίνει στη συνέχεια κατά μήκος του ρήγματος και θερμαίνεται από μια ενταφιασμένη πηγή θερμότητας εντός της λεκάνης. Το θερμό νερό ανεβαίνει, μέσω των δυνάμεων της άνωσης, κατά μήκος του ρήγματος στην επιφάνεια όπου μπορεί και να αναδυθεί και ως πηγή (Τροποποιημένο από Glassley 2015).	92

Κεφάλαιο 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Κρήτη έχει μια ιδιαίτερα σύνθετη και πολύπλοκη γεωλογική δομή που έχει επηρεαστεί σημαντικά από τις αλπικές ορογενετικές διαδικασίες στην Ανατολική Μεσόγειο, λόγω της σύγκλισης λιθοσφαιρικής πλάκας της Ευρασίας με την πλάκα της Αφρικής και της καταβύθισης του ωκεάνιου φλοιού της Τιθύος (Bonneau 1984; Lister et al., 1984; Mountrakis et al. 2006; Ring et al., 2010). Χαρακτηρίζεται από πολύπλοκα τεκτονικά γεγονότα όπως η τοποθέτηση των αλληπάλληλων τεκτονικών καλυμμάτων, η συμπίεση που εναλλάσσεται με την έκταση, η κατάρρευση των τεκτονικών καλυμμάτων και η εκταφή πετρωμάτων από μεγάλα βάθη (Bonneau 1984; Seidel et al., 1982; Kiliass et al., 1994, 2002; Joliver et al., 1996)(από Κυρκιμτζή, 2013).

Στην εικόνα 1.1, απεικονίζεται ο γενικευμένος γεωλογικός χάρτης της Κρήτης και η θέση της σε σχέση με το Ελληνικό τόξο καθώς και οι κυριότερες τεκτονοστρωματογραφικές δομές του.

Η δομή αυτή της Κρήτης ευνοεί την ύπαρξη γεωθερμικών πεδίων. Τα πιθανά γεωθερμικά πεδία στην Κρήτη, για τα οποία έχουμε ελάχιστα στοιχεία, είναι χαμηλής ενθαλπίας και εντοπίζονται σε τρεις περιοχές. Στη λεκάνη της Μεσσαράς, που βρίσκεται στο νομό Ηρακλείου, το οποίο αναφέρθηκε σε μελέτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (Νικολάου, 1994), στο Ακρωτήρι του νομού Χανίων με πιθανό γεωθερμικό νερό της τάξης των 32°C που μελετήθηκε και στα πλαίσια διπλωματικής εργασίας του Τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων (Βλασταράς 2006) και τέλος στην περιοχή Καπίστρι της Ιεράπετρας για γεωθερμικό νερό με θερμοκρασία 25°C (Chatzigiannis and Kavouridis 2013). Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η σύγκριση δύο πιθανών γεωθερμικών ταμιευτήρων (χωριά Περί- Πλάτανος και Μελιδοχώρι) με έναν μη γεωθερμικό υδροφορέα (Τυμπάκι) στη λεκάνη της Μεσσαράς, για την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικών με την χρήση των γεωθερμομέτρων που ευρέως χρησιμοποιούνται..

Κεφάλαιο 2: ΓΕΩΛΟΓΙΑ

2.1 ΓΕΝΙΚΑ

Κατά τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες, οι γνώσεις μας για την γεωλογική δομή της Κρήτης έχουν αυξηθεί σημαντικά. Τα αποτελέσματα των ερευνών στα πλαίσια μεγάλου αριθμού προγραμμάτων ευρωπαϊκών και εθνικών ερευνητικών ινστιτούτων αλλά και μεμονωμένων ερευνητών, οδήγησε στην έκδοση του πρώτου συνοπτικού γεωλογικού χάρτη της Κρήτης το 1977 σε κλίμακα 1/200.000. Όπως φαίνεται στον χάρτη αυτόν αλλά και στους επόμενους που εκδόθηκαν από το Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας κλίμακας 1:500.000, Εικόνα 2.1), το μεγαλύτερο ποσοστό προνεογενούς ηλικίας πετρωμάτων που δομούν και εμφανίζονται στην Κρήτη, ανήκουν σε μια ακολουθία μεταμορφωμένων πετρωμάτων που για δεκαετίες είναι γνωστή στη βιβλιογραφία ως «Πλακώδεις Ασβεστόλιθοι», η παλαιογεωγραφική τοποθέτηση των οποίων παραμένει ένα ανοικτό γεωλογικό κεφάλαιο. Παρόμοια είναι τα προβλήματα που σχετίζονται με τα καλύμματα της ενότητας του Τρυπαλίου και του Φυλλιτικού Καλύμματος.



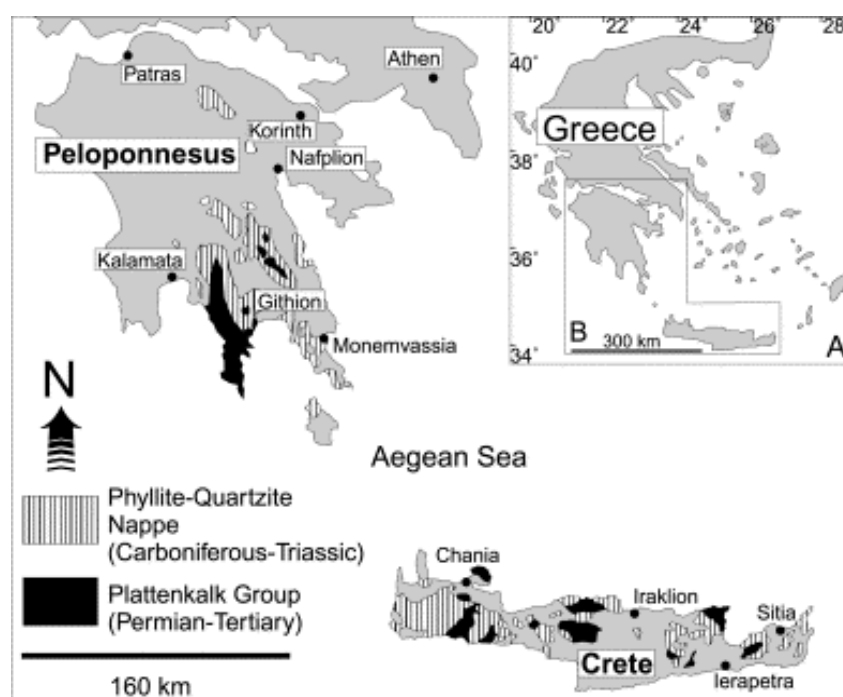
Εικόνα 2.1.: Τμήμα του γεωλογικού χάρτη της Ελλάδος σε κλίμακα 1:500.000, με κίτρινες και πράσινες αποχρώσεις οι λεκάνες του Νεογενούς και του Τεταρτογενούς (Ι.Γ.Μ.Ε.).

Πιο ειδικά, η Κρήτη συγκροτείται από την κατώτερη τεκτονική ενότητα η οποία αποτελείται από ένα αυτόχθονο έως παραυτόχθονο σύστημα πετρωμάτων που περιλαμβάνει την μεταμορφωμένη Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστόλιθων (Plattenkalk) με ηλικία από το Άνω Πέρμιο έως το Ολιγόκαινο (Εικόνα 2.2)

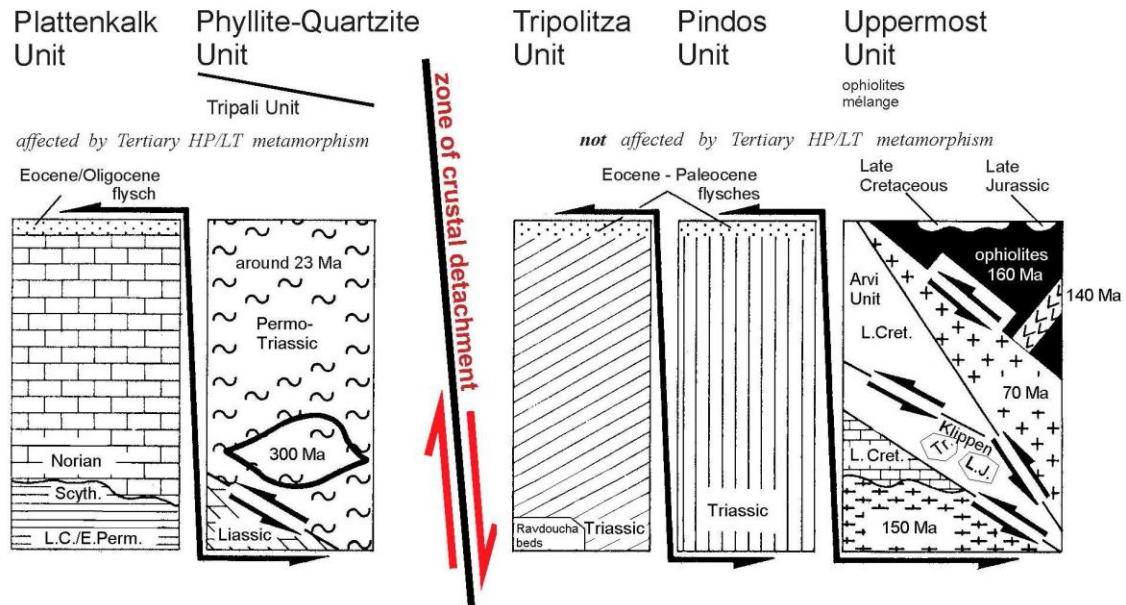
Με τεκτονική επαφή, ακολουθεί ένα αλλόχθονο σύστημα επωθημένο πάνω στο (παρα)αυτόχθονο, υπό τη μορφή αλληπαλλήλων τεκτονικών καλυμμάτων αλπικών ενοτήτων, και με χαρακτηριστική λεπιοειδή διάταξη (Σχήμα 2.1). Τα αλληπαλλήλα τεκτονικά καλύμματα επωθημένα το ένα πάνω στο άλλο τοποθετούνται με την ακόλουθη σειρά από το υποκείμενο προς το υπερκείμενο:

Ενότητα Τρυπαλίου αποτελούμενη από ημιμεταμορφωμένα έως μεταμορφωμένα κυρίως ανθρακικά πετρώματα ηλικίας Τριαδικό έως Λιάσιο.

Ακολούθως, η Ενότητα Φυλλιτών – Χαλαζιτών (Φυλλιτικό Κάλυμμα κατά Dornsiepen & Manutsoglu 1994) με ηλικία Άνω Πέρμιο έως και το Κάρνιο όπου στα κατώτερα τμήματα παρουσιάζονται εντός δολομιτών και ραουβάκων εμφανίσεις γύψου και ανυδρίτου και στα ανώτερα εναλλαγές φυλλιτών με στρώσεις χαλαζιτών και στρώσεις μετα-ηφαιστίτων.



Εικόνα 2.3.: Οι εμφανίσεις της Ομάδας Πλακωδών Ασβεστολίθων και του Φυλλιτικού Καλύμματος στην Πελοπόννησο και Κρήτη (Dornsiepen et al., 2001).



Σχήμα 2.1: Τεκτονική διάταξη των τεκτονοστρωματογραφικών ενότητων στην Κρήτη (τροποποιημένη από Seidel et al., 1982).

Έπεται η Ζώνη της Τρίπολης με το κατώτερο τμήμα να αποτελείται από την αργιλοσχιστολιθική – ανθρακική σειρά Ραβδούχα, το ανώτερο τμήμα από την ανθρακική σειρά της Τρίπολης και τέλος, στο ανώτατο τμήμα της σειράς παρουσιάζεται ο φλύσχος της Τρίπολης. Ακολουθεί η Ζώνη Ωλονού – Πίνδου, όπου στην Κρήτη εντοπίζεται με τρεις σειρές: Πίνδου στη Δυτική Κρήτη με την τυπική στρωματογραφική ακολουθία της ενότητας της Πίνδου, Εθιάς στην Κεντρική Κρήτη και Μαγκασσά στην Ανατολική Κρήτη (Φυτρολάκης, 1980). Πάνω από τις παραπάνω αναφερόμενες εξωτερικές ζώνες (Σχήμα 2.1) υπάρχουν σε ανώτερη τεκτονική θέση αλλόχθονα τεκτονικά λείπια των Εσωτερικών ζωνών που έχει ονομαστεί και **"Ανώτατη ενότητα"**: ένα σύνθετο πολύμεικτο λιθοφασικά τεκτονικό σύμπλεγμα που αποτελείται από επαλληλία καλυμμάτων (Bonneau 1984). Τα διάφορα καλύμματα τα οποία είναι επωθημένα το ένα επάνω στο άλλο από το υπερκείμενο προς το υποκείμενο είναι τα εξής:

- **Οφειολιθικό κάλυμμα με σερπεντινωμένους περιδοτίτες, γάββρους, διορίτες, δολερίτες και διαβάσεις, ηλικίας Κατώτατου Ιουρασικού – Ανώτατου Κρητιδικού.** Οι περισσότερες από τις εμφανίσεις αυτών των οφειολίθων στην Κρήτη εντοπίζονται στο κεντρικό τμήμα της νήσου. Είναι σχηματισμοί με διαστάσεις χιλιομέτρων έως εκατοντάδων μέτρων στην κορυφή της λεγόμενης **"Ανώτατης ενότητας"**. Αποτελούνται κυρίως από πλαστικά τεκτονισμένους σερπεντινίτες. Οι επαφές τους με τις υπόλοιπες ακολουθίες της **"Ανώτατης ενότητας"** είναι παντού

τεκτονικές. Υπολείμματα των αρχικών περιδοτιτών γενικά αντιστοιχούν σε σπινελιούχους *lherzolites*. Οι σερπεντινίτες συχνά περιέχουν χρυσotίλη και αντιγορίτη και σε ορισμένες θέσεις μόνο αντιγορίτη. Στα υπερβασικά αυτά πετρώματα που εμφανίζονται και στην Κρήτη έχουν εντοπιστεί γαββροειδείς διεισδύσεις (*gabbroic dikes*) που ποικίλουν σε μέγεθος από 1-100 περίπου μέτρα. Η χημική σύνθεση αυτών των διεισδύσεων ποικίλει: από γαββρονορίτη σε γάββρο, διορίτη, τοναλίτη έως πλαγιογρανίτη (Koepke et al., 2002).

- Κάλυμμα Αστερούσιων με μετα-ιλυολιθικούς, διμαρμαρυγιακούς, χλωριτικούς, επιδοτιτικούς γνευσίους και σχιστολίθους, αμφιβολίτες και μάρμαρα ηλικίας Κατώτατου Ιουρασικού – Ανώτατου Κρητιδικού.

- Κάλυμμα Βάτου με εναλλαγές τεφρών ιλυολίθων και πάγκους από ψαμμιτικούς ασβεστολίθους και ψαμμίτες ηλικίας Ανωτέρου Ιουρασικού.

- Κάλυμμα Άρβης με βασάλτες σε «μαξιλαροειδείς λάβες» ηλικίας Ανωτέρου Κρητιδικού.

Τέλος, πάνω από τους αλπικούς σχηματισμούς βρίσκονται πετρώματα του Νεογενούς και Τεταρτογενούς τα οποία συνήθως έχουν κυμαινόμενο πάχος και εξάπλωση στις διάφορες περιοχές της Κρήτης. Τα πετρώματα αυτά σχετίζονται με τις μετεωρεγενετικές διεργασίες που επέδρασαν στην περιοχή. Οι απόψεις για το είδος, την διαδοχή και εύρος αυτών των διεργασιών δίστανται στην βιβλιογραφία.

Οι εφελκυστικές τάσεις που έλαβαν χώρα στην περιοχή της Κρήτης είχαν ως συνέπεια τη δημιουργία μεγάλων βυθισμάτων, ως αποτέλεσμα της δράσης μεγάλων ρηγμάτων με κύριες διευθύνσεις B-N και A-Δ. Οι κυριότερες λεκάνες που πληρώθηκαν με ιζήματα του Νεογενούς είναι οι λεκάνες Ηρακλείου, Μεσσαράς, Ιεράπετρας και του βορείου τμήματος Νομών Ρεθύμνου και Χανίων. Τα νεογενή αυτά ιζήματα επικάθονται ασύμφωνα στους αλπικούς σχηματισμούς και είναι χερσαίας, ποτάμιας, υφάλμυρης και θαλάσσιας προέλευσης. Παρουσιάζουν ανομοιομορφία ως προς την ηλικία τους και ως προς τη λιθολογία τους. Κατά Meulenkamp (1979) οι σχηματισμοί του Νεογενούς έχουν ομαδοποιηθεί σε λιθοφασικές ομάδες (Σχήμα 2.2):

Η Ομάδα Πρίνα αποτελείται από ασβεστολιθικά μαύρα χονδρόκοκκα λατυποπαγή και λατυποκροκαλοπαγή με ασβεστιτικό υλικό συγκόλλησης ενώ εμπεριέχει ολισθόλιθους προνεογενών ασβεστόλιθων. Αποτελεί τη βάση των Νεογενών ιζημάτων στις περιοχές της ανατολικής και δυτικής Κρήτης, ή μεταβαίνει πλευρικά ως προς την αμέσως Νεότερη. Η ηλικία της Ομάδας Πρίνα προσδιορίζεται στο Μέσο Μειόκαινο και το περιβάλλον απόθεσης χαρακτηρίζεται μη θαλάσσιο ως υφάλμυρο ή ρηχό θαλάσσιο.

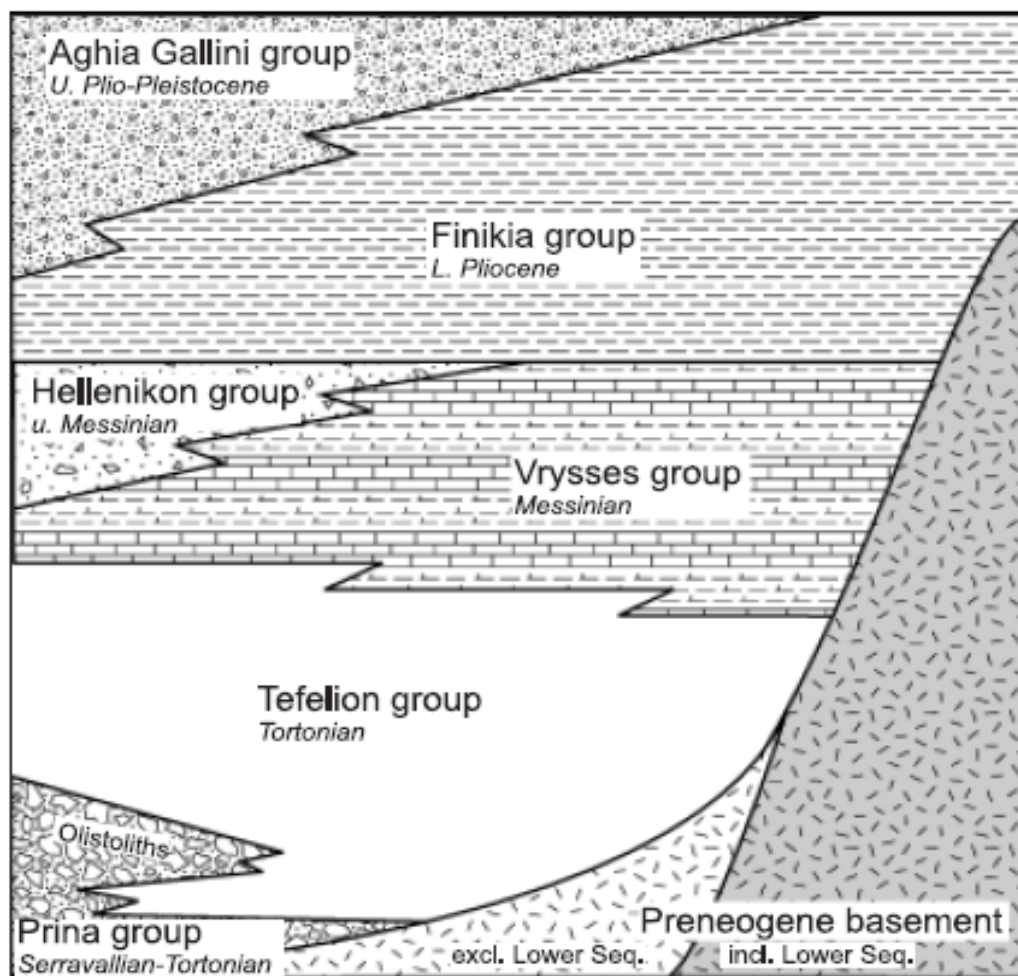
Η Ομάδα Τεφελίου τοποθετείται ασύμφωνα είτε πάνω στην Ομάδα Πρίνα, είτε απευθείας πάνω στο προνεογενές υπόβαθρο. Αποτελείται από χαλαρά θαλάσσια και ποταμολιμναία κροκαλοπαγή, άμμους, αργίλους και ιλύ. Η ηλικία τους τοποθετείται από το Σερραβάλλιο έως το Άνω Τορτόνιο. Η Ομάδα Τεφελίου αποτελείται από τους σχηματισμούς Βιάννου, Σκινιά και Αμπελούζου.

Η Ομάδα Βρυσών συντίθεται από το σχηματισμό της Αγίας Βαρβάρας και τοποθετείται υπερκείμενη είτε της Ομάδας Τεφελίου είτε του αλπικού υποβάθρου. Αποτελείται από θαλάσσιους βιοκλαστικούς ή υφαλογενής ασβεστόλιθους εναλλαγές φυλλωδών και ομογενών μαργών, οι οποίες κατά τύπους εμπεριέχουν παρεμβολές γύψων. Η ηλικία της Ομάδας των βρυσών τοποθετείται στο Άνω Τορτόνιο έως το Κάτω Μεσσήνιο.

Η Ομάδα Ελληνικού παρουσιάζεται τοποθετημένη ασύμφωνα σε παλαιότερους Νεογενής σχηματισμούς ή κατά θέσεις, απευθείας επάνω στο υπόβαθρο ή επάνω στην ομάδα Βρυσών στην οποία όμως κατά τύπους παρεμβάλετε. Περιλαμβάνει ερυθρωπά χερσαίας προέλευσης κροκαλοπαγή, ποταμολιμναίες σχετικώς λεπτόκοκκες αποθέσεις και ενίοτε υφάλμυρες και λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις με εμπεριεχόμενα λεπτά στρώματα γύψου. Η Ομάδα Ελληνικού αποτέθηκε κατά τη διάρκεια της κρίσης αλατότητας του Μεσσηνίου με την ηλικία της να προσδιορίζεται στο Άνω Μεσσήνιο. Στις περιοχές της κεντρικής και ανατολικής Κρήτης δεν υπάρχουν εμφανίσεις της Ομάδας Ελληνικού.

Η Ομάδα Φοινικιάς συντίθεται από το σχηματισμό της Φοινικιάς και τοποθετείται επί των στρωμάτων της Ομάδας Ελληνικού, Βρυσών ή του προνεογενούς υποβάθρου. Αποτελείται από ανοιχτής θάλασσας αργίλους και μάργες οι οποίες ενίοτε παρουσιάζουν πυριτικές ενστρώσεις ενώ τμήμα της βάσης της Ομάδας Φοινικιάς, περιέχει ένα λατυποπαγές αποτελούμενο από ιζήματα του Μειόκαινου και του Κατώτερου Πλειόκαινου. Η ηλικία της Ομάδας της Φοινικιάς είναι Πλειοκαινική.

Η Ομάδα Αγίας Γαλήνης συντίθεται από το σχηματισμό της Αγίας Γαλήνης και βρίσκεται υπερκείμενη της Ομάδας της Φοινικιάς και κατά ένα μέρος αποτελεί πλευρική αντιστοιχία της. Εμπεριέχει χονδροκλαστικά υλικά, χερσαία ερυθρά κροκαλοπαγή και ποταμοδελταϊκές άμμους και αργίλους. Αποτελεί την τελευταία ενότητα του Νεογενούς στην Κρήτη η οποία ανήκει στο Άνω Πλειόκαινο ή πιθανά στο Άνω Πλειστόκαινο.



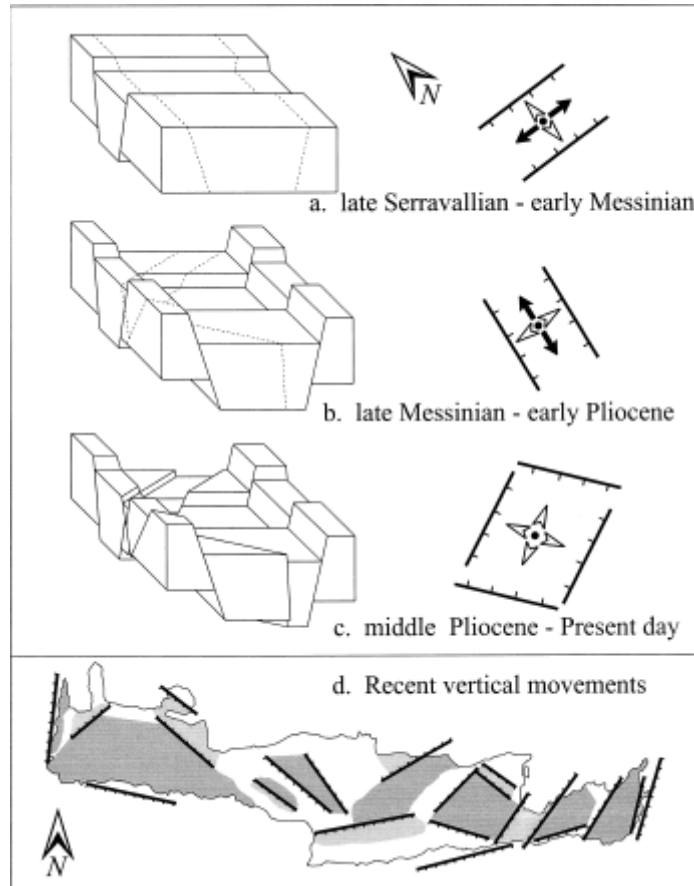
Σχήμα 2.2: Σχηματική απεικόνιση της λιθοστρωματογραφίας της Κρήτης, με τις μεγαλύτερες ομάδες σχηματισμών του Νεογενούς και το προνεογενές υπόβαθρο (αδιαίρετο). Παρουσιάζεται η μεταξύ τους σχέση όσο αναφορά τη κατακόρυφη και οριζόντια θέση αλλά και την αλληλοπαρεμβολή τους (Meulenkamp, 1979).

Επάνω στους σχηματισμούς του Νεογενούς ή απευθείας στο προνεογενές υπόβαθρο υπέρκεινται ασύμφωνα τα ιζήματα του Τεταρτογενούς (Meulenkamp, 1979; Φυτρολάκης, 1980). Πρόκειται για συγκολλημένους ή ασύνδετους χερσαίους σχηματισμούς η ηλικία των οποίων τοποθετείται στο Πλειστόκαινο και νεότερη, ενώ οι μορφές τους ποικίλουν σε πλευρικά κορήματα σε κλιτύες, σε αλλουβιακά ριπίδια στις εξόδους χειμάρρων και σε αλλουβιακές αποθέσεις (Μανούτσογλου, 2012, αδημοσίευτες σημειώσεις γεωλογίας της Κρήτης).

Πολυάριθμες έρευνες έχουν διεξαχθεί για την τεκτονική εξέλιξη της Κρήτης, στους αλπικούς σχηματισμούς της οποίας έχει διαπιστωθεί μια εναλλασσόμενη συμπίεστική και ελκυστική τεκτονική πολλών φάσεων (Εικόνα 2.3).

Την αλπική τεκτονική δραστηριότητα διαδέχθηκε κατά το Νεογενές μια πολυφασική ρηξιγενής δραστηριότητα που συνοδεύτηκε από την έντονη μετατόπιση

ρηξιτέμαχων από περιοχή σε περιοχή και αυτό αποδεικνύεται από τη στρωματογραφική σύσταση των λεκανών του Νεογενούς που αρχικά θεωρήθηκε ότι εξελίχθηκαν εντός βυθισμάτων που οριοθετήθηκαν από ενεργά ρήγματα, τα οποία έδρασαν διαχρονικά από το Μέσο Μειόκαινο (Fassoulas, 2001).

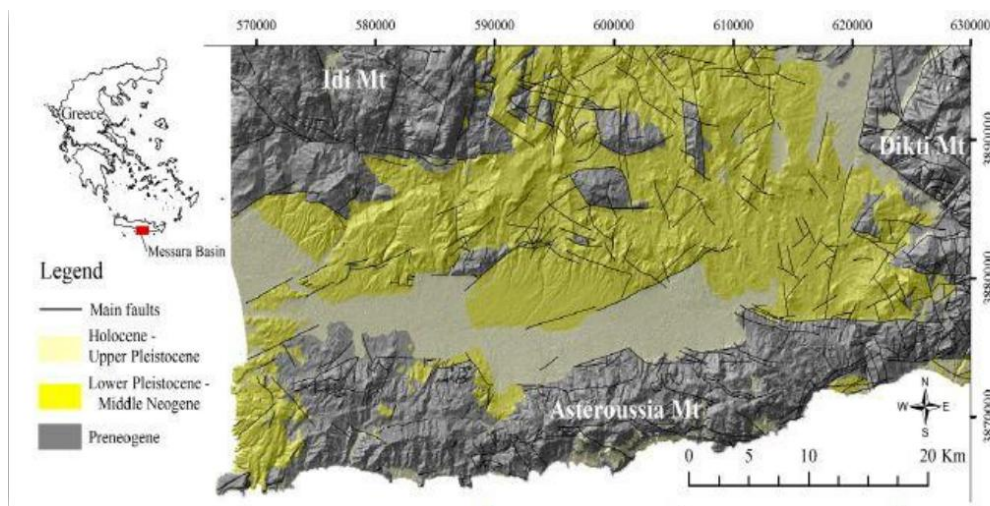


Εικόνα 2.4: (a)-(c) απλοποιημένα μπλοκ-διαγράμματα που αντιπροσωπεύουν την τεκτονική εξέλιξη της λεκάνης της Μεσσαράς, ως αποτέλεσμα της, οι τρεις ομάδες ρηγμάτων. Οι περιφερειακές τάσεις του πεδίου παρουσιάζονται και τα συνδεδεμένα πρότυπα ρηγμάτων. Τα ανοικτά βέλη δείχνουν τους άξονες σ_3 , ενώ, τα μαύρα βέλη δείχνουν τους άξονες σ_2 . Να σημειωθεί ότι ο βορράς είναι προς την πάνω-αριστερή γωνία. (d) Οι πρόσφατες (Τεταρτογενή ως σήμερα) κατακόρυφες κινήσεις στην Κρήτη (Fassoulas 2001).

2.2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΜΕΣΣΑΡΑΣ

Η λεκάνη της Μεσσαράς εκτείνεται κατά διεύθυνση Α-Δ και αποτελεί το νότιο τμήμα της λεκάνης του Ηρακλείου. Η λεκάνη αυτή αποτελεί μια τεκτονική τάφρο που ορίζεται από τις

ρηξιγενείς ζώνες Μαλεβυζίου - Καμαρών – Γέργερης στα δυτικά από τα ρήγματα Καστελίου – Χερσονήσου – Ξενιάκου (ανατολικά) και των Αστερουσίων ορέων (νότια). Η λεκάνη διακρίνεται σε δύο επιμέρους τεκτονικές ενότητες: Στην πρώτη περιλαμβάνονται οι τεταρτογενείς και οι νεογενείς σχηματισμοί και στη δεύτερη ανήκουν οι προνεογενείς σχηματισμοί των οροσειρών του Ψηλορείτη, της Δίκτης και των Αστερουσίων ορέων, οι οποίες καταλαμβάνουν τα όρια της λεκάνης. (Κριτσωτάκης, 2009). Στο σχήμα 2.3, απεικονίζεται ο Τεκτονοστρωματογραφικός χάρτης λεκάνης Μεσσαράς.



Σχήμα 2.3 Τεκτονοστρωματογραφικός χάρτης λεκάνης Μεσσαράς (χαρτογράφηση ΙΓΜΕ κλίμακας 1:50.000)

Στο σχήμα με ανοικτό κίτρινο χρώμα οι αποθέσεις του Ολόκαινου – Ανώτερου Πλειστόκαινου, με κίτρινο οι αποθέσεις του Κατώτερου Πλειστόκαινου – Μέσο Νεογενούς και με γκρι οι προνεογενείς αποθέσεις. (Μορέλας, 2014).

Η πεδιάδα της Μεσσαράς αποτελείται στο 45% από τεταρτογενή ιζήματα, ενώ τα γύρω βουνά και λόφοι στο 53% τους από νεογενή ιζήματα και φλύσχη, με σχετικά μεγάλες απορροές. Υπάρχει ένα ποσοστό 2% από καρστικούς σχηματισμούς στην ορεινή περιοχή, η οποία λόγω της υδροπερατότητας των πετρωμάτων χαρακτηρίζεται από ασήμαντες επιφανειακές απορροές (Μ. Κριτσωτάκης, 2009).

Στη Δυτ. Μεσσαρά βρίσκεται η λεκάνη απορροής του ποταμού Γεροπόταμου με έκταση 600,6 km² και διαχωρίζεται σε τρία τμήματα με βάση το μορφολογικό ανάγλυφο και τους γεωλογικούς σχηματισμούς, το βόρειο, το νότιο και το κεντρικό τμήμα.

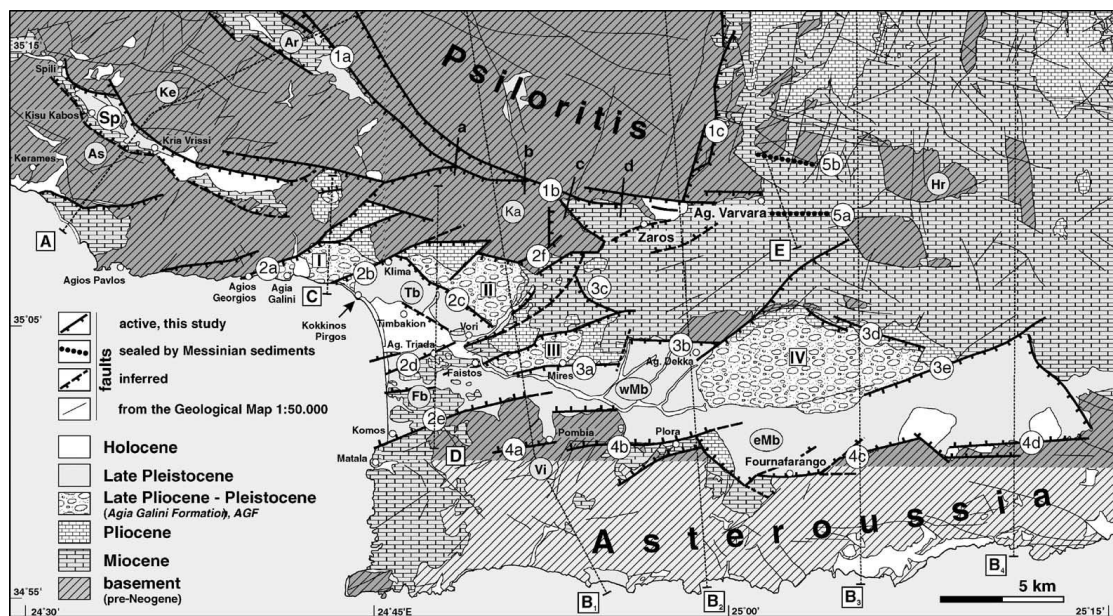
Το βόρειο τμήμα καλύπτεται από νεογενείς αποθέσεις, όπως μάργες, μαργαϊκούς ασβεστόλιθους και γύψους. Το νότιο τμήμα της λεκάνης, όπου βρίσκονται τα Αστερούσια Όρη καλύπτεται από φλύσχη των Ζωνών Τριπόλεως και Πίνδου.

Το κεντρικό τμήμα της λεκάνης, όπου βρίσκεται στο δυτικό του τομέα, η περιοχή μελέτης του Τυμπακίου, όπως φαίνεται και στην εικόνα 2.1 καλύπτεται από Πλειστόκαινο αδιαίρετο (κροκαλοπαγή, άμμοι, μάργες, ψαμμίτες, άργιλους και βιοκλαστικούς ασβεστόλιθους). Συναντώνται κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα και τη μεγαλύτερη έκταση καταλαμβάνουν ιζήματα της Τεταρτογενούς Περιόδου (θαλάσσιες και χερσαίες αποθέσεις).

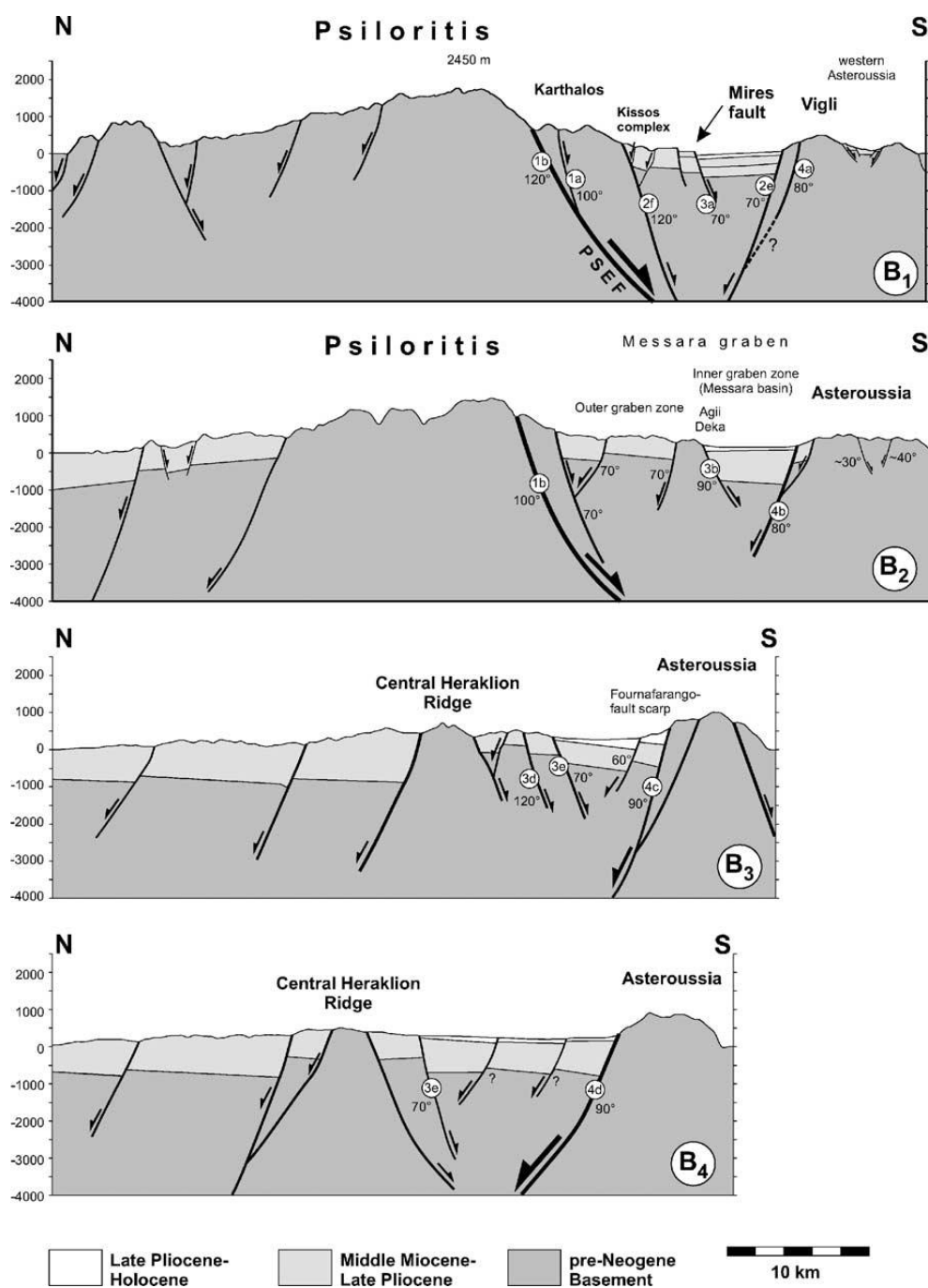
Στην εργασία των Peterek & Schwarze (2004), παρουσιάζεται το μοντέλο της ανάπτυξης της συνθετικής τάφρου της ταπείνωσης (*depression*) της Μεσσαράς. Στο σχήμα 2.4, παρουσιάζονται οι θέσεις των γεωλογικών τομών που απεικονίζουν τις γεωλογικές δομές μεταξύ του Ψηλορείτη και των Αστερουσίων (Εικόνα 2.4).

Τεκτονικά, αυτή η ταπείνωση χαρακτηρίζεται από μία εσωτερική και μία εξωτερική τάφρο. Κατά μήκος του βόρειου ορίου της **τάφρου της Μεσσαράς**, η εξωτερική τάφρος έχει πλάτος μέχρι και 10 χιλιόμετρα και αποτελείται από ενότητες που η ηλικία τους είναι πριν το Πλειστόκαινο και ανυψώθηκαν σε διαφορετικά ρηξιτεμάχη/μπλοκ που ανυψώθηκαν πριν το Πλειστόκαινο. Με βάση την κατανομή των αποθέσεων του Νεογενούς (και την επικράτηση των ΔΒΔ-ΑΝΑ ενεργών ρηγμάτων, συγκεκριμένα νότια του ορεινού όγκου του Ψηλορείτη, μπορεί να θεωρηθεί ότι η βόρεια εξωτερική **τάφρος (graben)** της Μεσσαράς οριζόταν αρχικά από ρήγματα ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης. Μερικά από αυτά τα ρήγματα ενεργοποιήθηκαν ταυτόχρονα με την εναπόθεση των στρωμάτων του Νεογενούς. Κατά μήκος του βόρειου ορίου της τάφρου της Μεσσαράς, τα όρια της εξωτερικής τάφρου είναι λιγότερο σαφή και το πλάτος της περιορίζεται σε λιγότερο από κάποια χιλιόμετρα ή εξαφανίζεται τελείως. Όπως και το τμήμα της βόρειας εξωτερικής τάφρου έτσι και το αντίστοιχο νότιο τμήμα αποτελείται από ακολουθίες που έχουν ηλικίες παλαιότερες από το Πλειστόκαινο.

Η γεωμετρία των ενεργών ρηγμάτων στα όρια της λεκάνης της Μεσσαράς υποδηλώνει την αύξηση του μήκους της λεκάνης προς τα ανατολικά. Η λεκάνη της Μεσσαράς χωρίζεται σε αρκετές υπολεκάνες, οι οποίες χωρίζονται από ξεχωριστά ρήγματα που είναι καλυμμένα από αποθέσεις του Πλειόκαινου έως το Ολόκαινο.



Εικόνα 2.4: Γεωλογικός χάρτης του μεγαλύτερου τμήματος της λεκάνης της Μεσσαράς και οι θέσεις αντιπροσωπευτικών γεωλογικών τομών διαφόρων διευθύνσεων (κατά Peterek & Schwarze, 2004).



Σχήμα 2.4. Γεωλογικές τομές B1-4 με τις αντίστοιχες ερμηνείες των γεωλογικών δομών μεταξύ των ορεινών όγκων του Ψηλορείτη και των Αστερουσίων (κατά Petersek & Schwarze, 2004).

Κεφάλαιο 3: ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑ

3.1 ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΜΕΣΣΑΡΑΣ

Με βάση την ταξινόμηση των γεωλογικών σχηματισμών της Κρήτης διακρίνουμε τις παρακάτω υδρολιθολογικές ενότητες στην περιοχή μελέτης:

- Καρστικοί σχηματισμοί οι οποίοι συνίστανται από τα ανθρακικά πετρώματα των ενοτήτων της Πίνδου, της Τρίπολης και της Αυτόχθονου σειράς και καταλαμβάνουν τα όρια της λεκάνης της Μεσσαράς. Βόρεια δομούν την οροσειρά της Ίδης και νότια την οροσειρά των Αστερουσίων ορέων όπου εκεί έχουμε μικρότερες εμφανίσεις. Μικρό ποσοστό του υπόγειου δυναμικού του καρστικού υδροφορέα της Ίδης απορρέει από τις πηγές της Γέργερης με αποδέκτη την υδρολογική λεκάνη του Ληθαίου- Γεροποτάμου και από τις πηγές του Ζαρού με αποδέκτη την υδρολογική λεκάνη του Τυμπακίου. Το μεγαλύτερο ποσοστό του υπόγειου δυναμικού του καρστικού συστήματος της Ίδης απορρέει βόρεια στην υφάλμυρη πηγή του Αλμυρού Ηρακλείου. Οι καρστικές εμφανίσεις των Αστερουσίων φιλοξενούν περιορισμένους υδροφόρους ορίζοντες με μικρό δυναμικό και το νερό τους χρησιμοποιείται κυρίως για την ύδρευση των οικισμών.

- Προσχωματικές αποθέσεις που καταλαμβάνουν το κεντρικό πεδινό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς και αποτελούν το σημαντικότερο υδροφορέα της περιοχής μελέτης. Συνίστανται από ποταμολιμναίες αλλουβιακές αποθέσεις. Επίσης συναντώνται μικρού πάχους και έκτασης αποθέσεις κατά μήκος των υδρορευμάτων

- Πλειστοκαινικές αποθέσεις που καταλαμβάνουν σημαντική έκταση στο βόρειο τμήμα της πεδινής περιοχής.

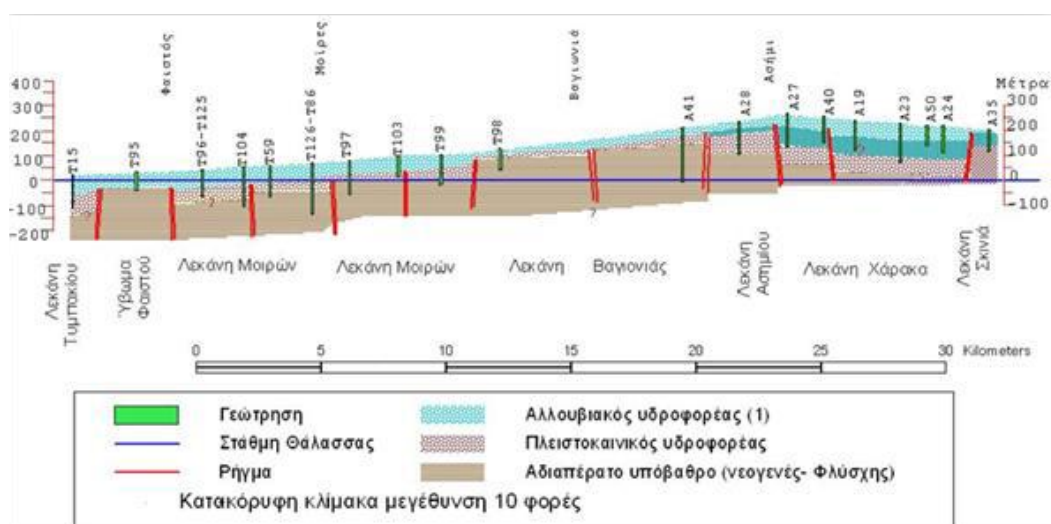
- Νεογενείς σχηματισμοί που καταλαμβάνουν ένα μεγάλο τμήμα της περιοχής μελέτης βόρεια των προσχωματικών – πλειστοκαινικών αποθέσεων και σχηματίζουν το λοφώδες ανάγλυφο.

Οι σημαντικότεροι υδροφορείς στην περιοχή μελέτης κατά σειρά δυναμικότητας είναι ο αλλουβιακός, ο πλειστοκαινικός και ο νεογενής. Επίσης στα περιθώρια της λεκάνης απαντούν ανθρακικοί σχηματισμοί που φιλοξενούν καρστικές υδροφορίες. Οι καρστικοί υδροφορείς των Αστερουσίων σχηματίζουν μικρές αποκομμένες λεκάνες, λόγω του έντονου τεκτονισμού και το νερό τους χρησιμοποιείται κυρίως για την ύδρευση των οικισμών. Ποσότητα από το νερό του καρστικού συστήματος του Ψηλορείτη εξέρχεται από τις δύο πηγές της Γέργερης και του Ζαρού. (Κριτσωτάκης, 2009).

Στην εικόνα 3.1, φαίνεται ο υδρολιθολογικός χάρτης της Κρήτης, ενώ στο σχήμα 3.1, η υδρογεωλογική τομή της λεκάνης Μεσσαράς (Α – Δ).



Εικόνα 3.1 Υδρολιθολογικός χάρτης του υδατικού διαμερίσματος Κρήτης/ Διάκριση βάσει λιθολογίας (από Δασκαλάκη, 2002).



Σχήμα 3.1 Υδρογεωλογική τομή λεκάνης Μεσσαράς (Α – Δ) (από Κριτσωτάκη, 2009).

3.2 ΥΦΑΛΜΥΡΙΝΣΗ

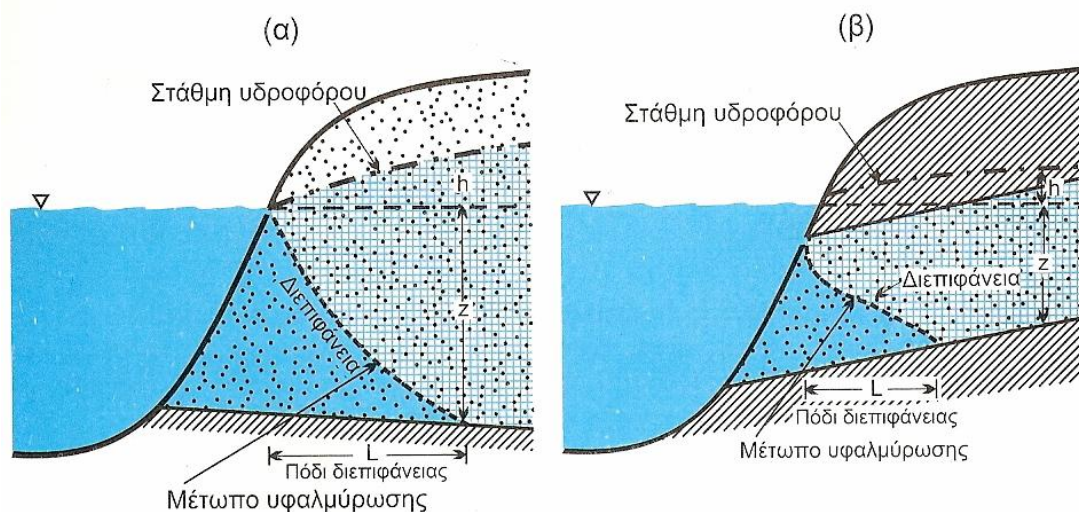
Ως υφαλμύρινη ορίζεται η αύξηση της αλατότητας του υπόγειου νερού που μπορεί να οφείλεται στη διείσδυση του θαλασσινού νερού σε έναν υπόγειο υδροφορέα (σχήμα 3.2).

Το φαινόμενο της υφαλμύρινης των καρστικών υδροφοριών της Κρήτης οφείλεται κυρίως σε δύο παράγοντες, τους μορφολογικούς και στην τεκτονική (ρήγματα) με τις ανοδικές-καθοδικές κινήσεις. Οι μορφολογικοί παράγοντες που συμβάλλουν στην υφαλμύρινη είναι κυρίως το μικρό πλάτος της Κρήτης σε συνδυασμό με το γεγονός ότι τα ανθρακικά πετρώματα

και ειδικότερα αυτά των ορεινών όγκων που αποτελούν αυτόνομα καρστικά υδροσυστήματα έρχονται πολλές φορές σε απ'ευθείας επαφή με το ανοικτό μέτωπο της θάλασσας. Τα ανοιχτά μέτωπα για το νησί της Κρήτης έχουν μεγάλο συνολικό μήκος και κατά περίπτωση αντιπροσωπεύουν μικρής και μεγάλης δυναμικότητας υπόγειες υδροφορίες.

Οι τεκτονικοί παράγοντες πέρα από τη διαμόρφωση της γενικής γεωλογικής δομής της Κρήτης, συνετέλεσαν στη διαδικασία της υφαλμύρινσης και ειδικά τα ρήγματα καθώς και οι ανοδικές και καθοδικές κινήσεις της θάλασσας. Αποτέλεσμα της τεκτονικής αυτής δράσης είναι να συναντάται το κάρστ σε διάφορα κατά περιοχή υψόμετρα ή βάθη και η δημιουργία των «ανοικτών μετώπων» επικοινωνίας των καρστικών υδροφοριών προς τη θάλασσα (Κνιθάκης Μ.-Καλούμενος Κ., 1993). (Δασκαλάκη, 2002).

Επίσης, άλλος ένας βασικός παράγοντας που συντελεί στην υφαλμύρινση των υδροφορέων είναι η υπεράντληση για την κάλυψη των τοπικών αναγκών σε ύδρευση και άρδευση (Τρούσσα, 2009).

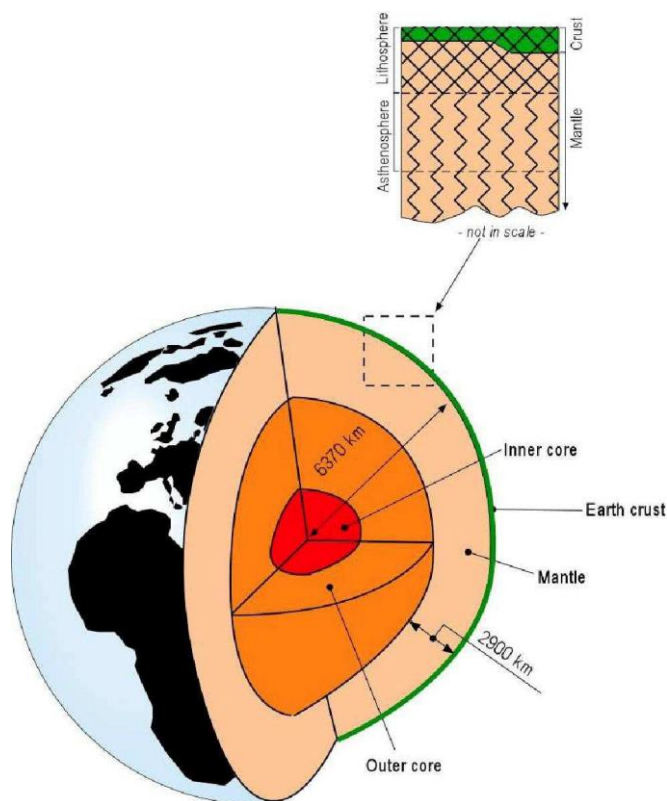


Σχήμα 3.2 Ζώνη διεπιφάνειας (α) σε ελεύθερο και (β) σε υπό πίεση υδροφόρο στρώμα (από Τρούσσα, 2009).

Κεφάλαιο 4: ΓΕΩΘΕΡΜΙΑ

4.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο ορισμός της Γεωθερμικής Ενέργειας, σύμφωνα με το ASTM E-957 (*Standard Terminology Relating to Geothermal Energy*), είναι αρκετά ευρύς: «η θερμική ενέργεια που περιέχεται στα πετρώματα και στα ρευστά της γης». Όμως με τον όρο «γεωθερμική ενέργεια», που συνήθως χρησιμοποιούμε, εννοούμε το τμήμα της γήινης θερμότητας που βρίσκεται αποθηκευμένο με τη μορφή θερμού νερού, ατμού ή θερμών πετρωμάτων σε ευνοϊκές γεωλογικές συνθήκες, δηλαδή περιορίζεται στα πρώτα τρία περίπου χιλιόμετρα από την επιφάνεια της γης (Φυτίκας & Ανδρίτσος, 2004). Η ενέργεια αυτή βρίσκεται συνήθως περιορισμένη σε μία γεωθερμική περιοχή ή πεδίο με συγκεκριμένα επιφανειακά όρια. Στο σχήμα 4.1 φαίνεται το εσωτερικό της γης- φλοιός, μανδύας και πυρήνας.



Σχήμα 4.1 ο φλοιός, ο μανδύας και ο πυρήνας της γης. Πάνω δεξιά: τομή του φλοιού και του ανώτερου μανδύα (Μπινιάρης, 2012).

4.2 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ

4.2.1 Θερμότητα

Η ενέργεια που προσάγεται ή απάγεται από ένα σώμα λόγω διαφοράς θερμοκρασίας ονομάζεται θερμότητα. Ο όρος θερμότητα, αναφέρεται πάντοτε σε μεταφορά ενέργειας από ένα σώμα ή σύστημα σε ένα άλλο, και ποτέ στο ποσό ενέργειας που περιέχεται σε ένα συγκεκριμένο σύστημα (Young, 1994).

Η μετάδοση της θερμότητας οφείλεται αφενός στη χαρακτηριστική θερμοδυναμική «ιδιότητα» της ύλης, τη θερμοκρασία, και αφετέρου ότι η διακίνηση θερμικής ενέργειας γίνεται πάντοτε από τις υψηλότερες προς τις χαμηλότερες θερμοκρασίες (δεύτερο θερμοδυναμικό αξίωμα). Η μετάδοση της θερμότητας μπορεί να γίνει με: α) αγωγή, β) συναγωγή και γ) ακτινοβολία. Στη γη εμφανίζονται και οι τρεις τρόποι (Καρυδάκης, 2005).

4.2.2 Ενθαλπία

Η ενθαλπία αναφέρεται στην ικανότητα που έχουν τα σώματα να αποθηκεύουν θερμότητα και ορίζεται ως η ποσότητα της θερμότητας ενός σώματος ή συστήματος η οποία απαιτείται (με αντιστρεπτό τρόπο) για την αύξηση της θερμοκρασίας του από το απόλυτο μηδέν, μέχρι της θερμοκρασίας T του σώματος ή του συστήματος. Μεταξύ της κατάστασης του σώματος και της ενθαλπίας του, υπάρχει αμφιμονοσήμαντη αντιστοιχία. Η μεταβολή της ενθαλπίας (dH') ισούται με το γινόμενο της ειδικής θερμότητας υπό σταθερή πίεση (c_p) επί τη μεταβολή της απόλυτης θερμοκρασίας (dT):

$$dH' = c_p \cdot dT \quad (\text{kJ/kg})$$

Είναι χαρακτηριστικό ότι η ταξινόμηση των γεωθερμικών πεδίων γίνεται με βάση την ενθαλπία τους ως γεωθερμικά πεδία χαμηλής, μέσης και υψηλής ενθαλπίας. Οφείλεται δε στο ότι η ενθαλπία καλύπτει αφενός τη θερμοκρασιακή κατάσταση και αφετέρου την αποθηκευτική θερμική ικανότητα του σώματος, η οποία εκφράζεται με την ειδική θερμότητα. Η μέτρηση λοιπόν της ειδικής θερμότητας στη γεωθερμία είναι απαραίτητη για την εκτίμηση της αποθηκευμένης ποσότητας θερμότητας στους διάφορους γεωλογικούς σχηματισμούς (Καρυδάκης, 2005).

4.2.3 Θερμική αγωγιμότητα

Ονομάζεται η ικανότητα ενός υλικού να επιτρέπει τη μετάδοση της θερμότητας δια μέσου του. Το ποσό της θερμότητας (dQ), που μεταφέρεται διαμέσου ενός υλικού σε χρόνο t , λόγω της διαφοράς θερμοκρασίας $dT = T_2 - T_1$, ισούται:

$$dQ = k' \cdot S' \cdot t \cdot dT / l'$$

k' = ο συντελεστής θερμικής αγωγιμότητας του υλικού, αποτελεί τη διερχόμενη ποσότητα θερμότητας που διαχέεται δια μέσου ενός ομογενούς υλικού και εξαρτάται από τη φύση και τη φυσική κατάσταση του υλικού

S' = η διατομή του υλικού

t = ο χρόνος μεταφοράς της θερμότητας

l' = το πάχος του υλικού

Η θερμική αγωγιμότητα είναι βασική γεωθερμική παράμετρος των πετρωμάτων και έχει άμεση σχέση με τη γεωθερμική βαθμίδα (είναι αντιστρόφως ανάλογα). Είναι απαραίτητη για τη μέτρηση της θερμικής ροής των πετρωμάτων. Η θερμική αγωγιμότητα των στερεών και υγρών αυξάνεται με την πίεση, γι' αυτό στα μεγάλα βάθη η αγωγιμότητα των πετρωμάτων είναι αυξημένη (Καρυδάκης, 2005).

4.2.4 Γεωθερμική βαθμίδα

Οι υψηλές θερμοκρασίες που επικρατούν στο εσωτερικό της γης, είναι η αιτία που προκαλείται κατακόρυφη ροή θερμότητας από τα βαθύτερα σημεία προς την επιφάνεια. Η θερμοκρασία αυξάνει με το βάθος, με μέσο ρυθμό 1°C για κάθε 30 m ή 30°C ανά km. Ο ρυθμός αυτός αύξησης της θερμοκρασίας της γης με το βάθος καλείται γεωθερμική βαθμίδα. Η γεωθερμική βαθμίδα δεν είναι βέβαια σταθερή σε όλα τα σημεία του πλανήτη, επειδή επηρεάζεται από διάφορους γεωλογικούς παράγοντες. Στις περιοχές όπου η γεωθερμική βαθμίδα είναι μεγαλύτερη από τη μέση γήινη, χαρακτηρίζεται θετική γεωθερμική ανωμαλία (Φυτίκας κ.α., 2004). Η μέση τιμή της γήινης γεωθερμικής βαθμίδας είναι $1,43\text{ }\mu\text{cal/cm}^2\cdot\text{s}$ (Καρυδάκης, 2005).

4.2.5 Θερμική ροή

Στη γεωθερμία ως ροή θερμότητας ορίζεται ο ρυθμός με τον οποίο η θερμότητα ανέρχεται από το εσωτερικό προς την επιφάνεια της γης και μεταδίδεται με αγωγή, αναφέρεται δε στην κατακόρυφη διανυσματική συνιστώσα της γήινης ροής θερμότητας (Καρυδάκης, 2005).

Η ροή θερμότητας που προσδιορίζεται στο φλοιό της γης, εξαρτάται από τη θερμική αγωγιμότητα των πετρωμάτων και από τη γεωθερμική βαθμίδα και αποτελεί το γινόμενο τους. Η μέτρηση της ροής θερμότητας αναφέρεται είτε με τις μονάδες θερμικής ροής (Heat Flow Units, HFU = $1\text{ }\mu\text{cal/cm}^2\cdot\text{s}$) είτε με τις μονάδες Mw/m^2 (Φυτίκας κ.α., 2004).

4.3 ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΑ ΠΕΔΙΑ

Το πλέον συνηθισμένο κριτήριο για την ταξινόμηση των γεωθερμικών πόρων είναι αυτό που βασίζεται στην ενθαλπία των γεωθερμικών ρευστών, τα οποία λειτουργούν ως ο φορέας “μεταφοράς” της θερμότητας από τα βαθιά και θερμά πετρώματα προς την επιφάνεια. Η ενθαλπία, η οποία σε γενικές γραμμές θεωρείται ότι είναι ανάλογη της θερμοκρασίας, χρησιμοποιείται για να εκφράσει την περιεχόμενη θερμική ενέργεια των ρευστών και δίνει μια γενική εικόνα της ενεργειακής “αξίας” τους. Οι γεωθερμικοί πόροι διακρίνονται σε χαμηλής, μέσης και υψηλής ενθαλπίας (ή θερμοκρασίας), σύμφωνα με το ενεργειακό τους περιεχόμενο και τις πιθανές μορφές αξιοποίησής τους. Στον Πίνακα 4.1 αναφέρονται οι χαρακτηριστικοί τρόποι ταξινόμησης, όπως αυτοί προτάθηκαν από διάφορους συγγραφείς. Όπως ακριβώς και για την ορολογία, μια κοινώς αποδεκτή μέθοδος ταξινόμησης θα βοηθούσε στην αποφυγή συγχύσεων και παρανοήσεων. Όμως, μέχρι να γίνει αυτό, θα πρέπει κάθε φορά και κατά περίπτωση να δηλώνουμε τις τιμές των θερμοκρασιών ή το εύρος τους, διότι όροι όπως “χαμηλή”, “ενδιάμεση” ή “υψηλή” δεν έχουν πάντα την ίδια ερμηνεία και πολλές φορές είναι παραπλανητικοί. (Dickson M., Fanelli M., 2004)

Πίνακας 4.1 Ταξινόμηση των γεωθερμικών πόρων (°C)

	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)
Low enthalpy resources	<90	<125	<100	≤150	≤190
Intermediate enthalpy resources	90-150	125-225	100-200	-	-
High enthalpy resources	>150	>225	>200	>150	>190

Source: (a) Muffler and Cataldi (1978).

(b) Hochstein (1990).

(c) Benderitter and Cormy (1990).

(d) Nicholson (1993).

(e) Axelsson and Gunnlaugsson 2000, Dickson M., Fanelli M., 2004)

Κεφάλαιο 5: ΥΔΡΟΧΗΜΕΙΑ

Στο κεφάλαιο αυτό αναφέρονται κάποιες βασικές παράμετροι του νερού που βοηθούν στο χαρακτηρισμό του, η προέλευση των διαφόρων ιόντων που υπάρχουν σε αυτό καθώς επίσης σχετικά με την μεθοδολογία δειγματοληψίας και τους τρόπους απεικόνισης των αποτελεσμάτων.

5.1 ΦΥΣΙΚΟΧΗΜΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΤΩΝ ΝΕΡΩΝ

Οι κυριότερες παράμετροι του υπόγειου νερού είναι (Βουδούρης, 2015):

- **Φυσικές** (θερμοκρασία, χρώμα, θολότητα, οσμή, ραδιενέργεια)

- **Χημικές** (pH, Αγωγιμότητα, Σκληρότητα, Αλκαλικότητα, Δυναμικό οξειδοαναγωγής)

Κύρια ιόντα: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^-

Δευτερεύοντα ιόντα: Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , NH_4^+ , F^- , CO_3^{2-} , Al^{3+} κ.ά.

Βαρέα μέταλλα: Pb^{2+} , Cr^{6+} , Hg^{2+} , As^{3+} , Cd^{2+} κ.ά.

Θρεπτικές ενώσεις του N, P

Πρωτεΐνες, Οργανικές ενώσεις, Αέρια (O_2 , N_2 , H_2S , NH_3 , CH_4)

Θερμοκρασία

Η θερμοκρασία των υπόγειων νερών καθορίζεται κυρίως από τη θερμοκρασία των πετρωμάτων, τα οποία τα περιβάλλουν. Οι θερμοκρασίες του υπόγειου νερού τείνουν να παραμείνουν σταθερές, εκτός από τα επιφανειακά νερά που παρουσιάζουν διακυμάνσεις ως αποτέλεσμα των μεταβολών της ηλιακής ενέργειας πάνω στην επιφάνεια της γης. Η θερμοκρασία του υπόγειου νερού επηρεάζεται και από τις μεταβολές της πιεζομετρικής επιφάνειας του υδροφορέα. Κατά την ανάμειξη θερμού και ψυχρού νερού με θερμοκρασίες $T\theta$ και $T\psi$ με όγκους $V\theta, V\psi$, ισχύει αντίστοιχα:

$$V_{mix} \cdot T_{mix} = V\theta \cdot T\theta + V\psi \cdot T\psi \text{ και } V_{mix} = V\theta + V\psi = 100\%$$

Λύνοντας ως προς $V\theta$ υπολογίζεται ο όγκος του θερμού νερού (%) στο μίγμα:

$$V_{\theta} = \frac{(T_{mix} - T\psi)100}{(T\theta - T\psi)}$$

Ηλεκτρική αγωγιμότητα (EC)

Το καθαρό νερό δεν είναι καλός αγωγός του ηλεκτρισμού. Η αύξηση της ποσότητας των διαλυμένων αλάτων και η αύξηση της θερμοκρασίας συνεπάγονται και αύξηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας, γι' αυτό η μέτρησή της πρέπει να γίνεται σε συγκεκριμένη θερμοκρασία (συνήθως 25 °C). Έτσι η ηλεκτρική αγωγιμότητα συνδέεται άμεσα με την ποσότητα και τη φύση των διαλυμένων ηλεκτρολυτών. Το ενδεικτικό επίπεδο της αγωγιμότητας στο πόσιμο νερό είναι 400 $\mu S/cm$. Αυξημένη αγωγιμότητα υποδηλώνει αυξημένες ποσότητες αλάτων, που ανάλογα με τη φύση τους και τη συγκέντρωσή τους μπορεί να δημιουργήσουν προβλήματα υγείας.

Κατά την ανάμειξη δύο νερών με διαφορετικές τιμές EC ισχύει:

$$EC_{mix} = EC1 * x + EC2 * (1-x),$$

όπου: EC_{mix} είναι η ηλεκτρική αγωγιμότητα του μίγματος που προκύπτει, $EC1$, $EC2$ οι αγωγιμότητες των νερών που αναμείχθηκαν και x = το ποσοστό ανάμειξης του ενός νερού στο μίγμα.

Ενεργός οξύτητα (pH)

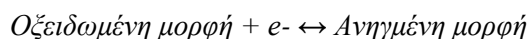
Ενεργός οξύτητα είναι η συγκέντρωση των ιόντων H_3O^+ που περιέχεται στο διάλυμα και εκφράζεται με το pH, δηλ. με τον αρνητικό δεκαδικό λογάριθμο της συγκέντρωσης των ιόντων H_3O^+ . Ο προσδιορισμός του pH γίνεται χρωματομετρικά και ηλεκτρομετρικά. Το pH του υπόγειου νερού καθορίζεται από τις διάφορες χημικές αντιδράσεις και ισορροπίες μεταξύ των διαλυμένων ιόντων μέσα σε αυτό. Το pH που οφείλεται στην παρουσία του CO_2 αποτελεί το pH ισορροπίας ή pHs κορεσμού. Αν το pH του νερού είναι μικρότερο από το pH κορεσμού τότε το νερό έχει μεγάλη διαλυτική ικανότητα και μπορεί να διαλύσει το $CaCO_3$. Στην αντίθετη περίπτωση το διάλυμα είναι κορεσμένο και αποθέτει το $CaCO_3$.

Το pH των νερών γενικά μειώνεται όσο η υδάτινη μάζα ενηλικιώνεται. Μια νέα υδάτινη μάζα είναι συνήθως αλκαλική ($pH > 7$) και σιγά-σιγά με τον χρόνο γίνεται όξινη ($pH < 7$). Αυτό οφείλεται κυρίως στη συγκέντρωση οργανικού υλικού, που εκλύει CO_2 όταν αποσυντίθεται.

Η όξινη βροχή (acid rain) που οφείλεται στην έκλυση οξειδίων (SO_2 , NO_x) από την καύση υδρογονανθράκων και τη μετατροπή τους σε οξέα στην ατμόσφαιρα (H_2SO_4 , HNO_3), συμβάλλει στη μείωση του pH και στη δημιουργία **όξινων υπόγειων νερών**. Το pH του νερού του υπεδάφους είναι σημαντικός παράγοντας αποσάθρωσης. Όξινο περιβάλλον ευνοεί την αφαίρεση Fe και Al από τα μητρικά ορυκτά, καθώς και τη συγκέντρωση του SiO_2 . Το pH επίσης μπορεί να μειωθεί από την οξείδωση της αμμωνίας, που προέρχεται από τη χρήση της κοπριάς σαν λίπασμα, καθώς και την οξείδωση των πυριτών (FeS_2).

Δυναμικό Οξειδοαναγωγής (Redox potential)

Το δυναμικό οξειδοαναγωγής (Eh) ενός υδατικού διαλύματος μπορεί να υπολογισθεί από την εξίσωση του Nerst. Μετράται με ευαίσθητα ηλεκτρόδια και εξαρτάται από τη θέση ισορροπίας της αντίδρασης:



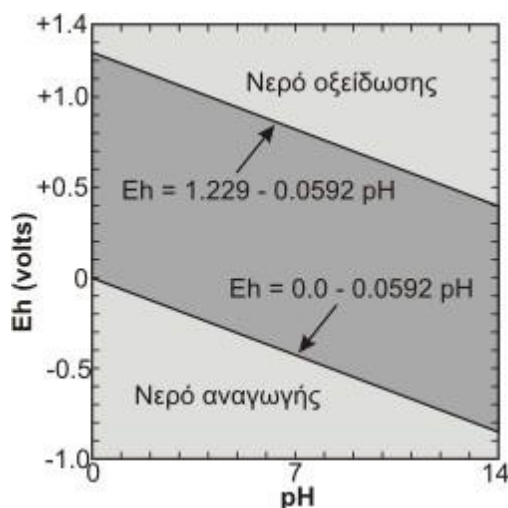
Η θέση της ισορροπίας εξαρτάται από τις συγκεντρώσεις του οξειδωτικού και του αναγωγικού σώματος. Το πιο άφθονο και ισχυρό οξειδωτικό στη φύση είναι το οξυγόνο και το ισχυρότερο αναγωγικό θεωρείται το υδρογόνο.

Η μεταβολή του pH στο περιβάλλον προκαλεί σημαντική μεταβολή της τιμής του δυναμικού οξειδοαναγωγής, λόγω της συμμετοχής των ιόντων OH^- στις αντιδράσεις οξειδοαναγωγής. Γνωρίζοντας τις τιμές του δυναμικού οξειδοαναγωγής σε συνάρτηση με το pH, είναι δυνατός ο

προσδιορισμός των μορφών με τις οποίες βρίσκεται ένα χημικό στοιχείο σε ένα συγκεκριμένο φυσικό περιβάλλον.

Στο Σχήμα 5.1 φαίνεται η σχέση Eh-pH και διακρίνονται περιοχές όπου το νερό οξειδώνεται σε O_2 και περιοχές όπου ανάγεται σε H_2 . Επίσης η κατανομή των H_2S , CH_4 , Fe^{2+} και άλλων ενώσεων καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από την τιμή του Eh.

Με τη βοήθεια του Eh ενός υδάτινου περιβάλλοντος είναι δυνατόν να υπολογισθούν με ακρίβεια οι συγκεντρώσεις ιόντων ή ενώσεων στο περιβάλλον αυτό. Στην επιφάνεια της θάλασσας το $Eh=+0,3$ (οξειδωτικό περιβάλλον), λόγω εμπλουτισμού με αέρα και κοντά στον πυθμένα $Eh=-0,6$ (αναγωγικό περιβάλλον), λόγω περίσσειας οργανικού υλικού και έλλειψης οξυγόνου (Θεοδωρίκας, 1997). Χαμηλό Eh συμβάλλει στη διατήρηση οργανικής ύλης σ' ένα ίζημα. Στην ξηρά, άφθονη οργανική ύλη υπάρχει στον πυθμένα λιμνών και ελών και στη θάλασσα σε κλειστούς κόλπους με περιορισμένη κυκλοφορία νερού και απουσία αδρόκοκκων κλαστικών υλικών.



Σχήμα 5.1 Διάγραμμα Eh-pH.

Συνολικά Διαλυμένα Στερεά (T.D.S)- Αλατότητα του υπόγειου νερού

Η παρουσία αλάτων στο υπόγειο νερό σχετίζεται με το είδος των πετρωμάτων στα οποία κινείται, τον χρόνο παραμονής, την ταχύτητα ροής κ.λπ.

Το T.D.S εκφράζει τη συνολική συγκέντρωση των διαλυμένων στο νερό αλάτων, χωρίς να περιλαμβάνονται τα αιωρούμενα ιζήματα, τα κolloειδή και τα διαλυμένα αέρια. Δηλ. το T.D.S αποτελεί ένα δείκτη μεταλλικότητας (αλατότητας) και συνδέεται με την ηλεκτρική αγωγιμότητα (EC) με τις σχέσεις :

$$T.D.S \text{ (ppm)} \sim 0.65 \text{ (EC)} \text{ (}\mu\text{S/cm)} \text{ και } T.D.S \text{ (meq/L)} \sim 0.01 \text{ (EC)} \text{ (}\mu\text{S/cm)}$$

Αν οι τιμές του T.D.S. κυμαίνονται μεταξύ 0-1.000 mg/L το νερό είναι **γλυκό** (fresh), μεταξύ 1.000-10.000 mg/L θεωρείται **υφάλμυρο** (brackish), μεταξύ 10.000-100.000 mg/L **αλμυρό** (salt or saline) και για τιμές μεγαλύτερες των 100.000 mg/L **υπεραλμυρό** (brine).

Για τον υπολογισμό του T.D.S. προστίθενται οι τιμές όλων των ιόντων, ενώ ο Hounslow (1995) προτείνει την κάτωθι αναλυτική έκφραση για το T.D.S.:

$$T.D.S. = \text{Σύνολο ιόντων} + \text{SiO}_2 - (0,5082 \times \text{HCO}_3^-)$$

Το T.D.S. μπορεί να επηρεασθεί από τη διείσδυση της θάλασσας, την εξάτμιση του νερού και τη διάλυση ορυκτής ύλης. Το πλεόνασμα του αρδευτικού νερού που διηθείται στον υδροφόρο αυξάνει το T.D.S. Μεγάλες τιμές αλατότητας απαντώνται σε υδροφόρους ξηρών περιοχών και σε λεκάνες με κακή στράγγιση.

Στις παράκτιες περιοχές τα αερομεταφερόμενα άλατα αποτελούν μια σημαντική πηγή αλατότητας των υπόγειων νερών. Εγκλωβισμένα αλμυρά νερά εντοπίζονται σε περιοχές ιζηματογενών αποθέσεων (badlands).

Τα υπόγεια νερά έχουν μεγαλύτερες συγκεντρώσεις διαλυμένων αλάτων από τα επιφανειακά, λόγω φόρτισης με άλατα από τη διάλυση των πετρωμάτων. Η αλατότητα είναι μεγαλύτερη σε περιοχές, όπου η κίνηση του νερού είναι μικρότερη και σε ξηρές περιοχές με ασημαντη έκπλυση από τη βροχή. Γενικά, η αλατότητα αυξάνει με το βάθος.

Διαλυμένο Οξυγόνο

Η παρουσία του οξυγόνου στο υπόγειο νερό, υποδηλώνει πρόσφατη έκθεση του νερού στην επίδραση της ατμόσφαιρας. Το οξυγόνο παρουσιάζει μικρή διαλυτότητα στο νερό, η οποία κυμαίνεται από 6 έως 15 ppm. Μικρές τιμές περιεκτικότητας σε οξυγόνο παρατηρούνται σε παλαιά νερά που δεν ανανεώνονται, ενώ αντίθετα μεγάλες συγκεντρώσεις συναντώνται σε νερά, τα οποία δεν παραμένουν για μεγάλο χρονικό διάστημα στους υδροφόρους ορίζοντες και ανανεώνονται συνεχώς. Μικρές τιμές του διαλυμένου οξυγόνου φανερώνουν έντονα ρυπασμένα νερά με οργανικές ουσίες.

Γενικά η περιεκτικότητα του διαλυμένου οξυγόνου στο νερό εξαρτάται από:

- α) Τη θερμοκρασία. Όσο υψηλότερη είναι η θερμοκρασία του νερού, τόσο μικρότερη είναι η περιεκτικότητα σε οξυγόνο.
- β) Την ποσότητα της οργανικής ύλης, η οποία αποσυντίθεται στο νερό.
- γ) Την παρουσία ή απουσία φυτών (μικροσκοπικών και μακροσκοπικών), τα οποία μπορούν να κάνουν φωτοσύνθεση.
- δ) Το βαθμό της διείσδυσης του φωτός, που εξαρτάται από το βάθος.

Κατά την κίνηση του νερού στην ακόρεστη ζώνη μειώνεται η συγκέντρωση του οξυγόνου, λόγω κατανάλωσης στις οξειδωτικές διεργασίες που συντελούνται εκεί. Η μείωση του οξυγόνου με το βάθος είναι εκθετική και σπάνια περιέχεται διαλυμένο οξυγόνο σε βάθη μεγαλύτερα των 20 m από την υδροστατική επιφάνεια. Στα στάσιμα νερά η περιεκτικότητα σε οξυγόνο μεταβάλλεται με το βάθος και την εποχή. Το θέρος η περιεκτικότητα οξυγόνου στα μεγάλα βάθη ελαττώνεται και μπορεί να μηδενισθεί.

Αλκαλικότητα (Alkalinity)

Η αλκαλικότητα είναι ένα μέτρο της ικανότητας των νερών να εξουδετερώνουν ορισμένη ποσότητα υδρογονοκατιόντων. Η εξουδετέρωση αυτή οφείλεται στην παρουσία των ιόντων OH^- , CO_3^{2-} και HCO_3^- . Επιπλέον δρουν οι συζυγείς βάσεις του φωσφορικού και πυριτικού οξέος. Η παρουσία οργανικής ύλης μπορεί να έχει σημαντική επίδραση στον καθορισμό της αλκαλικότητας των υπόγειων νερών. Τα χλωριούχα, θειικά και νιτρικά ιόντα δεν συμβάλλουν στην αλκαλικότητα.

Σκληρότητα (Hardness)

Η σκληρότητα των νερών προέρχεται από την παρουσία δισθενών μεταλλικών κατιόντων, εκ των οποίων τα πιο συνηθισμένα είναι το Ca^{2+} και το Mg^{2+} . Τα ιόντα αυτά αντιδρούν με το σαπούνι και σχηματίζουν ίζημα και μαζί με ορισμένα ανιόντα, που βρίσκονται στο νερό δημιουργούν κρούστα.

Ο προσδιορισμός της σκληρότητας έχει μεγάλη σημασία γιατί αποτελεί κριτήριο καταλληλότητας για πολλές χρήσεις των νερών γιατί δείχνει την τάση για σχηματισμό ανθρακικών επικαθήσεων στους λέβητες και τις ψυκτικές δεξαμενές, την ικανότητα δέσμευσης σαπώνων και χρωμάτων κ.ά (Μήτρακας, 2001).

Η σκληρότητα διακρίνεται σε:

α) **Παροδική ή ανθρακική σκληρότητα** που προέρχεται από την παρουσία όξινων ανθρακικών αλάτων του Ca^{2+} και Mg^{2+} δηλ. $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ και $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$. Τα άλατα αυτά προέρχονται από τη διάλυση αλάτων Ca^{2+} και Mg^{2+} , που υπάρχουν στα διάφορα πετρώματα ή στο έδαφος μέσα από τα οποία διέρχεται το νερό. Η διάλυση αυτή διευκολύνεται από το CO_2 που ελευθερώνεται από τη βακτηριακή δράση σε οργανικές ουσίες του εδάφους ή προσλαμβάνεται από την ατμόσφαιρα. Όταν το νερό θερμανθεί τα άλατα αυτά αποσυντίθεται στα αντίστοιχα ανθρακικά και πέφτουν ως ίζημα.

β) **Μόνιμη σκληρότητα ή μη ανθρακική** που προέρχεται από την παρουσία αλκαλικών γαιών, ενωμένων με το θειικό ιόν, το ιόν χλωρίου και το νιτρικό ιόν. Η κύρια πηγή των θειικών ιόντων είναι η οξείδωση του σιδηροπυρίτη, εκτός και αν συμβαίνει απόθεση εβαποριτών.

γ) **Ολική σκληρότητα (Total Hardness):** Είναι το άθροισμα της ανθρακικής και της μόνιμης σκληρότητας. Εκφράζεται σε ισοδύναμο CaCO_3 (mg/L), αλλά και σε βαθμούς σκληρότητας.

Ο Γαλλικός βαθμός ισοδυναμεί με 10 mg/L CaCO_3 και ο Γερμανικός βαθμός ισοδυναμεί με 17,86 mg/L $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

Η ολική σκληρότητα (TH) δίνεται από τη σχέση: $TH = 2,5Ca + 4,1Mg$ αν οι περιεκτικότητες των ιόντων είναι εκφρασμένες σε mg/L και $TH = 50 (Ca + Mg)$ αν είναι εκφρασμένες σε meq/L.

Η περιοχή μεταξύ 15-20 γαλλικών βαθμών χαρακτηρίζουν πολύ καλό νερό από άποψη σκληρότητας. Η μηδενική σκληρότητα, η παντελής δηλ. έλλειψη ασβεστίου και μαγνησίου δεν είναι επιθυμητή. Η μεγάλη σκληρότητα προκαλεί ελαφρά διάρροια σε όσους πίνουν για πρώτη φορά, ενώ η συνεχής εξωτερική του χρήση προκαλεί ερεθισμό στο δέρμα. Επίσης καταστρέφει

τα υφάσματα και φθείρει τις συσκευές. Τα νερά με βάση τη σκληρότητα ταξινομούνται όπως φαίνεται στον πίνακα 5.1.

Η ολική αλκαλικότητα ισούται με $Alk=0,81967 HCO_3^-$ (mg/L).

Στην περίπτωση που η αλκαλικότητα είναι μεγαλύτερη από την ολική σκληρότητα τότε η μη ανθρακική σκληρότητα (μόνιμη) είναι μηδέν και η ολική σκληρότητα ισούται με την ανθρακική σκληρότητα (παροδική). Αν η αλκαλικότητα είναι μικρότερη από την ολική σκληρότητα τότε η παροδική σκληρότητα είναι ίση με την αλκαλικότητα και η μόνιμη είναι η διαφορά της αλκαλικότητας από την ολική σκληρότητα. (Βουδούρης Κ., 2015).

Πίνακας 5.1 Ταξινόμηση των νερών με βάση τη σκληρότητα.

<i>Ισοδύναμο CaCO₃ (mg/L)</i>	<i>Γαλλικοί βαθμοί</i>	<i>Χαρακτηρισμός του νερού</i>
0-100	0-10	Μαλακό
101-200	10-20	Μέτρια σκληρό
201-300	20-30	Σκληρό
>300	>30	Πολύ σκληρό

5.2 ΙΟΝΤΙΚΟΙ ΛΟΓΟΙ

Μεγάλη βοήθεια στην αναγνώριση της προέλευσης των νερών δίνουν οι ιοντικές σχέσεις (Mandel- Shiftan, 1981) σε meq/l:

- **Λόγος Mg/Ca**

Θαλασσινό νερό: ~5

Ασβεστολιθικά νερά: 0,5- 0,7 (ασβεστολιθικοί υδροφόροι)

Δολομιτικά νερά: 0,7- 0,9 (δολομιτικοί υδροφόροι)

Πυριτικά νερά: >0,9 (υδροφόροι σε οφιολιθικούς σχηματισμούς ή γενικά σε πυριτικά πετρώματα πλούσια σε Mg^{2+}). Στα οφιολιθικά οι τιμές είναι συνήθως μεγαλύτερες του 1.

Στους παράκτιους καρστικούς υδροφόρους γίνεται δολομιτίωση (αντικατάσταση Ca^{2+} από Mg^{2+}). Λόγω της δολομιτίωσης ο λόγος Mg/Ca (meq/L) στο θαλασσινό νερό των παράκτιων καρστικών υδροφόρων με το πέρασμα του χρόνου ελαττώνεται

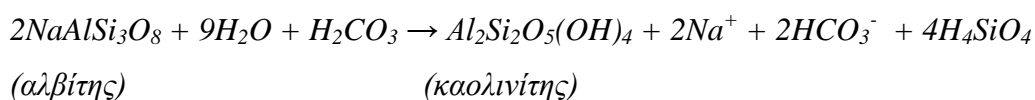
και από την τιμή 5 τείνει προς την τιμή 2. Έτσι η τιμή του λόγου καθορίζει την ηλικία του διεισδύοντος θαλασσινού νερού.

- **Λόγος Na/Cl**

Κανονικά νερά: $0,876 \pm 10\%$, όπως και στο θαλασσινό νερό

Νερό προερχόμενο από υδροφόρους σε αλκαλικά μαγματικά ή μεταμορφωμένα πετρώματα (ιοντική ανταλλαγή Ca^{2+} & Mg^{2+} με Na^+): $\text{Na/Cl} > 1$

Πολύ μικρή τιμή Na/Cl , μαρτυράει ρύπανση του υδροφόρου από τη διείσδυση της θάλασσας. Πρέπει να σημειωθεί ότι το Cl^- είναι αδρανές ιόν και απομακρύνεται εύκολα. Τιμές του λόγου $\text{Na/Cl} > 1$ σε χαμηλές τιμές αλατότητας υποδηλώνει ότι το μετεωρικό NaCl δεν είναι μόνο η κύρια πηγή προέλευσης νατρίου. Υψηλές τιμές του λόγου Na/Cl πιθανά συνδέονται με την αποσάθρωση Na -αστρίων, π.χ. του αλβίτη, όπως περιγράφεται με την παρακάτω αντίδραση:



Δείγματα υπογείου νερού με χαμηλές τιμές (< 1) του λόγου Na/Cl πιθανά είναι το αποτέλεσμα της ιοντοανταλλαγής Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους (από Βουδούρης, 2015).

- **Λόγος Na/K**

Θαλασσινό νερό: ~ 47

Βρόχινο νερό ≤ 10

Στην περιοχή εμπλουτισμού των υδροφόρων: 15- 25

Στο κατάντη τμήμα των υδροφόρων: 45- 70 (λόγω προσρόφησης Na^+).

- **Λόγος (Ca+Mg)/(K+Na)**

Στις περιοχές εμπλουτισμού των υδροφόρων > 1

Στις κατάντη περιοχές(εκφόρτισης) < 1

- **Λόγος Cl/ SO₄**

Η σχέση Cl/SO_4 μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη διάκριση σύγχρονης θαλάσσιας διείσδυσης από προηγούμενες διεισδύσεις σε νερά με συγκεντρώσεις χλωρίου μεγαλύτερες από 500 mg/L. Οι τιμές της σχέσης Cl / SO_4 είναι υψηλότερες στα παλαιά αλμυρά νερά σε σχέση με το σύγχρονο θαλάσσιο νερό, σαν αποτέλεσμα της αναγωγής των θεικών. Στο θαλασσινό νερό, η τιμή της παραπάνω σχέσης είναι περίπου 10 ενώ αν η τιμή κυμαίνεται από 5 έως 10 τότε το νερό είναι υφάλμυρο:

➤ $\text{Cl/SO}_4 = 10$ θαλασσινό νερό

- $Cl/SO_4 > 5$ νερό χλωριούχο
- $Cl/SO_4 = 1-5$ νερό χλωροθειούχο
- $Cl/SO_4 = 0,2-1$ νερό θειούχο-χλωριούχο
- $Cl/SO_4 < 0,2$ νερό θειούχο

- **Συντελεστής Revelle**

Η αναγνώριση της υφαλμύρωσης που προκαλείται από τη θάλασσα δεν είναι πάντα εύκολη. Ο **Revelle** πρότεινε σαν κριτήριο διεύθυνσης του θαλασσινού νερού, τη χρησιμοποίηση του λόγου:

$$R = rCl^- / (rCO_3^{2-} + rHCO_3^-)$$

Το r δηλώνει ότι οι συγκεντρώσεις των ιόντων είναι εκφρασμένες σε meq/L. Τιμές του $R \geq 1$ αποτελούν ένδειξη θαλάσσιας διεύθυνσης.

Στον παρακάτω πίνακα (5.2), φαίνεται ο χαρακτηρισμός του νερού με βάση την τιμή του συντελεστή Revelle.

Πίνακας 5.2 Χαρακτηρισμός βαθμού ρύπανσης ρευστού από θαλάσσια διεύθυνση (από Καλλέργης 2000).

Συντελεστής Revelle	Χαρακτηρισμός ρευστού
<1	Καλό υπόγειο νερό χωρίς θαλάσσια διεύθυνση
1-2	Ελαφρά ρυπασμένο νερό
2-6	Μέτρια ρυπασμένο νερό
6-10	Σοβαρά ρυπασμένο νερό
10-150	Επικίνδυνα ρυπασμένο νερό
>150	Θαλασσινό νερό

5.3 ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΙΟΝΤΩΝ

5.3.1 Κατιόντα

α) Ασβέστιο – Μαγνήσιο

(από Βουδούρης, 2015) Η κύρια προέλευση του ασβεστίου (Ca^{2+}) είναι τα ανθρακικά ιζηματογενή πετρώματα και τα μάρμαρα. Επίσης προέρχεται από τους ασβεστονατριούχους άστριους, τη γύψο, τους πυρόξενους, τους αμφιβόλους, καθώς και σε ορυκτά της ομάδας του επίδοτου. Το μαγνήσιο (Mg^{2+}) απαντάται στον ολιβίνη $(Mg, Fe)SiO_4$, μαγνησίτη, δολομίτη και

τους χλωρίτες. Επίσης στα ανθρακικά πετρώματα, στα οποία είναι περισσότερο άφθονο όταν περιέχουν μαγνησίτη ($MgCO_3$) και δολομίτη ($CaCO_3 \cdot MgCO_3$). Προέρχεται και από τη διάλυση αργιλικών ορυκτών, όπου βρίσκεται προσροφημένο στο πλέγμα τους.

β) Νάτριο-Κάλιο

Τα αλκάλια Na^+ και K^+ συνδέουν την παρουσία τους με τους αστρίους. Το μεν νάτριο στον αλβίτη ($NaAlSi_3O_8$), το δε κάλιο στο ορθόκλαστο και στον μικροκλινή ($KAlSi_3O_8$). Το Na^+ απαντά επίσης στους νατριούχους αμφιβόλους (γλαυκοφανή) και στον αλίτη ($NaCl$) και το K^+ στον συλβίνη (KCl). Το κάλιο σχετίζεται επίσης και με καλιούχα λιπάσματα. Η παρουσία των αλκαλίων σχετίζεται και με τη διεύδυση της θάλασσας σε παράκτιους υδροφόρους ορίζοντες ή με αερομεταφερόμενα σταγονίδια από τη θάλασσα. Το ενδεικτικό επίπεδο συγκέντρωσης νατρίου στα υπόγεια νερά είναι τα 20 mg/L. Στο θαλασσινό νερό ανέρχεται σε 10.000 mg/L.

γ) Ολικός Σίδηρος

Στα νερά ο σίδηρος συναντάται με τη δισθενή και την τρισθενή μορφή του. Προέρχεται από μαγματικά πετρώματα, οξείδια (αιματίτης, λειμωνίτης, μαγνητίτης), σουλφίδια (σιδηροπυρίτης, FeS_2), ανθρακικά ορυκτά (σιδηρίτης, $FeCO_3$).

5.3.2 Ανιόντα

α) Χλώριο (Cl^-)

Κύρια προέλευση είναι τα ιζηματογενή πετρώματα, που περιέχουν αργιλικά ορυκτά θαλάσσιας γένεσης, καθώς και οι εβαπορίτες. Άλλη πηγή αποτελεί η διεύδυση της θάλασσας στους παράκτιους υδροφόρους. Στις βιομηχανικές περιοχές αύξηση του Cl^-

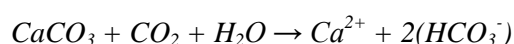
προέρχεται από την καύση των πλαστικών και τα θερμοηλεκτρικά εργοστάσια.

Επιθυμητό όριο συγκέντρωσης των χλωριόντων στο πόσιμο νερό είναι 25 mg/L και το ανώτατο 250 mg/L.

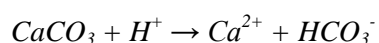
Να σημειωθεί ότι η αλατότητα του βρόχινου νερού στις νησιωτικές και παράκτιες περιοχές είναι υψηλότερη σε σύγκριση με τις περιοχές στην ενδοχώρα, γιατί οι υγρές αέριες μάζες πάνω από τη θάλασσα μεταφέρουν και σταγονίδια (sea spray) πλούσια σε άλατα. Η απόθεση αυτών των αλάτων με τη βροχόπτωση επιδρά σημαντικά στη χημική σύσταση των υπόγειων νερών των νησιών (Dazy et al., 1997, Lambrakis et al., 2000).

β) Όξινα ανθρακικά ιόντα (HCO_3^-)

Είναι το επικρατέστερο ανιόν στα γλυκά υπόγεια νερά. Προέρχεται από το CO_2 της ατμόσφαιρας και το ελευθερούμενο στο έδαφος κατά την οργανική αποσύνθεση, σύμφωνα με την αντίδραση:



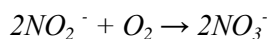
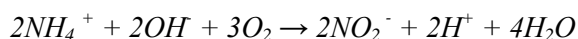
Επίσης προέρχονται από τη διάλυση των ανθρακικών πετρωμάτων από το νερό:



γ) Νιτρικά ιόντα (NO_3^-)

Τα νιτρικά ιόντα είναι το τελικό προϊόν της φυσικής αποσύνθεσης οργανικών αζωτούχων ενώσεων, όπως φυτικής και ζωικής πρωτεΐνης. Μπορεί να προέρχεται από ζωικά περιττώματα, λιπάσματα ή προηγούμενη χρήση του νερού από τον άνθρωπο.

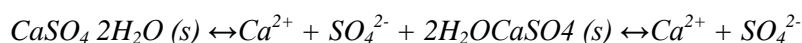
Η οξείδωση του ιόντος NH_4^+ που προκύπτει από την αποσύνθεση πραγματοποιείται σε δύο στάδια με τη βοήθεια μικροοργανισμών:



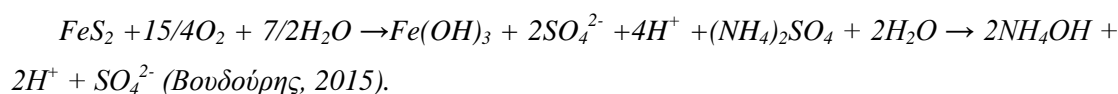
Μεγάλη περιεκτικότητα σε νιτρικό ανιόν υποδηλώνει την παρουσία βιολογικών ρύπων ή επίδραση ή ανάμειξη με νερά άρδευσης από λιπαινόμενες γαίες. Το ανώτατο όριο συγκέντρωσης νιτρικών στο πόσιμο νερό έχει καθορισθεί σε 50 mg/L, ενώ το επιθυμητό όριο είναι 25 mg/L.

δ) Θεϊκά ανιόντα (SO_4^{2-})

Κύρια προέλευση των θεϊκών ανιόντων είναι η διάλυση της γύψου και του ανυδρίτη, η χρήση θεϊκών λιπασμάτων τύπου $(NH_4)_2SO_4$, καθώς και η οξείδωση θειούχων ενώσεων (πυριτών), που εμφανίζονται σε αργιλικά πετρώματα, σύμφωνα με τις αντιδράσεις:



Η παραγωγή θεϊκών ανιόντων από σουλφίδια και θεικό αμμώνιο γίνεται σύμφωνα με τις κάτωθι αντιδράσεις:



5.4 ΣΥΛΛΟΓΗ ΤΩΝ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ

Μια υδρογεωχημική έρευνα των γεωθερμικών ρευστών περιλαμβάνει ουσιαστικά τέσσερα κύρια βήματα (Alper et al., 2014).

Αυτά είναι:

1. Συλλογή των δειγμάτων
2. Επί τόπου μετρήσεις
3. Χημικές αναλύσεις
4. Ερμηνεία των δεδομένων

Η συλλογή των δειγμάτων για χημική ανάλυση είναι το πρώτο βήμα για την αξιολόγηση των γεωθερμικών ρευστών. Είναι επιτακτικό ότι αυτό το βήμα πραγματοποιείται σωστά, διότι όλα τα επόμενα βήματα εξαρτώνται από αυτό.

Αυτή η διαδικασία πρέπει να εφαρμοστεί με καλά εκπαιδευμένο προσωπικό με διορατικότητα σε πιθανά λάθη. Το πιο κοινό λάθος που λαμβάνει χώρα κατά τη

διάρκεια της δειγματοληψίας περιλαμβάνει τη χρήση ακατάλληλων δοχείων, ακατάλληλου καθαρισμού, καθώς και η έλλειψη ή κακή μεταχείριση για την διατήρηση των δειγμάτων. Εάν η δειγματοληψία είναι λανθασμένη, η ερμηνεία των χημικών δεδομένων γίνεται χωρίς νόημα. Οι στρατηγικές δειγματοληψίας και η ανάλυση του φυσικού νερού που κυκλοφορεί στη γεωθερμική περιοχή που πρόκειται να διερευνηθεί (δηλαδή, ο αριθμός των δειγμάτων που πρέπει να συλλέγονται και η αναλυτική διαδικασία ρουτίνας) εξαρτάται κυρίως από την κλίμακα και πρόοδο του κάθε συγκεκριμένου έργου, τα διαθέσιμα κεφάλαια, και υλικοτεχνικούς περιορισμούς. Γενικά, δεν συνίσταται (i) για την ανάλυση ενός μεγάλου αριθμού χημικών και ισοτοπικών παραμέτρων μικρός αριθμός δειγμάτων ή ii) για τον προσδιορισμό ενός μικρού αριθμού χημικών παραμέτρων ένας τεράστιος αριθμός δειγμάτων. Η καλύτερη στρατηγική είναι να συλλεχθούν δείγματα από έναν εύλογο αριθμό θερμικών και μη υδάτων, διανεμημένα σε όλη την διερευνηθείσα περιοχή. Οι τοποθεσίες των δειγμάτων θα πρέπει να επιλέγονται ανάλογα με το υδρογεωλογικό μοντέλο της γεωθερμικής περιοχής. Η υδρογεωχημική έρευνα διεξάγεται δύο εποχές (πριν και μετά τις βροχές), έτσι ώστε τα φαινόμενα ανάμιξης να μπορούν να γίνουν καλύτερα αντιληπτά.

Η συλλογή του νερού πρέπει να γίνεται σε φιάλες 1½ λίτρου από πολυαιθυλένιο, αφού πρώτα ξεπλυθεί καλά με το ίδιο νερό που θα αναλυθεί. Οι γυάλινες φιάλες πρέπει να αποφεύγονται, γιατί έχει παρατηρηθεί προσρόφηση και ανταλλαγή ιόντων. Τα δείγματα φυλάσσονται σε ψυγείο με θερμοκρασία 4 °C, μέχρι να μεταφερθούν στο εργαστήριο.

Έτσι επιτυγχάνεται η αναστολή ανεπιθύμητων βιολογικών και χημικών αντιδράσεων. Τα αποτελέσματα της χημικής ανάλυσης είναι περισσότερο αξιόπιστα, όταν ο χρόνος που μεσολαβεί μεταξύ δειγματοληψίας και ανάλυσης είναι μικρός.

Πριν αναλυθεί το δείγμα πρέπει να διηθείται από ηθμό 0,45 μ και να οξινίζεται μέρος του δείγματος (½L), όταν πρόκειται να αναλυθούν μέταλλα. Με τη διήθηση απομακρύνονται τα αιωρούμενα συστατικά (από Βουδούρης, 2015). . Η οξίνιση γίνεται συνήθως με την προσθήκη είτε HCl (π.χ., 1 ml HCl 1: 1 σε 50 ml δείγματος) ή HNO₃ (Π.χ., 0,5 ml HNO₃ 1: 3 σε 50 ml δείγματος).

5.5 ΕΠΙΤΟΠΙΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ

Φυσικές παράμετροι πρέπει να μετρώνται στο εργαστήριο, αλλά μπορεί επίσης να είναι απαραίτητο να προσδιοριστούν ορισμένες βασικές φυσικές και χημικές παράμετροι στο πεδίο, δεδομένου ότι μπορεί να αλλάξουν κατά τη μεταφορά των

δειγμάτων στο εργαστήριο. Όταν έχει επιλεγεί το σημείο δειγματοληψίας, πρέπει να περιγράφονται και οι επί τόπου μετρήσεις που πραγματοποιούνται. Αυτές περιλαμβάνουν τη μέτρηση της θερμοκρασίας, το pH, την ηλεκτρική αγωγιμότητα (EC), το δυναμικό οξειδοαναγωγής (Eh), το ρυθμό ροής, και τις γεωγραφικές συντεταγμένες για την τοποθεσία δειγματοληψίας. Μερικοί προσδιορισμοί γίνονται καλύτερα στο πεδίο, όπως το διαλυμένο οξυγόνο (O₂) και το υδρόθειο (H₂S). Η ηλεκτρική αγωγιμότητα είναι ένα μέτρο των ιονισμένων χημικών ουσιών στο νερό. Γενικότερα, υψηλές ποσότητες διαλυμένων ανόργανων συστατικών και συγκέντρωση άλατος στο νερό αποδίδει υψηλή ηλεκτρική αγωγιμότητα. Η μέτρηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας μπορεί να παρέχει εκτιμήσεις της καθαρότητας των υδροθερμικών ρευστών και να συμβάλει στην κατανόηση της διαδρομής της ροής του (Alper et al., 2014).

Οι επιτόπιες μετρήσεις των θερμοκρασιών που έγιναν στις περιοχές Περί-Πλάτανος και Μελιδοχώρι κατά την καλοκαιρινή περίοδο, φαίνονται στον παρακάτω πίνακα (5.3):

Πίνακας 5.3 Μετρήσεις θερμοκρασίας νερού, αέρα και εδάφους.

	ΠΕΡΙ1	ΠΕΡΙ2	ΠΕΡΙ3	ΠΛΑΤ1	ΠΛΑΤ2	ΜΕΛ1	ΜΕΛ2
T₁ (°C)	20,85	27,3	22,4	26,4	21,4	23,1	23,5
T₂ (°C)	21	27,4	22,6	26,4	21,4	24,1	23,5
T_{air} (°C)	24,4	24,4	24,4	22,1	22,1	36,7	ΔΥ
T_{soil} (°C)	31,3	30	31,3	28,4	24,1	28,3	30,3

Στην εργασία αυτή δεν έγιναν ίδιες μετρήσεις. Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν προέρχονται από.....

5.6 ΥΔΡΟΧΗΜΙΚΑ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ

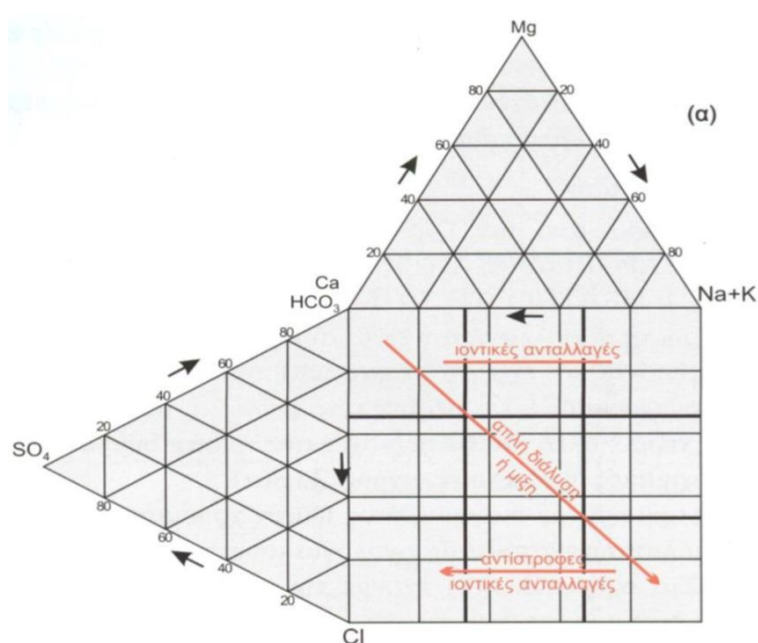
Η σύνθεση του νερού ελέγχεται από την σύνθεση του πετρώματος με το οποίο το θερμικό νερό είναι σε επαφή εντός της λεκάνης, και υδρολογικά χαρακτηριστικά όπως η διαπερατότητα του σχηματισμού και χρόνος παραμονής των κυκλοφορούντων υγρών κάτω από την επιφάνεια. Προσδιορισμός υδρογεωχημικών χαρακτηριστικών των γεωθερμικών νερών και των χημικών μεταβολών που προκύπτουν από την

αλληλεπίδραση με τους βράχους πραγματοποιήθηκε μέσω της ερμηνείας των χημικών στοιχείων. Για το σκοπό αυτό, διαφορετικοί μέθοδοι κατάταξης χρησιμοποιούνται. Χημική ταξινόμηση των υδάτων είναι απαραίτητη για τη σωστή αξιοποίηση γεωχημικών τεχνικών, οι οποίες μπορούν να εφαρμοστούν με βεβαιότητα μόνο σε συγκεκριμένα είδη υγρών με περιορισμένα εύρη σύνθεσης, αντανακλώντας το περιβάλλον προέλευσης. Διάφορα διαγράμματα έχουν αναπτυχθεί για την απεικόνιση της χημείας των υδάτων. Τα συνηθέστερα χρησιμοποιούμενα διαγράμματα συνοψίζονται εν συντομία παρακάτω.

5.6.1 Διάγραμμα DUROV

Αποτελείται από 2 τριγωνικά διαγράμματα που αντιστοιχούν στα κατιόντα και τα ανιόντα και ένα τετράγωνο, που αποτελείται από 9 επιμέρους τετραγωνίδια, για κάθε κατηγορία νερού.

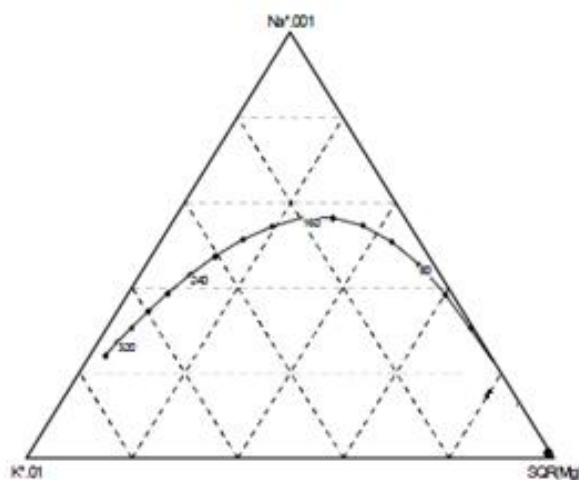
Τα κατιόντα και ανιόντα προβάλλονται χωριστά στα δύο τρίγωνα, με τις προεκτάσεις των καθέτων στις βάσεις των ισόπλευρων τριγώνων, που ξεκινούν από τα σημεία που παριστάνουν την % περιεκτικότητα του νερού σε ανιόντα και κατιόντα να τέμνονται σε ένα σημείο που παριστάνει την κύρια ιοντική συγκέντρωση % στο νερό(εικόνα 5.1) (Παρασκάκη, 2014).



Εικόνα 5.1 Διάγραμμα Durov (από Καλλέργη 1986).

5.6.2 Διάγραμμα GIGGENBACH

Το τριαδικό διάγραμμα Giggenbach (εικόνα 5.2) χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα και για την αναγνώριση του βαθμού ισορροπίας των νερών.

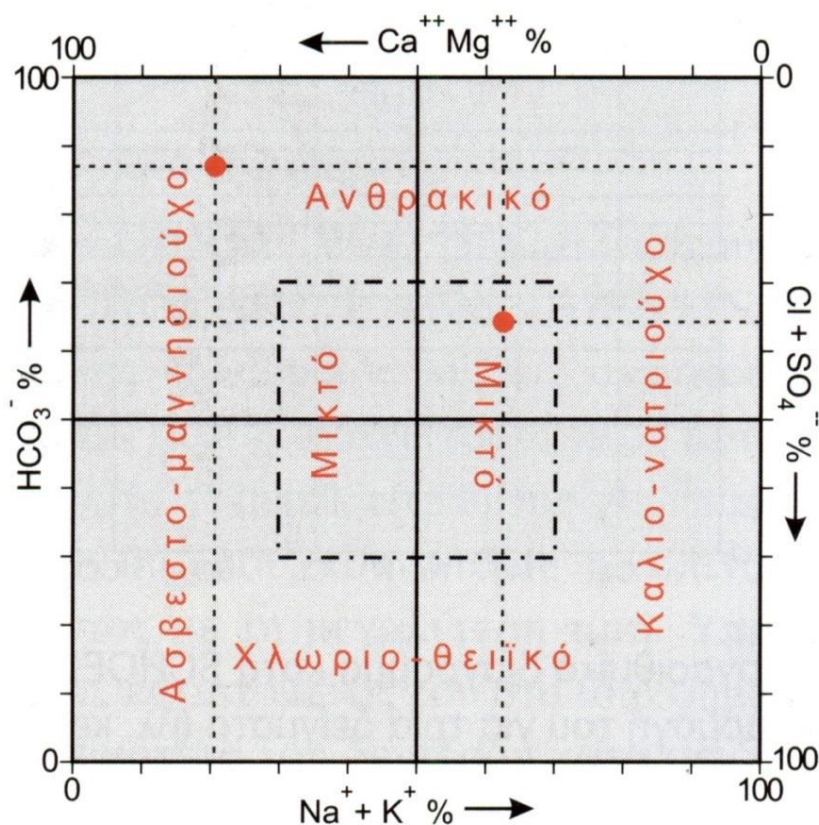


Εικόνα 5.2 Διάγραμμα K-Na- $\sqrt{\text{Mg}}$ (Giggenbach, 1988).

5.6.3 Διάγραμμα LUDWIG- LANGE LIER

Το διάγραμμα αυτό (εικόνα 5.3) εμφανίζει την κατανομή των δειγμάτων σε σχέση με το χλωρίο – θειϊκό και καλιο – νατριούχο χαρακτήρα τους. Όσο τα δείγματα απομακρύνονται από την αρχή των αξόνων τόσο ισχυροποιείται ο χαρακτήρας που έχουν. Για τον ασβεστο – μαγνησιούχο και ανθρακικό χαρακτήρα των δειγμάτων, αντικαθιστώνται οι άξονες του διαγράμματος με Ca – Mg και HCO_3 αντίστοιχα.

Στη μορφή που το διάγραμμα έχει και τους τέσσερις άξονες (HCO_3 , Na – K, Ca – Mg, Cl – SO_4) εμφανίζεται η κατανομή των δειγμάτων και ως προς τους τέσσερις υδροχημικούς χαρακτήρες. Κάθε τομή των αξόνων σε σχέση με το κέντρο του διαγράμματος ορίζει μια τετραγωνική περιοχή όπου υπερισχύουν κάθε φορά δύο από τους τέσσερις χαρακτήρες. Στο κέντρο του διαγράμματος ορίζεται και μία μικτή περιοχή που όλοι σχεδόν οι χαρακτήρες είναι ισομερείς.



Εικόνα 5.3 Διάγραμμα Ludwig Langelier (από Παρασκάκη, 2014).

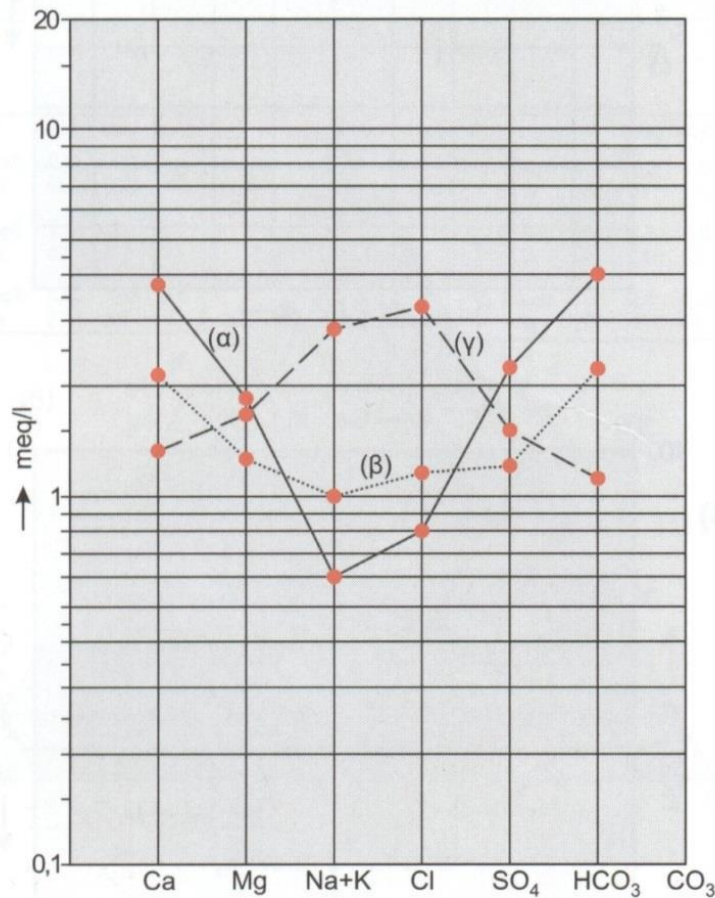
5.6.4 Διάγραμμα PIPER

Αποτελείται από δύο τριγωνικά διαγράμματα, ένα για τα ανιόντα και ένα για τα κατιόντα και ένα ενδιάμεσο ρομβικό που στο σύνολο συνιστούν ένα τρίγωνο. Η θέση του αντίστοιχου δείγματος νερού στο διάγραμμα το κατατάσσει σε μία κατηγορία, τόσο ως προς τα κατιόντα ή ανιόντα όσο ως προς το σύνολο, δίνοντας έτσι την υδροχημική φάση του δείγματος (Εικόνα 5.4).



5.6.5 Διάγραμμα SCHOELLER

46



Εικόνα 5.5 Διάγραμμα Schoeller (από Παρασκάκη, 2014).

5.7 ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑ

Η χημική σύσταση των γεωθερμικών ρευστών εξαρτάται από τις αντιδράσεις μεταξύ των ρευστών και των πετρωμάτων κατά την υπόγεια διαδρομή αυτών από τον ταμιευτήρα μέχρι την επιφάνεια. Η βασική παράμετρος των αντιδράσεων αυτών είναι η θερμοκρασία, καθώς επηρεάζει τη διαλυτότητα πολλών ορυκτών, αλλά και τη χημική ισορροπία πολλών ισοτόπων. Συνεπώς γνωρίζοντας την περιεκτικότητα διάφορων στοιχείων στην επιφάνεια είναι δυνατό να προσδιορισθεί η θερμοκρασία του γεωθερμικού ρευστού στον υπόγειο ταμιευτήρα. Τα συστατικά που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα λέγονται γεωθερμόμετρα.

Τα γεωθερμόμετρα ισχύουν με τις προϋποθέσεις ότι: α) η αντίδραση ρευστού-πετρώματος έχει φτάσει σε ισορροπία και β) κατά την πορεία του ρευστού από τον

ταμιευτήρα προς την επιφάνεια δεν θα λάβει χώρα νέα ισορροπία σε θερμοκρασία μικρότερη από εκείνη του ταμιευτήρα (Στρατικόπουλος, 2007).

Τα γεωθερμόμετρα εξαρτώνται κυρίως από ένα ή περισσότερα διαλυμένα συστατικά στο γεωθερμικό υγρό των οποίων οι συγκεντρώσεις ποικίλουν ανάλογα με τη θερμοκρασία των ρευστών. Αυτά τα συστατικά μπορεί να είναι διαλυτές ουσίες, αέρια, ή ισότοπα. Ως εκ τούτου, τα γεωθερμόμετρα έχουν ταξινομηθεί σε τρεις ομάδες: γεωθερμόμετρα διαλυμάτων, αέρια (ατμός) και γεωθερμόμετρα ισότοπων. Τα δύο πρώτα γεωθερμόμετρα ονομάζονται χημικά γεωθερμόμετρα (Yock, 2009).

5.7.1 Χημικά Γεωθερμόμετρα

Η χημική γεωθερμομετρία έχει γίνει ένα σημαντικό εργαλείο για την εκτίμηση θερμοκρασιών ταμιευτήρα των υδροθερμικών συστημάτων και έχει αποδειχθεί ότι είναι πολύ χρήσιμο στον προσδιορισμό του γεωθερμικού δυναμικού μιας συγκεκριμένης περιοχής. Τα χημικά γεωθερμόμετρα εξαρτώνται από την ύπαρξη της ισορροπίας θερμοκρασίας ορυκτού ρευστού σε βάθος, η οποία πρέπει να διατηρηθεί κατά την άνοδο του ρευστού στην επιφάνεια. Η προϋπόθεση αυτή πρέπει πάντα να υπάρχει κατά νου, και περιλαμβάνει τις ακόλουθες παραδοχές (Ellis, 1979, Fournier, 1977, Nicholson, 1993, Truesdell, 1976, Verma, 2000, White, 1970, Yock, 2009):

- ισορροπία υγρού- ορυκτού σε βάθος.
- αντίδραση εξαρτώμενη από τη θερμοκρασία στο βάθος
- επαρκής παροχή στερεών φάσεων για να μπορέσει το υγρό να γίνει κορεσμένο σε σχέση με το συστατικά που χρησιμοποιούνται για γεωθερμομετρία.
- Αμελητέα εκ νέου ισορροπία, όπως το νερό ρέει προς την επιφάνεια. Δεν χρειάζεται διάλυση ή ανάμιξη ζεστού και κρύου νερού.

Οι πρώτες τρεις προϋποθέσεις είναι πιθανώς καλές για λίγες αντιδράσεις που συμβαίνουν σε πολλά μέρη.

Οι δύο τελευταίες είναι πιθανόν να μην ισχύουν για πολλά γεωθερμικά ρευστά δεδομένου ότι οι πληροφορίες που λαμβάνονται είναι μόνο από το ανώτερο τμήμα αυτών των συστημάτων (Yock, 2009).

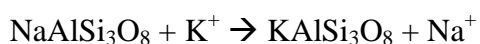
Οι δύο βασικοί τύποι χημικών γεωθερμόμετρων που χρησιμοποιούνται συνήθως στη γεωθερμική εξερεύνηση βασίζονται στην διαλυτότητα των μετάλλων (διοξείδιο

του πυριτίου SiO₂) και σε αντιδράσεις ανταλλαγής (Na-K, Na-K- Ca, κ.λπ.). Αυτά τα χημικά γεωθερμόμετρα αναφέρονται γενικά ως γεωθερμόμετρα πυριτίου και κατιόντων.

Α) Γεωθερμόμετρα κατιόντων

Γεωθερμόμετρα Na/K

Τα γεωθερμόμετρα Na/K (πίνακας 5.3) στηρίζονται στην αρχή αλβιτίωσης των αστρίων, γεγονός που συμβαίνει μόνο σε σχετικά μεγάλες θερμοκρασίες:



Πίνακας 5.4 Διάφορες εξισώσεις γεωθερμομέτρου Na/K

Εξισώσεις γεωθερμομέτρου Na/K	
$t^{\circ}\text{C} = \frac{856}{[\log(\frac{\text{Na}}{\text{K}}) + 0.857]} - 273.15$	Truesdell (1976)
$t^{\circ}\text{C} = \frac{883}{[\log(\frac{\text{Na}}{\text{K}}) + 0.780]} - 273.15$	Tonani (1980)
$t^{\circ}\text{C} = \frac{933}{[\log(\frac{\text{Na}}{\text{K}}) + 0.933]} - 273.15$	Arnorsson (1983)
$t^{\circ}\text{C} = \frac{1319}{[\log(\frac{\text{Na}}{\text{K}}) + 1.699]} - 273.15$	Arnorsson (1983)
$t^{\circ}\text{C} = \frac{1217}{[\log(\frac{\text{Na}}{\text{K}}) + 1.438]} - 273.15$	Fournier (1979)
$t^{\circ}\text{C} = \frac{1178}{[\log(\frac{\text{Na}}{\text{K}}) + 1.470]} - 273.15$	Nieva & Nieva (1987)
$t^{\circ}\text{C} = \frac{1390}{[\log(\frac{\text{Na}}{\text{K}}) + 1.750]} - 273.15$	Giggenbach (1988)
όπου t > 120°C, Na, K οι συγκεντρώσεις σε mg/L	

Γεωθερμόμετρα Na/K/Ca

Λόγω του ότι το γεωθερμόμετρο Na/K δεν ήταν κατάλληλο για ρευστά με υψηλή συγκέντρωση σε Ca, καθώς υπολόγιζε μεγαλύτερες θερμοκρασίες, οι Fournier και Truesdell δημιούργησαν το γεωθερμόμετρο Na/K/Ca, ώστε να χρησιμοποιείται αντί του Na/K, όταν ισχύει η σχέση: $\frac{\sqrt{Ca}}{Na} > 1$ (οι συγκεντρώσεις σε mol/kg) (πίνακας 5.4).

Κατά την διατύπωση της παραπάνω σχέσης οι Fournier και Truesdell υπέθεσαν ότι:

1. Υπάρχει περίσσεια πυριτίου.
2. Το αργίλιο είναι προφυλαγμένο στην στερεά φάση.
3. Δεν παρατηρείται αλλαγή στο pH.

Πίνακας 5.5 Γεωθερμόμετρο Na/K/Ca

Εξισώσεις γεωθερμόμετρου Na/K/Ca
$t^{\circ}\text{C} = \frac{1647}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + \beta \left[\log\left[\frac{\text{Ca}^2}{\text{Na}}\right] + 2.06\right] + 2.47} - 273$
<p>όπου $t > 70^{\circ}\text{C}$, Na, K, Ca οι συγκεντρώσεις σε mg/L, $\beta = 4/3$ αν $t < 100^{\circ}\text{C}$, $\beta = 1/3$</p>

Σύμφωνα με την παραπάνω σχέση, υπολογίζουμε την θερμοκρασία με $\beta = 4/3$. Αν πάρουμε $t < 100^{\circ}\text{C}$, χρησιμοποιούμε αυτήν την θερμοκρασία. Αν πάρουμε $t > 100^{\circ}\text{C}$ ή ο λογάριθμος βγει αρνητικός, τότε βάζουμε $\beta = 1/3$ και υπολογίζουμε ξανά την θερμοκρασία.

. Στην περίπτωση ανάμιξης γλυκού με θαλασσινό νερό, θα πρέπει να γίνει διόρθωση Mg:

- Αν $t_{\text{Na-K-Ca}}$ είναι $< 70^{\circ}\text{C}$ δεν απαιτείται διόρθωση.
- Υπολογίζεται το R, χρησιμοποιώντας ισοδύναμα (meq/l) όπου:

$$R = \frac{Mg}{Mg + Ca + K} * 100$$

- Αν $R > 50$ σημαίνει ότι το νερό προέρχεται από σχετικά δροσερές συνθήκες ισορροπίας με θερμοκρασίες περίπου ίση με τη μετρούμενη ανεξάρτητα από την υψηλή $t_{\text{Na-K-Ca}}$.

- Αν $t_{\text{Na-K-Ca}} > 70^{\circ}\text{C}$ και $R < 50$, χρησιμοποιούμε το R για τον προσδιορισμό του Δt_{Mg} (Fournier 1979) και αφαιρούμε Δt_{Mg} από το $t_{\text{Na-K-Ca}}$ για να διορθώσουμε τη θερμοκρασία του γεωθερμομέτρου:

$$\Delta t_{\text{Mg}} = 10.66 - 4.7415R + 325.87(\log R)^2 - 1.032 \times 10^5(\log R)^2/T - 1.968 \times 10^7(\log R)^2/T^2 + 1.605 \times 10^7(\log R)^3/T^2 \quad (1) \quad , \text{για } 5 < R < 50$$

$$\Delta t_{\text{Mg}} = -1.03 + 59.971 \log R + 145.05(\log R)^2 - 36711(\log R)^2/T - 1.67 \times 10^7 \log R/T^2 \quad (2)$$

για $0,5 < R < 5$

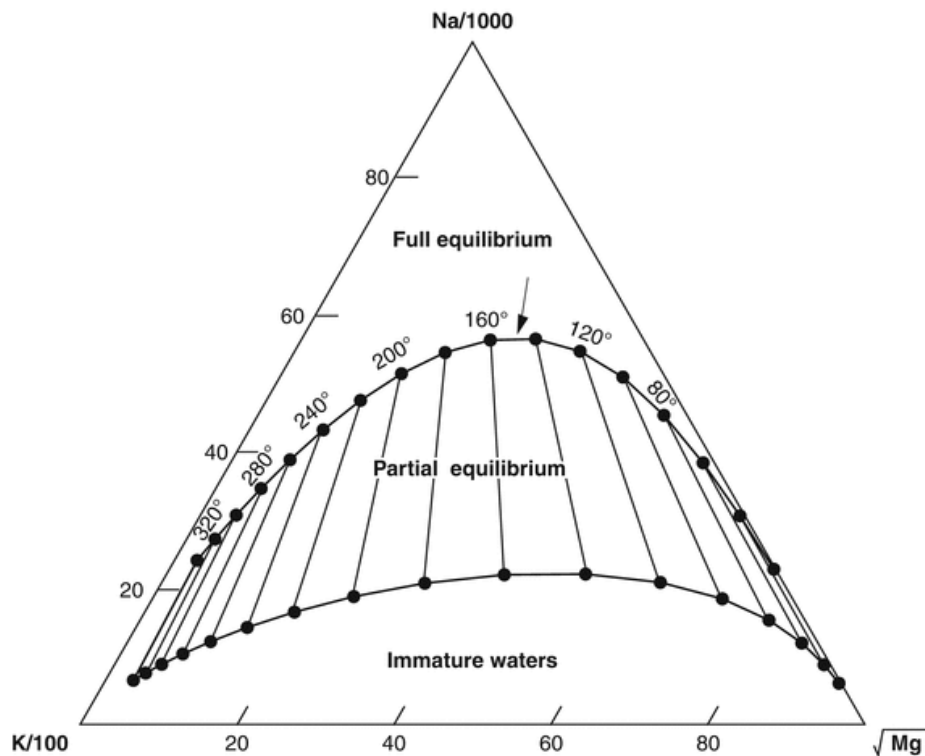
Σε περίπτωση που η Δt βγει αρνητική ή το R είναι μικρότερο από 0,5, δεν πραγματοποιούμε διόρθωση.

Γεωθερμόμετρο K/Mg

Η συγκέντρωση του Mg μειώνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας. Συνεπώς, ρευστά με υψηλή συγκέντρωση σε Mg θα βρίσκονται σε ισορροπία σε συστήματα «ρευστό-πέτρωμα» χαμηλής θερμοκρασίας, πιθανόν κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Το γεωθερμόμετρο K/Mg παρουσιάστηκε για πρώτη φορά το 1983 και έπειτα μελετήθηκε το 1988 από τον Giggenbach (πίνακας 5.5). Εφαρμόστηκε αρχικά σε ρευστά χαμηλής ενθαλπίας (120-140°C), όπου δεν είχε επέλθει ισορροπία με τους αλκαλικούς άστριους, και επομένως δεν μπορούσαν να εφαρμοστούν τα γεωθερμόμετρα Na/K και Na-K-Ca. Παρόλα αυτά, τα ρευστά είχαν έρθει σε ισορροπία με K-Mg-ούχα αργιλικά ορυκτά, επιτρέποντάς τα να χρησιμοποιηθούν στην γεωθερμομετρία. Το γεωθερμόμετρο K/Mg «λειτουργεί» σε θερμοκρασίες 50-300°C, και χρησιμοποιείται σε συστήματα, όπου δεν έχει επέλθει πλήρης ισορροπία μεταξύ του ρευστού και των πετρωμάτων του ταμιευτήρα (Nickolson, 1993). Η καταλληλότητα του γεωθερμομέτρου ελέγχεται και από το διάγραμμα Giggenbach (εικόνα 5.6), εφόσον τα δείγματα δεν βρίσκονται στην περιοχή 'ανώριμα νερά'.

Πίνακας 5.6 Γεωθερμόμετρο K/Mg.

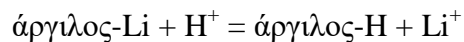
Εξίσωση γεωθερμομέτρου K/Mg
$t^{\circ}\text{C} = \frac{4410}{\log\left[\frac{K}{Mg^2}\right] + 14} - 273, \text{ Giggenbach (1988)}$
όπου K, Mg οι συγκεντρώσεις σε mg/L



Εικόνα 5.6 Διάγραμμα Giggenbach (1988) (από Meyers, 2012).

Γεωθερμόμετρο Na-Li

Η θεωρία πίσω από αυτό το γεωθερμόμετρο βασίζεται στην θερμοκρασία της παρακάτω αντίδρασης:



Στην πραγματικότητα, η ελέγχουσα ισορροπία πιθανώς βασίζεται σε αντιδράσεις ανταλλαγής κατιόντων με άργιλο και ζεόλιθο παρά το σχηματισμό φάσεων από διακριτά ορυκτά. Η αναλογία πιστεύεται ότι είναι σταθερή καθώς το ρευστό ανεβαίνει από τον ταμιευτήρα στην επιφάνεια. Ωστόσο, ορισμένο λίθιο μπορεί να χαθεί από το διάλυμα στα αλλοιωμένα ορυκτά κατά τη διάρκεια της ψύξης.

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1195}{0,130 - \log(m\text{Na}/m\text{Li})} - 273,15 \quad (\text{Fouillac 1981})$$

Ισχύει για συγκεντρώσεις $\text{Cl} > 0,3\text{mol/kg}$.

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1000}{0,389 - \log(m\text{Na}/m\text{Li})} - 273,15 \quad (\text{Fouillac 1981})$$

Ισχύει για συγκεντρώσεις $\text{Cl} < 0,3\text{mol/kg}$.

B) Γεωθερμόμετρα πυριτίου

Κύρια γεωθερμόμετρα του διοξειδίου του πυριτίου:

1. Γεωθερμόμετρο χαλαζία με μέγιστη απώλεια ατμού (25-250°C) , το οποίο εφαρμόζεται κυρίως σε πηγές και πηγάδια ρευστού χωρισμένα από ατμοσφαιρική πίεση.

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1522}{5,75 - \log (\text{SiO}_2)} - 273,15 \text{ (Fournier 1977)}$$

2. Γεωθερμόμετρο χαλαζία χωρίς απώλεια ατμού (25-250°C) , που εφαρμόζεται κυρίως σε δείγματα γεωτρήσεων

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{5,19 - \log (\text{SiO}_2)} - 273,15 \text{ (Fournier 1977)}$$

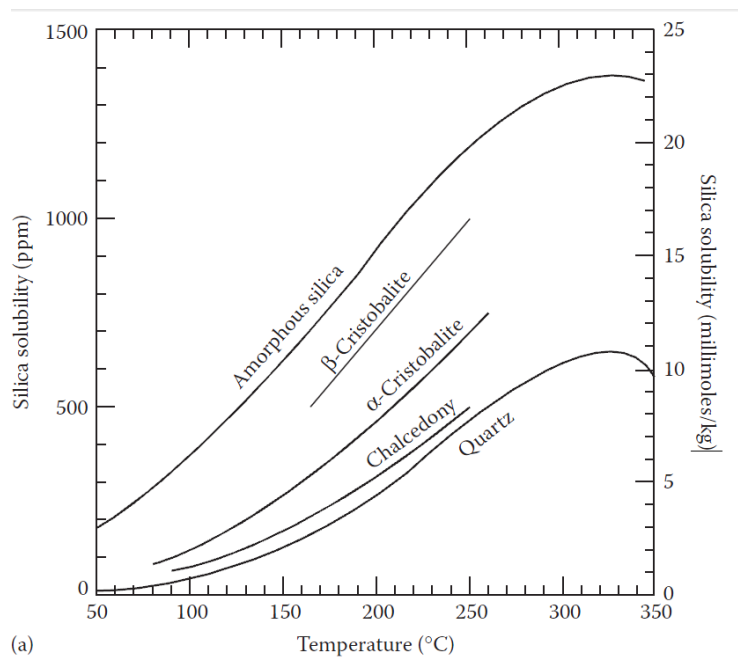
3. Εάν το γεωθερμόμετρο χαλαζία δείχνει θερμοκρασία 120-180°C είναι πιθανό ότι χαλκηδόνιος μπορεί να ελέγχει τη διαλυτότητα του πυριτίου. Υπό αυτές τις συνθήκες, ελέγχεται το γεωθερμόμετρο χαλκηδόνιου.

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1112}{4,91 - \log (\text{SiO}_2)} - 273,15 \text{ (Arnorsson 1983)}$$

4. Εάν το γεωθερμόμετρο του χαλκηδόνιου δίνει θερμοκρασίες 100-120°C, μπορεί να αντιπροσωπεύουν την πραγματική θερμοκρασία του ταμιευτήρα. Ωστόσο, αν η υπολογιζόμενη θερμοκρασία είναι κάτω από 100°C, το άμορφο διοξείδιο του πυριτίου μπορεί να ελέγχει τη διαλυτότητα. Σε χαμηλότερες θερμοκρασίες σε συστήματα με πυριτικά περιβάλλοντα πετρώματα, η αφθονία του ηφαιστειακού γυαλιού μπορεί να επιτρέψει τον κορεσμό ενός ρευστού σε σχέση με το άμορφο διοξείδιο του πυριτίου.

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{731}{4,52 - \log (\text{SiO}_2)} - 273,15 \text{ (Fournier 1977)}$$

Στο παρακάτω διάγραμμα (εικόνα 5.7), φαίνεται η μεταβολή της διαλυτότητας στις διάφορες μορφές του SiO₂ ανάλογα με τη θερμοκρασία.

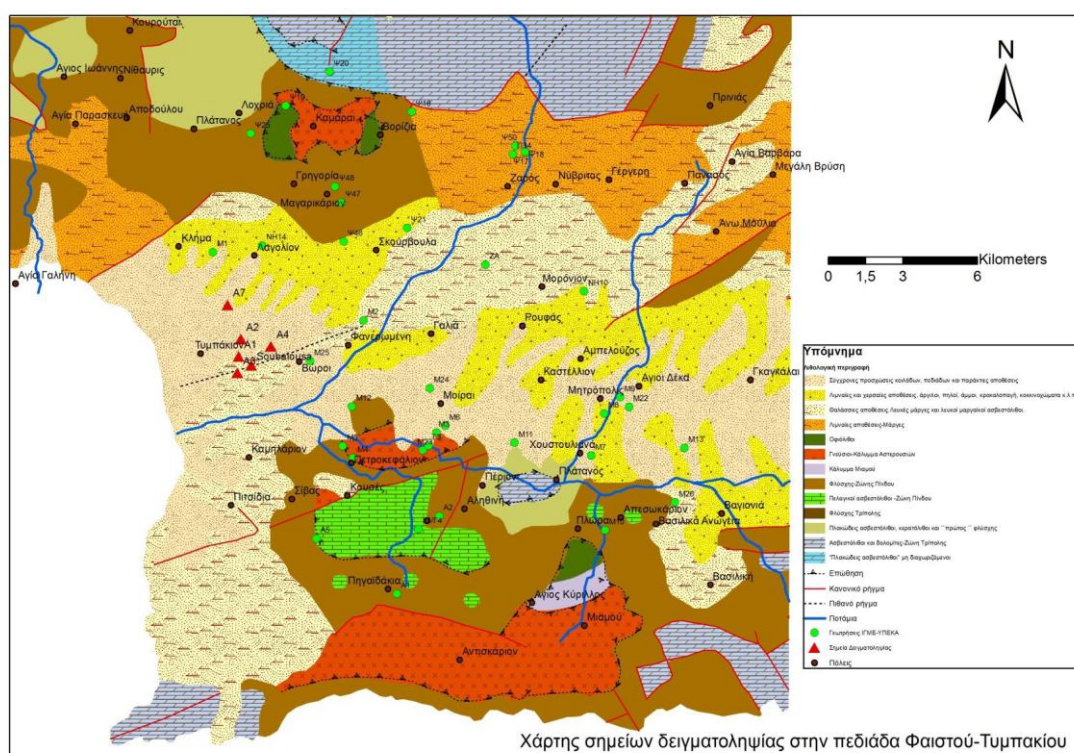


Εικόνα 5.7 Διάγραμμα διαλυτότητας SiO_2 ως προς τη θερμοκρασία(από Glassey, 2014).

Κεφάλαιο 6: ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

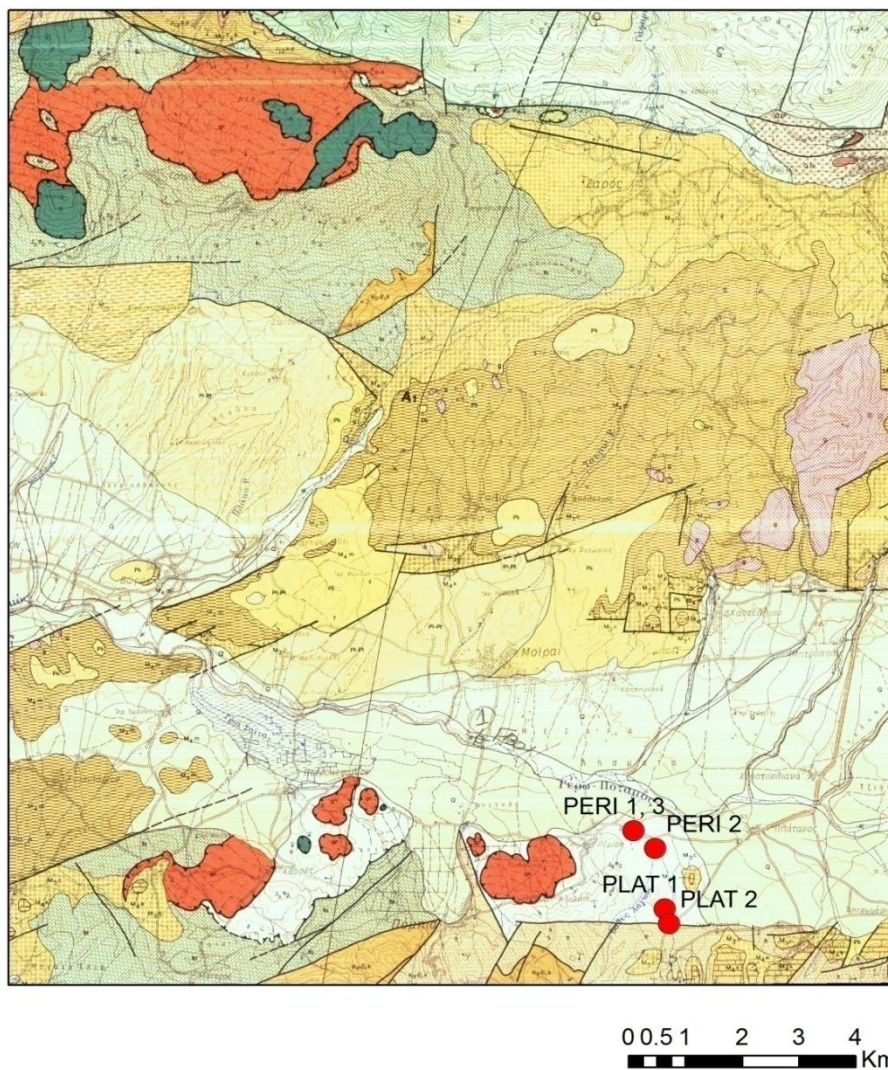
Στο κεφάλαιο αυτό, παρατίθεται η επεξεργασία των δεδομένων των γεωτρήσεων από τις περιοχές μελέτης (Τυμπακί, Περί, Πλάτανος, Μελιδοχώρι), καθώς και τα αποτελέσματα των υπολογισμών των ιοντικών λόγων, των γεωθερμομέτρων και των υδροχημικών διαγραμμάτων.

Στην εικόνα 6.1 φαίνεται ο χάρτης του Τυμπακίου, ενώ με κόκκινα σύμβολα απεικονίζονται οι γεωτρήσεις που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή. Στους πίνακες 6.1 και 6.2 παρατίθενται τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων και της επεξεργασίας αυτών αντίστοιχα.

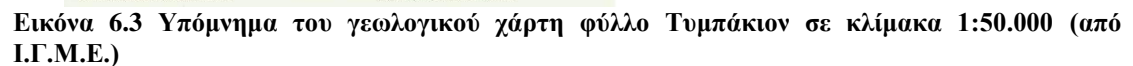


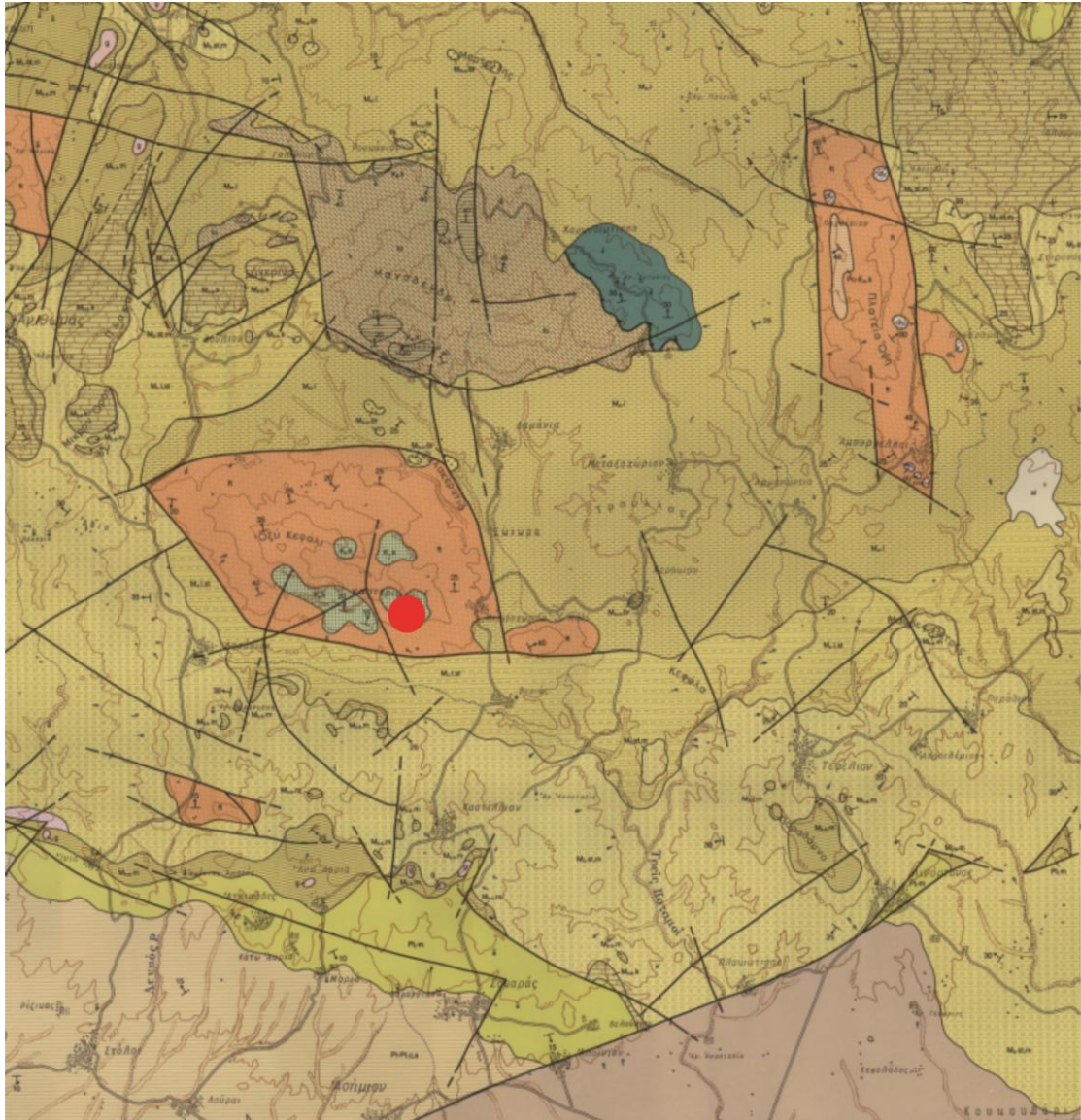
Εικόνα 6.1 Χάρτης αποτύπωσης σημείων δειγματοληψίας από την περιοχή Τυμπακίου (από Ι.Γ.Μ.Ε.).

Στις εικόνες 6.2 και 6.4 φαίνονται οι χάρτες από τις περιοχές Περί, Πλάτανος και Μελιδοχώρι, ενώ με κόκκινα σύμβολα φαίνονται οι υπάρχουσες γεωτρήσεις. Οι πίνακες 6.3 και 6.4 δείχνουν τις χημικές αναλύσεις και τις διάφορες παραμέτρους που υπολογίστηκαν για τον χαρακτηρισμό τους, αντίστοιχα.



Εικόνα 6.2 Απόσπασμα του γεωλογικού χάρτη φύλλο Τυμπάκιον σε κλίμακα 1:50.000 και οι θέσεις των γεωτρήσεων (από Ι.Γ.Μ.Ε.)





Εικόνα 6.4 Απόσπασμα γεωλογικού χάρτη φύλο Επάνω Αρχάνοι με την θέση της περιοχής Μελιδοχώρι στην οποία πραγματοποιήθηκαν οι δειγματοληψίες (Βιδάκης et al., 1992).



59

Πίνακας 6.1 Ποιοτικά χαρακτηριστικά των νερών δειγματοληψίας της περιοχής Τυμπακίου σε mg/L.

Κωδι- κός	Ca ²⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)
A1	107	36,7	50,4	4,2	70	94	103	148,4
A2	54,7	26,3	31,2	4,2	130	45	37	19,7
A3	113	47	58,4	13	260	90,5	124	55,5
A4	78,8	35,5	61,5	2,7	100	112,5	12,6	81,2
A5	77,3	41	63,5	3,5	160	129	12,6	51,3
A7	89,9	31,8	54,4	3,2	100	86,5	71,3	146
Σουμπ αλούσα	109	47,1	53,4	3,8	80	87	105	94,6

Πίνακας 6.2 : Υπολογισμός διάφορων παραμέτρων νερού για την περιοχή Τυμπακίου.

Κωδικός Γεώτρησης	pH	E.C. (μS/cm)	Ολική Σκληρότητα (mg/L CaCO ₃)	TDS	Συντελεστής Revelle	SAR
A1	7,75	1059	482,22	688,35	2,3105	1,0723
A2	7,82	591	419,71	384,15	0,5956	0,8676
A3	7,68	1132	362,558	735,8	0,5989	1,1652
A4	7,8	925	244,682	601,25	1,9357	1,4451
A5	7,78	979	355,414	636,35	1,3872	1,4526
A7	7,68	932	344,698	605,8	1,4883	1,2556
Σουμπαλούσ α	7,82	1104	464,36	717,6	1,8711	1,0763

Πίνακας 6.3 Ποιοτικά χαρακτηριστικά των νερών δειγματοληψίας των περιοχών Περί, Πλάτανος και Μελιδοχώρι σε mg/L.

Κωδι- κός	pH	E.C. (μS/cm)	Ca ²⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)
ΠΕΡΙ 1	7,25	1200	142,6	35,0	24,3	0,9	348,8	117,8	137,0	13,3
ΠΕΡΙ 2	7,26	1879	109,1	54	65,9	2,5	305,2	147,0	349,5	0,57
ΠΕΡΙ 3	7,34	1181	109,7	29,6	21,3	0,6	348,8	111,2	125,2	11,2
ΠΛΑ1	7,58	1471	108,7	48,8	45,1	2,2	327,0	142,2	302,0	0,09
ΠΛΑ2	7,94	740	29,0	36,8	18,5	3,5	218,0	60,8	60,8	0,60
ΜΕΛ1	7,76	ΔΥ	57,3	21,2	27,1	0,7	272,5	50,8	109,5	0,64
ΜΕΛ2	8,04	ΔΥ	57,8	23,3	33,3	1,3	261,6	69,7	200,0	0,96

Πίνακας 6.4 : Υπολογισμός διάφορων παραμέτρων νερού για τις περιοχές Περί, Πλάτανος και Μελιδοχώρι

Κωδικός Γεώτρησης	pH	E.C. (μS/cm)	Ολική Σκληρότητα (mg/L CaCO ₃)	TDS (ppm)	Συντελεστής Revelle	SAR
ΠΕΡΙ 1	7,25	1200	285	780	0,5811	0,4728
ΠΕΡΙ 2	7,26	1879	249	1221,35	0,8287	1,2888
ΠΕΡΙ 3	7,34	1181	285	767,65	0,5485	0,4650
ΠΛΑΤ1	7,58	1471	267	956,15	0,7482	0,9027
ΠΛΑΤ2	7,94	740	178	481	0,4799	0,5378
ΜΕΛ1	7,76	ΔΥ	223	ΔΥ	0,3205	0,7749
ΜΕΛ2	8,04	ΔΥ	214	ΔΥ	0,4583	0,9353

6.1 ΙΟΝΤΙΚΟΙ ΛΟΓΟΙ

Για την εύρεση των ιοντικών λόγων, απαιτείται μετατροπή από mg/L σε meq/L, η οποία γίνεται με τη βοήθεια συντελεστών, όπως φαίνεται στον παρακάτω πίνακα(6.5) (από Καλλέργη, 1986):

Πίνακας 6.5 Συντελεστές μετατροπής διαφόρων ιόντων από mg/L σε meq/L.

Στοιχείο	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻
Συντελ.	0,08226	0,0499	0,0435	0,02557	0,02821	0,02082	0,01613	0,01639

Στον πίνακα 6.6 και 6.7 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των υπολογισμών των ιοντικών λόγων για τις περιοχές Περί, Πλάτανος, Μελιδοχώρι και Τυμπάκι αντίστοιχα.

Πίνακας 6.6 Ιοντικοί λόγοι περιοχών Περί, Πλάτανος και Μελιδοχώρι

ΚΩΔΙΚΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ	Na/Cl	Na/K	Mg/Ca	Cl/SO4	(Ca+Mg)/(Na+K)	Revelle
ΠΕΡΙ 1	0,3182	48,4848	0,4051	1,1642	9,2684	0,5811
ΠΕΡΙ 2	0,6911	45,3262	0,8158	0,5695	3,3758	0,8287
ΠΕΡΙ 3	0,2950	59,3723	0,4454	1,2025	8,4154	0,5485
ΠΛΑΤΑΝΟΣ 1	0,4890	35,1265	0,7410	0,6375	4,6808	0,7482
ΠΛΑΤΑΝΟΣ 2	0,4690	9,0742	2,0913	1,3539	5,0098	0,4799
ΜΕΛΙΔΟΧΩΡΙ 1	0,8218	64,7933	0,6110	0,6275	3,8589	0,3205
ΜΕΛΙΔΟΧΩΡΙ 2	0,7376	43,9407	0,6659	0,4716	3,2405	0,4583

Παρατηρήσεις:

1. Na/Cl: σε όλες τις γεωτρήσεις οι τιμές του λόγου Na/Cl είναι μικρότερες της μονάδας, γεγονός που ενδέχεται να είναι αποτέλεσμα είτε θαλάσσιας διείσδυσης (η τιμή του λόγου στο θαλασσινό νερό είναι $0,876 \pm 10\%$), είτε ιοντοανταλλαγής Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους, κάτι το οποίο πιθανά λαμβάνει χώρα στην περιοχή έρευνας.

2. Na/K: το ρευστό στις γεωτρήσεις Περί1,2,3 και Μελιδοχώρι1 βρίσκεται σε κατάντη τμήμα του υδροφορέα σε σχέση με τη διεύθυνση ροής, στις γεωτρήσεις Πλάτανος1 και Μελιδοχώρι2 το ρευστό δεν εμπίπτει σε κάποια κατηγορία (οι τιμές βρίσκονται ανάμεσα στις κατηγορίες «περιοχή εμπλουτισμού» και «περιοχή εκφόρτισης») ενώ στη γεώτρηση Πλάτανος2 το νερό χαρακτηρίζεται ως βρόχινο.

3. Mg/Ca: οι τιμές του λόγου αυτού είναι μικρότερες από 0,7 στις γεωτρήσεις Περί1, Περί3, Μελιδοχώρι1 και Μελιδοχώρι2, επομένως δεν υπάρχει θαλάσσια διείσδυση και το ρευστό προέρχεται από ασβεστολιθικά υδροφόρα στρώματα, στις γεωτρήσεις Περί2 και Πλάτανος1 το ρευστό προέρχεται από υδροφόρους που αντιστοιχούν σε δολομιτικά υδροφόρα στρώματα ενώ στη γεώτρηση Πλάτανος2 το ρευστό προέρχεται από υδροφόρους οφιολιθικών σχηματισμών ή γενικά πυριτικών πλούσιων σε Mg^{2+} .

4. Cl/SO4: το ρευστό στις γεωτρήσεις Περί1, Περί3 και Πλάτανος2 χαρακτηρίζεται ως χλωροθειούχο ενώ στις υπόλοιπες ως θειούχο-χλωριούχο.

5. (Ca+Mg)/(Na+K): Ο λόγος αυτός σχετίζεται με την τροφοδοσία του υπογείου ρευστού. Σε όλες τις γεωτρήσεις ο λόγος εμφανίζεται πάνω από τη μονάδα γεγονός που δείχνει υδροφόρο στρώμα με συνεχή τροφοδοσία.

6. Revelle: ο συντελεστής Revelle σε όλες τις γεωτρήσεις είναι μικρότερος της μονάδας, γεγονός που υποδηλώνει ότι δεν έχουμε θαλάσσια διείσδυση.

Πίνακας 6.7 Ιοντικοί λόγοι περιοχής Τυμπακίου

ΚΩΔΙΚΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ	Na/Cl	Na/K	Mg/Ca	Cl/SO4	(Ca+Mg)/ (Na+K)	Revelle
A1	0,8268	20,4081	0,5656	1,2356	3,6350	2,3105
A2	1,0692	12,6336	0,7928	1,6466	3,3415	0,5956
A3	0,9951	7,6400	0,6859	0,9881	3,3092	0,5989
A4	0,8430	38,7376	0,7429	12,0884	2,4975	1,9357
A5	0,7591	30,8551	0,8746	13,8614	2,5358	1,3872
A7	0,9698	28,9115	0,5833	1,6425	2,9014	1,4883
ΣΟΥΜΠΑΛΟΥΣΑ	0,9465	23,8990	0,7125	1,1218	3,8493	1,8711

Παρατηρήσεις:

1. Na/Cl: με εξαίρεση τη γεώτρηση A2, όλες οι γεωτρήσεις έχουν τιμές μικρότερες της μονάδας, γεγονός που υποδηλώνει είτε θαλάσσια διείσδυση (η τιμή του λόγου στο θαλασσινό νερό είναι $0,876 \pm 10\%$), είτε είναι αποτέλεσμα ιοντοανταλλαγής Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους. Το δείγμα από τη γεώτρηση A2 ανήκει στην κατηγορία «νερό προερχόμενο από υδροφόρους σε αλκαλικά μαγματικά ή μεταμορφωμένα πετρώματα (ιοντική ανταλλαγή Ca^{2+} & Mg^{2+} με Na^+)».

2. Na/K: τα ρευστά από τις γεωτρήσεις A1, A2 και Σουμπαλούσα προέρχονται από περιοχή εμπλουτισμού υδροφορέων, στην A3 πρόκειται για βρόχινο νερό, ενώ το νερό από τις γεωτρήσεις A4, A5 και A7 δεν εμπίπτει σε κάποια συγκεκριμένη κατηγορία (οι τιμές βρίσκονται ανάμεσα στις κατηγορίες «περιοχή εμπλουτισμού» και «περιοχή εκφόρτισης»).

3. Mg/Ca: οι γεωτρήσεις A1, A3 και A7 αντιστοιχούν σε ρευστό από ασβεστολιθικούς υδροφορείς, ενώ οι υπόλοιπες αφορούν δολομιτικούς υδροφορείς.

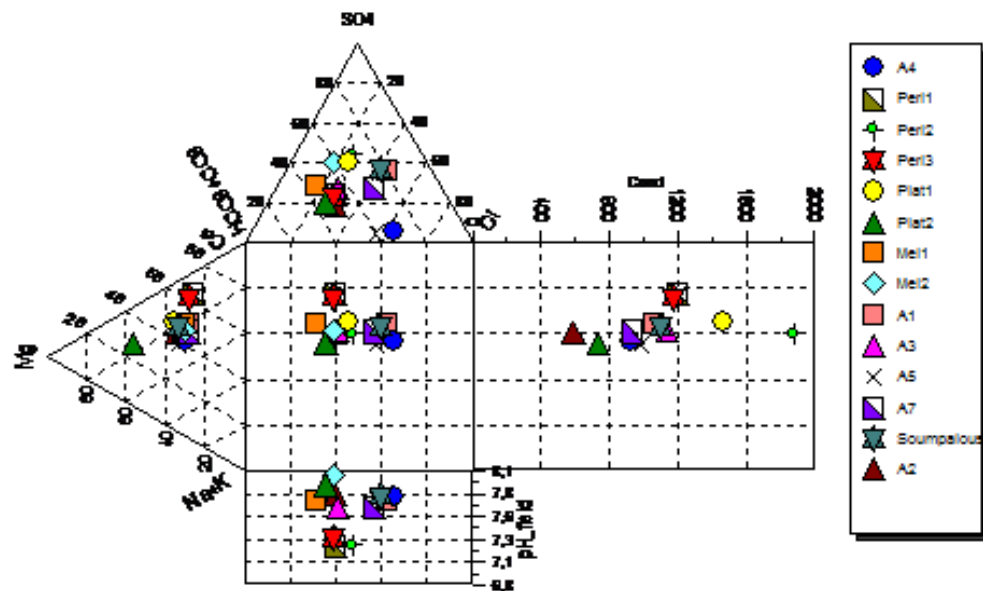
4. Cl/SO₄: οι γεωτρήσεις A1, A2, A7 και Σουμπαλούσα έχουν τιμές του λόγου αυτού από 1-5, χαρακτηρίζοντας το ρευστό ως χλωροθειούχο. Το ρευστό της γεώτρησης A3 χαρακτηρίζεται ως θειούχο- χλωριούχο, ενώ όσον αφορά στις γεωτρήσεις A4 και A5 οι τιμές είναι μεγαλύτερες από 10, δηλαδή πρόκειται για θαλασσινό νερό.

5. (Ca+Mg)/(Na+K): σε όλες τις γεωτρήσεις η τιμή του λόγου αυτού είναι μεγαλύτερη της μονάδας, που σημαίνει ότι πρόκειται για υδροφόρο στρώμα με συνεχή τροφοδοσία.

6. Revelle: με εξαίρεση τις γεωτρήσεις A2 και A3, στις οποίες η τιμή του συντελεστή είναι μικρότερη της μονάδας, στις υπόλοιπες έχουμε τιμές >1 , πράγμα που φανερώνει θαλάσσια διείσδυση.

6.2 ΥΔΡΟΧΗΜΙΚΑ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ

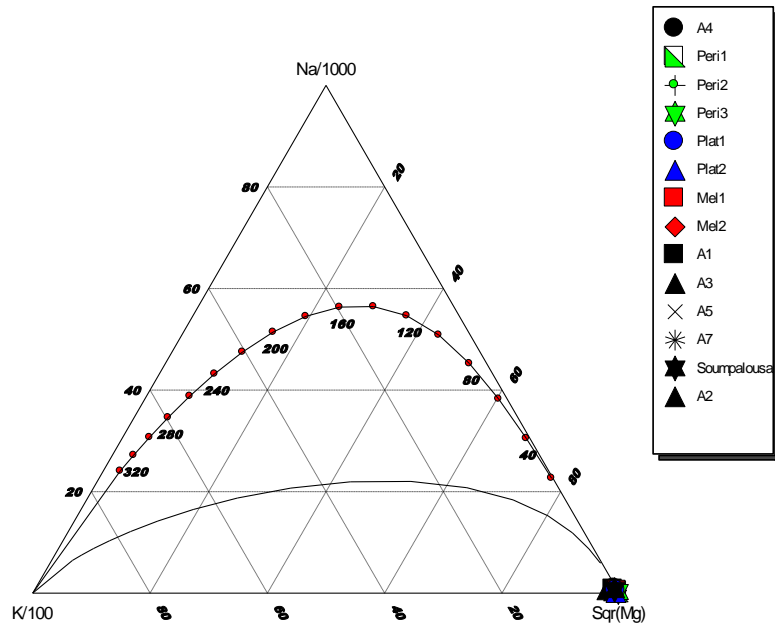
ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ DUROV



Σχήμα 6.1 Διάγραμμα Durov

Σύμφωνα με το διάγραμμα Durov, όλες οι γεωτρήσεις βρίσκονται στη ζώνη απλής διάλυσης ή μίξης.

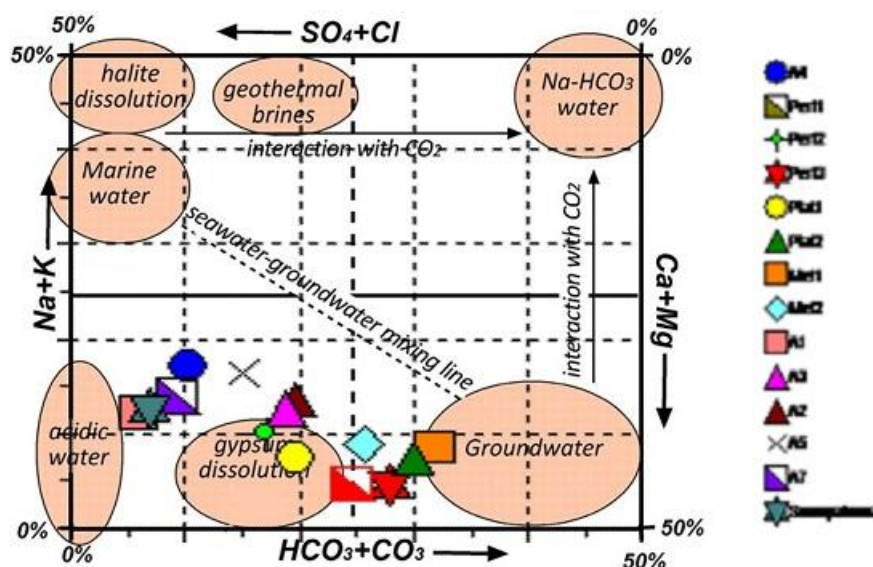
ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ GIGGENBACH



Σχήμα 6.2 Διάγραμμα Giggenbach

Όλα τα δεδομένα των γεωτρήσεων βρίσκονται κάτω από τη γραμμή ισορροπίας, στην περιοχή «ανώριμα» νερά, πράγμα που σημαίνει ότι πρόκειται για ανανεώσιμα νερά.

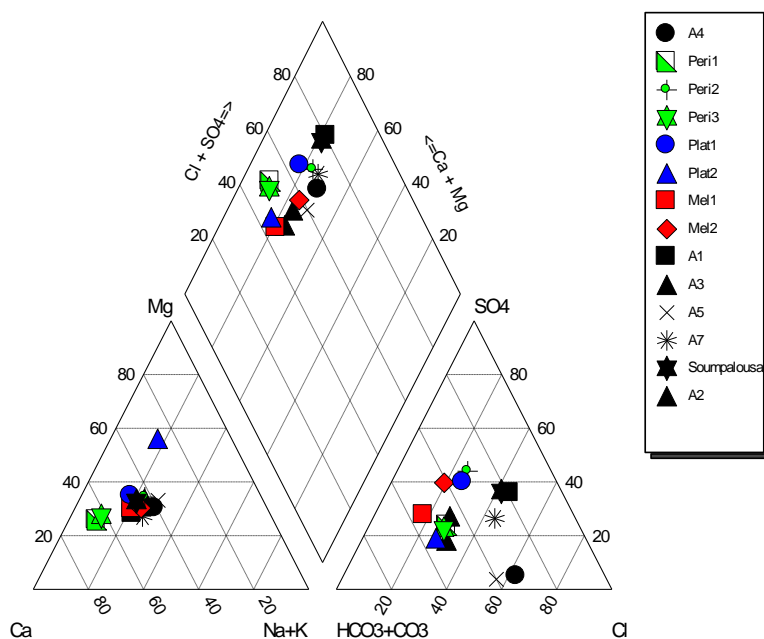
ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ LUDWIG- LANGELIER



Σχήμα 6.3 Διάγραμμα Ludwig- Langelier

Από το διάγραμμα Ludwig- Langelier φαίνεται ότι οι γεωτρήσεις Μελιδοχώρι1, Πλάτανος2 και Περί2 τείνουν προς την περιοχή υπογείων νερών, ενώ οι υπόλοιπες τείνουν προς την περιοχή διαλυτοποίησης της γύψου. Εξαιρέση αποτελούν οι γεωτρήσεις Α1 και Σουμπαλούσα, οι οποίες τείνουν προς τη ζώνη όξινων νερών.

ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ PIPER



Σχήμα 6.4 Διάγραμμα Piper

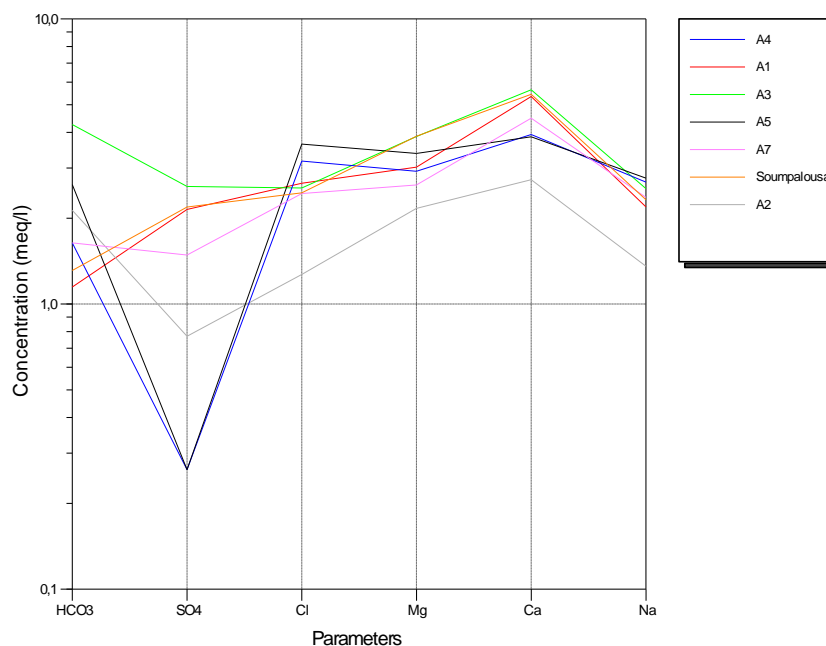
Στο διάγραμμα Piper διακρίνουμε τρία επιμέρους διαγράμματα:

Ως προς τα κατιόντα, η σύσταση των γεωτρήσεων Περί1 και Περί3 χαρακτηρίζεται ως ασβεστούχα, της Πλάτανος2 ως μαγνησιούχα, ενώ οι υπόλοιπες έχουν μικτή σύσταση.

Ως προς τα ανιόντα, η σύσταση των γεωτρήσεων A4 και A5 χαρακτηρίζεται ως χλωριούχα, ενώ οι υπόλοιπες τείνουν προς το κέντρο, δηλαδή ανάμικτης σύστασης.

Ως προς το σύνολο, η σύσταση όλων των γεωτρήσεων χαρακτηρίζεται ως ασβεστομαγνησιούχα χλωροθεική (Ca-Mg-Cl-SO₄), δηλαδή προερχόμενη από ανάμικτα νερά, με ορισμένες γεωτρήσεις (Πλάτανος2, Μελιδοχώρι1, Περί1, Περί3, A2 και A3) να τείνουν προς την περιοχή 'CaHCO₃ ή Ca-MgHCO₃', δηλαδή 'ψυχρά ή ελαφρώς θερμά μετεωρικά νερά'.

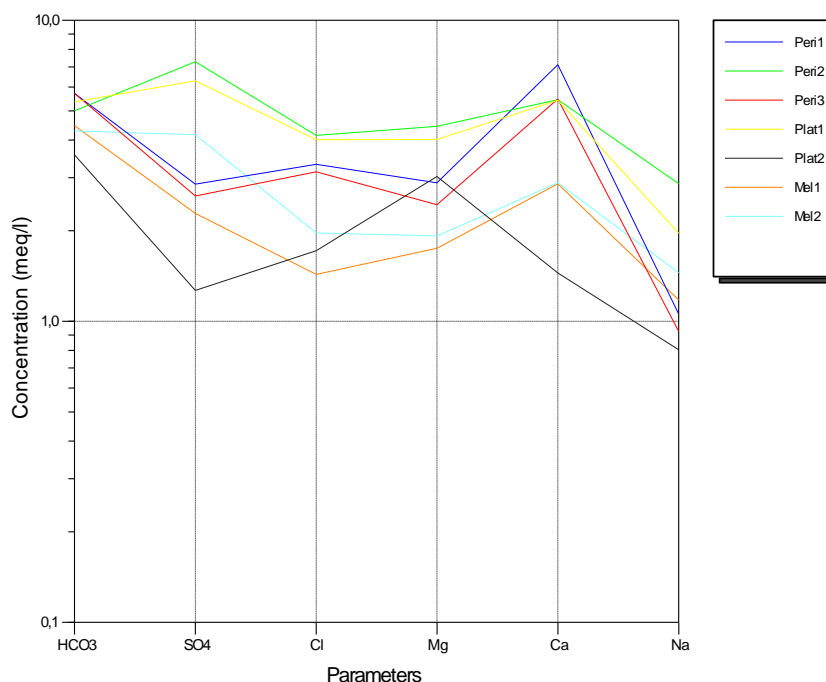
ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ SCHOELLER ΤΥΜΠΙΑΚΙΟΥ



Σχήμα 6.5 Διάγραμμα Schoeller για την περιοχή Τυμπακίου

Από το διάγραμμα Schoeller, βλέπουμε ότι η συγκέντρωση των θεικών ανιόντων στις γεωτρήσεις A2, A4 και A5 είναι πολύ χαμηλή, με τιμές μικρότερες των 0,8 meq/l. Επίσης, έχουμε υψηλή περιεκτικότητα σε Ca^{2+} , κάτι που αναμένεται, λόγω της φύσης των υδροφορέων. Για τον ίδιο λόγο, έχουμε υψηλή περιεκτικότητα και σε HCO_3^- , με την A3 να ξεπερνάει τα 4 meq/l.

ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ SCHOELLER ΠΕΡΙ, ΠΛΑΤΑΝΟΣ, ΜΕΛΙΔΟΧΩΡΙ



Σχήμα 6.6 Διάγραμμα Schoeller για τις περιοχές Περί, Πλάτανος και Μελιδοχώρι

Από τα δεδομένα των περιοχών Περί, Πλάτανος και Μελιδοχώρι, σε σύγκριση με τα δεδομένα από την περιοχή Τυμπακίου, έχουμε πολύ υψηλότερες τιμές SO_4^{2-} , που κυμαίνονται από 1,5 έως και 8 meq/l, γεγονός αναμενόμενο καθώς στις υπό μελέτη περιοχές έχουμε ύπαρξη γύψου. Επίσης, τα HCO_3^- και το Ca^{2+} έχουν υψηλές τιμές, λόγω της ασβεστολιθικής φύσης των υδροφορέων. Το Mg^{2+} και Cl^- κυμαίνονται σχετικά στα ίδια επίπεδα, ενώ ιδιαίτερα χαμηλές τιμές παίρνει το Na^+ , που όπως έχει εξηγηθεί παραπάνω, ενδέχεται να είναι αποτέλεσμα ιοντοανταλλαγής Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους, κάτι το οποίο πιθανά λαμβάνει χώρα στην περιοχή έρευνας.

6.3 ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΑ

Για την εκτίμηση της θερμοκρασίας των ταμιευτήρων των περιοχών μελέτης, χρησιμοποιήθηκαν διάφοροι τύποι γεωθερμομέτρων, οι οποίοι φαίνονται αναλυτικά παρακάτω (πίνακες 6.8- 6.21, σχήματα 6.7- 6.20):

Πίνακας 6.8 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Περί1.

SiO ₂ -Fournier and Potter (1982) quartz-aqua	48
SiO ₂ Fournier (1977) quartz	49
Na-K Arnorsson et al. 1983	108
Na-K - Henlet 1984	97
Na-K -Ca - Henlet 1984	92
Na-K Truesdell 1976	97
Na-K Fournier 1981	141
K-Mg Giggenbach 1988	85
Na-Li Fouillac et al. 1981 Cl (mol/l) >0.3	93
SiO ₂ - quartz Arnorsson (1985) based on Fournier and Potter -1982	154
Fournier and Truesdell 1973 b=1/3	62
Na-Li Sanjuan 2010	180
Na-Li Kharaka (1982)	85



Σχήμα 6.7 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Περί1.

Σύμφωνα με τα παραπάνω γεωθερμόμετρα και τα δεδομένα της γεώτρησης Περί 1, οι θερμοκρασίες ταμιευτήρα κυμαίνονται από 48 μέχρι 180 °C.

Πίνακας 6.9 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Περί2.

SiO ₂ -Fournier and Potter (1982) quartz-aqua	23
SiO ₂ Fournier (1977) quartz	27
Na-K Arnorsson et al. 1983	112

Na-K - Henlet 1984	102
Na-K -Ca - Henlet 1984	109
Na-K Truesdell 1976	102
Na-K Fournier 1981	145
K-Mg Giggenbach 1988	65
Na-Li Fouillac et al. 1981 Cl (mol/l) >0.3	81
SiO ₂ - quartz Arnorsson (1985) based on Fournier and Potter -1982	127
Fournier and Truesdell 1973 b=1/3	30
Na-Li Sanjuan 2010	158
Na-Li Kharaka (1982)	77



Σχήμα 6.8 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Περί2.

Για τη γεώτρηση Περί 2, τα γεωθερμόμετρα δίνουν τιμές θερμοκρασίας ταμειντήρα από 23 μέχρι και 158 °C.

Πίνακας 6.10 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Περί3.

SiO ₂ -Fournier and Potter (1982) quartz-aqua	36
SiO ₂ Fournier (1977) quartz	38
Na-KArnorsson et al. 1983	94
Na-K - Henlet 1984	83
Na-K -Ca - Henlet 1984	85
Na-K Truesdell 1976	83
Na-K Fournier 1981	129
K-Mg Giggenbach 1988	91

Na-Li Fouillac et al. 1981 Cl (mol/l) >0.3	98
SiO ₂ - quartz Arnorsson (1985) based on Fournier and Potter -1982	142
Fournier and Truesdell 1973 b=1/3	54
Na-Li Sanjuan 2010	190
Na-Li Kharaka (1982)	89
Na-Li Verma and Santoya (1997)	21



Σχήμα 6.9 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Περί3.

Τα γεωθερμόμετρα που εφαρμόστηκαν στη γεώτρηση Περί 3 δίνουν αποτελέσματα από 21 μέχρι και 190 °C.

Πίνακας 6.11 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Πλάτανος1.

SiO ₂ -Fournier and Potter (1982) quartz-aqua	32
SiO ₂ Fournier (1977) quartz	35
Na-K Arnorsson et al. 1983	131
Na-K - Henlet 1984	121
Na-K -Ca - Henlet 1984	113
Na-K Truesdell 1976	121
Na-K Fournier 1981	162
K-Mg Giggenbach 1988	66
Na-Li Fouillac et al. 1981 Cl (mol/l) >0.3	99
SiO ₂ - quartz Arnorsson (1985) based on Fournier and Potter -1982	137
Fournier and Truesdell 1973 b=1/3	31

Na-Li Sanjuan 2010	191
Na-Li Kharaka (1982)	89
Na-Li Verma and Santoya (1997)	21



Σχήμα 6.10 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Πλάτανος1.

Σύμφωνα με τα παραπάνω γεωθερμόμετρα που χρησιμοποιήθηκαν στη γεώτρηση Πλάτανος 1, οι πιθανές τιμές του ταμιευτήρα κυμαίνονται από 21 έως και 191 °C.

Πίνακας 6.12 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Πλάτανος2.

SiO ₂ -Fournier and Potter (1982) quartz-aqua	47
SiO ₂ Fournier (1977) quartz	48
Na-K -Ca - Henlet 1984	171
K-Mg Giggenbach 1988	53
Na-Li Fouillac et al. 1981 Cl (mol/l) >0.3	98
SiO ₂ - quartz Arnorsson (1985) based on Fournier and Potter -1982	153
Fournier and Truesdell 1973 b=1/3	21
Na-Li Sanjuan 2010	190
Na-Li Kharaka (1982)	89
Na-Li Verma and Santoya (1997)	21



Σχήμα 6.11 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Πλάτανος2.

Ομοίως και στη γεώτρηση Πλάτανος 2, οι τιμές των πιθανών θερμοκρασιών ταμιευτήρα κυμαίνονται από 21 έως και 190 °C.

Πίνακας 6.13 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Μελιδοχώρι1.

Na-KArnorsson et al. 1983	89
Na-K - Henlet 1984	78
Na-K -Ca - Henlet 1984	89
Na-K Truesdell 1976	78
Na-K Fournier 1981	124
K-Mg Giggenbach 1988	83
SiO ₂ - quartz Arnorsson (1985) based on Fournier and Potter -1982	116
Fournier and Truesdell 1973 b=1/3	48



Σχήμα 6.12 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Μελιδοχώρι1.

Όσον αφορά στη γεώτρηση Μελιδοχώρι 1, τα γεωθερμόμετρα έδωσαν τιμές από 48 μέχρι και 124 °C.

Πίνακας 6.14 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Μελιδοχώρι2.

Na-K Arnorsson et al. 1983	114
Na-K - Henlet 1984	104
Na-K -Ca - Henlet 1984	105
Na-K Truesdell 1976	104
Na-K Fournier 1981	147
K-Mg Giggenbach 1988	70
Na-Li Fouillac et al. 1981 Cl (mol/l) >0.3	85
SiO ₂ - quartz Arnorsson (1985) based on Fournier and Potter -1982	113
Fournier and Truesdell 1973 b=1/3	36
Na-Li Sanjuan 2010	165
Na-Li Kharaka (1982)	80

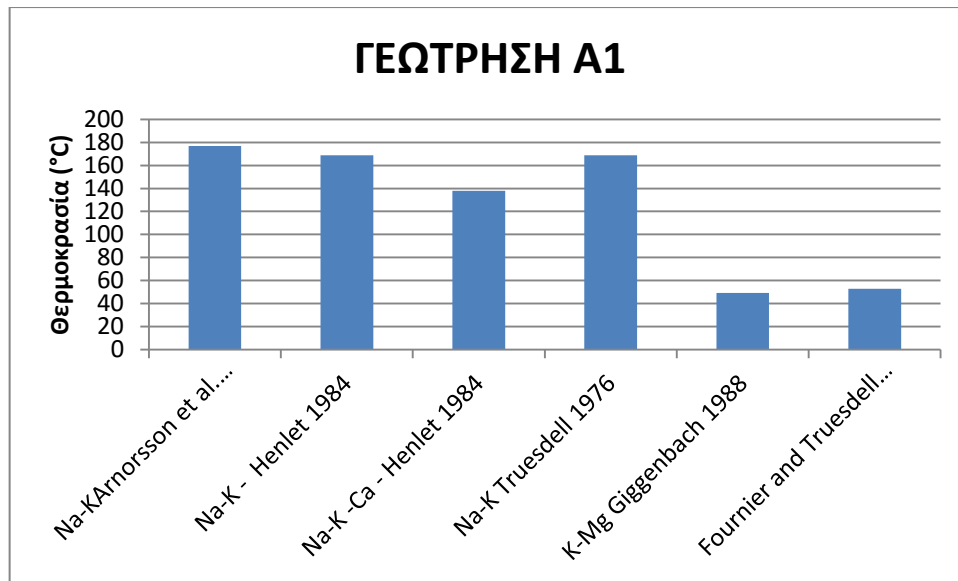


Σχήμα 6.13 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Μελιδοχώρι2.

Σύμφωνα με τα παραπάνω γεωθερμόμετρα, το εύρος των θερμοκρασιών για τη γεώτρηση Μελιδοχώρι 2, είναι 36 έως 165 °C.

Πίνακας 6.15 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Α1.

Na-K Arnorsson et al. 1983	177
Na-K - Henlet 1984	169
Na-K -Ca - Henlet 1984	138
Na-K Truesdell 1976	169
K-Mg Giggenbach 1988	49
Fournier and Truesdell 1973 b=1/3	53

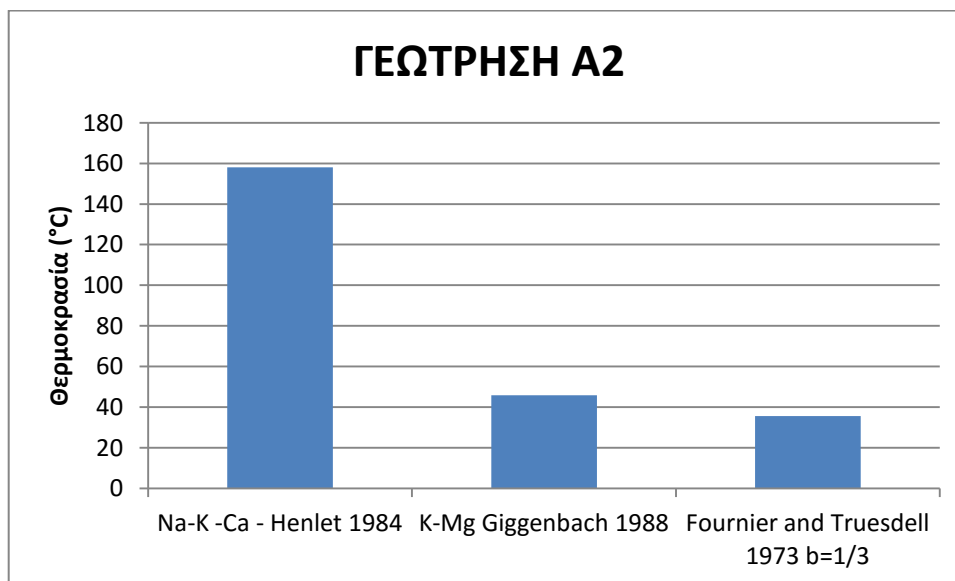


Σχήμα 6.14 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Α1.

Από τα δεδομένα της γεώτρησης Α1, οι πιθανές θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν κυμαίνονται από 49 έως και 177 °C.

Πίνακας 6.16 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Α2.

Na-K -Ca - Henlet 1984	158
K-Mg Giggenbach 1988	46
Fournier and Truesdell 1973 b=1/3	36

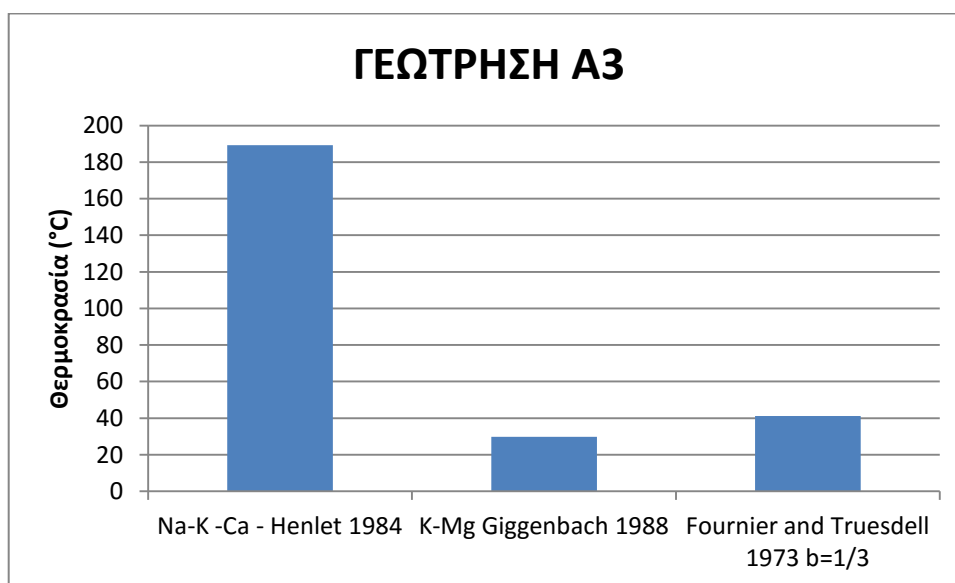


Σχήμα 6.15 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Α2.

Όσον αφορά στη γεώτρηση A2, το θερμοκρασιακό εύρος είναι από 36 έως 158 °C.

Πίνακας 6.17 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση A3.

Na-K -Ca - Henlet 1984	189
K-Mg Giggenbach 1988	30
Fournier and Truesdell 1973 $b=1/3$	41

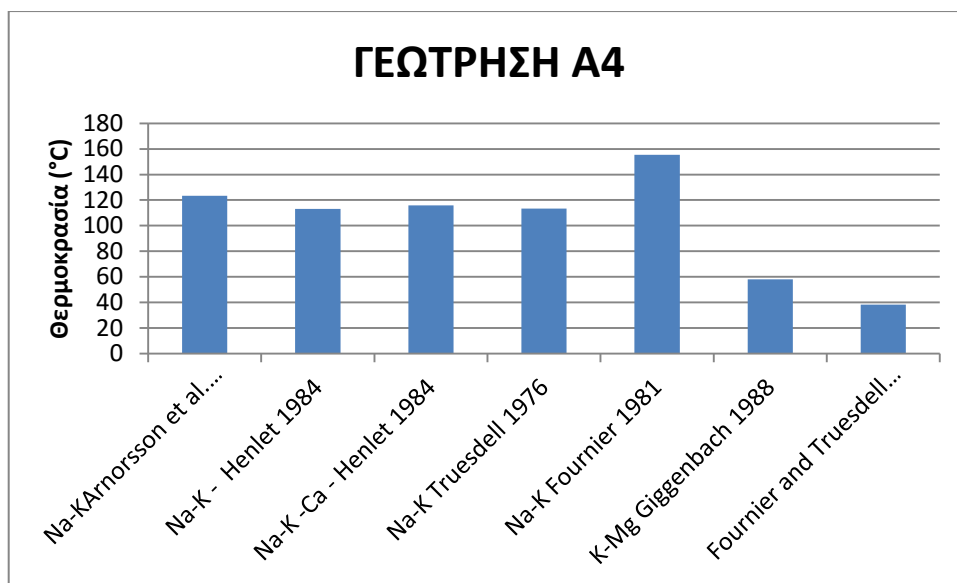


Σχήμα 6.16 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης A3

Για η γεώτρηση A3, οι πιθανές θερμοκρασίες ταμιευτήρα είναι από 30 μέχρι 189 °C.

Πίνακας 6.18 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση A4.

Na-K Arnorsson et al. 1983	123
Na-K - Henlet 1984	113
Na-K -Ca - Henlet 1984	116
Na-K Truesdell 1976	113
Na-K Fournier 1981	155
K-Mg Giggenbach 1988	58
Fournier and Truesdell 1973 $b=1/3$	38

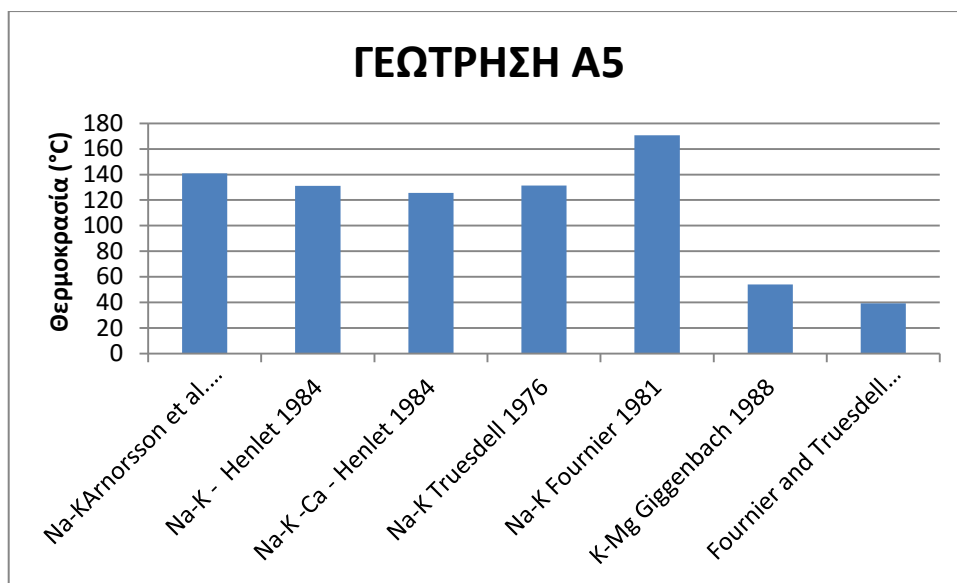


Σχήμα 6.17 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Α4.

Στη γεώτρηση Α4, οι τιμές που προκύπτουν από τα γεωθερμόμετρα κυμαίνονται από 38 έως και 155 °C.

Πίνακας 6.19 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Α5.

Na-KArnorsson et al. 1983	141
Na-K - Henlet 1984	131
Na-K -Ca - Henlet 1984	126
Na-K Truesdell 1976	131
Na-K Fournier 1981	171
K-Mg Giggenbach 1988	54
Fournier and Truesdell 1973 b=1/3	39

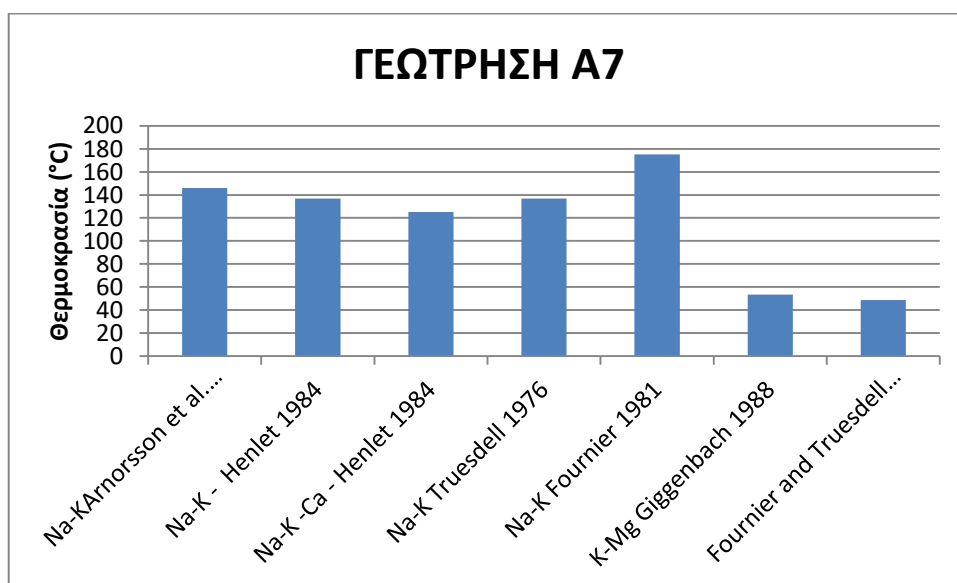


Σχήμα 6.18 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης A5.

Από τα δεδομένα της γεώτρησης A5, τα γεωθερμόμετρα έδωσαν θερμοκρασίες από 39 μέχρι 171 °C.

Πίνακας 6.20 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση A7.

Na-KArnorsson et al. 1983	146
Na-K - Henlet 1984	137
Na-K -Ca - Henlet 1984	125
Na-K Truesdell 1976	137
Na-K Fournier 1981	175
K-Mg Giggenbach 1988	53
Fournier and Truesdell 1973 b=1/3	49

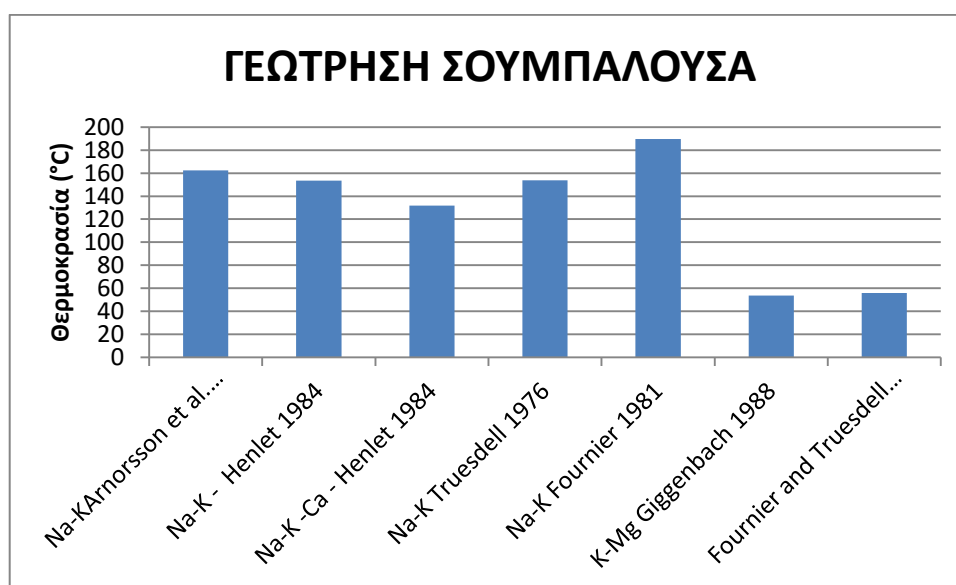


Σχήμα 6.19 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης A7.

Τα δεδομένα της γεώτρησης Α7, έδωσαν πιθανές θερμοκρασίες ταμιευτήρα από 49 έως 175 °C.

Πίνακας 6.21 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Σουμπαλούσα.

Na-K Arnorsson et al. 1983	162
Na-K - Henlet 1984	154
Na-K -Ca - Henlet 1984	132
Na-K Truesdell 1976	154
Na-K Fournier 1981	189
K-Mg Giggenbach 1988	54
Fournier and Truesdell 1973 b=1/3	56



Σχήμα 6.20 Αποτελέσματα γεωθερμομέτρων γεώτρησης Σουμπαλούσα.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των γεωθερμομέτρων για τη γεώτρηση Σουμπαλούσα, οι πιθανές τιμές θερμοκρασιών του ταμιευτήρα κυμαίνονται από 54 μέχρι και 189 °C.

ΓΕΝΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

Εφαρμόζοντας τους διάφορους τύπους γεωθερμομέτρων, παρατηρούμε μεγάλη διακύμανση στις θερμοκρασίες. Αυτό συμβαίνει, καθώς τα ρευστά μας είναι χαμηλής ενθαλπίας και ορισμένα γεωθερμόμετρα δίνουν λανθασμένα αποτελέσματα, καθώς είναι σχεδιασμένα με βάση γεωθερμικά πεδία υψηλής ενθαλπίας. Για το λόγο αυτό, το πιο αξιόπιστο γεωθερμόμετρο είναι το Na/K/Ca, με την προϋπόθεση ότι έχει γίνει η διόρθωση Mg.

Κεφάλαιο 7: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Στο κεφάλαιο αυτό, αρχικά γίνεται μία ανακεφαλαίωση των αποτελεσμάτων καθώς και μία σύγκριση των δειγμάτων από τις τρεις αυτές περιοχές (Περί-Πλάτανος, Μελιδοχώρι και Τυμπάκι) για την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με την πιθανή ύπαρξη γεωθερμικού πεδίου στη λεκάνη της Μεσσαράς.

7.1 ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ- ΑΝΑΚΕΦΑΛΑΙΩΣΗ

Γεώτρηση Περί1

Σύμφωνα με τα υδροχημικά διαγράμματα, το νερό της γεώτρησης έχει τα κάτωθι χαρακτηριστικά:

- Βρίσκεται στη ζώνη απλής διάλυσης ή μίξης (σχήμα 6.1)
- Χαρακτηρίζεται ως ανώριμο, δηλαδή ανανεώσιμο (σχήμα 6.2)
- Βρίσκεται στη ζώνη διαλυτοποίησης της γύψου (σχήμα 6.3).
- Περιέχει σε υψηλό ποσοστό ανθρακικά ανιόντα (περίπου 60%) και κατιόντα Ca^{2+} (>70%) και η σύστασή του είναι στο όριο Ca-Mg-Cl-SO₄ και Ca-Mg-HCO₃ (σχήμα 6.4),

Από τις τιμές των ιοντικών λόγων (πίνακας 6.6) προκύπτει ότι

- ο υδροφόρος έχει υποστεί είτε θαλάσσια διείσδυση είτε ιοντοανταλλαγή Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους, γεγονός που πιθανώς λαμβάνει χώρα στην συγκεκριμένη περιοχή
- Το νερό προέρχεται από το κατάντη τμήμα του υδροφορέα, ο οποίος είναι ασβεστολιθικός με συνεχή τροφοδοσία, ενώ το νερό χαρακτηρίζεται ως χλωροθειούχο.

Σύμφωνα με το συντελεστή Revelle, το νερό χαρακτηρίζεται ως καλό υπόγειο νερό χωρίς θαλάσσια διείσδυση, ενώ η εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα από το γεωθερμόμετρο Na/K/Ca είναι 62 °C.

Γεώτρηση Περί2

Σύμφωνα με τα υδροχημικά διαγράμματα, το νερό της γεώτρησης έχει τα κάτωθι χαρακτηριστικά:

- Βρίσκεται στη ζώνη απλής διάλυσης ή μίξης (σχήμα 6.1)
- Χαρακτηρίζεται ως ανώριμο, δηλαδή ανανεώσιμο (σχήμα 6.2)

- Βρίσκεται στη ζώνη υπογείων νερών (σχήμα 6.3).
 - Ως προς τα ανιόντα χαρακτηρίζεται ως μικτής σύστασης ενώ ως προς τα κατιόντα περιέχει σε μεγάλο ποσοστό Ca^{2+} (περίπου 50%) και η σύστασή του είναι ασβεστομαγνησιοχλωροθειούχα (σχήμα 6.4) και ,
- Από τις τιμές των ιοντικών λόγων (πίνακας 6.6) προκύπτει ότι
- ο υδροφόρος έχει υποστεί είτε θαλάσσια διείσδυση είτε ιοντοανταλλαγή Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους, γεγονός που πιθανώς λαμβάνει χώρα στην συγκεκριμένη περιοχή
 - Το νερό προέρχεται από το κατάντη τμήμα του υδροφορέα, ο οποίος είναι δολομιτικός με συνεχή τροφοδοσία, ενώ το νερό χαρακτηρίζεται ως θειούχο χλωριούχο.

Σύμφωνα με το συντελεστή Revelle, το νερό χαρακτηρίζεται ως καλό υπόγειο νερό χωρίς θαλάσσια διείσδυση, ενώ η εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα από το γεωθερμόμετρο Na/K/Ca είναι 30 °C.

Γεώτρηση Περί3

Σύμφωνα με τα υδροχημικά διαγράμματα, το νερό της γεώτρησης έχει τα κάτωθι χαρακτηριστικά:

- Βρίσκεται στη ζώνη απλής διάλυσης ή μίξης (σχήμα 6.1)
- Χαρακτηρίζεται ως ανώριμο, δηλαδή ανανεώσιμο (σχήμα 6.2)
- Βρίσκεται μεταξύ της ζώνης διαλυτοποίησης της γύψου και της ζώνης υπογείων νερών (σχήμα 6.3).
- Περιέχει σε υψηλό ποσοστό ανθρακικά ανιόντα (περίπου 60%) και κατιόντα Ca^{2+} (περίπου 70%) και η σύστασή του είναι στο όριο Ca-Mg-Cl-SO₄ και Ca-Mg-HCO₃ (σχήμα 6.4),

Από τις τιμές των ιοντικών λόγων (πίνακας 6.6) προκύπτει ότι

- ο υδροφόρος έχει υποστεί είτε θαλάσσια διείσδυση είτε ιοντοανταλλαγή Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους, γεγονός που πιθανώς λαμβάνει χώρα στην συγκεκριμένη περιοχή
- Το νερό προέρχεται από το κατάντη τμήμα του υδροφορέα, ο οποίος είναι ασβεστολιθικός με συνεχή τροφοδοσία, ενώ το νερό χαρακτηρίζεται ως χλωροθειούχο.

Σύμφωνα με το συντελεστή Revelle, το νερό χαρακτηρίζεται ως καλό υπόγειο νερό χωρίς θαλάσσια διείσδυση, ενώ η εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα από το γεωθερμόμετρο Na/K/Ca είναι 54 °C.

Γεώτρηση Πλάτανος1

Σύμφωνα με τα υδροχημικά διαγράμματα, το νερό της γεώτρησης έχει τα κάτωθι χαρακτηριστικά:

- Βρίσκεται στη ζώνη απλής διάλυσης ή μίξης (σχήμα 6.1)
- Χαρακτηρίζεται ως ανώριμο, δηλαδή ανανεώσιμο (σχήμα 6.2)
- Βρίσκεται στη ζώνη διαλυτοποίησης της γύψου (σχήμα 6.3).
- Ως προς τα ανιόντα χαρακτηρίζεται ως μικτής σύστασης, ενώ περιέχει σε υψηλό ποσοστό κατιόντα Ca^{2+} (>50%) και η σύστασή του είναι ασβεστομαγνησιοχλωροθειούχα (σχήμα 6.4),

Από τις τιμές των ιοντικών λόγων (πίνακας 6.6) προκύπτει ότι

- ο υδροφόρος έχει υποστεί είτε θαλάσσια διείσδυση είτε ιοντοανταλλαγή Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους, γεγονός που πιθανώς λαμβάνει χώρα στην συγκεκριμένη περιοχή
- ο υδροφορέας είναι δολομιτικός με συνεχή τροφοδοσία, ενώ το νερό χαρακτηρίζεται ως θειούχο χλωριούχο.

Σύμφωνα με το συντελεστή Revelle, το νερό χαρακτηρίζεται ως καλό υπόγειο νερό χωρίς θαλάσσια διείσδυση, ενώ η εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα από το γεωθερμόμετρο Na/K/Ca είναι 31 °C.

Γεώτρηση Πλάτανος2

Σύμφωνα με τα υδροχημικά διαγράμματα, το νερό της γεώτρησης έχει τα κάτωθι χαρακτηριστικά:

- Βρίσκεται στη ζώνη απλής διάλυσης ή μίξης (σχήμα 6.1)
- Χαρακτηρίζεται ως ανώριμο, δηλαδή ανανεώσιμο (σχήμα 6.2)
- Βρίσκεται στη ζώνη υπογείων νερών (σχήμα 6.3)
- Περιέχει σε υψηλό ποσοστό ανθρακικά ανιόντα (>60%) και κατιόντα Mg^{2+} (>50%) και η σύστασή του είναι στο όριο Ca-Mg-Cl-SO₄ και Ca-Mg-HCO₃ (σχήμα 6.4),

Από τις τιμές των ιοντικών λόγων (πίνακας 6.6) προκύπτει ότι

- ο υδροφόρος έχει υποστεί είτε θαλάσσια διείσδυση είτε ιοντοανταλλαγή Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους, γεγονός που πιθανώς λαμβάνει χώρα στην συγκεκριμένη περιοχή
- ο υδροφορέας είναι οφιολιθικός ή γενικά πυριτικός πλούσιος σε Mg^{2+} με συνεχή τροφοδοσία, ενώ το νερό είναι βρόχινο και χαρακτηρίζεται ως χλωροθειούχο.

Σύμφωνα με το συντελεστή Revelle, το νερό χαρακτηρίζεται ως καλό υπόγειο νερό χωρίς θαλάσσια διείσδυση, ενώ η εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα από το γεωθερμόμετρο Na/K/Ca είναι 21 °C.

Γεώτρηση Μελιδοχώρι1

Σύμφωνα με τα υδροχημικά διαγράμματα, το νερό της γεώτρησης έχει τα κάτωθι χαρακτηριστικά:

- Βρίσκεται στη ζώνη απλής διάλυσης ή μίξης (σχήμα 6.1)
- Χαρακτηρίζεται ως ανώριμο, δηλαδή ανανεώσιμο (σχήμα 6.2)
- Βρίσκεται στη ζώνη υπογείων νερών (σχήμα 6.3).
- Περιέχει σε υψηλό ποσοστό ανιόντα HCO_3^- (>60%) και κατιόντα Ca^{2+} (>50%) και η σύστασή του είναι στο όριο Ca-Mg-Cl-SO₄ και Ca-Mg-HCO₃ (σχήμα 6.4),

Από τις τιμές των ιοντικών λόγων (πίνακας 6.6) προκύπτει ότι

- ο υδροφόρος έχει υποστεί είτε θαλάσσια διείσδυση είτε ιοντοανταλλαγή Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους, γεγονός που πιθανώς λαμβάνει χώρα στην συγκεκριμένη περιοχή
- το νερό βρίσκεται στο κατάντη τμήμα του υδροφορέα, ο οποίος είναι ασβεστολιθικός με συνεχή τροφοδοσία, ενώ το νερό χαρακτηρίζεται ως θειούχο χλωριούχο.

Σύμφωνα με το συντελεστή Revelle, , το νερό χαρακτηρίζεται ως καλό υπόγειο νερό χωρίς θαλάσσια διείσδυση, ενώ η εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα από το γεωθερμόμετρο Na/K/Ca είναι 48 °C.

Γεώτρηση Μελιδοχώρι2

Σύμφωνα με τα υδροχημικά διαγράμματα, το νερό της γεώτρησης έχει τα κάτωθι χαρακτηριστικά:

- Βρίσκεται στη ζώνη απλής διάλυσης ή μίξης (σχήμα 6.1)

- Χαρακτηρίζεται ως ανώριμο, δηλαδή ανανεώσιμο (σχήμα 6.2)
- Βρίσκεται μεταξύ της ζώνης διαλυτοποίησης της γύψου και υπογείων νερών (σχήμα 6.3).
- Ως προς τα ανιόντα χαρακτηρίζεται ως μικτής σύστασης ενώ περιέχει σε υψηλό ποσοστό κατιόντα Ca^{2+} (περίπου 50%) και η σύστασή του είναι ασβεστομαγνησιοχλωροθειούχα (σχήμα 6.4),

Από τις τιμές των ιοντικών λόγων (πίνακας 6.6) προκύπτει ότι

- ο υδροφόρος έχει υποστεί είτε θαλάσσια διείσδυση είτε ιοντοανταλλαγή Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους, γεγονός που πιθανώς λαμβάνει χώρα στην συγκεκριμένη περιοχή
- ο υδροφορέας είναι ασβεστολιθικός με συνεχή τροφοδοσία, ενώ το νερό χαρακτηρίζεται ως θειούχο χλωριούχο.

Σύμφωνα με το συντελεστή Revelle, , το νερό χαρακτηρίζεται ως καλό υπόγειο νερό χωρίς θαλάσσια διείσδυση, ενώ η εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα από το γεωθερμόμετρο Na/K/Ca είναι 36 °C.

Γεώτρηση A1

Σύμφωνα με τα υδροχημικά διαγράμματα, το νερό της γεώτρησης έχει τα κάτωθι χαρακτηριστικά:

- Βρίσκεται στη ζώνη απλής διάλυσης ή μίξης (σχήμα 6.1)
- Χαρακτηρίζεται ως ανώριμο, δηλαδή ανανεώσιμο (σχήμα 6.2)
- Βρίσκεται μεταξύ της ζώνης διαλυτοποίησης της γύψου και όξινων νερών (σχήμα 6.3).
- Ως προς τα ανιόντα χαρακτηρίζεται ως μικτής σύστασης ενώ περιέχει σε υψηλό ποσοστό κατιόντα Ca^{2+} (>50%) και η σύστασή του είναι ασβεστομαγνησιοχλωροθειούχα (σχήμα 6.4),

Από τις τιμές των ιοντικών λόγων (πίνακας 6.6) προκύπτει ότι

- ο υδροφόρος έχει υποστεί είτε θαλάσσια διείσδυση είτε ιοντοανταλλαγή Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους
- το νερό βρίσκεται στην περιοχή εμπλουτισμού του υδροφορέα, ο οποίος είναι ασβεστολιθικός με συνεχή τροφοδοσία, ενώ το νερό χαρακτηρίζεται ως χλωροθειούχο.

Σύμφωνα με το συντελεστή Revelle, το νερό χαρακτηρίζεται ως μέτρια ρυπασμένο, ενώ η εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα από το γεωθερμόμετρο Na/K/Ca είναι 53 °C.

Γεώτρηση A2

Σύμφωνα με τα υδροχημικά διαγράμματα, το νερό της γεώτρησης έχει τα κάτωθι χαρακτηριστικά:

- Βρίσκεται στη ζώνη απλής διάλυσης ή μίξης (σχήμα 6.1)
- Χαρακτηρίζεται ως ανώριμο, δηλαδή ανανεώσιμο (σχήμα 6.2)
- Βρίσκεται στη ζώνη διαλυτοποίησης της γύψου (σχήμα 6.3).
- Περιέχει σε υψηλό ποσοστό ανιόντα HCO_3^- (>60%) και κατιόντα Ca^{2+} (περίπου 50%) και η σύστασή του είναι στο όριο Ca-Mg-Cl-SO₄ και Ca-Mg-HCO₃ (σχήμα 6.4),

Από τις τιμές των ιοντικών λόγων (πίνακας 6.6) προκύπτει ότι

- Ο υδροφορέας είναι αλκαλικός μαγματικός ή μεταμορφωμένος
- το νερό βρίσκεται στην περιοχή εμπλουτισμού του υδροφορέα, ο οποίος είναι δολομιτικός με συνεχή τροφοδοσία, ενώ το νερό χαρακτηρίζεται ως χλωροθειούχο.

Σύμφωνα με το συντελεστή Revelle, , το νερό χαρακτηρίζεται ως καλό υπόγειο νερό χωρίς θαλάσσια διείσδυση, ενώ η εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα από το γεωθερμόμετρο Na/K/Ca είναι 36 °C.

Γεώτρηση A3

Σύμφωνα με τα υδροχημικά διαγράμματα, το νερό της γεώτρησης έχει τα κάτωθι χαρακτηριστικά:

- Βρίσκεται στη ζώνη απλής διάλυσης ή μίξης (σχήμα 6.1)
- Χαρακτηρίζεται ως ανώριμο, δηλαδή ανανεώσιμο (σχήμα 6.2)
- Βρίσκεται στη ζώνη διαλυτοποίησης της γύψου (σχήμα 6.3).
- Περιέχει σε υψηλό ποσοστό ανιόντα HCO_3^- (περίπου 60%) και κατιόντα Ca^{2+} (περίπου 50%) και η σύστασή του είναι στο όριο Ca-Mg-Cl-SO₄ και Ca-Mg-HCO₃ (σχήμα 6.4),

Από τις τιμές των ιοντικών λόγων (πίνακας 6.6) προκύπτει ότι

- ο υδροφόρος έχει υποστεί είτε θαλάσσια διείσδυση είτε ιοντοανταλλαγή Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους
- ο υδροφορέας είναι ασβεστολιθικός με συνεχή τροφοδοσία, ενώ το νερό είναι βρόχινο και χαρακτηρίζεται ως θειούχο χλωριούχο.

Σύμφωνα με το συντελεστή Revelle, , το νερό χαρακτηρίζεται ως καλό υπόγειο νερό χωρίς θαλάσσια διείσδυση, ενώ η εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα από το γεωθερμόμετρο Na/K/Ca είναι 41 °C.

Γεώτρηση A4

Σύμφωνα με τα υδροχημικά διαγράμματα, το νερό της γεώτρησης έχει τα κάτωθι χαρακτηριστικά:

- Βρίσκεται στη ζώνη απλής διάλυσης ή μίξης (σχήμα 6.1)
- Χαρακτηρίζεται ως ανώριμο, δηλαδή ανανεώσιμο (σχήμα 6.2)
- Βρίσκεται κοντά στη ζώνη διαλυτοποίησης της γύψου (σχήμα 6.3).
- Περιέχει σε πολύ χαμηλό ποσοστό ανιόντα SO_4^{2-} (<10%) ενώ ως προς τα κατιόντα χαρακτηρίζεται ως μικτής σύστασης και η σύστασή του είναι ασβεστομαγνησιοχλωροθειούχα (σχήμα 6.4),

Από τις τιμές των ιοντικών λόγων (πίνακας 6.6) προκύπτει ότι

- ο υδροφόρος έχει υποστεί είτε θαλάσσια διείσδυση είτε ιοντοανταλλαγή Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους
- ο υδροφορέας είναι δολομιτικός με συνεχή τροφοδοσία, ενώ το νερό χαρακτηρίζεται ως θαλασσινό.

Σύμφωνα με το συντελεστή Revelle, το νερό χαρακτηρίζεται ως ελαφρά ρυπασμένο, ενώ η εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα από το γεωθερμόμετρο Na/K/Ca είναι 38 °C.

Γεώτρηση A5

Σύμφωνα με τα υδροχημικά διαγράμματα, το νερό της γεώτρησης έχει τα κάτωθι χαρακτηριστικά:

- Βρίσκεται στη ζώνη απλής διάλυσης ή μίξης (σχήμα 6.1)
- Χαρακτηρίζεται ως ανώριμο, δηλαδή ανανεώσιμο (σχήμα 6.2)
- Βρίσκεται κοντά στη ζώνη διαλυτοποίησης της γύψου (σχήμα 6.3).

- Περιέχει σε πολύ χαμηλό ποσοστό ανιόντα SO_4^{2-} (<10%) ενώ ως προς τα κατιόντα χαρακτηρίζεται ως μικτής σύστασης και η σύστασή του είναι ασβεστομαγνησιοχλωροθειούχα (σχήμα 6.4),

Από τις τιμές των ιοντικών λόγων (πίνακας 6.6) προκύπτει ότι

- ο υδροφόρος έχει υποστεί είτε θαλάσσια διείσδυση είτε ιοντοανταλλαγή Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους
- ο υδροφορέας είναι δολομιτικός με συνεχή τροφοδοσία, ενώ το νερό χαρακτηρίζεται ως θαλασσινό.

Σύμφωνα με το συντελεστή Revelle, το νερό χαρακτηρίζεται ως ελαφρά ρυπασμένο, ενώ η εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα από το γεωθερμόμετρο Na/K/Ca είναι 39 °C.

Γεώτρηση Α7

Σύμφωνα με τα υδροχημικά διαγράμματα, το νερό της γεώτρησης έχει τα κάτωθι χαρακτηριστικά:

- Βρίσκεται στη ζώνη απλής διάλυσης ή μίξης (σχήμα 6.1)
- Χαρακτηρίζεται ως ανώριμο, δηλαδή ανανεώσιμο (σχήμα 6.2)
- Βρίσκεται στη ζώνη διαλυτοποίησης της γύψου (σχήμα 6.3).
- Ως προς τα ανιόντα, χαρακτηρίζεται ως μικτής σύστασης ενώ ως προς τα κατιόντα περιέχει σε υψηλό ποσοστό Ca^{2+} (περίπου 50%) και η σύστασή του είναι ασβεστομαγνησιοχλωροθειούχα (σχήμα 6.4),

Από τις τιμές των ιοντικών λόγων (πίνακας 6.6) προκύπτει ότι

- ο υδροφόρος έχει υποστεί είτε θαλάσσια διείσδυση είτε ιοντοανταλλαγή Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους
- ο υδροφορέας είναι ασβεστολιθικός με συνεχή τροφοδοσία, ενώ το νερό χαρακτηρίζεται ως χλωροθειούχο.

Σύμφωνα με το συντελεστή Revelle, το νερό χαρακτηρίζεται ως ελαφρά ρυπασμένο, ενώ η εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα από το γεωθερμόμετρο Na/K/Ca είναι 49 °C.

Γεώτρηση Σουμπαλούσα

Σύμφωνα με τα υδροχημικά διαγράμματα, το νερό της γεώτρησης έχει τα κάτωθι χαρακτηριστικά:

- Βρίσκεται στη ζώνη απλής διάλυσης ή μίξης (σχήμα 6.1)
- Χαρακτηρίζεται ως ανώριμο, δηλαδή ανανεώσιμο (σχήμα 6.2)
- Βρίσκεται κοντά στη ζώνη όξινων νερών (σχήμα 6.3).
- Ως προς τα ανιόντα, χαρακτηρίζεται ως μικτής σύστασης ενώ ως προς τα κατιόντα περιέχει σε υψηλό ποσοστό Ca^{2+} (περίπου 50%) και η σύστασή του είναι ασβεστομαγνησιοχλωροθειούχα (σχήμα 6.4),

Από τις τιμές των ιοντικών λόγων (πίνακας 6.6) προκύπτει ότι

- ο υδροφόρος έχει υποστεί είτε θαλάσσια διείσδυση είτε ιοντοανταλλαγή Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους
- το νερό προέρχεται από την περιοχή εμπλουτισμού του υδροφορέα, ο οποίος είναι δολομιτικός με συνεχή τροφοδοσία, ενώ το νερό χαρακτηρίζεται ως χλωροθειούχο.

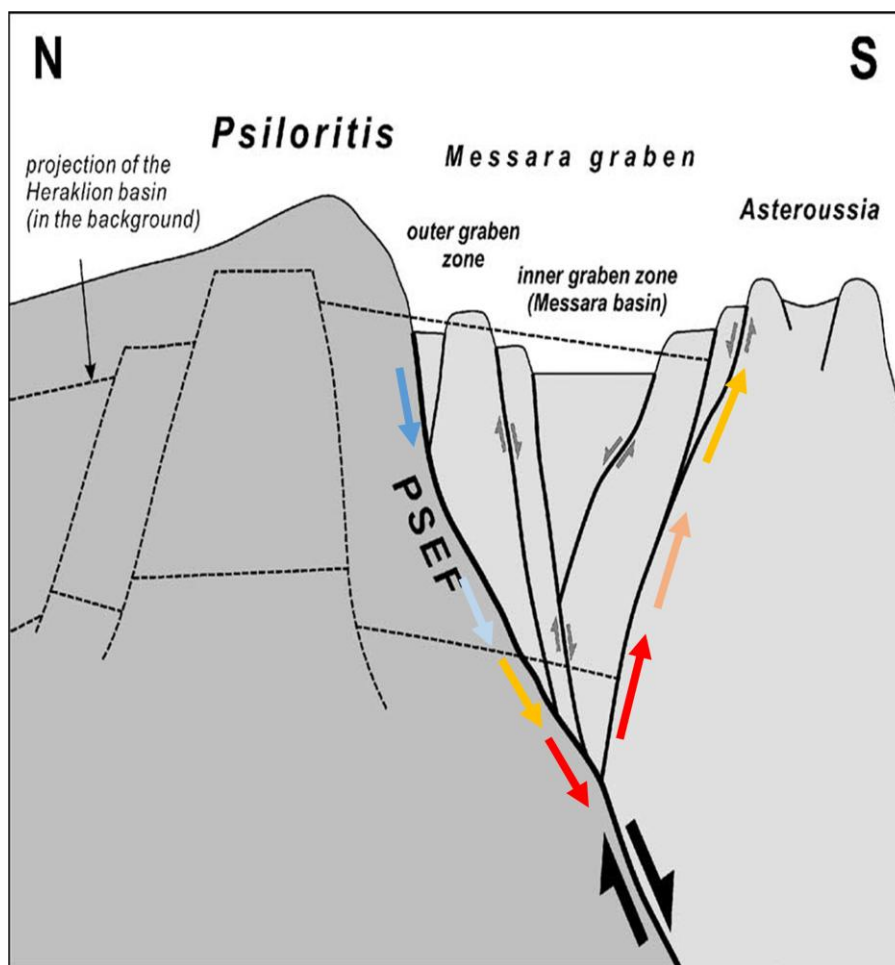
Σύμφωνα με το συντελεστή Revelle, το νερό χαρακτηρίζεται ως ελαφρά ρυπασμένο, ενώ η εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα από το γεωθερμόμετρο Na/K/Ca είναι 56 °C.

7.2 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από τα δείγματα που ελήφθησαν από τις περιοχές Περί- Πλάτανος, Μελιδοχώρι και Τυμπάκι, συγκρίναμε τα νερά ως προς τη χημική σύσταση, τους ιοντικούς λόγους, τα υδροχημικά διαγράμματα και τα αποτελέσματα των γεωθερμομέτρων. Για τις περιοχές Περί- Πλάτανος και Μελιδοχώρι, από τις διάφορες εργασίες που έχουν γίνει (Αμβράζης, 2015), (Σμπώκος, 2015), (Μπουτσάκης, 2016) προκύπτουν ισχυρές ενδείξεις για την ύπαρξη γεωθερμικών πεδίων.

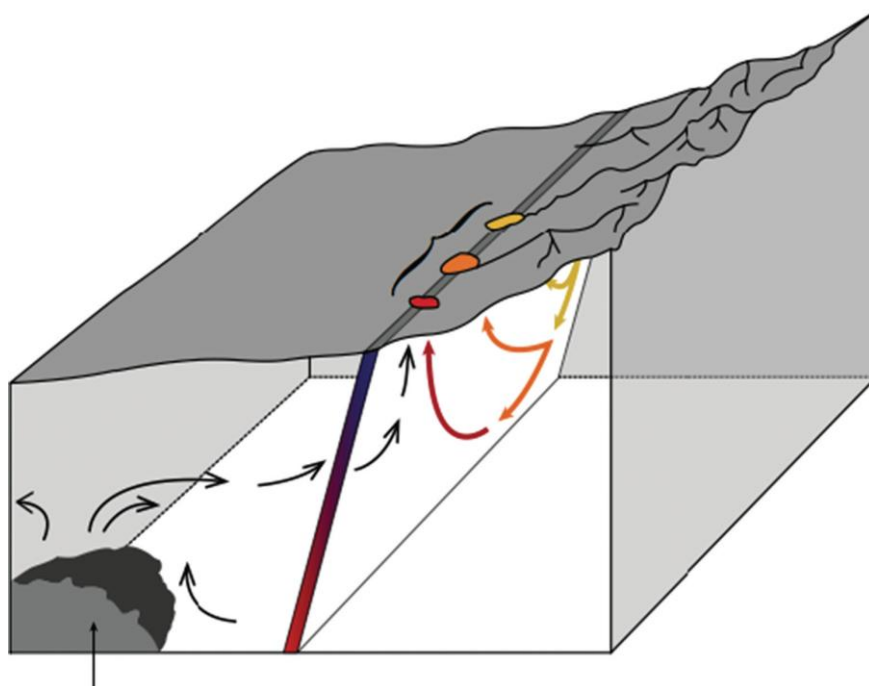
Τα πιθανά σενάρια θέρμανσης των γεωθερμικών ταμιευτήρων στις περιοχές Περί- Πλάτανος και Μελιδοχώρι είναι τρία:

1. Κατά το μοντέλο των Peterek and Schwarze, το νερό κατεισδύει από το ρήγμα του Ψηλορείτη, φτάνει σε βάθος μέχρι και 4 km και στη συνέχεια ανεβαίνει στην επιφάνεια στις παρυφές των Αστερουσίων (εικόνα 7.1):



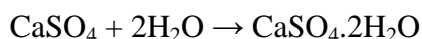
Εικόνα 7.1 Σχηματικό διάγραμμα ροής κατά μήκος μιας ρηγματογόνου ζώνης. Επιφανειακό νερό αλλά και των υδροφορέων κατεισδύει από την ορεινή περιοχή στη ζώνη του ρήγματος στη βάση της οροσειράς. Στη συνέχεια, θερμαίνεται εξαιτίας της γεωθερμικής βαθμίδας και πλέον ως θερμό νερό ανεβαίνει, μέσω των δυνάμεων της άνωσης, κατά μήκος του ρήγματος στην επιφάνεια, όπου μπορεί και να αναδυθεί (τροποποιημένη από Peterek and Schwarze, 2004)

2. Πιθανή ύπαρξη πλαγιογρανιτικών σωμάτων κοντά στις περιοχές, με αποτέλεσμα την τοπική αύξηση της θερμοκρασίας (εικόνα 7.2):



Εικόνα 7.2 Σχηματικό διάγραμμα ροής κατά μήκος μιας ρηματογόνου ζώνης. Επιφανειακό νερό κατεισδύει από την ορεινή περιοχή στη ζώνη του ρήγματος στη βάση της οροσειράς. Το νερό κατεβαίνει στη συνέχεια κατά μήκος του ρήγματος και θερμαίνεται από μια ενταφιασμένη πηγή θερμότητας εντός της λεκάνης. Το θερμό νερό ανεβαίνει, μέσω των δυνάμεων της άνωσης, κατά μήκος του ρήγματος στην επιφάνεια όπου μπορεί και να αναδυθεί και ως πηγή (Τροποποιημένο από Glassley 2015).

3. Η μετατροπή του ανυδρίτη σε γύψο, η οποία είναι μία αργή εξώθερμη αντίδραση, μπορεί επίσης να έχει ως αποτέλεσμα την τοπική αύξηση της θερμοκρασίας:



Από την άλλη μεριά, η σύγκριση με έναν μη γεωθερμικό ταμιευτήρα στο Τυμπάκι, δεν έδωσε εμφανείς διαφορές ώστε να γίνει σαφής η διάκριση μεταξύ τους. Αρχικά, όσον αφορά στις χημικές αναλύσεις, οι υδροφορείς εμφανίζουν παραπλήσιες συστάσεις σε ανόργανα συστατικά. Όλα τα δείγματα κατατάσσονται στην κατηγορία ‘ασβεστομαγνησιοχλωροθειούχα’, είναι προϊόντα απλής διάλυσης ή μίξης και χαρακτηρίζονται ως ‘ανώριμα’, δηλαδή ανανεώσιμα. Μία αξιόλογη διαφορά είναι η ένδειξη υφαλμύρινσης στις γεωτρήσεις A1, A4, A5, A7 και Σουμπαλούσα, η οποία όμως δεν δίνει κάποια πληροφορία για την πιθανή ύπαρξη γεωθερμικού πεδίου.

Συγκρίνοντας τις τρεις περιοχές (περιοχή Τυμπάκι χωρίς ενδείξεις με αυξημένη θερμοκρασία υδάτων στις υδρογεωτρήσεις και περιοχές Περί – Πλάτανος και Μελιδοχώρι με μετρημένες τις αυξημένες τιμές θερμοκρασίας των υδάτων στις επτά υδρογεωτρήσεις), διαπιστώνουμε ότι οι εκτιμώμενες τιμές θερμοκρασίας (30 – 65 °C)

των πιθανών γεωθερμικών ταμιευτήρων που προέκυψαν από εμπειρικά χημικά γεωθερμόμετρα (γεωθερμόμετρα διαλυμάτων) βρίσκονται σε παραπλήσιο εύρος τιμών (30 - 50 °C) με τιμές θερμοκρασιών που υπολογίστηκαν με τις ίδιες μεθοδολογίες για τον υδροφορέα της περιοχής του Τυμπακίου, όπου δεν υπάρχουν ενδείξεις ύπαρξης γεωθερμικού ρευστού αλλά του φαινομένου της υφαλμύρινης. Αυτό το γεγονός οδηγεί στο συμπέρασμα ότι δεν μπορούμε να εξάγουμε αξιόπιστα αποτελέσματα στηριζόμενοι μόνο στη χρήση εμπειρικών γεωθερμομέτρων. Ο λόγος είναι ότι τα γεωθερμόμετρα στηρίζονται σε εμπειρικούς τύπους, οι οποίοι διατυπώθηκαν μετά από μελέτη και αναλύσεις σε ρευστά γεωθερμικών πεδίων υψηλής ενθαλπίας, σε ηφαιστειακά κυρίως περιβάλλοντα. Καταλήγουμε λοιπόν στο τελικό συμπέρασμα ότι μόνο τα υδροχημικά δεδομένα μιας περιοχής δεν επαρκούν για την επιβεβαίωση της θερμοκρασίας ενός πιθανού ταμιευτήρα, αλλά είναι αναγκαία η άμεση μέτρηση της μεταβολής της θερμοκρασίας συναρτήσει του βάθους εντός υφισταμένων ή μιας ερευνητικής γεώτρησης.

Βιβλιογραφία

Αιθνής

Alper Baba, D. Chandrasekaram, Jochen Bundschuh (2014): Geothermal Systems and Energy Resources - Turkey and Greece, CRC Press/Balkema, v. 7, 35-43, pp. 77-82.

Ali Fahrurrozie , Mahesa Pradana Saputra , Tubagus Nugraha (2015): The Application of Na-K-Mg, Na-K/Mg-Ca and K-Mg/Quartz Diagrams to Evaluate Water Geochemistry in West Java Geothermal Prospects, Indonesia , Proceedings World Geothermal Congress 2015 Melbourne, Australia, 19-25 April 2015

Bonneau, M., Meulenkamp, J.E, Jonkers, H.A.(1984): Geological map of Greece, 1:50.000, Tympakion sheet, Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens.

Chatzigiannis G. and Kavouridis Th. (2013): The geothermal Occurrence of Kapistri, Ierapetra area, Crete, Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XLVII, 1914-1919.

Dazy J., Drogue C., Charmanidis P. and Darlet C. (1997): The influence of marine inflows on the chemical composition of groundwater in small islands: the example of the Cyclades (Greece). *Environmental Geology* 31: 133-141

Dickson M., Fanelli M. (2004): What is geothermal energy?, *Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR , Pisa, Italy*

Domenico, P.A. and F.W. Schwartz (1990): Physical and Chemical Hydrogeology, John Wiley & Sons, New York, 824 p.

Dornsiepen U.F., Manutsoglu E., Mertmann D. (2001): Permian – Triassic palaeogeography of the external Hellenides, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 172, pp. 327-338.

Ellis, A.J. (1979): Chemical geothermometry in geothermal systems. *Geothermics* 25, pp. 219–226

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*, Volume 31, pp. 49-70.

Fournier O. R. (1977): Chemical Geothermometers and Mixing Models for Geothermal Systems, *Geothermics*, Volume 5, pp. 41-50.

Fournier O.R. (1979): A revised equation of the Na/K geothermometer, Geothermal Resources Council, *TRANSACTIONS*, Vol. 3.

Fournier O. R. and Potter W. R. II (1979): Magnesium Correction to the Na-K-Ca Chemical Geothermometer, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, pp. 1543-1550.

Glassey E. W. (2014): Geothermal Energy- Renewable Energy and the Environment, Second Edition- CRC Press.

Jolivet, L., Goffe, B., Monie, P., Truffert-Luxey, C., Patriat, M., Bonneau, M. (1996): Miocene de-tachment in Crete and exhumation P–T–t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, 15, 1129–1153

Kilias, A. A., Tranos, M. N., Oroxco, M., Alonsochaves, F. M and Soto, J. I.(2002): Extensional collapse of the Hellenides: a review. *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, Vol.15, pp.129-139.

Kilias, A., Fassoulas, C., Mountrakis, D. (1994): Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis metamorphic core complex in the central part of the Hellenic Arc (Crete Greece), *Geology. Rundschau*, Vol. 83, pp. 417–430.

Koepke, J., Seidel, E. & Kreuzer, H. (2002). Ophiolites on the Southern Aegean islands Crete, Karpathos and Rhodes: composition, geochronology and position within the ophiolite belts of the Eastern Mediterranean. *Lithos* **65**, 183–203.

Lambrakis, N., Andreou, A.S., Polydoropoulos, P., Georgopoulos, E. and Bountis, T. (2000): Nonlinear analysis and forecasting of a brackish karstic spring. *Water Resources Research*, vol.36, NO. 4, pp. 875- 884.

Lister, G.S., Banga, G., Feenstra, A. (1984): Metamorphic core complexes of cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, Vol.12, pp.221–225

Luigi M. (2000): Geochemical techniques for the exploration and exploitation of geothermal energy, pp. 5-7.

Mandel, S. and Shiftan, Z. L. (1981): Groundwater resources investigation and development. Academic Press Inc. New York.

Meulenkamp J.E. (1979): Field Guide to the Neogene of Crete. Publ. Dep. Geol. Pal. Univ. Athens, pp. 1-32.

Meyers A. Robert (2012): Encyclopedia of Sustainability Science and Technology, Vol.1, Springer, pp. 5216- 5233.

Nicholson, K. (1993): Geothermal fluids, chemistry and exploration techniques. Springer, Berlin, Germany.

Mountrakis, D., Tranos, M., Papazachos, C., Thomaidou, E., Karagianni, e. & Vamvakaris, D. (2006): Neotectonic and seismological data concerning major active faults, and the stress re-gimes of Northern Greece. In: ROBERTSON, m. n. F. & MOUNTRAKIS, D. (eds) Tecton-ic Development of the Eastern Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications, Vol, 260, pp. 649-670.

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), Journal of Geodynamics, Volume 38, pp. 19–55

Ring, U., Glodny, J., Will, T., Thomson, S. (2010): The Hellenic Subduction System: High-Pressure Metamorphism, Exhumation, Normal Faulting, and Large-Scale Extension. DOI:10.1146/annurev.earth.050708.170910 pp.45-76.

Seidel, E., Kreuzer, H., Harre, W. (1982): A Late Oligocene/Early Miocene High Pressure Belt in the External Hellenides. Geol. Jb., E 23, pp.165–206.

Truesdell, A.H. (1976): Summary of section III geochemical techniques in explanation. *Proceedings, Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, V.1, US Government Printing Office, Washington DC.

Verma, M.P. (2000): Limitations in applying silica geothermometers for geothermal reservoir evaluation. *Twenty- Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, CA, SGP-TR-165.

White, D.E. (1970): Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resources. *Geothermics*, Special Issue 2:1, pp. 58–80.

Yock A. (2009): Geothermometry, Short Course on Surface Exploration for Geothermal Resources, 17-30 October, 2009.

Young, H. (1994): University Physics extended version with modern physics, Eighth Edition, εκδόσεις Παπαζήση.

Ελληνική

Αμβράζης Μ. (2015): Μελέτη γεωθερμικών υδάτων στην περιοχή νοτιοδυτικής Μεσσαράς, Κρήτη, Διπλωματική εργασία, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων Πολυτεχνείου Κρήτης.

Βασιλάκης Ε. (2006): Μελέτη της Τεκτονικής Δομής της λεκάνης Μεσσαράς, κεντρικής Κρήτης με τη βοήθεια Τεχνικών τηλεπισκόπησης και Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών, Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, Εθνικό Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Βιδάκης Μ. et. al. (1992): Βασικός γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, κλίμακα 1:50.000, φύλλο ΕΠΑΝΩ ΑΡΧΑΝΑΙ, ΙΓΜΕ, Αθήνα.

Βλασταράς Π.Ν. (2006): Γεωφυσική έρευνα για τον εντοπισμό γεωθερμικού πεδίου στο Ακρωτήρι Χανίων. Διπλωματική εργασία, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων Πολυτεχνείου Κρήτης.

Βουδούρης Κ. (2015): Εκμετάλλευση & Διαχείριση Υπόγειου Νερού. Εκδόσεις Τζιόλα, Θεσσαλονίκη, σελ. 35-67.

Δασκαλάκη Π. (2002): Συμβολή στη γνώση του χημισμού και της ποιότητας των υπογείων υδάτων στον Ελλαδικό χώρο, τόμος 1, Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Πάτρα

Θεοδωρίκας Σ. (1997): Γεωχημεία, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.

Καλλέργης Γ.Α. (1986): Εφαρμοσμένη Υδρογεωλογία, Τόμος Α', Έκδοση Τεχνικού Επιμελητηρίου Ελλάδας, Αθήνα.

Καλλέργης Γ. (2000): Εφαρμοσμένη Περιβαλλοντική Υδρογεωλογία, Τόμος Β', Έκδοση Τεχνικού Επιμελητηρίου Ελλάδας, Δεύτερη Έκδοση, Αθήνα.

Καρυδάκης Γ. (2005): Γεωθερμική ενέργεια: βασικές γεωθερμικές έννοιες, έρευνα, εκμετάλλευση, δίκτυα μεταφοράς & προβλήματα, γεωθερμικές συνθήκες στην Ελλάδα, αξιοποίηση, μονάδα CO₂ (γεωθερμικό παραπροϊόν), εκδόσεις Αθλότυπο, Αθήνα.

Κατσικάτσος Γ. (1991): Γεωλογία της Ελλάδας, Εκδόσεις Πανεπιστημίου Πατρών.

Κνιθάκης Μ., Καλούμενος Κ. (1993): Κίνδυνοι υφαλμύρυνσης πηγών και υπόγειων υδροφορέων, Ι.Γ.Μ.Ε.

Κουρμούλης Ν. (1979): Απογραφή καρστικών πηγών Ελλάδας. ΙΙ- Κρήτη, Υδρολογικές και Υδρογεωλογικές Έρευνες.

Κριτσωτάκης Ν. Μ. (2009): Διαχείριση Υδάτινων Πόρων Μεσσαράς Κρήτης, Διδακτορική Διατριβή. Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος, Διατμητικό Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών «Έλεγχος Ποιότητας & Διαχείριση Περιβάλλοντος»

Κυρκιμτζή Ι. (2013): Καθορισμός γεωλογικών παραμέτρων εμφάνισης γεωθερμικών ρευστών, εντός σχηματισμών της Λεκάνης Μεσσαράς. Διατριβή ειδίκευσης, μεταπτυχιακό πρόγραμμα Γεωτεχνολογία και Περιβάλλον, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων.

Μανούτσου Ε. (2008): Αδημοσίευτες Σημειώσεις Σεμιναρίου Γεωλογίας της Κρήτης, της Ερευνητικής Μονάδας Γεωλογίας του Τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης, σελ 55.

Μήτρακας Μ. (2001): Ποιοτικά χαρακτηριστικά και επεξεργασία νερού, Εκδόσεις Τζιόλα, Θεσσαλονίκη.

Μορέλας Β. (2014): Τρισδιάστατη Γεωλογική προσομοίωση του Πλειοτεταρτογενούς της πεδιάδας της Μεσσαράς, Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων Πολυτεχνείου Κρήτης.

Μπινιάρης Γ. (2012): Εξοικονόμηση ενέργειας θέρμανσης- κλιματισμού με γεωθερμία σε κατοικία, Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Ηλεκτρολογίας, Ηράκλειο .

Μπουτσάκης Κ. (2016): Διερεύνηση θερμοκρασιακών μεταβολών σε υδροφορείς της Μεσσαράς. Διπλωματική εργασία Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων Πολυτεχνείου Κρήτης

Νικολάου Σ. (1994): Αποτελέσματα Αναγνωριστικής Γεωηλεκτρικής Έρευνας στην περιοχή νότια του Ψηλορίτη, Τεχνική Έκθεση, Ινστιτούτο Γεωλογικών Μεταλλευτικών Ερευνών, Διεύθυνση Γεωφυσικών ερευνών.

Παρασκάκη Ν. Α. (2014): Υδρογεωλογικό καθεστώς πεδιάδας Φαιστού-Τυμπακίου με έμφαση στην ποιότητα των υπόγειων νερών, ΜΔΕ Εθνικού Μετσοβίου Πολυτεχνείου, Αθήνα.

Σμπώκος Μ. (2015): Μελέτη γεωλογικών παραμέτρων και διερεύνηση της θερμοκρασίας του υπόγειου υδροφορέα στην νοτιοδυτική Μεσσαρά, Κρήτη, Διπλωματική εργασία, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων Πολυτεχνείου Κρήτης

Στρατικόπουλος Κωνσταντίνος (2007): Υδρογεωλογική και Υδροχημική Μελέτη των θερμομεταλλικών πηγών της δυτικής Πελοποννήσου με τη χρήση σταθερών ισοτόπων, Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας, Πάτρα.

Τρούσσα –Μάρτη Σ. (2009): Υφαλμύρωση υπόγειων υδροφορέων νομού Χανίων, Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Φυσικών Πόρων και Περιβάλλοντος, Χανιά.

Φυτίκας Μ., Ανδρίτσος Ν., Δρακούλης Ρ. (2008): Γεωθερμία και τυποποίηση
Διήμερο Συμπόσιο για την Τυποποίηση ,ΤΕΕ, 27-28 Νοεμβρίου, 2008, Αθήνα

Φυτίκας Μ. και Ανδρίτσος Ν. (2004): Γεωθερμία–Γεωθερμικοί πόροι,
Γεωθερμικά Ρευστά, Εφαρμογές, Περιβάλλον. Εκδόσεις Τζιόλα, Θεσσαλονίκη.

Φυτρολάκης Ν. (1980): Η γεωλογική δομή της Κρήτης- Προβλήματα,
παρατηρήσεις και συμπεράσματα. Διατριβή υφηγεσίας. Εκδ. Έδρας Ορυκτολογίας-
Πετρογραφίας- Γεωλογίας, Ε.Μ.Π., Αθήνα.

Πηγές διαδικτύου

https://en.wikipedia.org/wiki/Stiff_diagram

<http://www.geo.auth.gr/courses/ggg/ggg887e/>