



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»**



**ΣΜΠΩΚΟΣ ΕΜΜΑΝΟΥΗΛ**

## **ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ**

Μανούτσογλου Εμμανουήλ, Καθηγητής (επιβλέπων)

Στειακάκης Εμμανουήλ, Επίκουρος Καθηγητής

Βουδούρης Κωνσταντίνος, Αναπληρωτής Καθηγητής (ΑΠΘ)

Χανιά, Νοέμβριος 2015

Η έγκριση της παρούσας διπλωματικής εργασίας από το Πολυτεχνείο Κρήτης, δεν σημαίνει αποδοχή των απόψεων του συγγραφέα (Νόμος 5343/1932, άρθρο 202).

## Περίληψη

Η τοπογραφία της κεντρικής και νότιας Κρήτης καθορίζεται από το έντονο ανάγλυφο των νότιων παρυφών του Ψειλορίτη στον βορρά και τον ορεινό όγκο των Αστερουσίων στον νότο. Η σημερινή τους θέση καθώς επίσης και η δημιουργία του πεδινού τμήματος της Μεσσαράς αποτελεί θέμα συνεχούς επιστημονικής έρευνας καθώς σχετίζεται με την τεκτονοστρωματογραφική εξέλιξη της Κρήτης, που έχει οδηγήσει τις ανώτερες τεκτονικές ενότητες των Ελληνίδων στην περιοχή (π.χ. οφιολιθικό κάλυμμα) σε τοπογραφικά σημεία εκατοντάδες μέτρα χαμηλότερα από την τεκτονικά κατώτατη ενότητα (Ομάδα Πλακωδών Ασβεστολίθων) μεταμορφωμένες ακολουθίες της οποίας εμφανίζονται σε υψόμετρα άνω των χιλίων πεντακοσίων μέτρων.

Εντός της νοτιοδυτικής Μεσσαράς εντοπίστηκαν από γαιοκτήμονες της περιοχής, ήδη από την προηγούμενη δεκαετία, αυξημένες θερμοκρασίες σε υδρογεωτρήσεις. Η αυξημένη θερμοκρασία των υδάτων των υδρογεωτρήσεων, που παρατηρείται συνεχώς, παραπέμπει σε πιθανή ύπαρξη γεωθερμικού ταμειυτήρα στην περιοχή. Τα τελευταία χρόνια έχουν γίνει αξιόλογες προσπάθειες για τον εντοπισμό, τη συστηματική καταγραφή και εν μέρει αξιοποίηση του γεωθερμικού δυναμικού στον ελληνικό χώρο. Μέχρι τώρα όμως ελάχιστα είναι τα στοιχεία σχετικά με πιθανά γεωθερμικά πεδία στην Κρήτη. Στα πλαίσια της περαιτέρω αναζήτησης στοιχείων σχετικών με πιθανά γεωθερμικά πεδία στην Κρήτη πάρθηκαν δείγματα για αναλύσεις ανόργανων στοιχείων από πέντε γεωτρήσεις στην ευρύτερη περιοχή της Πόμπιας Ηρακλείου (περιοχές Περί και Πλάτανος). Στην εργασία αυτή παρουσιάζονται όχι μόνο τα αποτελέσματα των αναλύσεων, του χημισμού και χαρακτηρισμού των υδάτων, αλλά με υποστήριξη πληθώρας γεωλογικών στοιχείων γίνεται χρήση των δεδομένων αυτών σε συγκεκριμένα γεωθερμόμετρα.

Συμπερασματικά οι τιμές που προέκυψαν από τις απευθείας μετρήσεις, τις αναλύσεις και την επεξεργασία τους μπορούν να συνοψιστούν ως ακολούθως:

Οι θερμοκρασίες που μετρήθηκαν στο πεδίο για τα ύδατα των γεωτρήσεων που έχουν ανορυχθεί σε διαφορετικό υψόμετρο, σε διαφορετικό βάθος και αντλούν επίσης από διαφορετικό βάθος είναι :

Περί 1: 21 °C, Υψόμετρο: 85 m., Βάθος: 205 m., Στάθμη: 10 m.

Περί 2: 27,4 °C, Υψόμετρο: 91 m., Βάθος: NA., Στάθμη: NA.

Περί 3: 22,6 °C, Υψόμετρο: 85 m., Βάθος: 235 m., Στάθμη: 62 m.

Πλάτανος 1: 26,4 °C, Υψόμετρο: 120 m., Βάθος: 300 m., Στάθμη: 120 m.

Πλάτανος 2: 21,4 °C, Υψόμετρο: 113 m., Βάθος: 212 m., Στάθμη: 5 m.

Οι τιμές του pH στις γεωτρήσεις κυμαίνονται από 7,25 έως 7,94 επομένως το νερό χαρακτηρίζεται αλκαλικό και προέρχονται από μία «νέα» σχετικά υδάτινη μάζα.

Το ενδεικτικό επίπεδο αγωγιμότητας στο πόσιμο νερό είναι 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Οι τιμές της ηλεκτρικής αγωγιμότητας στις γεωτρήσεις κυμαίνονται από 740 έως 1200, το οποίο υποδηλώνει αυξημένες ποσότητες αλάτων στο νερό.

Η σκληρότητα του νερού οφείλεται στη διάλυση των αλάτων Ca και Mg σε αυτό. Σύμφωνα με τη κατάταξη του νερού ανάλογα με τη σκληρότητα, στον Πλάτανο 2 χαρακτηρίζεται μέτρια σκληρό ενώ στις υπόλοιπες σκληρό.

Στην γεώτρηση Περί 2 τα TDS είναι πάνω από 1000 mg/L ενώ στις υπόλοιπες γεωτρήσεις είναι κάτω από 1000 mg/L και το μπορεί να χαρακτηριστεί γλυκό.

Με χρήση διαγραμμάτων Piper το νερό των γεωτρήσεων Περί 1, Περί 2, Περί 3 και Πλάτανος 1 μπορεί να χαρακτηριστεί ως ασβεστο-μαγνησιούχο- χλωρο-θεικό και του Πλάτανου 2 ως ασβεστο-μαγνησιούχο-ανθρακικό

Με βάση του συντελεστή Revelle το υπόγειο νερό των γεωτρήσεων δεν έχει υποστεί θαλάσσια διείσδυση.

Από τις τιμές του λόγου Na/K προκύπτει ότι το νερό των γεωτρήσεων βρίσκεται σε περιοχές εμπλουτισμού των υδροφορέων.

Οι τιμές του λόγου Mg/Ca αντιστοιχούν σε νερό από ασβεστολιθικά υδροφόρα στρώματα στις γεωτρήσεις Περί 1 και 3, σε δολομιτικά υδροφόρα στρώματα στο Περί 2 και Πλάτανος 1, και σε υδροφόρους οφιολιθικών σχηματισμών στον Πλάτανο 2.

Σε όλες τις γεωτρήσεις οι τιμές που δίνει ο λόγος Cl/SO<sub>4</sub> κυμαίνεται από 0,06 έως 0,14 και το νερό τους χαρακτηρίζεται ως θειούχο.

(Ca+Mg)/(Na+K) : Σε όλες τις γεωτρήσεις ο λόγος εμφανίζεται πάνω από τη μονάδα γεγονός που δείχνει υδροφόρο στρώμα με συνεχή τροφοδοσία.

Ο δείκτης SAR παίρνει τιμές από 0,47 έως 1,29 και η ηλεκτρική αγωγιμότητα κυμαίνεται από 740 έως 1879  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Βάση αυτού του διαγράμματος τα ύδατα, και στις πέντε γεωτρήσεις, υποδηλώνουν μικρό κίνδυνο νατρίου.

Σχετικά με τις τιμές του πιθανού γεωθερμικού ταμιευτήρα χρησιμοποιήθηκαν διάφορα γεωθερμόμετρα που έχουν προταθεί διαχρονικά:

Από την χρήση των γεωθερμομέτρων Na/K προέκυψαν τιμές του πιθανού ταμιευτήρα στο εύρος των 84-313 °C. Ο τύπος αυτός των γεωθερμομέτρων όμως δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα για τιμές πάνω από 180 °C.

Με χρήση γεωθερμομέτρων K/Mg προέκυψαν τιμές θερμοκρασία του πιθανού ταμιευτήρα 48-91 °C. Τα δείγματα νερού όμως περιέχουν συγκεντρώσεις Mg αρκετά μεγαλύτερες από το όριο του 1 ppm.

Το γεωθερμόμετρο Na-K-Ca, μετά από τις προτεινόμενες διορθώσεις στις τιμές του μαγνησίου παρέχει τιμές για την θερμοκρασία του πιθανού ταμιευτήρα από 53 έως 90 °C.

Αξιολογώντας τα αποτελέσματα τιμών των θερμοκρασιών που έχουν προκύψει από την χρήση γεωθερμομέτρων και συγκρίνοντας τα αποτελέσματα των γεωτρήσεων Περί 2 και Πλάτανος 1 που είναι παραπλήσια και στις οποίες ταυτόχρονα φαίνεται να μην υπάρχει ανάμειξη του νερού με επιφανειακούς υδροφορείς (σίγουρα για την γεώτρηση Πλάτανος 1) μπορούμε να συμπεράνουμε ότι η θερμοκρασία του πιθανού ταμιευτήρα βρίσκεται σε εύρος τιμών 40-60 °C.

## Ευχαριστίες

Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον επιβλέποντα Καθηγητή κ. Μανούτσογλου Εμμανουήλ για την επιλογή του θέματος, για τη βοήθεια και καθοδήγησή που μου παρείχε κατά την διάρκεια εκπόνησης της εργασίας. Επίσης ευχαριστώ θερμά τον καθηγητή κ. Στειακάκη Εμμανουήλ για τη συμβολή του στην παρούσα εργασία και τις εύστοχες παρατηρήσεις του, και τον καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας του ΑΠΘ κ. Βουδούρη Κωνσταντίνου για το χρόνο τον οποίο δέχθηκε για τις διορθώσεις της παρούσας εργασίας καθώς και για τις συμβουλές, τις πολύτιμες επισημάνσεις τους και τις εύστοχες παρατηρήσεις τους. Τέλος, Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Δρ. Σπανουδάκη Νικόλαο για την αμέριστη βοήθεια που παρείχε 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. 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 οικογένεια μου για τη στήριξη και την εμπιστοσύνη που μου παρείχαν σε όλη την διάρκεια των σπουδών μου.

## Πίνακας Περιεχομένων

Περίληψη .....	3
Ευχαριστίες .....	6
1 Εισαγωγή.....	13
2 Γεωγραφικά – Γεωλογικά στοιχεία .....	18
2.1 Γεωγραφικά στοιχεία της νήσου Κρήτης .....	18
2.1.1 Η Γεωγραφία της Μεσσαράς .....	18
2.2 Γεωλογική επισκόπηση .....	20
2.2.1 Γεωλογικό περίγραμμα της Κρήτης .....	25
2.2.2 Απόψεις για την νεοτεκτονική εξέλιξη της Κρήτης .....	31
2.3 Γεωλογική δομή της περιοχής μελέτης .....	35
3 Υδρογεωλογία.....	40
3.1 Γενικά.....	40
3.2 Υδρογεωλογικές συνθήκες της νήσου Κρήτης .....	40
3.2.1 Υδρογεωλογικές συνθήκες λεκάνης Μεσσαράς.....	41
3.3 Υποδιαίρεση της υδρολογικής λεκάνης Μεσσαράς .....	45
4 Γεωθερμία.....	48
4.1 Γενικά.....	48
4.1.1 Σύντομο ιστορικό της Γεωθερμίας .....	48
4.2 Βασικές έννοιες.....	52
4.2.1 Θερμότητα.....	52
4.2.2 Ενθαλπία.....	52
4.2.3 Θερμική αγωγιμότητα .....	53
4.2.4 Γεωθερμική βαθμίδα.....	53
4.2.5 Θερμική ροή .....	54
4.3 Γεωθερμικά Πεδία .....	54
4.3.1 Βασικά μέρη ενός γεωθερμικού πεδίου .....	58

4.3.2	Διάκριση γεωθερμικών πεδίων.....	58
4.3.3	Διαδικασίες θέρμανσης ρευστών.....	59
4.4	Αβαθής γεωθερμία.....	60
4.5	Γεωθερμική έρευνα.....	61
4.6	Γεωθερμομετρία νερών.....	62
4.6.1	Γεωθερμόμετρα πυριτίου.....	64
4.6.2	Γεωθερμόμετρα Na-K.....	67
4.6.3	Γεωθερμόμετρο K- Mg .....	68
4.6.4	Γεωθερμόμετρο Na-K-Ca .....	69
5	Μεθοδολογία για την περιοχή έρευνας .....	72
6	Αποτελέσματα.....	77
6.1	Χημισμός των υδάτων και ιοντικές σχέσεις .....	77
6.1.1	Ιοντικοί λόγοι .....	81
6.2	Ταξινόμηση με βάση τους ιοντικούς λόγους.....	84
6.2.1	Ταξινόμηση με βάση τις ποιοτικές παραμέτρους.....	86
6.3	Υδροχημικά διαγράμματα .....	89
6.3.1	Διάγραμμα Piper .....	89
6.3.2	Διαγράμματα Durov .....	90
6.4	Γεωθερμομετρικοί υπολογισμοί .....	95
7	Συμπεράσματα και συζήτηση .....	100
	Βιβλιογραφία.....	104
	Διεθνής.....	104
	Ελληνική.....	106
	Πηγές από το Διαδίκτυο .....	108
	Παράρτημα .....	109
	Εισαγωγή και επεξεργασία δεδομένων με το λογισμικό Rockworks 16....	109

## Ευρετήριο Σχημάτων

Σχήμα 2.1 Λιθολογική υποδιαίρεση του Φυλλιτικού καλύμματος κατά Dornsiepen και Manutsoglu (1994) (αριστερα) και δεξιά σχηματικές συγκριτικές λιθοστρωματογραφικές στήλες των μεταμορφωμένων ενοτήτων των εξωτερικών Ελληνίδων (Dornsiepen et al., 2001) .....	25
Σχήμα 2.2 Τεκτονική διάταξη των τεκτονοστρωματογραφικών ενοτήτων στην Κρήτη (τροποποιημένη από Seidel et al., 1982) .....	27
Σχήμα 2.3 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) .....	30
Σχήμα 2.4 Τεκτονοστρωματογραφικά επεισόδια στην κεντρική και ανατολική Κρήτη (Duermeijer et al. 1998) .....	32
Σχήμα 2.5 Σχηματική αναπαράσταση την ζώνης αποκόλλησης στην περιοχή της Κρήτης. Το κατερχόμενο τέμαχος κινήθηκε εφελκυστικά προς τον Βορρά (κατά van Hinsbergen & Meulenkamp 2006). .....	33
Σχήμα 2.6 Σχηματικά στερεοδιαγράμματα της περιοχής της κεντρικής Κρήτης και οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες, που έχουν επηρεάσει την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης Μεσσαράς μετά το Μέσο Μειόκαινο, με γωνία θέασης προς τα ΒΔ. (Από Βασιλάκη 2006). .....	34
Σχήμα 2.7 Γενικευμένο μοντέλο τεκτονικής εξέλιξης της Κρήτης (κατά Papanikolaou & Vassilakis 2008). .....	35
Σχήμα 2.8 Τεκτονοστρωματογραφικός χάρτης λεκάνης Μεσσαράς (εποπτικός, από του χάρτες του ΙΓΜΕ κλίμακας 1:50.000) .....	36
Σχήμα 2.9 Γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Πόμπιας κλίμακας 1:50000, βασιζόμενος στη γεωλογική χαρτογράφηση του ΙΓΜΕ (από Κυρκιμτζή 2013) .....	39
Σχήμα 3.1 Υδρολιθολογικός χάρτης λεκάνης Μεσσαράς (Περιφέρεια Κρήτης 2009). .....	43
Σχήμα 3.2 Υδρογεωλογική τομή λεκάνης Μεσσαράς (Α – Δ) (κατά και από Κριτσωτάκη, 2009). .....	46

Σχήμα 3.3 Υποδιαίρεση της υδρογεωλογικής λεκάνης Μεσσαράς (Κριτσωτάκης, 2009).....	47
Σχήμα 6.1 Περιεκτικότητα των κύριων ιόντων στις πέντε γεωτρήσεις.....	84
Σχήμα 6.2 Διάγραμμα για την ταξινόμηση του νερού αρδεύσεως σε κατηγορίες κατά το U.S Salinity Laboratory (1954) (από Τσακίρη). ....	88
Σχήμα 6.3 Διάγραμμα Piper και κατάταξη του δείγματος νερού τόσο ως προς τα κατιόντα ή ανιόντα όσο ως προς το σύνολο (από Καλλέργη 1986).....	90
Σχήμα 6.4 Διάγραμμα Durov (από Καλλέργη 1986).....	91
Σχήμα 6.5 Διάγραμμα Piper για τις γεωτρήσεις Περι 1, Περι 2, Περι 3, Πλάτανος 1 και Πλάτανος 2 .....	92
Σχήμα 6.6 Διάγραμμα Durov για τις γεωτρήσεις Περι 1, Περι 2, Περι 3, Πλάτανος 1 και Πλάτανος 2 .....	94
Σχήμα 6.7 Υπολογισμένες τιμές θερμοκρασίας πιθανού ταμειυτήρα εξαγόμενες με την χρήση γεωθερμομέτρων τύπου Na/K. ....	97
Σχήμα 6.8 Υπολογισμένες τιμές θερμοκρασίας πιθανού ταμειυτήρα εξαγόμενες με την χρήση διαφόρων τύπων γεωθερμομέτρων .....	99
Σχήμα 7.1 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).....	103

## Ευρετήριο Πινάκων

Πίνακας 4.1 Γεωθερμόμετρα πυριτίου ( Η συγκέντρωση του SiO <sub>2</sub> είναι mg/kg (ppm) .....	66
Πίνακας 4.2 Γεωθερμόμετρα Na-K (Η συγκέντρωση των Na και K είναι σε mg/kg (ppm).....	68

Πίνακας 4.3 Γεωθερμόμετρο K-Mg (Η συγκέντρωση των K και Mg είναι σε mg/kg (ppm)).....	69
Πίνακας 5.1 Αποτελέσματα χημικών αναλύσεων .....	74
Πίνακας 6.1 Ταξινόμηση υπόγειου νερού με βάση τη σκληρότητα (από Καλλέργης 2000). ....	80
Πίνακας 6.2 Χαρακτηρισμός βαθμός ρύπανσης νερού από τη θάλασσα δεισδυσή (από Καλλέργης 2000) .....	81
Πίνακας 6.3 Συντελεστές μετατροπής mg/l σε meq/l (Hem, 1970).....	84
Πίνακας 6.4 Υπολογισμός ιοντικών λόγων.....	85
Πίνακας 6.5 Υπολογισμός διάφορων παραμέτρων νερού για την περιοχή μελέτης.....	86
Πίνακας 6.6 Υδροχημικός τύπος υπόγειων νερών .....	93
Πίνακας 6.7 Θερμοκρασίες με βάση τα γεωθερμόμετρα Na/K .....	96
Πίνακας 6.8 Θερμοκρασίες με τα γεωθερμόμετρα K-Mg, Na-K-Mg και SiO <sub>2</sub> . ....	98

## Ευρετήριο Εικόνων

Εικόνα 1.1 Χάρτης με γεωλογικά στοιχεία και περιοχές γεωθερμικού ενδιαφέροντος στην Ελλάδα (από Mendrinios et al., 2010) .....	15
Εικόνα 1.2 Χάρτης θερμικής ροής στην Ευρώπη (τροποποιημένος από European Community Nr. 17811) (Glassley W.E., 2015).....	16
Εικόνα 1.3 Περιοχές γεωθερμικού ενδιαφέροντος στην Ελλάδα [2] .....	17
Εικόνα 2.1 Γεωγραφικός χάρτης της Κρήτης (από Κρινής, 2009) .....	19
Εικόνα 2.2 Γεωγραφικός – γεωμορφολογικός χάρτης της λεκάνης Μεσσαράς με κλίμακα υψομέτρου (από Κρινής, 2009).....	19
Εικόνα 2.3 Χάρτης των γεωτεκτονικών ζωνών του Ελλαδικού χώρου. (Κατά Μουντράκη et al. 1983, από J.Mercier, J.Brunn, J.Aubouin et al., 1971) .....	21
Εικόνα 2.4 Σχηματικές τομές που αναπαριστούν την ορογενετική εξέλιξη των Ελληνίδων (Κατά Jacobshagen et al., 1986). Πιο συγκεκριμένα: α) Περίοδος Μέσου Μειόκαινου. Επώθηση των κεντρικών Ελληνικών καλυμμάτων (ζώνες Πίνδου, Παρνασσού, Πελαγονικής) πάνω στη ζώνη Γαβρόβου. β) Περίοδος Μέσου - Ανω.Ηωκαίνου. Κλείσιμο του ωκεάνιου χώρου της ζώνης Αξιού. Επώθηση των οφειολίθων από τη ζώνη Αξιού πάνω στην Πελαγονική. Αρχή της ιζηματογένεσης του εξωτερικού φλύσχη. Απόθεση της μολάσσης στην	

Μεσοελληνική αύλακα και την "αύλακα Αξιού". c) Περίοδος Ανωτέρου Ιουρασικού - Κατωτέρου Κρητιδικού. Βύθιση του ωκεανού της ζώνης Αξιού κάτω από την Περιροδοπική ζώνη και την Ελληνική Ενδοχώρα. Αρχική τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων πάνω στην Πελαγονική και d) Περίοδος Μέσου - Ανω Ιουρασικού. Αύλακες και υβώματα μετά την περιροδοπική ορογένεση. ΑΙ = Αλμωπίας, C.R.B. = Περιροδοπική, G.T. = Γαβρόβου-Τρίπολης, Η = Ενδοχώρα, Ιο = Ιόνιος, Ρ = Πελαγονική, Ρα = Πάικου, Ρε = Παιονίας, Ρη = λεκάνη φυλλιτών, Ρι = Πίνδου, Sb = Υποπελαγονική, Τ.Ο. = Σειρά Plattenkalk.....	23
Εικόνα 2.5 Γενικευμένος γεωλογικός χάρτης με σκιασμένη περιοχή που αντιπροσωπεύει τις θέσεις εμφάνισης των υψηλής μεταμόρφωσης πετρωμάτων. Οι τομές είναι από την Πελοπόννησο(ΑΑ) και από την Κρήτη(ΒΒ). (Xypolias et al., 2007) .....	24
Εικόνα 2.6 Τμήμα του γεωλογικού χάρτη της Ελλάδος σε κλίμακα 1:500.000. με κίτρινες και πράσινες αποχρώσεις οι λεκάνες του Νεογενούς και του Τεταρτογενούς .....	26
Εικόνα 4.1 Η καλυμμένη λιμνούλα (covered lagoon), που χρησιμοποιούνταν κατά το πρώτο μισό του 19ου αιώνα στην περιοχή του Larderello, για τη συλλογή των βοριούχων υδάτων και την παραγωγή βορικού οξέος.....	50
Εικόνα 4.2 Η μηχανή που χρησιμοποιήθηκε στο Larderello το 1904 κατά την πρώτη πειραματική απόπειρα παραγωγής ηλεκτρικής ενέργειας από γεωθερμικό ατμό. Διακρίνεται επίσης ο εφευρέτης της, Piero Ginori Conti. ...	51
Εικόνα 4.3 Θεωρητικό μοντέλο γεωθερμικού πεδίου που σχετίζεται με διείσδυση μαγματικού θαλάμου ( κατά White 1968 από [3]). .....	55
Εικόνα 4.4. Θεωρητικό μοντέλο γεωθερμικού πεδίου που ελέγχεται από ρήγματα ([3])......	56
Εικόνα 4.5 Θεωρητικό μοντέλο γεωθερμικού πεδίου υδροφόρων οριζόντων μεγάλου πάχους ([3]). .....	57
Εικόνα 4.6 Θεωρητικό μοντέλο γεωθερμικού πεδίου που καθορίζεται από εμφανίσεις πλουτώνιων σωμάτων (κατά και από [3]) .....	58
Εικόνα 5.1 Η θέση της γεώτρησης Περί 1 και Περί 3 .....	72
Εικόνα 5.2 Η θέση της γεώτρησης Περί 2 .....	73
Εικόνα 5.3 Η θέση της γεώτρησης Πλάτανος 1 .....	73
Εικόνα 5.4 Η θέση της γεώτρησης Πλάτανος.....	74

# 1 Εισαγωγή

Η Ελλάδα, όπως αρκετές άλλες Μεσογειακές χώρες όπως η Ιταλία και η Τουρκία, είναι πλούσια σε γεωθερμική ενέργεια. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι ο ευρύτερος χώρος του Αιγαίου και αυτός της ηπειρωτικής χώρας βρίσκεται και δημιουργήθηκε ως αποτέλεσμα επάλληλων συμπιεστικών και εφελκυστικών τεκτονικών επεισοδίων που συνδέονται μέχρι και σήμερα με τις σχετικές κινήσεις της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας. Στην έντονα γεωδυναμικά ενεργή αυτή περιοχή εντοπίζεται διαχρονικός πλουτωνισμός, ηφαιστειότητα, λέπτυνση του στερεού φλοιού κατά περιοχές, καθώς και έντονη θραυσιγενής τεκτονική που κατακερμάτισε τα πετρώματα των επάλληλων καλυμμάτων των γεωτεκτονικών ζωνών των Ελληνίδων κατά την Αλπική ορογένεση αλλά και στην μεταλπική περίοδο.

Η γεωθερμική ενέργεια, αν και δεν ήταν γνωστή με αυτό το όνομα χρησιμοποιήθηκε στις απλές τις εκδηλώσεις ήδη από προϊστορικές χρονικές περιόδους, αφού η χρήση των θερμών και ιαματικών πηγών ανάγονται σε αυτές τις περιόδους. Ωστόσο η συστηματική εξερεύνηση του γεωθερμικού δυναμικού της Ελλάδας, ξεκίνησε μόλις στις αρχές της δεκαετίας του 1970 και πραγματοποιήθηκε κυρίως από το Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (ΙΓΜΕ). Αυτές οι προσπάθειες εξερεύνησης εστίασαν κυρίως σε περιοχές οι οποίες σχετίζονται με το νότιο ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου (Μήλος, Νίσυρος, Μέθανα, Σουσάκι κ.α) καθώς και στο νησί της Λέσβου (παρατηρήστε το γεωθερμικό χάρτη της Ελλάδας στο σχήμα.1). Οι δραστηριότητες εξερεύνησης συνεχίστηκαν και κατά τη διάρκεια των δεκαετιών του 1980 και 1990, επικεντρώθηκαν δε σε κάποιες αρκετά υποσχόμενες περιοχές στην Ανατολική Μακεδονία, Θράκη και σε κάποια νησιά. Στο τέλος της δεκαετίας του 70, η Δημόσια Επιχείρηση Ηλεκτρισμού (ΔΕΗ) εξέφρασε ενδιαφέρον για την παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας, από το υψηλής ενθαλπίας γεωθερμικό πεδίο της Μήλου. Έπειτα από εκτενείς και επιτυχημένες προσπάθειες εξερεύνησης, κατασκευάστηκε στη Μήλο το 1985 μια γεωθερμική μονάδα παραγωγής ηλεκτρισμού των 2 MWe, που λειτουργούσε περιοδικά έως το 1989, όταν και τερματίστηκε η λειτουργία της

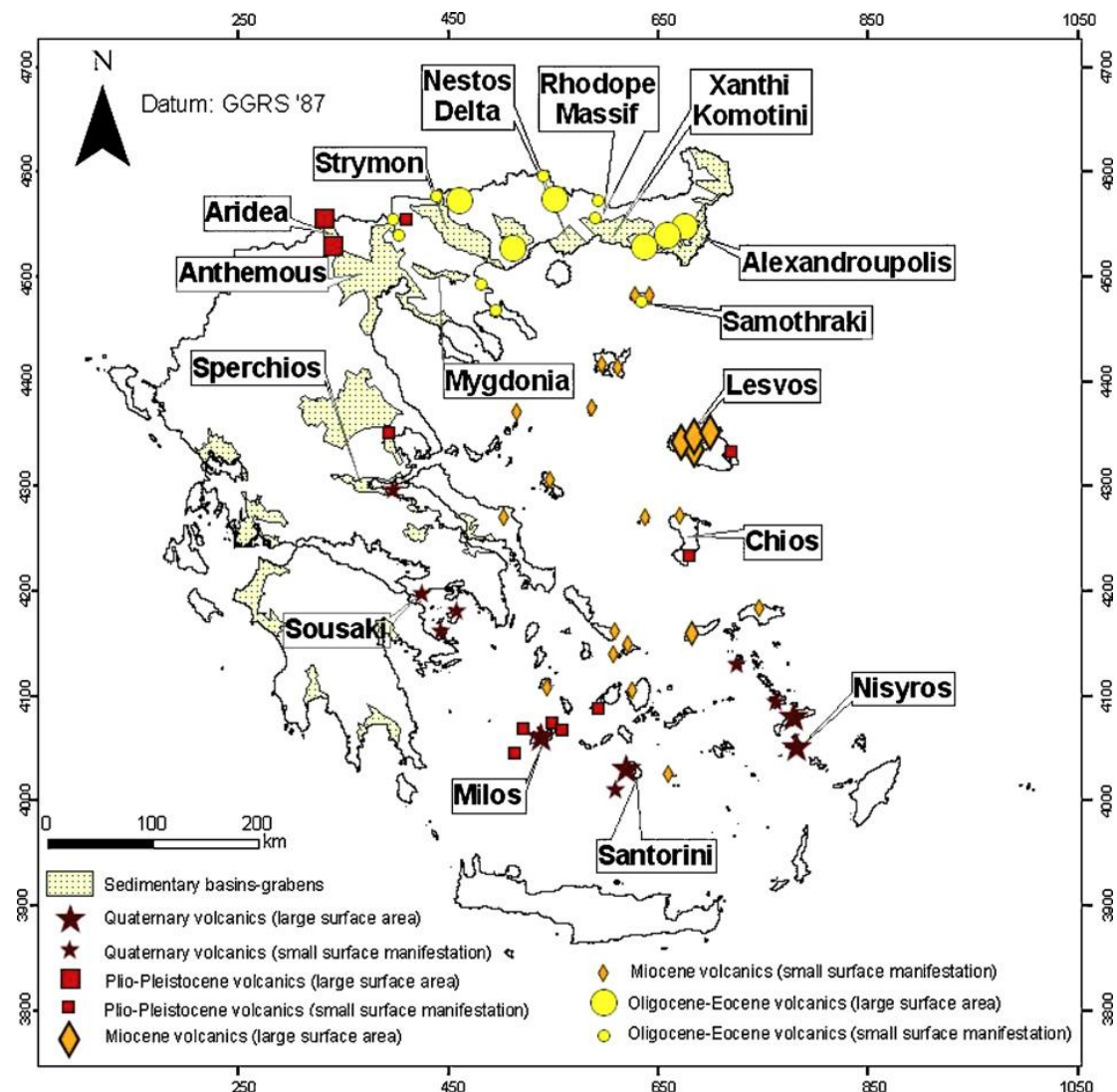
λόγω κάποιων τεχνικών προβλημάτων (τα οποία, ωστόσο, θα μπορούσαν να αντιμετωπιστούν με επιτυχία) και περιβαλλοντολογικών διαμαρτυριών από τους κατοίκους του νησιού (κυρίως για τις εκπομπές  $H_2S$  στο περιβάλλον). Από τότε καμία προσπάθεια δεν πραγματοποιήθηκε για την εκμετάλλευση του μεγάλου δυναμικού υψηλής ενθαλπίας, που υπάρχει σε μερικά νησιά στο ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου. Τα τελευταία χρόνια η Δημόσια Επιχείρηση Ηλεκτρισμού (ΔΕΗ) με την θυγατρικής της εταιρία ΔΕΗ Ανανεώσιμες ΑΕ άρχισε διερευνητικές εργασίες με σκοπό τον εντοπισμό γεωθερμικών υδάτων κατάλληλης θερμοκρασίας και ποσότητας για την εγκατάσταση γεωθερμικής μονάδας στην Λέσβο.

Πέραν αυτών των προσπαθειών για τη χρήση του γεωθερμικού δυναμικού στην παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας στην Ελλάδα έχουν γίνει μια σειρά προσπαθειών για την ηπιότερη χρήση της. Η χρήση γεωθερμικών υδάτων για τη θέρμανση θερμοκηπίων ξεκίνησε στην Ελλάδα στις αρχές της δεκαετίας του 1980 και έως το τέλος της δεκαετίας τα θερμοκήπια που υποστηριζόταν από γεωθερμικούς πόρους καταλάμβαναν χώρο που έφτανε τα 100 στρέμματα (10 ha), κυρίως στην Ανατολική Μακεδονία και Θράκη. Στη δεκαετία που ακολούθησε, εφαρμόστηκε στη Θράκη η μέθοδος της θέρμανσης εδάφους για καλλιέργεια σπαραγγιών εκτός της εποχής που ευδοκιμούν φυσικά, κάτι το οποίο συνέβη για πρώτη φορά στον κόσμο. Κατά τη διάρκεια των τελευταίων δέκα ετών, η θέρμανση θερμοκηπίων και εδαφών φαίνεται να βρίσκεται σε ακινησία, αλλά μερικές νέες και κάποιες φορές καινοτόμες εφαρμογές εμφανίστηκαν την ίδια περίοδο (π.χ ξήρανση ντομάτας, καλλιέργεια σπιρουλίνας, αφαλάτωση του νερού) (Φυτίκας & Ανδρίτσος 2004).

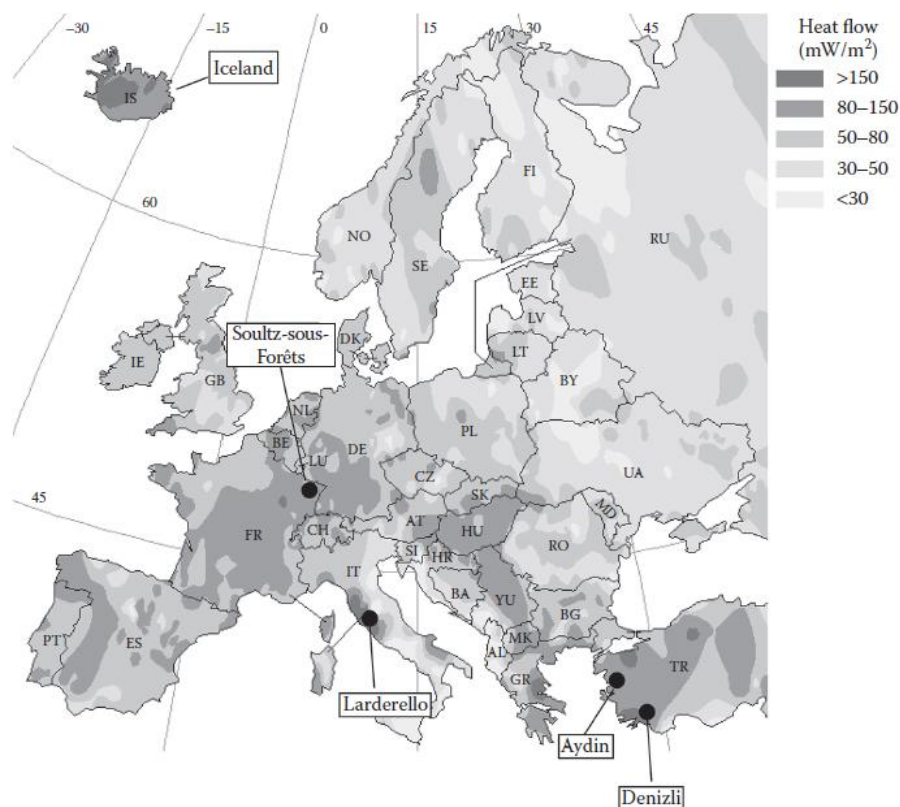
Με βάση τα υφιστάμενα και προσβάσιμα στοιχεία μέχρι το 2013 το σύνολο των θερμοκηπιακών καλλιεργειών στην Ελλάδα καλύπτουν έκταση 60.500 στρεμμάτων. Το 2011 παρουσιάζεται μια μείωση 11%, το 2012 αύξηση 9% και για το 2013 με τα διαθέσιμα στοιχεία μέχρι σήμερα οι καλλιεργήσιμες εκτάσεις παραμένουν σταθερές σε σχέση με το 2012.

Ειδικότερα στην περιοχή της Ιεράπετρας βρίσκονται 15.500 στρέμματα, περίπου το 25% επί του συνόλου, 11.100 στρέμματα στην ευρύτερη περιοχή της Μεσσαράς και στην υπόλοιπη Κρήτη, 9.250 στρέμματα στην Πελοπόννησο και 25.650 στρέμματα διάσπαρτα σε όλη την Ελλάδα με

ιδιαίτερη αναφορά την Πρέβεζα, Αθήνα και την Θεσσαλονίκη. Το 43% των θερμοκηπίων 26.600 στρέμματα βρίσκεται στην Κρήτη [1]. Στην Κρήτη αν και έχουν προταθεί διάφορες εναλλακτικές (π.χ. Θέρμανση θερμοκηπίου με την χρησιμοποίηση υπόγειου εναλλάκτη θερμότητας εδάφους – αέρα, Μαυρογιαννόπουλος, 1983) λείπει παντελώς η χρήση της γεωθερμικής ενέργειας. Όπως φαίνεται από τους επόμενους χάρτες των Εικόνων 1.1 και 1.2 το νησί της Κρήτης δεν συμπεριλαμβάνεται ούτε καν στις εν δυνάμει γεωθερμικές περιοχές.



**Εικόνα 1.1 Χάρτης με γεωλογικά στοιχεία και περιοχές γεωθερμικού ενδιαφέροντος στην Ελλάδα (από Mendrinou et al., 2010)**



**Εικόνα 1.2 Χάρτης θερμικής ροής στην Ευρώπη (τροποποιημένος από European Community Nr. 17811) (Glassley W.E., 2015)**

Παρ' όλα τα ανωτέρω υπάρχουν ηχηρές ενδείξεις για ύπαρξη γεωθερμικών πεδίων στην Κρήτη. Πέρα από την ύπαρξη ενός πιθανού γεωθερμικού πεδίου χαμηλής ενθαλπίας στη νότια περιοχή των Μοιρών, η οποία τοποθετείται στη λεκάνη της Μεσσαράς στην Κρήτη και αναφέρθηκε σε μελέτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (Νικολάου, 1994), μέχρι τώρα ελάχιστα είναι τα στοιχεία σχετικά με πιθανά γεωθερμικά πεδία στην Κρήτη. Πέρα από αναφορές σε δύο θέσεις, μια στο Ακρωτήριο του νομού Χανίων για πιθανό γεωθερμικό ρευστό της τάξης των 32 °C που μελετήθηκε και στα πλαίσια διπλωματικής εργασία του Τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων (Βλασταράς 2006) και μια δεύτερη θέση στην περιοχή Καπίστρι της Ιεράπετρας για γεωθερμικό ρευστό με θερμοκρασία 25 °C (Chatzigiannis and Kavouridis 2013) και απεικονίζονται στον χάρτη της Εικόνας 1.3, τα πιο πρόσφατα στοιχεία σχετικά με πιθανή ύπαρξη γεωθερμικού πεδίου στην Κρήτη (Κυρκιμτζή 2013), προέκυψαν από μετρήσεις θερμοκρασίας σε υδρογεωτρήσεις στην περιοχή της Πόμπιας του

νομού Ηρακλείου με μέγιστη μετρηθείσα θερμοκρασία 28,9 °C (Αμβράζης 2015).



**Εικόνα 1.3 Περιοχές γεωθερμικού ενδιαφέροντος στην Ελλάδα [2]**

Στα πλαίσια της περαιτέρω αναζήτησης στοιχείων σχετικών με πιθανά γεωθερμικά πεδία στην Κρήτη πάρθηκαν δείγματα νερού για χημικές αναλύσεις ανόργανων στοιχείων από πέντε γεωτρήσεις στην περιοχή της Μεσσαράς.

Στόχος της εργασίας αυτής είναι η παρουσίαση όχι μόνο των αποτελεσμάτων των αναλύσεων, του χημισμού και χαρακτηρισμού των υπόγειων νερών, αλλά με υποστήριξη πληθώρας γεωλογικών στοιχείων και χρήση των δεδομένων αυτών σε συγκεκριμένα γεωθερμόμετρα, να γίνει μια πρώτη προσπάθεια για την προσέγγιση της θερμοκρασίας του πιθανού γεωθερμικού ταμιευτήρα στην περιοχή.

## **2 Γεωγραφικά – Γεωλογικά στοιχεία**

### **2.1 Γεωγραφικά στοιχεία της νήσου Κρήτης**

Η Κρήτη αποτελεί το μεγαλύτερο νησί του ελλαδικού χώρου και βρίσκεται στα νότια του Αιγαίου πελάγους. Πρόκειται για μια επιμήκη χερσαία περιοχή με γενική διεύθυνση Α-Δ, με το Κρητικό πέλαγος να βρέχει τις βόρειες ακτές του νησιού και το Λιβυκό πέλαγος να βρέχει τις νότιες. Οι μεγαλύτερες πόλεις βρίσκονται στη βόρεια πλευρά του και είναι από τα δυτικά προς τα ανατολικά τα Χανιά, το Ρέθυμνο, το Ηράκλειο, ο Αγ. Νικόλαος και η Σητεία, οι οποίες αποτελούν και λιμάνια που συνδέοντας το νησί με την ηπειρωτική Ελλάδα. Κατά μήκος της νότιας ακτογραμμής συναντώνται μικρότερες πόλεις (Ιεράπετρα, Αγία Γαλήνη, Χώρα Σφακίων).

Οι μεγάλοι ορεινοί όγκοι στο νησί είναι τρεις. Τα Λευκά όρη, (2.452 m), στο δυτικό τμήμα της Κρήτης, νότια της πόλης των Χανίων. Ο Ψηλορείτης (Ίδη) (2.456 m) βρίσκεται στην κεντρική Κρήτη, μεταξύ των νομών Ηρακλείου και Ρεθύμνου και το όρος Δίκτη (2.148 m) βρίσκεται μεταξύ των νομών Ηρακλείου και Λασιθίου, όπου έχει δημιουργηθεί το μεγάλης έκτασης οροπέδιο του Λασιθίου.

Ενδιάμεσα των ορεινών όγκων βρίσκονται οι λεκάνες του Ρεθύμνου, του Ηρακλείου και της Ιεράπετρας με μέση διεύθυνση Β-Ν. Ενώ με διεύθυνση κάθετη σε αυτή και στην περιοχή νότια του Ηρακλείου, έχει δημιουργηθεί η λεκάνη της Μεσσαράς, η οποία αποτελεί και την περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας.

#### **2.1.1 Η Γεωγραφία της Μεσσαράς**

Η περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας αποτελεί το νοτιοδυτικό τμήμα της πεδιάδας της Μεσσαράς. Η πεδιάδα καλύπτει έκταση 398 km<sup>2</sup> ενώ ολόκληρη η λεκάνη της Μεσσαράς περίπου 1005 km<sup>2</sup> (Κρινής, 2009). Ανήκει διοικητικά στην Περιφέρεια Κρήτης και πιο συγκεκριμένα στο Νομό Ηρακλείου ενώ βρίσκεται σε απόσταση 50km νότια από την πόλη του Ηρακλείου (εικόνα 2.1).



**Εικόνα 2.1 Γεωγραφικός χάρτης της Κρήτης (από Κρινής, 2009)**

Η λεκάνη της Μεσσαράς βρίσκεται γεωγραφικά μεταξύ  $34^{\circ} 55'$  και  $35^{\circ}15'$  Βόρεια του Ισημερινού και  $24^{\circ}45'$  και  $25^{\circ}25'$  Ανατολικά του Γκρίνουιτς. Οριοθετείται από τους ορεινούς όγκους: α) Ίδη (2.456 m) στο βορειοδυτικό τμήμα β) Αστερούσια Όρη (1.231 m) στο νότιο τμήμα και γ) Δίκτη (2.148 m) στο ανατολικό τμήμα, ενώ στο δυτικό τμήμα οριοθετείται από την περιοχή της Φαιστού και στο νοτιοανατολικό τμήμα το χωριό Δεμάτι.

Το μέσο υψόμετρο της λεκάνης είναι 445 m και η μέση κλίση 23,7% (Κρινής 2009). Το ανάγλυφο είναι αρκετά έντονο με ήπιες έως μηδενικές κλίσεις στο πεδινό τμήμα της λεκάνης, έντονες κλίσεις στα πιο ορεινά τμήματα, όπως το βορειοδυτικό και το νότιο, και πολύ έντονες κλίσεις στο ανατολικό τμήμα (εικόνα 2.2).



**Εικόνα 2.2 Γεωγραφικός – γεωμορφολογικός χάρτης της λεκάνης Μεσσαράς με κλίμακα υψομέτρου (από Κρινής, 2009)**

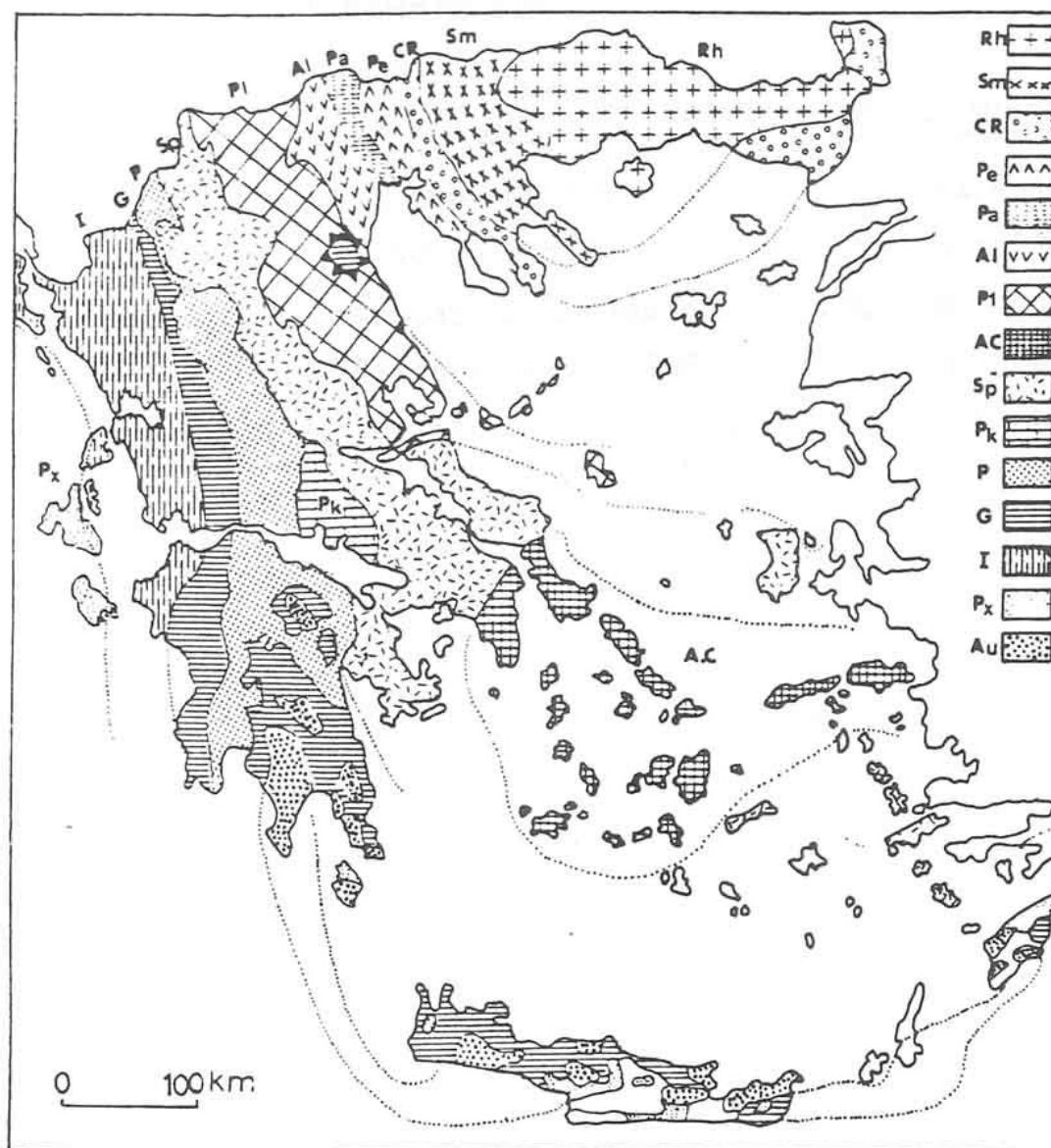
Από τη λεκάνη της Μεσσαράς διέρχονται δύο μεγάλοι ποταμοί, ο Γεροπόταμος (38,4 km) και ο Αναποδιάρης (46 km) που αποστραγγίζουν τη δυτική και ανατολική λεκάνη της Μεσσαράς αντίστοιχα. Άλλοι σημαντικοί ποταμοί της λεκάνης είναι οι δύο παραπόταμοι του Γεροποτάμου, ο Κατσουλίδης και ο Ληθαίος και οι δύο παραπόταμοι του Αναποδιάρη, ο Βαρύτης και ο Κολοκυθάς.

## 2.2 Γεωλογική επισκόπηση

Οι ερευνητές σήμερα, στηριζόμενοι στις νέες απόψεις της Θεωρίας των Λιθοσφαιρικών Πλακών δέχονται σχεδόν ομόφωνα την άποψη ότι η πλειονότητα των Αλπικών σχηματισμών της νήσου Κρήτης ανήκουν σε έναν ευρύτερο χώρο, τον χώρο των Εξωτερικών Ελληνίδων αλλά στην δομή της συμμετέχουν και γεωτεκτονικές ζώνες των Εσωτερικών Ελληνίδων. Οι γεωτεκτονικές ζώνες του Ελλαδικού χώρου (Εικ. 1.3.) διακρίθηκαν ήδη από τον Brunh (1956) σε Εξωτερικές και Εσωτερικές με βάση κυρίως τον ορογενετικό τεκτονισμό που οι σχηματισμοί των ζωνών αυτών έχουν υποστεί. Πιο ειδικά, οι σχηματισμοί των Εξωτερικών ζωνών έχουν υποστεί κατά το Τριτογενές ένα μόνο ορογενετικό τεκτονισμό και κατέχουν το δυτικό και νότιο τμήμα του Ελλαδικού χώρου, ενώ οι σχηματισμοί των Εσωτερικών, εκτός από τον τεκτονισμό του Τριτογενούς, έχουν υποστεί επιπλέον και έναν πρώιμο ορογενετικό τεκτονισμό, που έλαβε χώρα κατά το Ανώτερο Ιουρασικό-Κατώτερο Κρητιδικό, και κατέχουν το ανατολικό (εσωτερικό) τμήμα του ελλαδικού χώρου.

Οι γεωτεκτονικές ζώνες των Ελληνίδων αποτελούν παλαιογεωγραφικούς χώρους του «Παλαιοωκεανού» της Τηθύος, μιας ωκεάνιας περιοχής στον ευρύτερο χώρο της υπερηπείρου της Παγγαίας, ενός ηπειρωτικού τεμάχους που δημιουργήθηκε κατά την Βαρίσκια Ορογένεση. Μέσα στο ωκεάνιο χώρο της Τηθύος η ανάπτυξη μιας μεσοωκεάνιας ράχης που λειτούργησε στο Λιάσιο-Δογγέριο του Ιουρασικού οδήγησε στην διάσπαση της Παγγαίας και στην δημιουργία δύο νέων ηπειρωτικών τεμαχών, της Λαυρασίας και της Γκοτβάνας και ταυτόχρονα στην υποβύθιση του ωκεάνιου φλοιού της Τηθύος κάτω από τον ηπειρωτικό φλοιό της Λαυρασίας. Το τελευταίο γεγονός που ξεκίνησε το Μέσο Ιουρασικό και ολοκληρώθηκε το Ανώτερο Ιουρασικό-

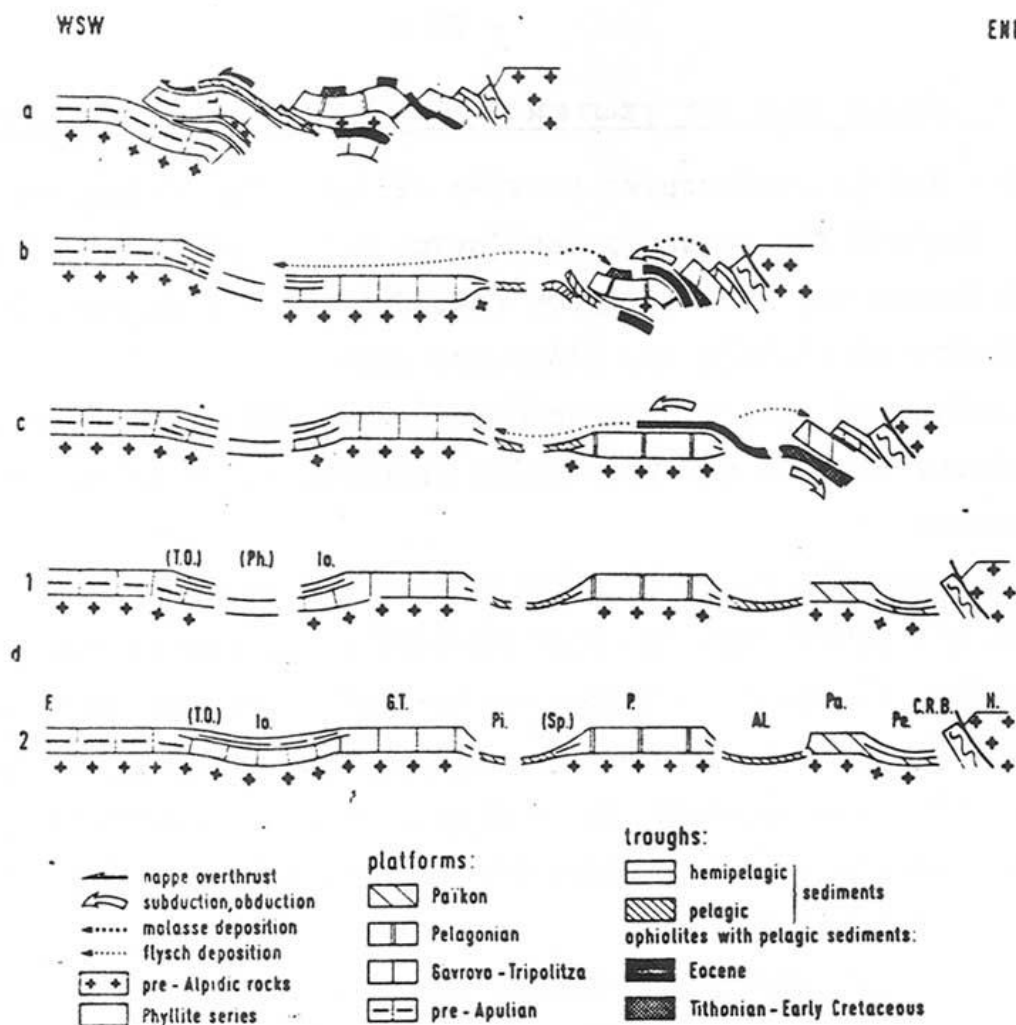
Κατώτερο Κρητιδικό οριοθετεί την απαρχή του τελευταίου Ορογενετικού κύκλου του Αλπικού και ταυτόχρονα για τον Ελληνικό χώρο, την διαφοροποίηση και την τεκτονική εξέλιξη των γεωτεκτονικών Ζωνών των Ελληνίδων οροσειρών.



**Εικόνα 2.3** Χάρτης των γεωτεκτονικών ζωνών του Ελλαδικού χώρου. (Κατά Μουντράκη et al. 1983, από J.Mercier, J.Brunn, J.Aubouin et al., 1971)

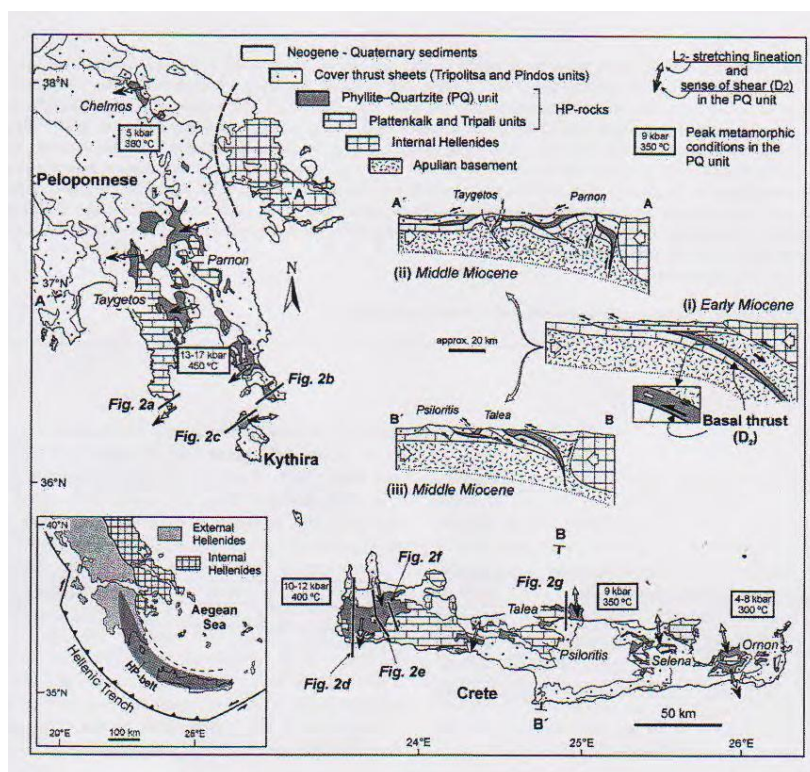
Από τα πρωταρχικά και σημαντικά ερωτήματα με τα οποία απασχολήθηκε η παγκόσμια γεωεπιστημονική κοινότητα ήταν και παραμένει η ακριβής θέση και τα όρια του «μητρικού» αυτού ωκεανού της Τηθύος. Ειδικότερα για τον

ευρύτερο χώρο της Ελλάδας το πρόβλημα εντοπίσθηκε από την αρχή της διάδοσης και εφαρμογής της νέας θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών στο θέμα, με ποια από τις γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας ταυτίζεται ο ωκεανός της Τηθύος ή καλύτερα ποια ζώνη έχει τους σχηματισμούς που αντιπροσωπεύουν τον κατεστραμμένο ωκεάνιο φλοιό της Τηθύος. Η πρώτη τάση που αναπτύχθηκε στους γεωεπιστήμονες τη δεκαετία του 1970, στο ξεκίνημα της νέας θεωρίας, ήταν ότι ο ωκεάνιος χώρος της Τηθύος ταυτίζονταν με τη ζώνη Ωλονού-Πίνδου που είχε θεωρηθεί από την παλιότερα ισχύουσα «Θεωρία των συζυγών Γεωσυγκλίνων» ως ο τυπικός ωκεάνιος χώρος, το "Ελληνικό ευγεωσύγκλινο". Σε αντίθεση με την γενικευμένη αυτήν αντίληψη το πρώτο γεωδυναμικό μοντέλο που προτάθηκε για την εξέλιξη των Ελληνίδων είναι των Jacobshagen et al. (1976) και το οποίο προβλέπει την ύπαρξη των ωκεάνιων λεκανών Παιονίας, Αλμωπίας, Υποπελαγονικής-Πίνδου και της φυλλιτικής σειράς μεταξύ Ιονίου ζώνης και «Πλακωδών Ασβεστολίθων» (Plattenkalk) (**Error! Reference source not found.**). Οι ωκεάνιες αυτές λεκάνες λειτούργησαν σταδιακά και έκλεισαν διαδοχικά από τα Ανατολικά προς τα Δυτικά από το Μάλμιο μέχρι το Μειόκαινο προκαλώντας την μετακίνηση της τεκτονογένεσης προς τα Δυτικά επηρεάζοντας διαδοχικά τις Εσωτερικές και Εξωτερικές γεωτεκτονικές Ζώνες. Στο παλαιογεωγραφικό χώρο των εξωτερικών ζωνών των Εξωτερικών Ελληνίδων και ειδικότερα στις ζώνες Παξών και Ιονίου, πάνω από την εβαποριτική ακολουθία ακολούθησε μεγάλου πάχους ανθρακική ιζηματογένεση με παρεμβολές κερατολίθων και μικρού πάχους κλαστικών σχηματισμών, μέχρι την έναρξη της απόθεσης του φλύσχη κατά το Τριτογενές. Τα πετρώματα των δύο αυτών ισοπικών/γεωτεκτονικών ζωνών εμφανίζονται σε μια ορεογραφική-χωρική διάταξη από τα βόρεια σύνορα της χώρας μέχρι την Κεντρική Πελοπόννησο. Νοτιότερα εμφανίζονται αντ' αυτών τα μεταμορφωμένα πετρώματα των Εξωτερικών Ελληνίδων. Τα πετρώματα αυτά εμφανίζονται σε μία ζώνη πάνω από 600 χλμ και σχηματίζουν μία παραβολική καμπύλη κυρτή προς την προχώρα που ακολουθηθεί τη γεωμετρία του ελληνικού ενεργού τόξου σε μια σειρά από τεκτονικά παράθυρα όχι μόνο στην Πελοπόννησο και τα Κύθηρα αλλά κατ'έξοχήν στην Κρήτη (Εικ. 1.5).



Εικόνα 2.4 Σχηματικές τομές που αναπαριστούν την ορογενετική εξέλιξη των Ελληνίδων (Κατά Jacobshagen et al., 1986). Πιο συγκεκριμένα: α) Περίοδος Μέσου Μειόκαινου. Επώθηση των κεντρικών Ελληνικών καλυμμάτων (ζώνες Πίνδου, Παρνασσού, Πελαγονικής) πάνω στη ζώνη Γαβρόβου. β) Περίοδος Μέσου - Ανω.Ηωκαίνου. Κλείσιμο του ωκεάνιου χώρου της ζώνης Αξιού. Επώθηση των οφειολίθων από τη ζώνη Αξιού πάνω στην Πελαγονική. Αρχή της ιζηματογένεσης του εξωτερικού φλύσχη. Απόθεση της μολάσσας στην Μεσοελληνική αύλακα και την "αύλακα Αξιού". γ) Περίοδος Ανωτέρου Ιουρασικού - Κατωτέρου Κρητιδικού. Βύθιση του ωκεανού της ζώνης Αξιού κάτω από την Περιροδοπική ζώνη και την Ελληνική Ενδοχώρα. Αρχική τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων πάνω στην Πελαγονική και δ) Περίοδος Μέσου - Ανω Ιουρασικού. Αύλακες και υβώματα μετά την περιροδοπική ορογένεση. ΑΙ = Αλμωπίας, C.R.B. = Περιροδοπική, G.T. = Γαβρόβου-Τρίπολης, Η = Ενδοχώρα, Ιο = Ιόνιος, Ρ = Πελαγονική, Ρα = Πάικου, Ρε =

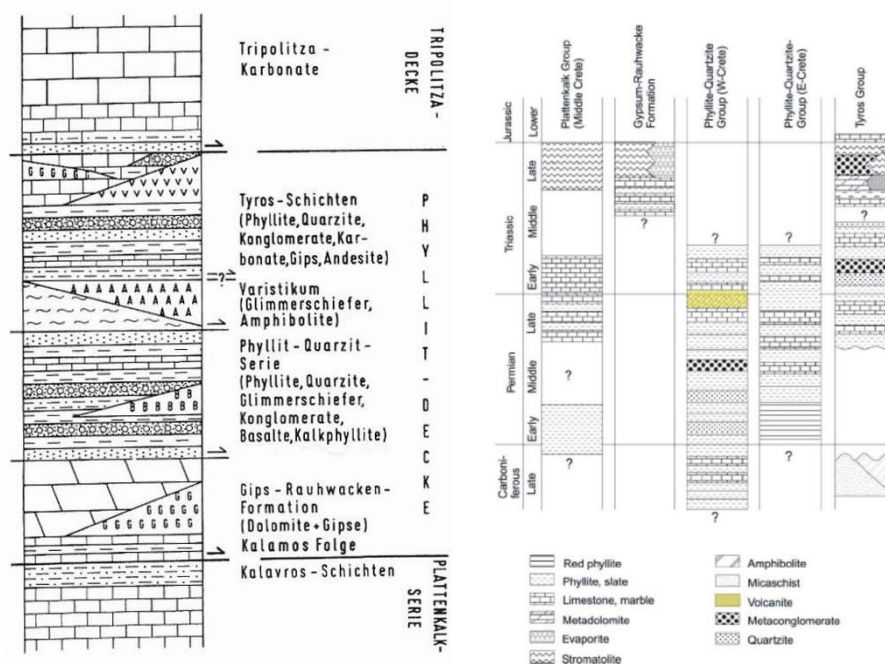
Παιονίας, Ph = λεκάνη φυλλιτών, Pi = Πίνδου, Sb = Υποπελαγονική, T.O. = Σειρά Plattenkalk.



Εικόνα 2.5 Γενικευμένος γεωλογικός χάρτης με σκιασμένη περιοχή που αντιπροσωπεύει τις θέσεις εμφάνισης των υψηλής μεταμόρφωσης πετρωμάτων. Οι τομές είναι από την Πελοπόννησο(AA) και από την Κρήτη(B'B). (Xypolias et al., 2007)

Μετά το Ολιγόκαινο τα πετρώματα αυτά υποβυθίστηκαν κάτω από το υπόβαθρο της ζώνης Τρίπολης με αποτέλεσμα να υποστούν μεταμόρφωση υψηλών πιέσεων (Seidel et al., 1982). Σύμφωνα με τους Dornsiepen και Manutsoglu (1994) και Dornsiepen et al (2001). το Φυλλιτικό Κάλυμμα των εξωτερικών Ελληνίδων που εμφανίζεται στην Νότιο Πελοπόννησο και Κρήτη αποτελείται από τις τέσσερις υποενότητες (Ει. 2.1).

Πάνω σε αυτά τα μεταμορφωμένα πετρώματα αποτέθηκαν ασύμφωνα στις λεκάνες που δημιουργήθηκαν κατά το Νεογενές τα αντίστοιχα ιζήματα διαφορετικής λιθολογίας από όπου και προέκυψαν τα πετρώματα του Νεογενούς.



Σχήμα 2.1 Λιθολογική υποδιαίρεση του Φυλλιτικού καλύμματος κατά Dornsierep και Manutsoglu (1994) (αριστερα) και δεξιά σχηματικές συγκριτικές λιθοστρωματογραφικές στήλες των μεταμορφωμένων ενοτήτων των εξωτερικών Ελληνίδων (Dornsierep et al., 2001)

## 2.2.1 Γεωλογικό περίγραμμα της Κρήτης

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, τμήμα του οποίου παρουσιάζεται στην **Error! Reference source not found.**), το μεγαλύτερο ποσοστό προνεογενούς ηλικίας πετρωμάτων που δομούν και εμφανίζονται στην Κρήτη, ανήκουν σε ακολουθίες μεταμορφωμένων πετρωμάτων η παλαιογεωγραφική τοποθέτηση, η τεκτονική τους θέση αλλά ακόμη και η ηλικίες τους παραμένει ένα ανοικτό γεωλογικό κεφάλαιο.



**Εικόνα 2.6** Τμήμα του γεωλογικού χάρτη της Ελλάδος σε κλίμακα 1:500.000. με κίτρινες και πράσινες αποχρώσεις οι λεκάνες του Νεογενούς και του Τεταρτογενούς

*Η γεωλογία της Κρήτης χαρακτηρίζεται από τη «λεπιοειδή» ανάπτυξη αλληπάλληλων επωθημένων τεκτονικών καλυμμάτων των Ελληνίδων, που κάθε ένα από αυτά συγκροτείται από διαφορετικούς λιθολογικούς σχηματισμούς και τα οποία συνωθούνται στο μικρό σχετικά γεωγραφικό χώρο του νησιού, με γενική κατεύθυνση από Βορρά προς Νότο.*

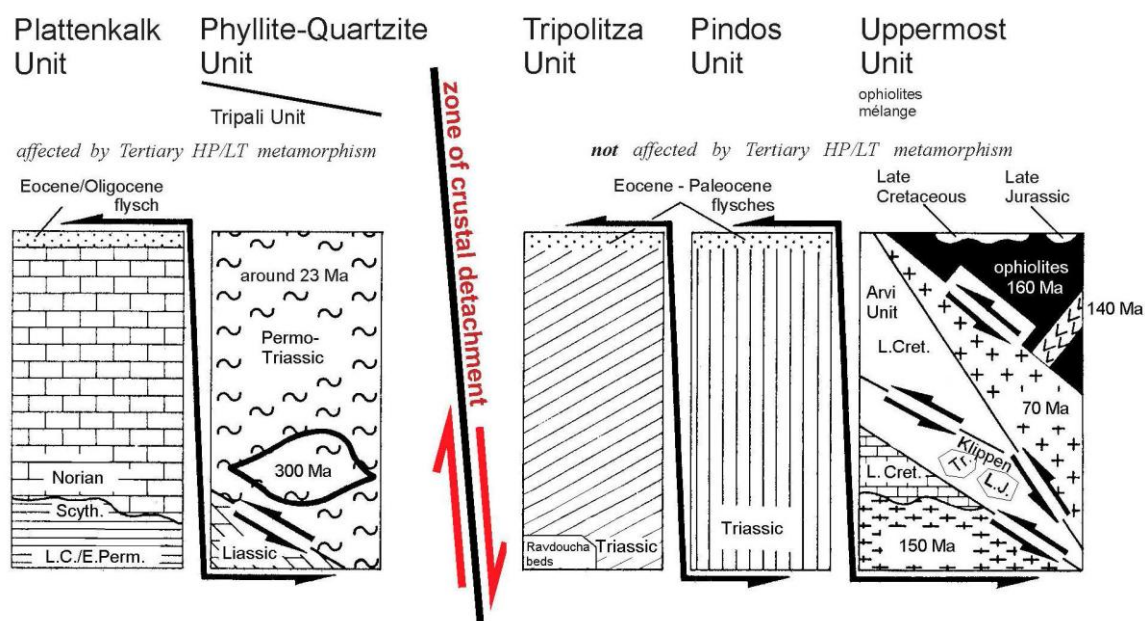
*Η γενικότερη πολύπλοκη δομή της νήσου, με τη καλυμματική διάταξη είναι αποτέλεσμα τόσο των τεκτονικών διεργασιών που κορυφώθηκαν στο Τριτογενές και σχετίζονται με την υποβύθιση της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική, όσο και με διαρκή τεκτονική δραστηριότητα ακόμα και στη μεταλπηκή περίοδο.*

*Γενικά, 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.*

*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. Τα αλληπάλληλα 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.



**Σχήμα 2.2 Τεκτονική διάταξη των τεκτονοστρωματογραφικών ενοτήτων στην Κρήτη (τροποποιημένη από Seidel et al., 1982)**

Έπεται η ενότητα 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 φλύσχης της ενότητας της Τρίπολης. Η ηλικία της ενότητας τοποθετείται στο Μέσο - Άνω Τριαδικό.

Ακολουθεί η Ενότητα 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. Η ηλικία της ενότητας τοποθετείται από το Άνω Τριαδικό έως και το Μέσο Παλαιόκαινο (Φυτρολάκης, 1980).

Πάνω από τις παραπάνω αναφερόμενες εξωτερικές ζώνες υπάρχουν σε ανώτερη τεκτονική θέση αλλόχθονα τεκτονικά λείπια των **Εσωτερικών ζωνών**: 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 σερπεντινιωμένους περιδοτίτες, γάββρους, διορίτες, δολερίτες και διαβάσες, ηλικίας Κατώτατου Ιουρασικού – Ανώτατου Κρητιδικού.
- Καλυμμα Αστερούσιων με μετα-ιλυολιθικούς, διμαρμαρυγιακούς, χλωριτικούς, επιδοιτικούς 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 μετεορεγενετικές διεργασίες που επέδρασαν στην περιοχή. Οι απόψεις για το είδος, την διαδοχή και εύρος αυτών των διεργασιών δίδονται 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 Β-Ν και Α-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:

**Η Ομάδα Πρίνα** αποτελείται από ασβεστολιθικά μαύρα χονδρόκοκκα λατυποπαγή και λατυποκροκαλοπαγή με ασβεστιτικό υλικό συγκόλλησης ενώ εμπεριέχει ολισθόλιθους προνεογενών ασβεστολίθων. 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 (Meulenkamp, 1979; Φυτρολάκης, 1980).

**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 (Meulenkamp, 1979; Βασιλάκης 2006). Η Ομάδα Τεφελίου αποτελείται από τους σχηματισμούς Βιάννου, Σκινιά και Αμπελούζου.

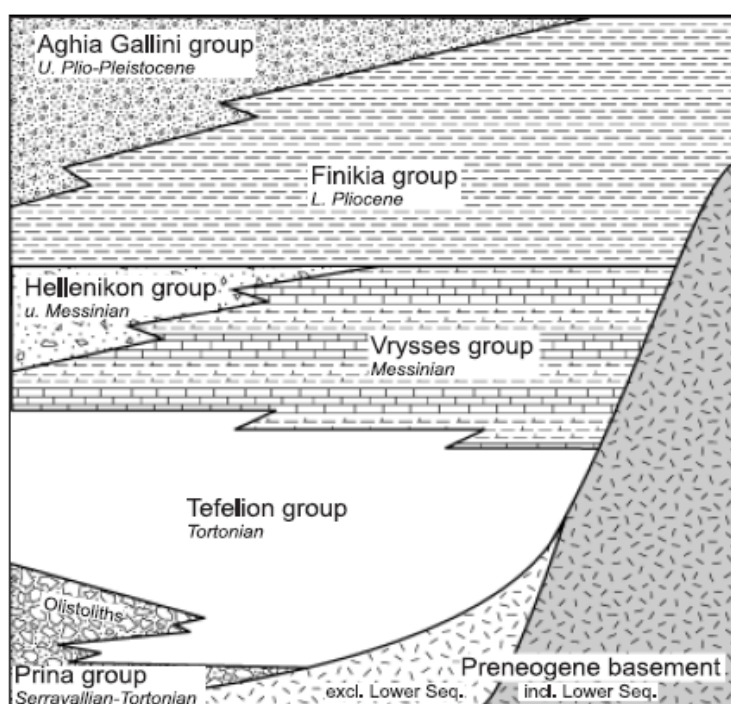
**Η Ομάδα Βρυσών** συντίθεται από το σχηματισμό της Αγίας Βαρβάρας και τοποθετείται υπερκείμενη είτε της Ομάδας Τεφελίου είτε του αλπικού υποβάθρου. Αποτελείται από θαλάσσιους βιοκλαστικούς ή υφαλογενής ασβεστόλιθους εναλλαγές φυλλωδών και ομογενών μαργών, οι οποίες κατά τόπους εμπεριέχουν παρεμβολές γύψων. Η ηλικία της Ομάδας των βρυσών τοποθετείται στο Άνω Τορτόνιο έως το Κάτω Μεσσήνιο (Meulenkamp, 1979).

**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 τόπους 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 (Meulenkaamp, 1979; ten Veen & Kleinspehn, 2003).



**Σχήμα 2.3** 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 (Meulenkaamp, 1979)

Επάνω στους σχηματισμούς του Νεογενούς ή απευθείας στο προνεογενές υπόβαθρο υπέρκεινται ασύμφωνα τα ιζήματα του Τεταρτογενούς. Πρόκειται για συγκεκολλημένους 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 (Meulenkamp, 1979; Φυτρολάκης, 1980).

### **2.2.2 Απόψεις για την νεοτεκτονική εξέλιξη της Κρήτης**

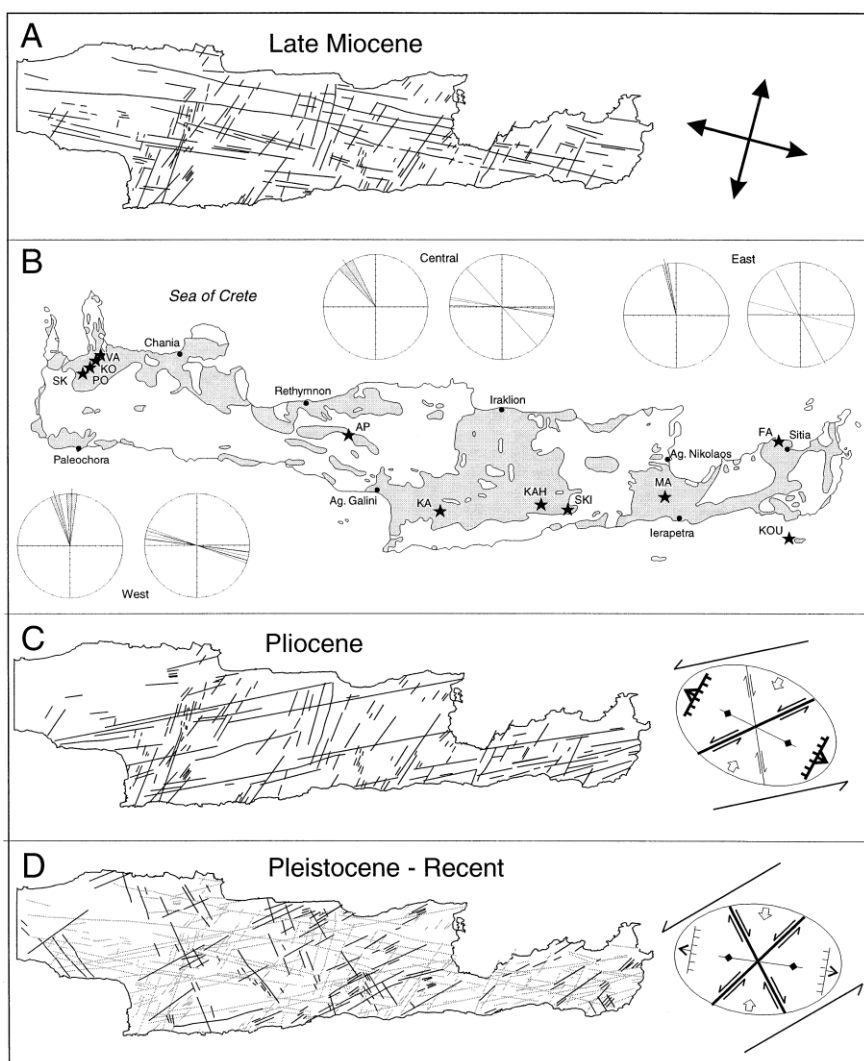
Την άποψη του McKenzie (1972, 1978) που οριοθέτησε την εκκίνηση της νέας θεωρίας των Τεκτονικών Πλακών με την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την πλάκα του Αιγαίου υποστήριξαν μεταξύ των πρώτων οι Pichon & Angelier (1979) που πρότειναν ότι η έναρξη της υποβύθισης κατά μήκος του ελληνικού τόξου φαίνεται να ξεκίνησε 13 εκ. χρόνια πριν και ότι το σύστημα της τάφρου μετακινείται προς τα N-ΝΔ, προκαλώντας ένα εφελκυστικό καθεστώ στην περιοχή προ του τόξου, το οποίο οδήγησε σε γενική βύθιση και στον σχηματισμό του σημερινού Αιγαίου.

Σε αντίθεση οι Meulenkamp et al. (1988) υποστήριξαν ότι η υποβύθιση έχει ξεκινήσει 26 εκ. χρόνια πριν και ότι οι διεργασίες, όπως ο κατακερματισμός της Κρήτης σε βυθίσματα που αποτέλεσαν τις διάφορες λεκάνες του Νεογενούς, 12 εκ. χρόνια πριν δεν πρέπει να αποδίδονται στην έναρξη της υποβύθισης αλλά σχετίζονται με την έναρξη διαδικασιών οπισθοχώρησης του ορογενούς (N-NN μετανάστευση της ελληνικής τάφρου).

*Οι ten Veen & Meijer (1998) περιγράφουν την ύπαρξη πέντε τεκτονικών σταδίων για την κεντρική και ανατολική Κρήτη (Σχ. 2.4) τα οποία είναι τα εξής:*

- 1) Πριν το Άνω Μειόκαινο (Άνω Σερραβάλλιο) η συμπίεση ήταν ο κυρίαρχος τύπος παραμόρφωσης σχηματίζοντας πτυχές διεύθυνσης B130A και B100A.*
- 2) Στο Κατώτατο Τορτόνιο ένα σύστημα κανονικών ρηγμάτων διευθύνσεων B130E και B100E, παρουσιάζοντας ορθορομβική συμμετρία.*
- 3) Το χρονικό διάστημα από Κάτω Τορτονίου έως το Κάτω Μεσσήνιο από παραμόρφωση κατά μήκος κανονικών ρηγμάτων B100A και B020A διεύθυνσης. Η δράση αυτών των ρηγμάτων πυροδότησε τον κατακερματισμό της Κρήτης*
- 4) Στην*

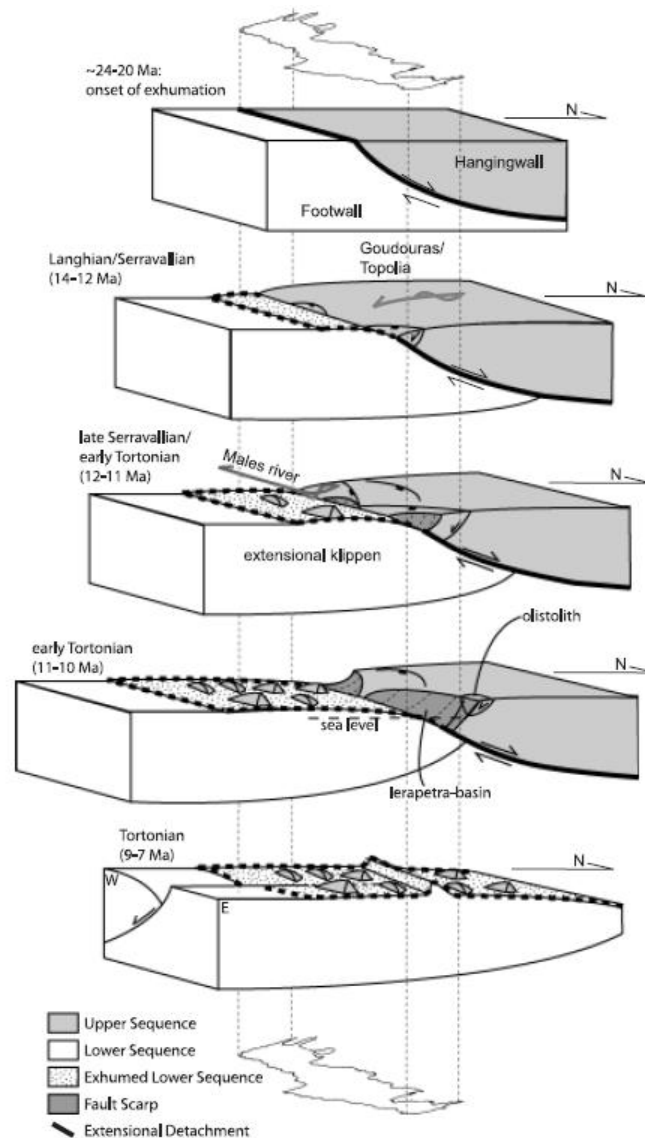
διάρκεια του Κάτω Πλειόκαινου δημιουργήθηκαν ρήγματα B075A διεύθυνσης, τα οποία αντιπροσωπεύονται από πολλές εκ των γωνιωδών ασυμφωνιών που παρατηρούνται μεταξύ των του Μεσσηνίου και του Κάτω Πλειόκαινου. 5) Για το διάστημα από το Πλειστόκαινο έως σήμερα δεν παρέχουν στοιχεία επειδή τα αντίστοιχα ιζήματα είναι φτωχά διατηρημένα και δεν παρείχαν ικανοποιητικά δεδομένα. (από Μπελιβάνη, 2013)



**Σχήμα 2.4 Τεκτονοστρωματογραφικά επεισόδια στην κεντρική και ανατολική Κρήτη (Duermeijer et al. 1998)**

Κατά van Hinsbergen & Meulenkamp (2006) η νεοτεκτονική εξέλιξη της Κρήτης συνδέεται με μια ζώνη αποκόλλησης που επέτρεψε αφ' ενός την άνοδο των μεταμορφωμένων ενοτήτων της νήσου αλλά αφ' εταίρου την δημιουργία «τεκτονικών ρακών» και περιοχών ιζηματογένεσης μεταξύ αυτών,

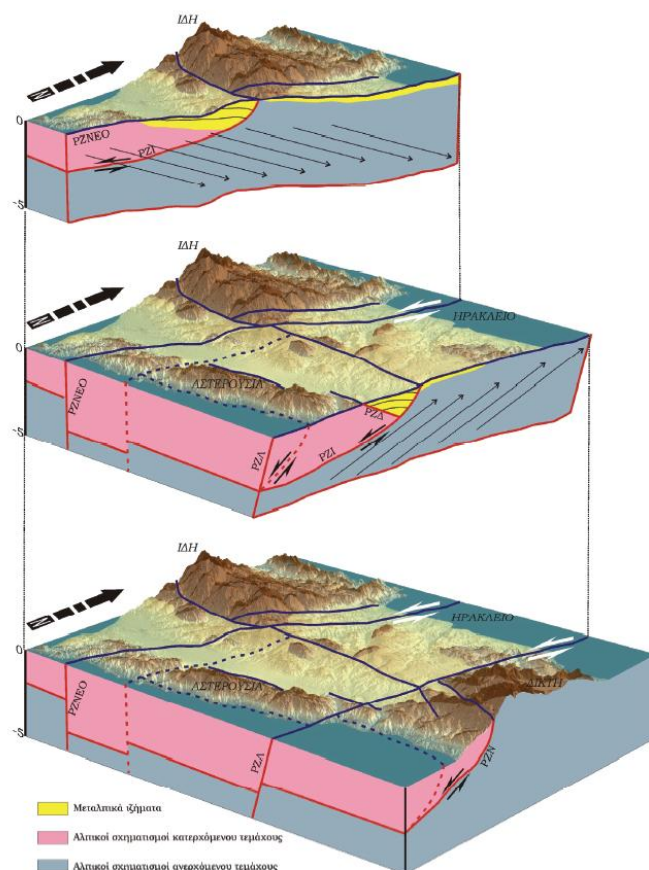
χώρων δηλαδή που πληρώθηκαν με ιζήματα κατά και μετά το Νεογενές (Σχ. 2.5)



**Σχήμα 2.5 Σχηματική αναπαράσταση την ζώνης αποκόλλησης στην περιοχή της Κρήτης. Το κατερχόμενο τέμαχος κινήθηκε εφελκυστικά προς τον Βορρά (κατά van Hinsbergen & Meulenkamp 2006).**

Σύμφωνα με τον Βασιλάκη (2006) οι κύριες διευθύνσεις παραμόρφωσης που εντοπίστηκαν στην λεκάνη της Μεσσαράς συνυπάρχουν σχεδόν σε όλη την περίοδο εξέλιξης της λεκάνης και έχουν άμεση σχέση με την τοποθέτησή της στο νησιωτικό τόξο (Σχ 2.6). Πρόκειται για μια συνεχή εξέλιξη των τεκτονικών δομών που δημιουργήθηκαν είτε παράλληλα στη διεύθυνση του ελληνικού

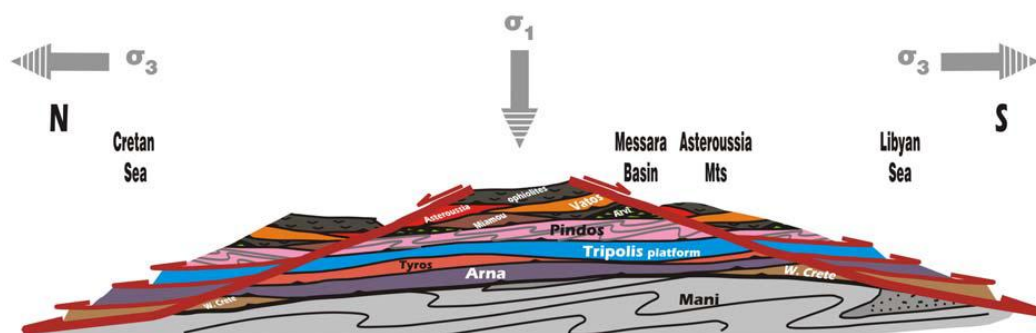
τόξου (Α-Δ) είτε στις συζυγείς διευθύνσεις ΒΑ-ΝΔ και ΒΔ-ΝΑ. Οι διευθύνσεις αυτές δεν παρατηρούνται ταυτόχρονα σε όλη την περιοχή της λεκάνης με την ίδια ένταση. Ο βασικός παράγοντας που φαίνεται να επηρεάζει τη διεύθυνση της κύριας παραμόρφωσης σε κάθε περιοχή αφορά τη θέση του κάθε ρηξιτεμάχους ως προς τις τεκτονικές δομές που έχουν δημιουργηθεί λόγω της σχετικής κίνησης της μικροπλάκας του Αιγαίου προς νότο.



**Σχήμα 2.6 Σχηματικά στερεοδιαγράμματα της περιοχής της κεντρικής Κρήτης και οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες, που έχουν επηρεάσει την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης Μεσσαράς μετά το Μέσο Μειόκαινο, με γωνία θέασης προς τα ΒΔ. (Από Βασιλάκη 2006).**

Συμφώνα με τους Paranikolaou & Vassilakis (2008, 2009) η παραμορφωτική ιστορία των μονάδων της Κρήτης μπορεί να συνοψιστεί ως εξής: 1) στο Ολιγόκαινο έως το Κάτω Μειόκαινο υπάρχει συμπιεστική παραμόρφωση που παράγει ανάστροφα ρήγματα, παράλληλα με το τόξο, διεύθυνσης Α-Δ, τα οποία κλίνουν Νότια, 2) στο Μέσο Μειόκαινο υπάρχει εφελκυστική

παραμόρφωση κατά μήκος, παράλληλων στο τόξο, ρηγμάτων αποκόλλησης διεύθυνσης Α-Δ, με κίνηση της οροφής των ρηγμάτων προς Βορρά και Νότο, 3) στο Άνω Μειόκαινο έως Τεταρτογενές έχουμε εγκάρσια παραμόρφωση εφελκυσμού (*transtensional deformation*), κατά μήκος μεγάλης γωνίας κανονικών και πλαγιοκανονικών ρηγμάτων τα οποία διακόπτουν τις παλαιότερες, παράλληλες προς το τόξο, δομές. (από Μπελιβάνη, 2013)

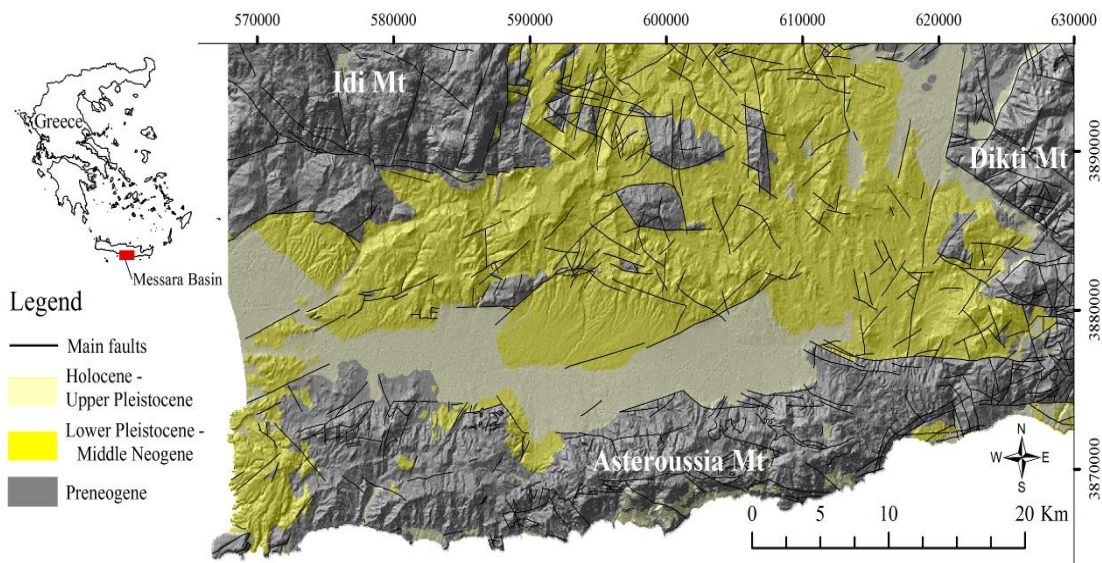


**Σχήμα 2.7** Γενικευμένο μοντέλο τεκτονικής εξέλιξης της Κρήτης (κατά Papanikolaou & Vassilakis 2008).

## 2.3 Γεωλογική δομή της περιοχής μελέτης

Η λεκάνη της Μεσσαράς εκτείνεται κατά διεύθυνση Α - Δ και αποτελεί το νότιο τμήμα της λεκάνης του Ηρακλείου. Αποτελεί μία τεκτονική τάφρο που ορίζεται από τις ρηξιγενείς ζώνες Μαλεβυζίου, Καμαρών, Γέργερης (δυτικά) από τα ρήγματα Καστελίου, Χερσονήσου, Ξενιάκου (ανατολικά) και των Αστερουσίων ορέων (νότια).

Η λεκάνη διακρίνεται σε δυο (2) 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.



**Σχήμα 2.8 Τεκτονοστρωματογραφικός χάρτης λεκάνης Μεσσαράς (εποπτικός, από του χάρτες του ΙΓΜΕ κλίμακας 1:50.000)**

Στο υπόμνημα: 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.

Στη γεωλογική δομή της λεκάνης της Μεσσαράς συμμετέχουν από τις νεότερες προς τις παλαιότερες οι παρακάτω στρωματογραφικές και τεκτονικές ενότητες σχηματισμών:

**Ολόκαινο:** αλλουβιακές αποθέσεις, που αποτελούν προϊόντα αποσάθρωσης και καλύπτουν μικρές εσωτερικές λεκάνες καθώς και τις κοίτες των υδρορεμάτων (χαλαρά αργιλοαμμώδη υλικά, ερυθρογή με κροκαλολατύπες) και *κώνοι κορημάτων και πλευρικά κορήματα*, που αναπτύσσονται κυρίως στις παρυφές των Αστερουσίων (κυρίως ανθρακικής σύστασης λατύπες, αναμεμιγμένες με ερυθρογή).

**Πλειστόκαινο - Ολόκαινο:** ποταμολιμναία κροκαλοπαγή, άμμοι, ιλυόλιθοι και αργιλικά στρώματα αποτελούμενα κυρίως από μεταφερμένα υλικά του σχηματισμού Αγ. Γαλήνη. Καλύπτουν το κεντρικό πεδινό τμήμα της λεκάνης.

**Ανώτερο Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο:** σχηματισμός Αγ. Γαλήνη (ποτάμια και λιμναία ερυθρά κροκαλοπαγή, ερυθρές και κίτρινες άμμοι, ιλυόλιθοι, άργιλοι, με παρεμβολές λιμναίων μαργαϊκών ασβεστόλιθων)

## **Νεογενές**

Κατώτερο πλειόκαινο: σχηματισμός Φοινικιάς (κυρίως λευκές μάργες, με παρεμβολές άργιλων και άμμων, άργιλοι, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι και κροκαλοπαγή).

Ανώτερο Τορτόνιο – Μεσσήνιο: σχηματισμός Αγ. Βαρβάρας (βιοκλαστικοί, τοπικά κροκαλοπαγείς ή λατυποπαγείς, ασβεστόλιθοι, ολισθημένοι, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι και εναλλαγές ασβεστιτικών μαργών ή μαργαϊκών ασβεστολίθων με παρεμβολές γύψων. Στο ανώτερο τμήμα του σχηματισμού απαντούν ασβεστολιθικοί ψαμμίτες και κροκαλοπαγή).

Τορτόνιο: σχηματισμός Αμπελούζου (ακανόνιστες εναλλαγές από θαλάσσια υφάλμυρα και ποτάμια κροκαλοπαγή, ψαμμίτες, ιλυόλιθους, μάργες, ιλυώδεις άργιλους και λιγνίτες).

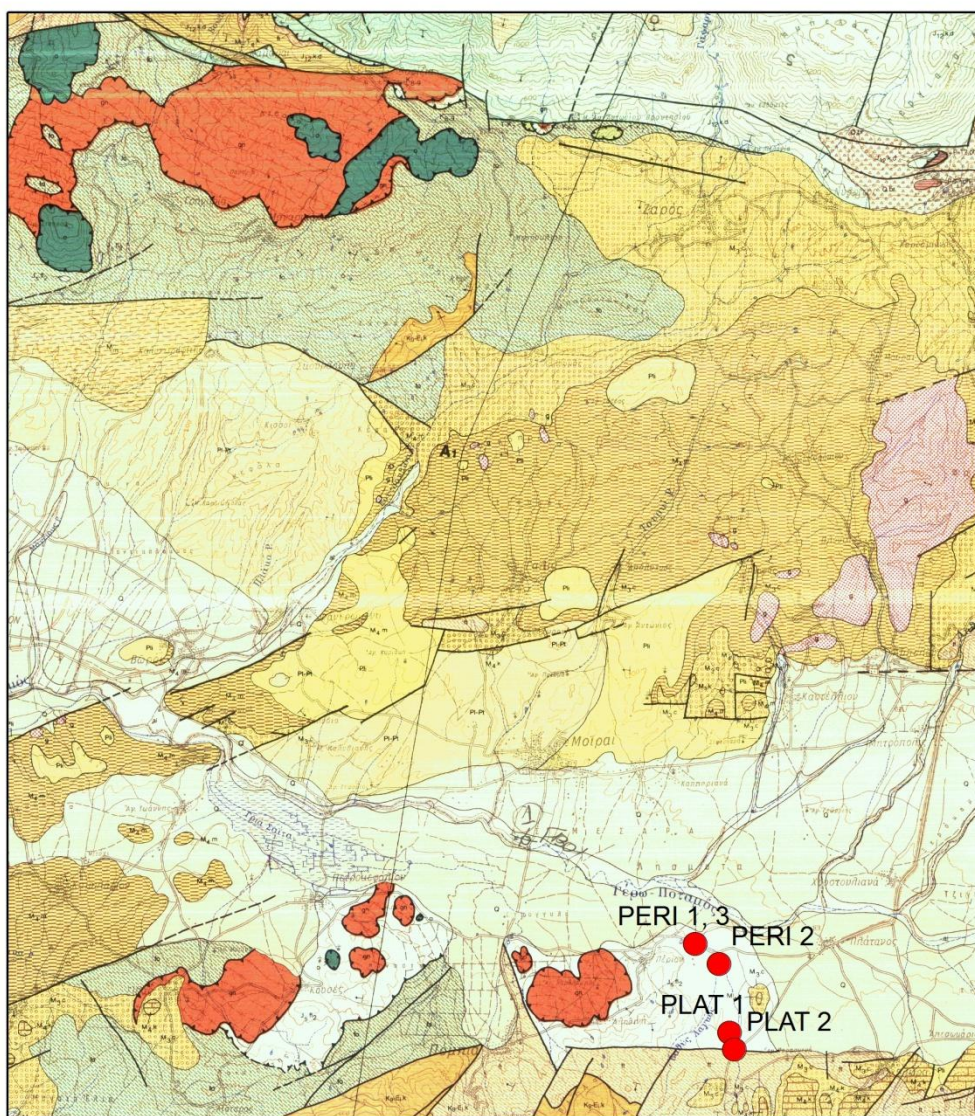
Ανώτερο Σερραβάλιο: σχηματισμός Σκοινιά (καλά στρωμένες θαλάσσιες άργιλοι και ιλυώδεις άργιλοι με παρεμβολές ψαμμιτών).

Μέσο Μειόκαινο: σχηματισμός Βιάννου (ποταμολιμναίες σκούρες στρωματώδεις άργιλοι και ιλυώδεις άργιλοι, με ενδιαστρώσεις ασβεστόλιθων και ψαμμιτών. Παρεμβολές κροκαλοπαγών κυρίως στα κατώτερα τμήματα του σχηματισμού).

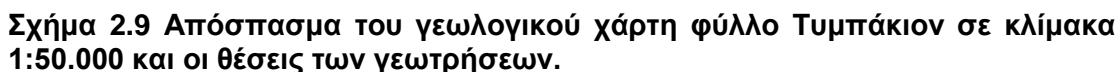
## **Προνεογενείς σχηματισμοί**

*Νότιο τμήμα*: τα Αστερούσια όρη συνίσταται από Μεσοζωικά πετρώματα με βασικούς σχηματισμούς το φλύσχη και τα ανθρακικά της ζώνης Τρίπολης. Επιπλέον υπάρχουν μερικές επιφανειακές εμφανίσεις έντονα ρηγματωμένων και ελαφρώς καρστικοποιημένων ασβεστόλιθων της ζώνης Πίνδου. Στα μεγαλύτερα υψόμετρα απαντώνται πετρώματα των εσωτερικών ζωνών.

*ΒΔ τμήμα*: το όρος Ψηλορείτης συνίσταται από μεσοζωικά πετρώματα της ενότητας της Τρίπολης (ασβεστόλιθοι, φλύσχη), πετρώματα της ενότητας Φυλλιτών – χαλαζιτών και πετρώματα του αυτόχθονου συστήματος (πλακώδεις ασβεστόλιθοι, ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι ζώνης Ιονίου). Στα χαμηλότερα υψόμετρα απαντούν πλευρικά κορήματα (λατύπες).



0 0.5 1 2 3 4 Km



## 3 Υδρογεωλογία

### 3.1 Γενικά

Σκοπός της Υδρογεωλογίας, πέρα από την καθαρά θεωρητική-ακαδημαϊκή έρευνα για την αύξηση και προαγωγή των γνώσεων, είναι και η καλύτερη, ορθολογικότερη και ασφαλέστερη εκμετάλλευση του υπόγειου νερού, η ανάπτυξη μεθόδων αναζήτησης υπόγειων υδροφορέων και η προστασία του υπόγειου νερού από τη ρύπανση.

Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται στην Υδρογεωλογία είναι πολυπληθείς και ποικιλότυποι ακριβώς λόγω των σύνθετων προβλημάτων που αντιμετωπίζει, αλλά και των τάσεων που επικρατούν. Συνοπτικά θα αναφερθούν μερικές:

- ✚ Γεωλογικές, στηριζόμενες στη μελέτη της γεωλογικής κατασκευής του υπεδάφους.
- ✚ Υδρολογικές, στηριζόμενες σε μετρήσεις πάνω στην ποσοτική μετακίνηση του νερού (κατείσδυση, απορροή, κ.λ.π.).
- ✚ Μετεωρολογικές, με βάση τα μετεωρολογικά στοιχεία.
- ✚ Χημικές, με βάση τη χημική εξέλιξη του νερού κατά την υπόγεια κίνησή του.
- ✚ Υδραυλικές, με βάση τους νόμους της υδραυλικής.
- ✚ Πιεζομετρικές, στηριζόμενες στη μεταβολή της πιεζομετρικής επιφάνειας υδροφόρων οριζόντων.
- ✚ Ιχνοθετικές, με βάση την ιχνοθέτηση του νερού.
- ✚ Μαθηματικές, με βάση σύνολο τύπων μαθηματικών δημιουργείται μαθηματικό πρότυπο διαφόρων ροών.
- ✚ Μέθοδοι ομοιωμάτων, δημιουργία ομοιωμάτων π.χ. ρεοηλεκτρική αναλογία κ.τ.λ.
- ✚ Γεωφυσικές, επισήμανση υδροφόρων οριζόντων από μετρήσεις με όργανα γεωφυσικής (Σούλιος 1996)

### 3.2 Υδρογεωλογικές συνθήκες της νήσου Κρήτης

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που δομούν το νησί της Κρήτης, μπορούν με βάση τον υδρολιθολογικό τους χαρακτήρα να διακριθούν σε υδροπερατούς, ημιπερατούς και αδιαπέρατους.

Στους υδροπερατούς σχηματισμούς ανήκει το σύνολο των ανθρακικών πετρωμάτων ανεξάρτητα γεωτεκτονικής ζώνης (παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθοι της ζώνης της Τρίπολης, κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες της ζώνης Τρυπαλίου κ.α.), οι χαλαρές αμμοχαλικώδεις ποτάμιες και παράκτιες αποθέσεις του Τεταρτογενούς και τα κροκαλοπαγή του Νεογενούς.

Ημιπερατούς σχηματισμούς αποτελούν, από τα Τεταρτογενή, οι σχηματισμοί στους οποίους το ποσοστό της αργίλου είναι σχετικά αυξημένο, από τα Νεογενή, οι ψαμμίτες και οι ραδιολαρίτες με τους κερατολίθους της ζώνης Πίνδου οι οποίοι παρουσιάζουν δευτερογενή περατότητα (λόγω των ασυνεχειών που εμφανίζουν).

Στους πρακτικά αδιαπέρατους σχηματισμούς ανήκουν ο φλύσχος στο σύνολό του, η σειρά των Φυλλιτών - Χαλαζιτών όπως και η ενότητα των Οφιολίθων. Στην κατηγορία αυτή περιλαμβάνονται επίσης και οι μάργες και οι άργιλοι του Νεογενούς.

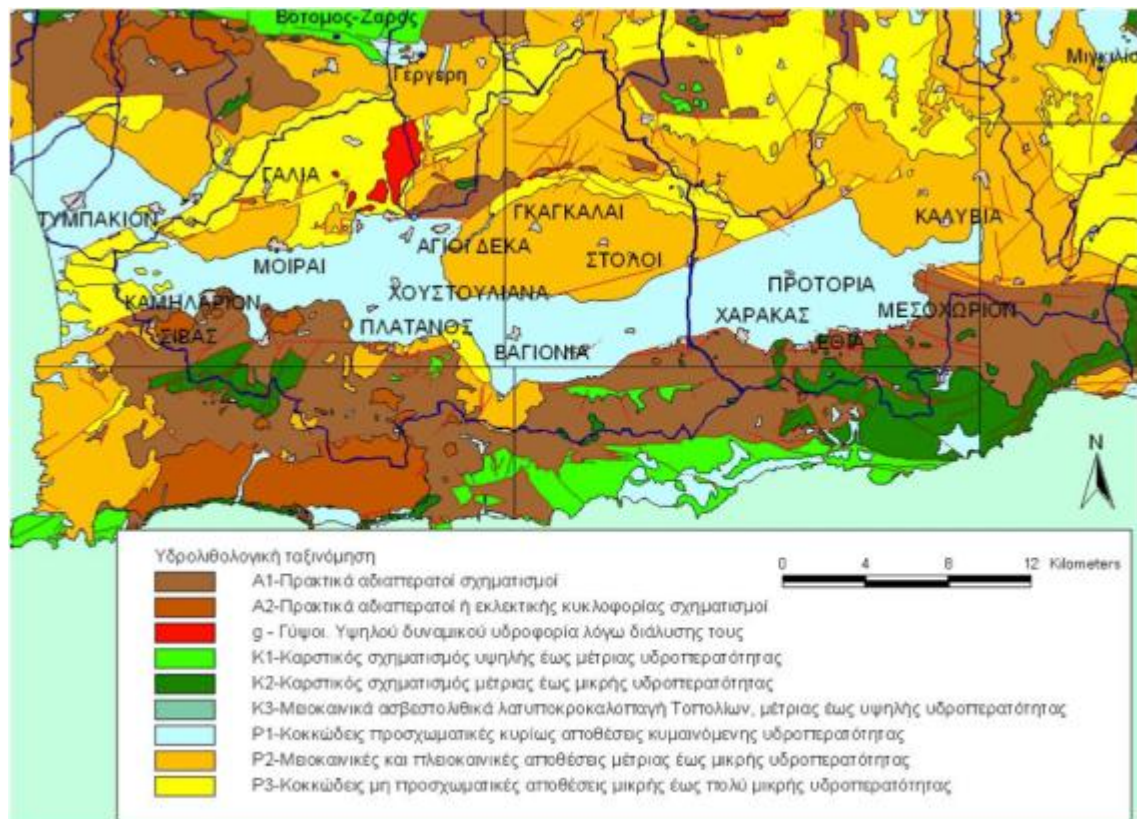
### **3.2.1 Υδρογεωλογικές συνθήκες λεκάνης Μεσσαράς**

Με βάση την ταξινόμηση των γεωλογικών σχηματισμών της Κρήτης διακρίνουμε τις παρακάτω υδρολιθολογικές ενότητες στην περιοχή της λεκάνης της Μεσσαράς (Σχ 3.1).

📍 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 Γέργερης με αποδέκτη την υδρολογική λεκάνη του Ληθαίου - Γεροποτάμου και από τις πηγές 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. 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 βόρεια των προσχωματικών - πλειστοκαινικών αποθέσεων και σχηματίζουν το λοφώδες ανάγλυφο.
- ✚ Οι σημαντικότεροι υδροφορείς της λεκάνης κατά σειρά δυναμικότητας είναι ο Αλλουβιακός, ο Πλειστοκαινικός και ο Νεογενής, ενώ στα περιθώρια της λεκάνης απαντούν ανθρακικοί σχηματισμοί που φιλοξενούν καρστικές υδροφορίες. Οι καρστικοί υδροφορείς των Αστερουσίων σχηματίζουν μικρές αποκομμένες λεκάνες λόγω έντονου τεκτονισμού. Στη συνέχεια παρουσιάζονται οι υδροφορείς της λεκάνης (Κριτσωτάκης 2009).



**Σχήμα 3.1** Υδρολιθολογικός χάρτης λεκάνης Μεσσαράς (Περιφέρεια Κρήτης 2009).

### Νεογενής υδροφορέας

Οι νεογενείς σχηματισμοί της λεκάνης της Μεσσαράς αποτελούν το υπόβαθρο των τεταρτογενών αποθέσεων και χαρακτηρίζονται από πετρώματα διαφορετικής σύστασης και στρωματογραφίας. Χαρακτηριστικό του Νεογενούς αποτελούν οι ρηξιγενείς ζώνες οι οποίες μετακίνησαν κατακόρυφα τα ρηξιτεμάχη και σχημάτισαν διάφορες λεκάνες μέσα στις οποίες εναποτέθηκαν οι σύγχρονες αποθέσεις. Το μεγαλύτερο μέρος των νεογενών σχηματισμών συνίσταται από εναλλαγές στρώσεων μεγάλου πάχους ιλυόλιθων, αργίλων και μαργών. Επίσης απαντούν και ενστρώσεις μικρότερου πάχους αποτελούμενες από άμμο, ψαμμίτες, κροκαλοπαγή και μαργαϊκούς ασβεστολίθους, που εμφανίζουν μικρό υδρογεωλογικό ενδιαφέρον καθώς φιλοξενούν ασθενείς υδροφορίες υπό πίεση. Κατά θέσεις απαντούν μαργαϊκοί ασβεστολίθοι (περιοχή βόρεια των Μοιρών), πετρώματα που χαρακτηρίζονται από την εμφάνιση μικρής υδροφορίας. Κατά το τέλος του Τριτογενούς έλαβαν χώρα κατακόρυφες κινήσεις ανυψώνοντας τα διάφορα ρηξιτεμάχη, τα οποία στη

συνέχεια υπέστησαν έντονη διάβρωση σχηματίζοντας τάφρους μέσα στις οποίες εναποτέθηκαν τα ποταμολιμναία στρώματα του Πλειστοκαίνου.

#### Πλειστοκαινικός υδροφορέας (σχηματισμός Αγ. Γαλήνη)

Τα πλειστοκαινικά ιζήματα εναποτέθηκαν στα ρηξιτεμάχη των νεογενών σχηματισμών κάτω από ηπειρωτικές συνθήκες (ποταμολιμναία φάση). Το πλειστόκαινο στα κατώτερα (υψομετρικά) ρηξιτεμάχη (λεκάνη Μοιρών και Χάρακα), διατηρείται σε σχετικά καλή κατάσταση σε αντίθεση με των ανώτερων υψομέτρων που σχεδόν διαβρώθηκε και διατηρείται μόνο μία στρώση πολύ μικρού πάχους (λεκάνη Βαγιονιάς). Επιφανειακά απαντούν στην περιοχή Καλυβιανής και των Γκαγκαλών. Το επίπεδο της στάθμης της θάλασσας μετά την εναπόθεση των πλειστοκαινικών σχηματισμών ήταν σε κατώτερο υψόμετρο από ότι σήμερα και νέες τάφροι σχηματίσθηκαν από τη διάβρωση των κυρίων υδρορευμάτων του Γεροπόταμου, του Λιθαίου και του Αναποδάρη. Το μέγιστο βάθος των τάφρων αυτών καταγράφηκε στα 75 m κάτω από τη στάθμη της θάλασσας στην περιοχή των Μοιρών και το μέγιστο που έχει καταγραφεί στην ευρύτερη περιοχή είναι 80 m στην περιοχή του Πλατύ (όμορη λεκάνη δυτικότερα του Τυμπακίου). Στην έξοδο του Γεροποτάμου στη θάλασσα (περιοχή Τυμπακίου) το βάθος της τάφρου είναι της τάξης των 100 m από την επιφάνεια του εδάφους που ελαττώνεται προς τα ανάντη και στο ύβωμα της Φαιστού είναι 60 m από την επιφάνεια του εδάφους. Στις τάφρους αυτές εναποτέθηκαν οι τεταρτογενείς αλλουβιακές αποθέσεις.

#### Αλλουβιακός υδροφορέας

Ο αλλουβιακός υδροφορέας έχει επιμήκες σχήμα και συνίσταται από σύγχρονες ποταμολιμναίες αποθέσεις κροκαλοπαγών, άμμων, ιλυολίθων και αργίλων. Οι αποθέσεις είναι διαφορετικής στρωματογραφικής ηλικίας και σύστασης και επομένως διαφορετικών υδρογεωλογικών ιδιοτήτων. Διακρίνονται τρεις κατηγορίες:

1. Αποθέσεις στις τάφρους διάβρωσης που καταλαμβάνουν μία ζώνη γύρω από τα κύρια υδρορέματα (Γεροπόταμος, Αναποδάρης, Λιθαίος). Αποτελούνται από εναλλαγές στρώσεων χαλίκων, αργίλου και ιλύος. Στρώσεις

άμμων είναι σπάνιες και συνήθως η άμμος είναι αναμεμιγμένη με τα άλλα υλικά.

2. Κώνοι κορημάτων και πλευρικά κορήματα που καταλαμβάνουν κύρια τις νότιες περιοχές. Ποικίλουν ανάλογα με την προέλευση και τη θέση τους. Τα υλικά είναι περισσότερο χονδρόκοκκα και λατυποπαγή κοντά στις νότιες περιοχές. Κατά θέσεις τα κενά των χονδρόκοκκων πληρώνονται από λεπτόκοκκα υλικά με αποτέλεσμα να ελαττώνουν τις ιδιότητες του υδροφορέα (υδροπερατότητα, αποθηκευτικότητα). Οι κώνοι κορημάτων, που προέρχονται από παλαιότερα πετρώματα των ορεινών όγκων, έχουν συνήθως κοκκινωπό χρώμα και γενικά χαρακτηρίζονται με μεγάλο πορώδες. Τα πλευρικά κορήματα που προέρχονται από νεογενή πετρώματα συνίστανται από λεπτόκοκκα υλικά και γενικά περικλείουν ασθενείς υδροφορίες.

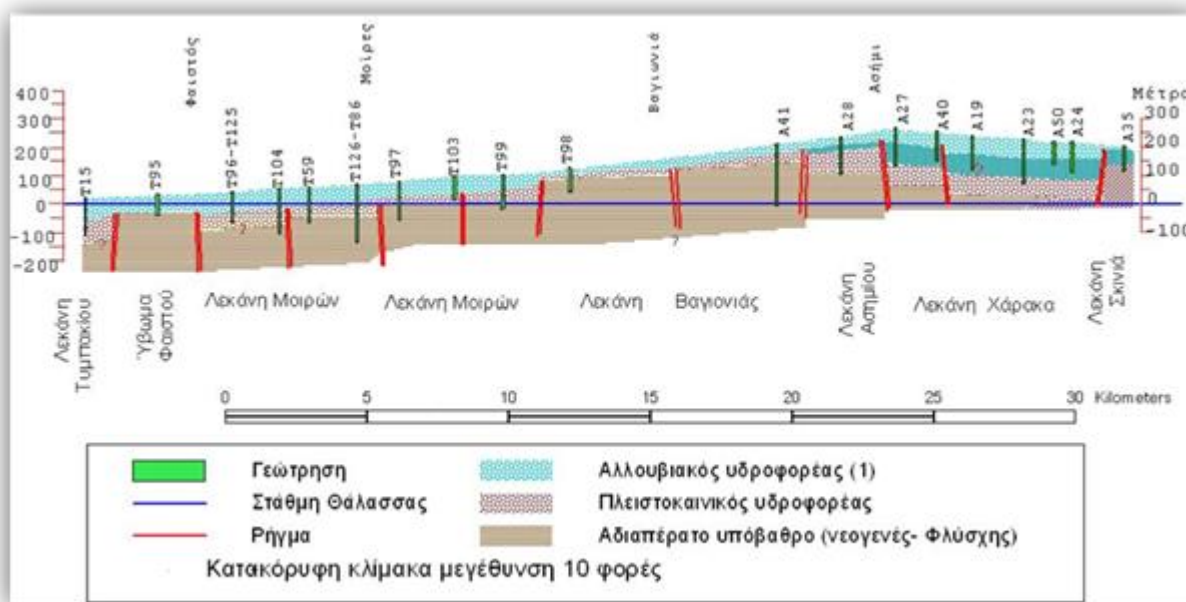
3. Αποθέσεις που καλύπτουν την υπόλοιπη λεκάνη. Κυμαίνονται σε σύσταση και χαρακτηριστικά ανάλογα με τον τύπο πετρώματος που επικρατεί στα περιθώρια της. Στις περιοχές που επικρατούν Πλειστοκαινικές αποθέσεις (σχηματισμός Αγ. Γαλήνης) υπάρχει ένα λεπτό κάλυμμα από αποσαθρωμένα πλειστόκαινα υλικά. Στις περιοχές που επικρατούν οι νεογενείς σχηματισμοί, το αλλουβιακό κάλυμμα συνίσταται από μάργες, ιλύ και άργιλο, ενώ είναι δύσκολο να διακριθεί από το διαβρωμένο Νεογενές.

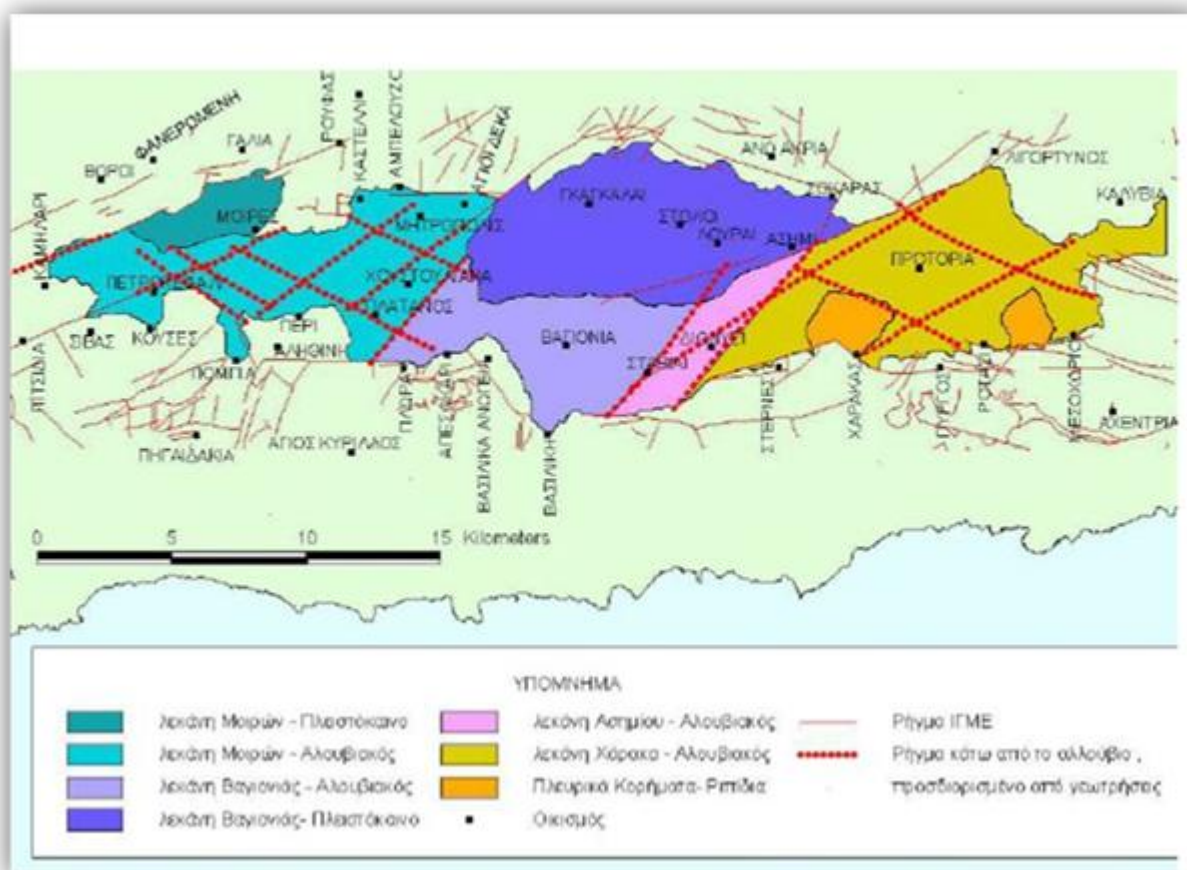
### **3.3 Υποδιαίρεση της υδρολογικής λεκάνης Μεσσαράς**

Η λεκάνη της Μεσσαράς δεν αποτελεί μία «ομοιόμορφη» υδρογεωλογική ενότητα αλλά κάτω από τον αλλουβιακό μανδύα κρύβει ρηξιτεμάχη με διαφορετικές υδρογεωλογικές ιδιότητες. Σε αντιστοιχία με τις ρηξιγενείς ζώνες (block-faults), η λεκάνη υποδιαιρείται σε επιμέρους υπολεκάνες κατά την επιμήκη διάστασή της, οι οποίες υδραυλικά επικοινωνούν μεταξύ τους. Οι ρηξιγενείς ζώνες διαμόρφωσαν τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά, τη σύσταση και τη στρωματογραφία του προσχωματικού - τεταρτογενή υδροφορέα (αλλουβιακός - πλειστοκαινικός). Διακρίνονται σε διεύθυνση Α-Δ οι (υπο)λεκάνες του Χάρακα, του Ασημίου, της Βαγιονιάς, των Μοιρών και του Τυμπακίου.

Οι υδροφορείς στο σύνολο της λεκάνης (Σχ 32) συνίστανται από αλλουβιακούς σχηματισμούς με «πολύ καλές» υδρογεωλογικές ιδιότητες και από πλειστοκαινικούς σχηματισμούς με σχετικά «μέτριες» ιδιότητες (τοπικά εμφανίζουν «καλές»). Ο κατώτερος (πρακτικώς αδιαπέρατος) ορίζοντας του νεογενούς έχει μικρή υδρογεωλογική σημαντικότητα ως υδροφορέας και κατά θέσεις εμφανίζει «μέτριες» υδρογεωλογικές ιδιότητες (Κριτσωτάκης 2009).

Η μόνη υπόγεια διαφυγή του νερού των υδροφορέων εκτός του πεδινού τμήματος της λεκάνης είναι δυτικά από τη στενή και μικρού πάχους ζώνη της Φαιστού προς τη λεκάνη του Τυμπακίου και τελικά εκβάλλει στον κόλπο του Τυμπακίου. Το ρηξιτέμαχος της Φαιστού συνίσταται από νεογενή πετρώματα, ιλυόλιθους, μάργες και μικρού πάχους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους που απαντούν στις κορυφές των λόφων. Λόγω της σχετικής ανύψωσής του, οι όμορες λεκάνες του Τυμπακίου και των Μοιρών διαχωρίζονται μεταξύ τους και απομονώνονται υδρογεωλογικά, ενώ το στένεμα της Φαιστού (μοιάζει με φαράγγι) είναι η μόνη διασύνδεση των επιφανειακών και υπόγειων νερών μεταξύ των δύο υπολεκανών (Κριτσωτάκης 2009).





**Σχήμα 3.3 Υποδιαίρεση της υδρογεωλογικής λεκάνης Μεσσαράς (Κριτωτάκης, 2009).**

## 4 Γεωθερμία

### 4.1 Γενικά

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. Ως γεωθερμική χρήση αναφέρεται η οικονομική εκμετάλλευση του ατμού ή των θερμών νερών, είτε αυτά ρέουν φυσικά, είτε βγαίνουν στην επιφάνεια μέσω γεώτρησης. Οι γεωθερμικές χρήσεις ακόμη περιλαμβάνουν την αξιοποίηση της θερμότητας των πετρωμάτων ή του εδάφους. Οι γεωθερμικές χρήσεις ταξινομούνται σε ηλεκτρικές (για παραγωγή ηλεκτρικής ισχύος) και σε άμεσες.

Η πλέον εντυπωσιακή απόδειξη της θερμότητας που υπάρχει στο εσωτερικό της γης είναι η ηφαιστειακή δραστηριότητα. Οι σεισμοί και τα ρήγματα που δημιουργούνται διευκολύνουν την κυκλοφορία του μάγματος προς τα πάνω και κυρίως των γεωθερμικών ρευστών και την άνοδο τους προς την επιφάνεια της γης, μεταφέροντας έτσι μεγάλες ποσότητες θερμικής ενέργειας και κάνοντας την ενέργεια αυτή περισσότερο διαθέσιμη στον άνθρωπο.

#### 4.1.1 Σύντομο ιστορικό της Γεωθερμίας

*Η παρουσία ηφαιστείων, θερμών πηγών και άλλων επιφανειακών εκδηλώσεων θερμότητας είναι αυτή που οδήγησε τους προγόνους μας στο συμπέρασμα ότι το εσωτερικό της γης είναι ζεστό. Όμως, μόνο κατά την περίοδο μεταξύ του 16ου και 17ου αιώνα, όταν δηλαδή κατασκευάστηκαν τα πρώτα μεταλλεία που ανορύχθηκαν σε βάθος μερικών εκατοντάδων μέτρων*

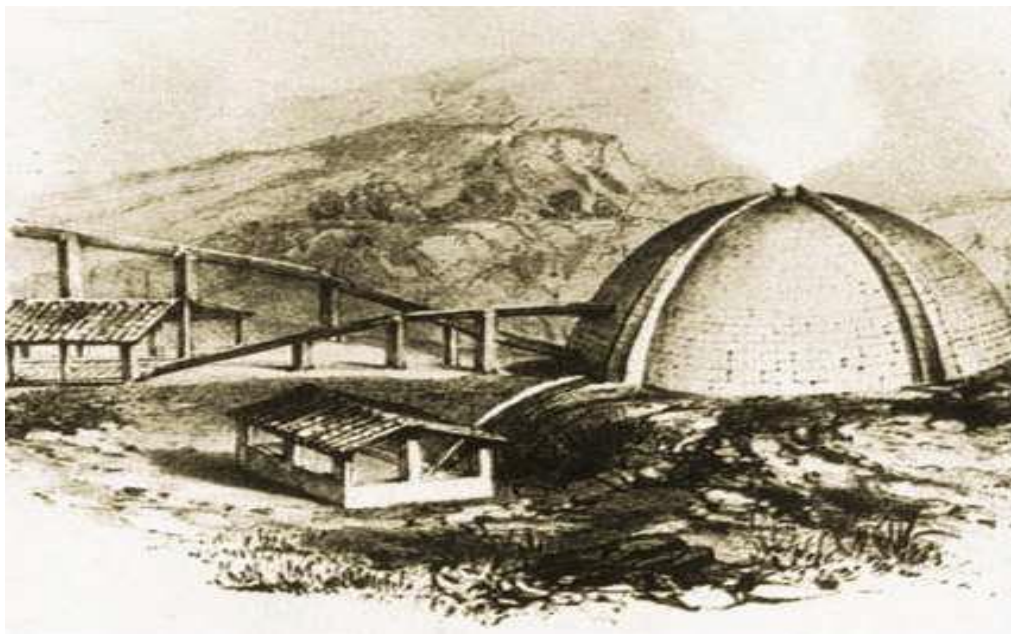
κάτω από την επιφάνεια του εδάφους, οι άνθρωποι, με τη βοήθεια κάποιων απλών φυσικών παρατηρήσεων κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η θερμοκρασία της γης αυξάνεται με το βάθος.

Οι πρώτες μετρήσεις με θερμόμετρο έγιναν κατά πάσα πιθανότητα το 1740, σε ένα ορυχείο κοντά στο Belfort της Γαλλίας (Bullard, 1965). Ήδη από το 1870, για τη μελέτη της θερμικής κατάστασης του εσωτερικού της γης χρησιμοποιούνταν κάποιες προχωρημένες για την εποχή επιστημονικές μέθοδοι, ενώ η θερμική κατάσταση που διέπει τη γη, η θερμική ισορροπία και εξέλιξή της κατανοήθηκαν καλύτερα τον 20ο αιώνα, με την ανακάλυψη του ρόλου της ραδιενεργής θερμότητας. Πράγματι, σε όλα τα σύγχρονα πρότυπα (μοντέλα) της θερμικής κατάστασης του εσωτερικού της γης πρέπει να συμπεριλαμβάνεται η θερμότητα που συνεχώς παράγεται από τη διάσπαση των μακράς διάρκειας ζωής ραδιενεργών ισοτόπων του ουρανίου ( $U^{238}$ ,  $U^{235}$ ), του θορίου ( $Th^{232}$ ) και του καλίου ( $K^{40}$ ), τα οποία βρίσκονται στο εσωτερικό της γης (Lubimova, 1968). Εκτός από τη ραδιενεργό θερμότητα, δρουν αθροιστικά, σε απροσδιόριστες όμως ποσότητες, και άλλες δυνητικές πηγές θερμότητας, όπως είναι η «αρχέγονη ενέργεια» από την εποχή δημιουργίας και μεγέθυνσης του πλανήτη. Μέχρι τη δεκαετία του 1980 τα μοντέλα αυτά δεν βασίζονταν σε κάποιες ρεαλιστικές θεωρίες. Τότε όμως αποδείχθηκε ότι αφενός δεν υπάρχει ισοζύγιο μεταξύ της ραδιενεργής θερμότητας που δημιουργείται στο εσωτερικό της γης και της θερμότητας που διαφεύγει από τη γη προς το διάστημα, και αφετέρου ότι ο πλανήτης μας ψύχεται με αργό ρυθμό και στο εσωτερικό του.

Η θερμική ενέργεια της γης είναι απέραντη, όμως μόνο τμήμα αυτής μπορεί να χρησιμοποιηθεί τελικά από τον άνθρωπο. Μέχρι σήμερα η εκμετάλλευση της γεωθερμικής ενέργειας έχει περιοριστεί σε περιοχές όπου οι γεωλογικές συνθήκες επιτρέπουν σε ένα μέσο (νερό σε υγρή ή αέρια φάση) να «μεταφέρει» τη θερμότητα από τις βαθιές θερμές ζώνες στην επιφάνεια ή κοντά σε αυτήν. Με τον τρόπο αυτό δημιουργούνται οι γεωθερμικοί πόροι (geothermal resources). Πιθανώς, στο άμεσο μέλλον, νέες πρωτοποριακές τεχνικές θα μας προσφέρουν καινούργιες προοπτικές στον τομέα αυτόν.

Σε πολλούς τομείς της ανθρώπινης ζωής οι πρακτικές εφαρμογές προηγούνται της επιστημονικής έρευνας και της τεχνολογικής ανάπτυξης. Η γεωθερμία αποτελεί χαρακτηριστικό παράδειγμα του φαινομένου αυτού. Αξιοποίηση του

ενεργειακού περιεχόμενου των γεωθερμικών ρευστών γινόταν ήδη από τις αρχές του 19ου αιώνα. Εκείνη την περίοδο, στην Τοσκάνη της Ιταλίας, και συγκεκριμένα στην περιοχή του Larderello, λειτουργούσε μια χημική βιομηχανία για την παραγωγή βορικού οξέος από τα βοριούχα θερμά νερά που ανέβλυζαν από φυσικές πηγές ή αντλούνταν από ρηχές γεωτρήσεις. Η παραγωγή του βορικού οξέος γινόταν με εξάτμιση των βοριούχων νερών μέσα σε σιδερένιους «λέβητες», χρησιμοποιώντας ως καύσιμη ύλη ξύλα από τα κοντινά δάση. Το 1827, ο Francesco Larderel, ιδρυτής της βιομηχανίας αυτής, αντί να καίγονται ξύλα από τα διαρκώς αποψιλούμενα δάση της περιοχής, ανέπτυξε ένα σύστημα για τη χρήση της θερμότητας των βοριούχων ρευστών στη διαδικασία εξάτμισης.



**Εικόνα 4.1** Η καλυμμένη λιμνούλα (covered lagoon), που χρησιμοποιούνταν κατά το πρώτο μισό του 19ου αιώνα στην περιοχή του Larderello, για τη συλλογή των βοριούχων υδάτων και την παραγωγή βορικού οξέος.

Η εκμετάλλευση της μηχανικής ενέργειας του φυσικού ατμού ξεκίνησε περίπου την ίδια περίοδο. Ο γεωθερμικός ατμός χρησιμοποιήθηκε για την ανέλκυση των ρευστών, αρχικά με κάποιους πρωτόγονους αέριους ανυψωτήρες και στη συνέχεια με παλινδρομικές και φυγοκεντρικές αντλίες και βαρούλκα. Ανάμεσα στο 1850 και 1875, οι εγκαταστάσεις του Larderello κατείχαν το μονοπώλιο παραγωγής βορικού οξέος στην Ευρώπη. Μεταξύ του 1910 και του 1940, στην περιοχή αυτή της Τοσκάνης ο χαμηλής πίεσης ατμός άρχισε να χρησιμοποιείται για τη θέρμανση βιομηχανικών κτιρίων, κατοικιών και

θερμοκηπίων. Εν τω μεταξύ, ολοένα και περισσότερες χώρες άρχισαν να αναπτύσσουν τους γεωθερμικούς τους πόρους σε βιομηχανική κλίμακα. Το 1892, το πρώτο γεωθερμικό σύστημα τηλε-θέρμανσης (district heating) τέθηκε σε λειτουργία στο Boise του Αινταχο των Η.Π.Α.. Το 1928, μια άλλη πρωτοπόρος χώρα στην εκμετάλλευση της γεωθερμικής ενέργειας, η Ισλανδία, ξεκίνησε επίσης την εκμετάλλευση των γεωθερμικών ρευστών (κυρίως θερμών νερών) για τη θέρμανση κατοικιών. Το 1904, έγινε η πρώτη απόπειρα παραγωγής ηλεκτρικής ενέργειας από γεωθερμικό ατμό, και πάλι στο Larderello της Ιταλίας



**Εικόνα 4.2** Η μηχανή που χρησιμοποιήθηκε στο Larderello το 1904 κατά την πρώτη πειραματική απόπειρα παραγωγής ηλεκτρικής ενέργειας από γεωθερμικό ατμό. Διακρίνεται επίσης ο εφευρέτης της, Piero Ginori Conti.

Η επιτυχία της αυτής πειραματικής προσπάθειας έδωσε μια ξεκάθαρη ένδειξη για τη βιομηχανική αξία της γεωθερμικής ενέργειας και σηματοδότησε την έναρξη μιας μορφής εκμετάλλευσης, που επρόκειτο έκτοτε να αναπτυχθεί σημαντικά. Η παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας στο Larderello αποτέλεσε πράγματι μια εμπορική επιτυχία. Το 1942, η εγκατεστημένη γεωθερμο-ηλεκτρική ισχύς ανερχόταν στα 127.650 kWe. Σύντομα, πολλές χώρες ακολούθησαν το παράδειγμα της Ιταλίας. Το 1919 κατασκευάστηκαν οι πρώτες γεωθερμικές γεωτρήσεις στο Berri της Ιαπωνίας, ενώ το 1921 ακολούθησαν εκείνες στο The Geysers της Καλιφόρνιας των ΗΠΑ. Το 1958 ένα μικρό εργοστάσιο παραγωγής ηλεκτρικής ενέργειας τέθηκε σε λειτουργία στη Νέα

Ζηλανδία, ένα άλλο στο Μεξικό το 1959, στις ΗΠΑ το 1960 και ακολούθησαν πολλά άλλα σε διάφορες χώρες (Φυτίκας και Ανδρίτσος 2004).

## 4.2 Βασικές έννοιες

### 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.

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 γ) με 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 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 μεγέθη). 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  $1^{\circ}\text{C}$  για κάθε 30 m ή  $30^{\circ}\text{C}$  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.ά., 2004). Η μέση τιμή της γήινης γεωθερμικής βαθμίδας είναι  $1,43 \text{ } \mu\text{cal}/\text{cm}^2.\text{s}$  (Καρυδάκης, 2005).

#### 4.2.5 Θερμική ροή

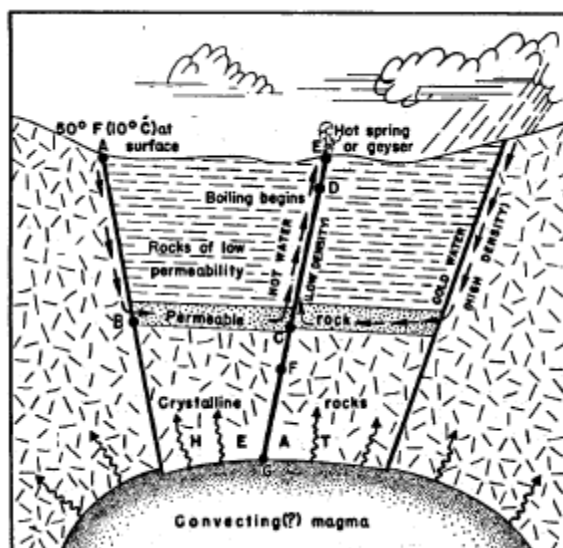
Στη γεωθερμία ως ροή θερμότητας ορίζεται ο ρυθμός με τον οποίο η θερμότητα ανέρχεται από το εσωτερικό προς την επιφάνεια της γης και μεταδίδεται με αγωγή, αναφέρεται δε στην κατακόρυφη διανυσματική συνιστώσα της γήινης ροής θερμότητας (Καρυδάκης, 2005).

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,  $\text{HFU}=1 \text{ } \mu\text{cal}/\text{cm}^2.\text{s}$ ) είτε, με τις μονάδες  $\text{mW}/\text{m}^2$  (Φυτίκας και Ανδρίτσος 2004).

### 4.3 Γεωθερμικά Πεδία

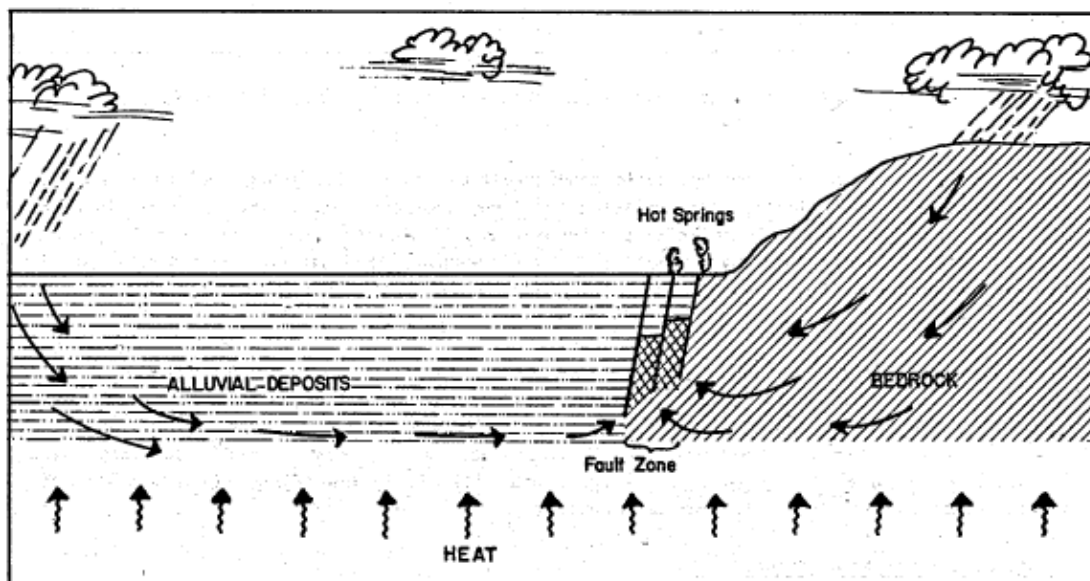
Τα γεωθερμικά πεδία οφείλουν την ύπαρξη τους σε συγκεκριμένες γεωτεκτονικές συνθήκες, συνδυαζόμενες με τη μεταφορά θερμότητας από το εσωτερικό προς την επιφάνεια της Γης. Μεταξύ αυτών διακρίνονται:

- 1) Γεωθερμικά πεδία μεταφοράς (συναγωγιμότητας) που σχετίζονται με νέες σε ηλικία μαγματικές διεισδύσεις (Εικόνα 4.3).



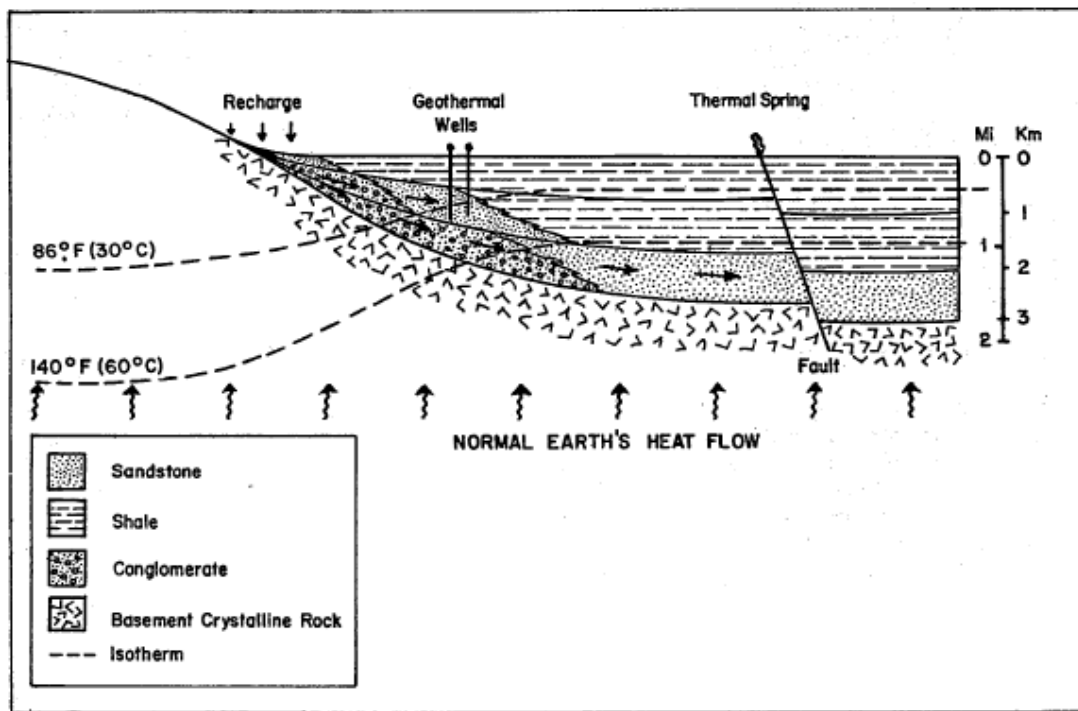
Εικόνα 4.3 Θεωρητικό μοντέλο γεωθερμικού πεδίου που σχετίζεται με διείσδυση μαγματικού θαλάμου ( κατά White 1968 από [3]).

- 2) Πεδία που ελέγχονται από ρήγματα. Τα περισσότερα υδροθερμικά κυκλοφορικά πεδία (συναγωγιμότητας) δεν βρίσκονται σε περιοχές όπου υπάρχουν νέες πυριγενείς διεισδύσεις. Σε πολλά γεωθερμικά πεδία έχει παρατηρηθεί ότι αυτά αντλούν θερμότητα από τους μεγάλους όγκους των πετρωμάτων με κυκλοφορία του νερού σε βάθος, σε ζώνες υψηλής διαπερατότητας, οι οποίες μπορεί να είναι είτε στρώματα υψηλού ενεργού πορώδους είτε ρήγματα και ζώνες ρηγμάτων (Εικόνα 4.4). Η θερμοκρασία επιτυγχάνεται από τον συνδυασμό δύο διαδικασιών: από το μέγεθος της περιφερειακής ροής θερμότητας (magnitude of the regional heat flow) και το βάθος στο οποίο κυκλοφορεί το νερό.



Εικόνα 4.4. Θεωρητικό μοντέλο γεωθερμικού πεδίου που ελέγχεται από ρήγματα ([3]).

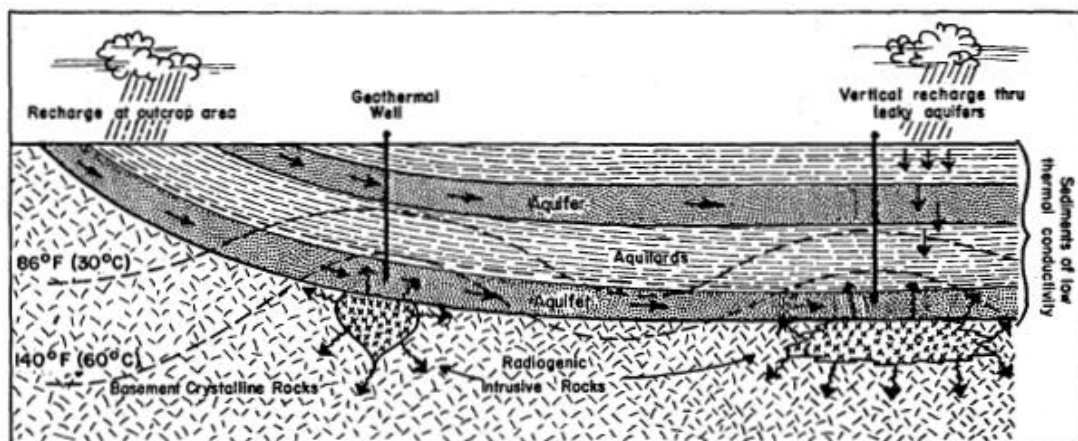
- 3) Υπόγειοι υδροφορείς μεγάλου βάθους (Deep regional aquifers). Τέτοιας μορφής γεωθερμικά πεδία συνδέονται με ιζηματογενείς λεκάνες μεγάλου πάχους που συλλέγουν και μεταφέρουν τα υπόγεια ύδατα από περιοχές αναπλήρωσης σε γειτονικές ορεινές περιοχές. Το νερό κινείται προς τα κάτω με μεγάλη κλίση μέσα από ιζηματογενείς αποθέσεις και θερμαίνεται με την μέση γεωθερμική βαθμίδα της Γης (Εικόνα 4.5). Κατά θέσεις σε αυτές τις λεκάνες όπου οι υδραυλικές αγωγιμότητες είναι ασυνήθιστα υψηλές ή όπου ρήγματα επιτρέπουν στο νερό να κινηθεί κατακόρυφα υπό αρτεσιανή πίεση, μπορεί να συμβεί γεωθερμικό νερό να φτάσει στο επίπεδο υδρογεωτρήσεων. Εάν η αρτεσιανή πίεση είναι μεγάλη η ροή του θερμού νερού μπορεί να το οδηγήσει στην επιφάνεια. Όπως φαίνεται και στην Εικόνα 3.5 η αναθόλωση στην καμπύλη των ισοθερμών μπορεί να βοηθήσει στην δημιουργία γεωθερμικού πεδίου σε σχετικά μικρά βάθη.



Εικόνα 4.5 Θεωρητικό μοντέλο γεωθερμικού πεδίου υδροφόρων οριζόντων μεγάλου πάχους ([3]).

- 4) Ραδιενεργούς προέλευσης πηγές θερμότητας κάτω από ιζήματα χαμηλής θερμικής αγωγιμότητας

Γρανιτικά πλουτώνια πετρώματα είναι σχετικά εμπλουτισμένο σε ραδιενεργά στοιχεία που συμμετέχουν με την μεταστοιχείωση ουσιαστική στην παραγωγή θερμότητας. Για τον λόγο αυτόν η ροή θερμότητας γύρω από ένα πλουτώνιο σώμα είναι υψηλότερη από τις παρακείμενες θέσεις εντός των πετρωμάτων. (Εικόνα 4.6). Εάν πλουτώνια σώματα είναι εγκλωβισμένα εντός ιζηματολογικών ακολουθιών με χαμηλή θερμική αγωγιμότητα το μέγεθος και η θέση του πλουτωνίτη μπορεί να επηρεάσει το γεωθερμικό καθεστώς της ιζηματογενούς λεκάνης [3].



Εικόνα 4.6 Θεωρητικό μοντέλο γεωθερμικού πεδίου που καθορίζεται από εμφανίσεις πλουτώνιων σωμάτων (κατά και από [3])

### 4.3.1 Βασικά μέρη ενός γεωθερμικού πεδίου

Ένα συνηθισμένο γεωθερμικό πεδίο αποτελείται από τρία κύρια μέρη:

- ✚ Μία πηγή θερμότητας
- ✚ Ρευστά τα οποία είναι μεταφορείς της θερμότητας
- ✚ Έναν περατό γεωλογικό σχηματισμό που λειτουργεί ως ταμιευτήρας των ρευστών

### 4.3.2 Διάκριση γεωθερμικών πεδίων

Η ταξινόμηση των γεωθερμικών πεδίων γίνεται με βάση τη θερμοκρασία τους σε:

- ✚ Χαμηλής ενθαλπίας  $<90\text{ }^{\circ}\text{C}$ , αξιοποιούμενα, για θερμικές χρήσεις.
- ✚ Μέσης ενθαλπίας  $90 - 150\text{ }^{\circ}\text{C}$ , με δυνατότητα κυρίως αξιοποίησής τους, για θερμική χρήση και κατά περιπτώσεις για παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας.
- ✚ Υψηλής ενθαλπίας  $>150\text{ }^{\circ}\text{C}$ , αξιοποιούμενα κυρίως για παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας.

Η πηγή της θερμότητας μπορεί να είναι είτε μια μαγματική διείσδυση (με θερμοκρασίες  $600-1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), η οποία έφθασε σε σχετικά μικρά βάθη (3-10 χιλ.), είτε ένα πλουτώνιο σώμα, είτε η γεωθερμική βαθμίδα της περιοχής, που δημιουργεί όλο και θερμότερους σχηματισμούς με το βάθος.

Ο ταμειευτήρας αποτελείται ουσιαστικά από ένα σύστημα θερμών διαπερατών πετρωμάτων, που επιτρέπουν την εύκολη κυκλοφορία ή τον εγκλωβισμό των κυκλοφορούντων ρευστών, τα οποία απάγουν θερμότητα.

Τα γεωθερμικά ρευστά είναι νερά μετεωρικής ή επιφανειακής προέλευσης, σπάνια μαγματικής. Σε υγρή ή αέρια φάση και συχνά περιέχουν σημαντικές ποσότητες διαλυμένων στερεών ουσιών και αερίων. Η κατάσταση των γεωθερμικών ρευστών εξαρτάται από την πίεση και τη θερμοκρασία τους.

#### 4.3.3 Διαδικασίες θέρμανσης ρευστών

Τα γεωθερμικά ρευστά έχουν κυρίως μετεωρική προέλευση. Η θέρμανση του κρύου νερού των επιφανειακών στρωμάτων, που κατεισδύει και συγκεντρώνεται τελικά στο θερμό υδροφορέα, ακολουθεί μια από τις διαδικασίες που περιγράφονται παρακάτω:

α) Το νερό κατεισδύει μέσα από ρηγματώσεις μέχρι το γεωθερμικό υδροφορέα. **Εκεί θερμαίνεται με αγωγή.** Πηγή θερμότητας είναι κάποιος μαγματικός όγκος που βρίσκεται σε μεγάλο βάθος ή η γενική θερμική ροή της γης. Η διαδικασία αυτή συμβαίνει σε γεωθερμικά συστήματα με σχετικά χαμηλή θερμοκρασία μέχρι (150 °C) και με υδροφορείς σχετικά μεγάλου βάθους.

β) Το νερό του υδροφορέα κατεισδύει σε μεγαλύτερο βάθος μέσα από σχισμές και ρήγματα και πλησιάζει το μαγματικό όγκο, ο οποίος αποτελεί την πηγή θερμότητας. Κατά την κίνησή του αυτή το νερό θερμαίνεται και ανεβαίνει πάλι στο γεωθερμικό υδροφορέα, μέσα από άλλα ρήγματα, λόγω άνωσης. Δηλαδή στην περίπτωση αυτή η φυσική συναγωγή παίζει τον κύριο ρόλο στη θέρμανση του νερού. Όπως είναι φυσικό στα **συναγωγικά υδροθερμικά συστήματα** εμφανίζονται μεγαλύτερες θερμοκρασίες σε μικρότερα βάθη σε σχέση με τα συστήματα της προηγούμενης κατηγορίας.

γ) Το μετεωρικό νερό κατεισδύει σε μεγάλο βάθος, **θερμαίνεται συναγωγικά από κάποιο μαγματικό όγκο και βράζει.** Ο υδρατμός που δημιουργείται, τροφοδοτεί τον υδροφορέα του γεωθερμικού πεδίου που βρίσκεται σε μικρότερο βάθος. Οι απώλειες λόγω αγωγής από τα τοιχώματα του υδροφορέα αυτού ισοσταθμίζονται από τη συμπύκνωση μέρους του ατμού.

Το συμπύκνωμα επιστρέφει στο βαθύτερο στρώμα ακολουθώντας τους μικρότερους πόρους, αντίθετα με τον ατμό που κατά την άνοδό του ακολουθεί τις ευρύτερες διόδους.

Σε όλες τις περιπτώσεις που αναφέρθηκαν, το γεωθερμικό ρευστό τείνει να κινηθεί προς την επιφάνεια του εδάφους μέσα από τις φυσικές διόδους του καλύμματος του υδροφορέα, λόγω υδραυλικού φορτίου και άνωσης. Αν φτάσει στην επιφάνεια σχηματίζει θερμές πηγές ή ατμίδες, που αποτελούν χαρακτηριστικά καθοδηγητικά στοιχεία για τον εντοπισμό γεωθερμικών πεδίων (Τσελεπίδου, 2008).

#### **4.4 Αβαθής γεωθερμία**

Σε περιοχές με μη ευνοϊκές γεωλογικές και τεκτονικές συνθήκες, είναι επίσης δυνατή η εκμετάλλευση της θερμικής ενέργειας, σε πολύ μικρά βάθη, η οποία αποτελεί την αβαθή γεωθερμία.

Αβαθής γεωθερμική ενέργεια καλείται η ενέργεια που προέρχεται από την εκμετάλλευση της θερμότητας των γεωλογικών σχηματισμών και των νερών, επιφανειακών και υπόγειων, που δεν χαρακτηρίζονται γεωθερμικό δυναμικό και βρίσκονται σε μικρό βάθος. Οι θερμοκρασίες των πετρωμάτων και υπόγειων νερών, που αναπτύσσει η ομαλή γεωθερμική ενέργεια σε βάθη 0-200 m, είναι κατά το πλείστον κατώτερες από 25°C. Η περίπτωση αυτή αποτελεί την αβαθή υπεδαφική θερμότητα, η οποία είναι μία περιβαλλοντική ενέργεια, όταν μάλιστα μέρος αυτής, κυρίως στα βάθη των 0-30m περίπου, είναι ηλιακής προέλευσης. Στα βάθη 0-15 m το ποσοστό της θερμότητας ηλιακής προέλευσης γίνεται εμφανές, αυξανόμενο καθώς μικραίνει η απόσταση από την εδαφική επιφάνεια και καθώς μεγαλώνει το γεωγραφικό πλάτος του τόπου. Η περιβαλλοντική θερμική ενέργεια αξιοποιείται με τις γεωθερμικές αντλίες θερμότητας, οι οποίες αποτελούν σήμερα σημαντικό μέσο εξοικονόμησης ενέργειας και περιορισμού των ρυπογόνων καυσίμων (Παπαγεωργάκης, 1992).

## 4.5 Γεωθερμική έρευνα

Τα αντικείμενα μιας γεωθερμικής έρευνας είναι (Lumb, 1981):

1. Ο προσδιορισμός των γεωθερμικών φαινομένων
2. Η επιβεβαίωση της ύπαρξης ενός ωφέλιμου παραγωγικού γεωθερμικού πεδίου
3. Η εκτίμηση του μεγέθους του ενεργειακού πόρου
4. Ο καθορισμός του τύπου του γεωθερμικού πεδίου
5. Ο εντοπισμός των παραγωγικών ζωνών
6. Ο καθορισμός του θερμικού περιεχομένου των γεωθερμικών ρευστών που θα παραχθούν από το γεωθερμικό πεδίο μέσω των παραγωγικών γεωτρήσεων
7. Η συλλογή των βασικών δεδομένων, πάνω στα οποία θα βασιστούν τα αποτελέσματα της μελλοντικής παρακολούθησης του πεδίου
8. Ο καθορισμός της τιμής των ευαίσθητων περιβαλλοντικών παραμέτρων πριν από την εκμετάλλευση
9. Η συλλογή πάσης φύσεως πληροφορίας και γνώσης για κάθε χαρακτηριστικό στοιχείο που θα μπορούσε να προκαλέσει προβλήματα κατά την ανάπτυξη του πεδίου.

Η σχετική σπουδαιότητα καθενός από τα παραπάνω εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, οι περισσότεροι από τους οποίους συνδέονται με αυτό καθαυτό τον ενεργειακό πόρο, και περιλαμβάνουν το είδος της αναμενόμενης εκμετάλλευσης, τη διαθέσιμη τεχνολογία, τα οικονομικά μεγέθη, ως επίσης την κατάσταση, τη γεωγραφική θέση και τη χρονική περίοδο. Όλα τα παραπάνω επηρεάζουν άμεσα τον προγραμματισμό και την έκβαση μιας γεωθερμικής έρευνας. Για παράδειγμα, οι προκαταρκτικές αναγνωριστικές έρευνες των γεωθερμικών εκδηλώσεων επιφανείας αποκτούν ιδιαίτερη σημασία και χρησιμότητα όταν αφορούν μια απομακρυσμένη και μη μελετημένη περιοχή, σε σχέση με μια γνωστή και εκτενώς μελετημένη. Εξάλλου, η εκτίμηση του ακριβούς μεγέθους του γεωθερμικού πόρου αποκτά ίσως μικρότερη σημασία εφόσον πρόκειται για μια μικρής κλίμακας εφαρμογή, αφού η τελευταία προφανώς απαιτεί πολύ λιγότερη θερμική ενέργεια απ' ό,τι ήδη παράγεται με φυσικό τρόπο. Επίσης, εάν η γεωθερμική ενέργεια πρόκειται να

χρησιμοποιηθεί για τηλεθέρμανση μιας περιοχής ή σε εφαρμογές που απαιτούν χαμηλού βαθμού θερμότητα, τότε η εύρεση ρευστών υψηλής θερμοκρασίας δεν αποτελεί απαραίτητα τον αντικειμενικό σκοπό της γεωθερμικής έρευνας (Lumb, 1981).

Για την πραγματοποίηση των στόχων μιας γεωθερμικής έρευνας υπάρχουν και εφαρμόζονται πολλές μέθοδοι και τεχνικές. Πολλές από αυτές χρησιμοποιούνται επίσης και σε άλλους τομείς έρευνας. Όμως, παρόλο που μπορεί να έχουν εξαιρετική συμβολή και η εφαρμογή τους να είναι πετυχημένη στην έρευνα π.χ. ορυκτών, πετρελαίου ή φυσικού αερίου, δεν αποτελούν αναγκαστικά την πλέον ενδεδειγμένη λύση στη γεωθερμική έρευνα. Αντίθετα, τεχνικές περιορισμένης χρήσης στην έρευνα πετρελαίου μπορεί να αποδειχθούν ιδανικά εργαλεία στον τομέα της αναζήτησης φυσικής γήινης θερμότητας (Combs & Muffler, 1973).

#### **4.6 Γεωθερμομετρία νερών**

Οι χημικές αναλύσεις των γεωθερμικών ρευστών μπορούν να χρησιμοποιηθούν μερικές φορές για να εκτιμηθεί η θερμοκρασία του υπόγειου ταμιευτήρα. Η πληροφορία αυτή παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον κατά τη διάρκεια της έρευνας, ειδικά όταν δεν είναι διαθέσιμες πληροφορίες από μετρήσεις σε βαθιές γεωτρήσεις. Επιπλέον, η πληροφορία είναι σημαντική και κατά τη διάρκεια ανόρυξης των γεωτρήσεων για τους παρακάτω λόγους. Πρώτον, ακριβείς μετρήσεις της θερμοκρασίας δεν μπορούν να γίνουν σε μια γεώτρηση, μέχρις ότου εξαλειφθούν εντελώς οι επιδράσεις στη θερμοκρασία κατά τη διαδικασία της ανόρυξης της γεώτρησης, δηλαδή μέχρις ότου επέλθει θερμική ισορροπία, και συνεπώς αφού περάσει ένα χρονικό διάστημα εβδομάδων μέχρι μηνών μετά το πέρας της ολοκλήρωσης της γεώτρησης. Δεύτερον, η χημική γεωθερμομετρία μπορεί να υποδείξει ότι θερμοκρασίες υψηλότερες από εκείνες που βρέθηκαν μέσα σε μια γεώτρηση μπορούν να βρεθούν κάπου αλλού στην ευρύτερη περιοχή.

Τα γεωθερμόμετρα καθιστούν δυνατή την εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα ενός γεωθερμικού ρευστού. Είναι, επίσης, χρήσιμα στην εκτίμηση

νέων πεδίων και στην παρακολούθηση των υδρογεωλογικών χαρακτηριστικών γεωθερμικών συστημάτων που βρίσκονται υπό αξιοποίηση.

Όταν γεωθερμικά ρευστά φτάσουν στην επιφάνεια μέσω των θερμών πηγών, ατμίδων ή πηγαδιών, η χημική τους σύσταση χρησιμοποιείται συχνά για να συμπεράνουμε την θερμοκρασία στο υπέδαφος. Οι συγκεντρώσεις των συστατικών που σχετίζονται με βαθιές θερμοκρασίες καλούνται χημικά γεωθερμόμετρα και είναι πολύ χρήσιμα εργαλεία κυρίως στα στάδια της ανάπτυξης και εκμετάλλευσης της έρευνας. Τα γεωθερμόμετρα πιθανώς αποτελούν από τα πιο σημαντικά εργαλεία στα στάδια αυτά όπως επίσης και κατά την διάρκεια της εκμετάλλευσης στην παρακολούθηση της απόκρισης του γεωθερμικού ταμιευτήρα στο φορτίο παραγωγής.

Η ερμηνεία των γεωθερμικών δεδομένων θα πρέπει να γίνεται με προσοχή και θα πρέπει πάντα να λαμβάνουμε υπόψιν ότι τα γεωθερμικά ρευστά προέρχονται από ένα βαθύ ταμιευτήρα, όπου η πιο σημαντική διαδικασία είναι η αλληλεπίδραση ύδατος-πετρώματος, η οποία εξαρτάται κυρίως από την θερμοκρασία και έχει μεγάλη επίδραση στην χημική σύσταση των ρευστών. Από την άλλη πλευρά, όταν τα γεωθερμικά ρευστά ανεβαίνουν στην επιφάνεια μπορεί να ψυχθούν, καθώς ταξιδεύουν μέσω ψυχρότερων πετρωμάτων. Όλες αυτές οι διεργασίες προξενούν αλλαγές στη σύνθεση των ρευστών καθώς ανεβαίνουν. Η αγωγή ψύξης μπορεί να προκαλέσει κάποιες τροποποιήσεις στη χημική σύσταση του νερού με διάλυση του ορυκτού ή με καταβύθιση, επειδή η ψύξη μπορεί να αλλάξει το βαθμό κορεσμού σε σχέση με τα αρχικά και δευτερεύοντα ορυκτά και μπορεί να επηρεάσουν την εκτιμώμενη θερμοκρασία. Μια άλλη σημαντική διαδικασία που απαντάται στο πάνω μέρος του γεωθερμικού συστήματος είναι η ανάμιξη με υπόγεια νερά που προκαλούν αραίωση και ψύχουν τα γεωθερμικά ρευστά.

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως τα γεωθερμόμετρα εξαρτώνται κυρίως από ένα ή περισσότερα διαλυμένα συστατικά μέσα στο γεωθερμικό ρευστό των οποίων οι συγκεντρώσεις ποικίλουν ανάλογα με τη θερμοκρασία των ρευστών. Αυτά τα συστατικά μπορεί να είναι διαλυμένες ουσίες, αέρια ή ισότοπα. Τα γεωθερμόμετρα έχουν ταξινομηθεί σε τρεις ομάδες:

 Γεωθερμόμετρα νερού

- ✚ Γεωθερμόμετρα αερίου
- ✚ Γεωθερμόμετρα ισοτόπων

Τα πρώτα δυο γεωθερμόμετρα ονομάζονται χημικά γεωθερμόμετρα.

Υπάρχουν γεωθερμόμετρα που βασίζονται στην διαλυτότητα των ορυκτών (πυριτικά), γεωθερμόμετρα αερίου, γεωθερμόμετρα ισοτόπων και γεωθερμόμετρα που βασίζονται σε αντιδράσεις στοιχείων (αλκαλικά γεωθερμόμετρα).

Έχουν αναπτυχθεί πολλά γεωθερμόμετρα νερού. Αυτά που χρησιμοποιούνται συνήθως είναι αυτά του διοξειδίου του πυριτίου (χαλαζίας και χαλκηδόνιος) Na/K, Na-K-Ca, και πολλά άλλα όπως Na/Li, Li/Mg, K/Mg αναλογίες και σχέσεις Na-K-Mg.

#### 4.6.1 Γεωθερμόμετρα πυριτίου

##### Προϋποθέσεις:

- ✚ Λειτουργούν καλύτερα για τα νερά που έχουν θερμοκρασία κάτω από την επιφάνεια  $T > 150\text{ }^{\circ}\text{C}$ .
- ✚ Η επίδραση του διαχωρισμού του ατμού οφείλεται σε βρασμό..
- ✚ Πολυμερισμός ή καθίζηση του  $\text{SiO}_2$  πριν από τη δειγματοληψία.
- ✚ Διαλυμένο  $\text{SiO}_2$  εξαρτάται από άλλα στερεά, εκτός από τον χαλαζία.
- ✚ Επίδραση του pH επί της διαλυτότητας του χαλαζία.
- ✚ Αραίωση.

**Εύρος θερμοκρασίας.** Οι πειραματικές εξισώσεις που περιγράφουν την διαλυτότητα του χαλαζία, ως προς τη θερμοκρασία είναι καλές μεταξύ των θερμοκρασιών 0-250  $^{\circ}\text{C}$  με σφάλμα  $\pm 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Για μεγαλύτερες θερμοκρασίες χρειάζονται διαφορετικές εξισώσεις για να περιγράψουν τη διαλυτότητα του χαλαζία. Για το διαχωρισμό του ατμού (αδιαβατική vs αγωγή ψύξη) σε θερμές πηγές με δυναμικό βρασμού και ροές μάζας μεγαλύτερες των 120-130 kg/min (kg/s), θεωρείται ότι έχει ψυχθεί αδιαβατικά (ταχύτατη άνοδος νερού, καμία απώλεια θερμότητας από περιβάλλοντα πετρώματα κατά την διάρκεια του βρασμού) οπότε χρησιμοποιείται μία εξίσωση, η οποία διορθώνει τις

αποκλίσεις στη συγκέντρωση του πυριτίου μέσα στο υγρό, οι οποίες οφείλονται σε απώλεια ατμού (το πυρίτιο δεν εξατμίζεται κατά τον βρασμό). Για πηγές με μικρή εκφόρτιση και με θερμοκρασίες μικρότερες από το σημείο βρασμού, ένας συνδυασμός από αδιαβατική και αγωγίμη ψύξη είναι πιθανός.

**Κατακρήμνιση του πυριτίου πριν τη δειγματοληψία.** Η διάλυση του χαλαζία στο νερό είναι ταχύτατη (από μερικές ώρες έως μέρες) σε θερμοκρασίες μεταξύ 200-250 °C και pH που κυμαίνεται από 5-8 και ευνοείται από υψηλές αλατότητες. Σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 225 °C το ανερχόμενο ρευστό γίνεται υπέρκορο σε άμορφο πυρίτιο πριν την ψύξη στους 100 °C. Ως εκ τούτου τα επιφανειακά δείγματα θα δώσουν μέγιστες θερμοκρασίες στον ταμιευτήρα της τάξης των 225 °C λόγω της κατακρήμνισης του άμορφου πυριτίου.

**Κατακρήμνιση του πυριτίου μετά από δειγματοληψία.** Ένα ανεπεξέργαστο δείγμα νερού ψύχεται κατά τη διάρκεια της αποθήκευσης προκαλώντας το διαλυμένο πυρίτιο να πολυμεριστεί με ή χωρίς κατακρήμνιση του άμορφου πυριτίου μέσα στη φιάλη δειγματοληψίας. Για να διατηρηθεί όλο το πυρίτιο μέσα στο διάλυμα σε μονομερή μορφή, κάποιο μέρος του υγρού δείγματος πρέπει να διαλυθεί (5 με 10 ml δείγματος με πιπέτα σε 50 ml από νερό χωρίς πυρίτιο).

**Διαλυτότητα πυριτίου.** Ο χαλαζίας είναι η πιο σταθερή και η λιγότερο διαλυτή μορφή στερεού πυριτίου και γενικά ελέγχει τη διαλυτότητα του πυριτίου σε γεωθερμικά νερά με θερμοκρασία μεγαλύτερη των 150 °C. Ωστόσο υπάρχουν και άλλες μορφές στερεού πυριτίου (χαλκηδόνιος, άμορφο πυρίτιο) οι οποίες έχουν υψηλότερη διαλυτότητα από τον χαλαζία και όταν έρχονται σε επαφή με το διάλυμα ελέγχουν τη διαλυτότητα του πυριτίου.

**Ph.** Η διαλυτότητα του χαλαζία αυξάνεται όσο αυξάνεται το pH (αλκαλικά διαλύματα). Ωστόσο αυτό δεν αποτελεί πρόβλημα για πολλά γεωθερμικά

ρευστά, παρόλη την τάση τους να γίνονται αλκαλικά κατά την εκφόρτιση. Αυτό συμβαίνει διότι στις περισσότερες περιπτώσεις η αλκαλικότητα στα χλωριούχα νερά οφείλεται σε βρασμό και σε απώλεια CO<sub>2</sub>. Κάτω από αυτές τις συνθήκες το διαλυμένο πυρίτιο συλλέγεται στον ταμιευτήρα όπου το pH τείνει να είναι ουδέτερο έως ελαφρώς όξινο, πριν επέλθει βρασμός. Σε πολύ σπάνιες περιπτώσεις μπορεί να χρειαστεί να γίνει διόρθωση του pH.

**Αραίωση.** Υπόγεια αραίωση του γεωθερμικού ρευστού μειώνει την περιεκτικότητα σε διοξείδιο του πυριτίου. Εάν επιτευχθεί ισορροπία μεταξύ υγρού και πετρώματος, το γεωθερμόμετρο πυριτίου θα δώσει μια θερμοκρασία που να αντανakλά αυτές τις υπόγειες συνθήκες. Εναλλακτικά, εάν η ισορροπία δεν επιτυγχάνεται τότε το γεωθερμόμετρο πυριτίου θα δώσει εσφαλμένες θερμοκρασίες που είναι πάρα πολύ χαμηλές.

Τα γεωθερμόμετρα πυριτίου που χρησιμοποιούνται πιο συχνά φαίνονται στον παρακάτω πίνακα

**Πίνακας 4.1 Γεωθερμόμετρα πυριτίου ( Η συγκέντρωση του SiO<sub>2</sub> είναι mg/kg (ppm)**

**Χαλαζία χωρίς απώλεια ατμού ( 25-250 ° C ) , Fournier ( 1977 ) που εφαρμόζεται κυρίως σε δείγματα γεωτρήσεων**

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{5.19 - \log(\text{SiO}_2)} - 273.15$$

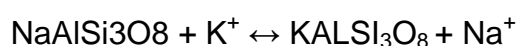
**Χαλαζία με μέγιστη απώλεια ατμού ( 25-250 ° C ) , Fournier ( 1977 ) , το οποίο εφαρμόζεται κυρίως σε πηγές και πηγάδια νερού χωρισμένα από ατμοσφαιρική πίεση**

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1522}{5.75 - \log(\text{SiO}_2)} - 273.15$$

#### 4.6.2 Γεωθερμόμετρα Na-K

Κάποιοι ερευνητές παρατήρησαν συστηματικές διακυμάνσεις στη συγκέντρωση του Na και K με θερμοκρασία βασισμένη σε φυσικά υγρά και σε πειραματικές εργασίες (White, 1965; Ellis and Mahon 1967; Fournier and Truesdell, 1973; Fournier, 1979; Giggenbach et al., 1983).

Η αρχή στην οποία βασίζεται το γεωθερμόμετρο, προϋποθέτει ότι τα ρευστά βρίσκονται σε ισορροπία με νατριούχους άστριους (αλβίτης) και καλιούχους άστριους (αδουλαίος), τα οποία είναι κοινά και άφθονα υδροθερμικά ορυκτά:



Albite

Adularia

Αυτό το γεωθερμόμετρο λειτουργεί καλύτερα:

- ✚ Για ρευστά τα οποία προέρχονται από θερμικό περιβάλλον μεγαλύτερο των 180 °C και περιέχουν χαμηλή ποσότητα ασβεστίου ( $c_{\text{Ca}}^{1/2}/c_{\text{Na}} < 1$ ).
- ✚ Για ρευστά που περιέχουν χαμηλές ποσότητες Ca π.χ. η τιμή του  $\log(\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2.06$  είναι αρνητική
- ✚ Για χλωριούχα νερά με ουδέτερο pH.

Το κύριο πλεονέκτημα αυτού του γεωθερμομέτρου είναι ότι επηρεάζεται λιγότερο από τη αραίωση και το διαχωρισμό του ατμού σε σχέση με τα άλλα γεωθερμόμετρα, υποθέτοντας ότι το αραιωμένο ρευστό περιέχει μικρή ποσότητα Na ή K. Επίσης ο ρυθμός εκφόρτισης μιας πηγής μπορεί να είναι μικρότερος από αυτή που απαιτείται για την εφαρμογή του γεωθερμομέτρου χαλαζία.

Τα σημαντικότερα γεωθερμόμετρα Na-K φαίνονται στον παρακάτω πίνακα

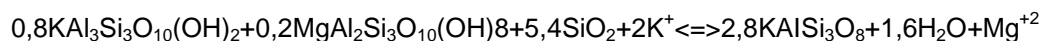
**Πίνακας 4.2 Γεωθερμόμετρα Na-K (Η συγκέντρωση των Na και K είναι σε mg/kg (ppm)).**

$t^{\circ}\text{C} = \frac{856}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + 0.857} - 273$	<b>Truesdell (1976)</b>
$t^{\circ}\text{C} = \frac{833}{0.780 + \log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)} - 273$	<b>Tonani (1980)</b>
$t^{\circ}\text{C} = \frac{933}{0.993 + \log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)} - 273$	<b>Arnorsson (1983)</b>
$t^{\circ}\text{C} = \frac{1319}{1.699 + \log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)} - 273$	<b>Arnorsson (1983)</b>
$t^{\circ}\text{C} = \frac{1217}{1.438 + \log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)} - 273.15$	<b>Fournier (1979)</b>
$t^{\circ}\text{C} = \frac{1178}{1.470 + \log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)} - 273$	<b>Nieva &amp; Nieva (1987)</b>
$t^{\circ}\text{C} = \frac{1390}{1.75 + \log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)} - 273.15$	<b>Giggenbach (1988)</b>

#### **4.6.3 Γεωθερμόμετρο K- Mg**

Αυτό το γεωθερμόμετρο αναπτύχθηκε τη δεκαετία του 1980 και εφαρμόστηκε από τον Giggenbach (1988). Η αρχή στην οποία βασίζεται αυτό το γεωθερμόμετρο προϋποθέτει ότι τα υγρά έχουν έλθει σε ισορροπία με K-άστριους (αδουλαίους), K-μαρμαρυγία (ιλλίτης, μοσχοβίτης), χλωρίτη

(κλινοχλωρίτη), χαλκηδόνιο (μία φάση του πυριτίου, η οποία σχηματίζεται σε ελαφρώς ψυχρότερες θερμοκρασίες από αυτή του χαλαζία):



Ιλλίτης                      Κλινοχλωρίτης                      χαλκηδόνιος  $\rightleftharpoons$  αδουλαίος

Τα παραπάνω είναι κοινά υδροθερμικά ορυκτά. Σε σύγκριση με τα γεωθερμόμετρα Na-K, αυτή η αντίδραση φτάνει σε ισορροπία πολύ γρήγορα για θερμοκρασίες 100 °C ή λίγο χαμηλότερες έως και τους 300°C και ως εκ τούτου διατηρεί ψυχρότερες θερμοκρασίες ισορροπίας. Αξιόπιστες θερμοκρασίες λαμβάνονται στην εφαρμογή αυτού του γεωθερμόμετρου με χλωριούχα νερά μόνο. Τα χλωριούχα νερά που προέρχονται από βαθείς ταμιευτήρες, περιέχουν συγκεντρώσεις Mg μικρότερες του 1.0 ppm οπότε αυτό το γεωθερμόμετρο είναι πολύ ευαίσθητο στις αναλογίες των  $\text{Cl}^-/\text{CMg}$ . Οποιαδήποτε μικρή προσθήκη Mg μέσω της ανάμειξης του ρηχότερου ρευστού με το βαθύτερο ρευστό δίνει ψυχρότερες θερμοκρασίες. Το γεωθερμόμετρο K-Mg (Giggenbach 1988), χρησιμοποιείται σε όλες τις φάσεις και εφαρμόζεται σε δείγματα πηγών και βαθιών γεωτρήσεων.

**Πίνακας 4.3 Γεωθερμόμετρο K-Mg (Η συγκέντρωση των K και Mg είναι σε mg/kg (ppm)).**

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{4410}{14.0 + \log\left(\frac{\text{K}^2}{\text{Mg}}\right)} - 273$$

**Giggenbach 1988**

#### 4.6.4 Γεωθερμόμετρο Na-K-Ca

Ο Fournier και ο Trusdell (1973) σχεδίασαν αυτό το γεωθερμόμετρο για ρευστά που περιλαμβάνουν σχετικά υψηλές ποσότητες ασβεστίου, τα οποία δίνουν υψηλή θερμοκρασία όταν χρησιμοποιείται το γεωθερμόμετρο Na-K.

Ο Fournier και ο Trusdell ( 1973 ) σχεδίασαν αυτό το γεωθερμόμετρο για τα ρευστά που περιέχουν σχετικά υψηλές ποσότητες ασβεστίου τα οποία δίνουν μια αφύσικα υψηλή θερμοκρασία χρησιμοποιώντας το γεωθερμόμετρο Na – K.

Αυτό το γεωθερμόμετρο είναι πιο περίπλοκο , δεδομένου ότι προσδιορίστηκε εμπειρικά από αναλύσεις ενός μεγάλου αριθμού διαφορετικών ρευστών συμπεριλαμβανομένου γεωθερμικά νερά και νερά πετρελαιοπηγών. Υποθέτει ότι το ορυκτό εν διαλύσει ισορροπεί μεταξύ νατρίου και καλίου άστριου, ασβεστούχα ορυκτά ( άστριοι ασβέστιο , επίδοτο, ασβεστίτη ) και αργιλικών ορυκτών.

Η εξίσωση που τα περιγράφει είναι

$t^{\circ}\text{C} = \frac{1647}{\log\left(\frac{Na}{K}\right) + \beta \log\left(\frac{\sqrt{Ca}}{Na}\right) + 2.24} - 273.15$	<b>Fournier &amp;Trusdell 1973</b>
$\beta=4/3$ για $\left(\frac{\sqrt{Ca}}{Na}\right)$ και $T<100^{\circ}\text{C}$ $\beta=1/3$ για $\left(\frac{\sqrt{Ca}}{Na}\right)$ και $T>100^{\circ}\text{C}$	

**Πίνακας 3.4 Γεωθερμόμετρο Na-K-Ca** Η συγκέντρωση των Na, Ca, K είναι σε mg/kg (ppm).

#### 4.6.4.1 Διόρθωση Mg για το γεωθερμόμετρο Na-K-Ca (Fournier and Potter, 1979)

Τα περισσότερα ρευστά με θερμοκρασία μεγαλύτερη των 180 °C, περιέχουν ποσότητα Mg μικρότερη των 0.2 mg/kg. Σε πιο αλατούχα ρευστά η περιεκτικότητα σε Mg είναι χαμηλή σε σχέση με άλλα κατιόντα. Αυτή η ισχυρή εξάρτηση μεταξύ θερμοκρασίας και της συγκέντρωσης του Mg οφείλεται κυρίως στο σχηματισμό του χλωρίτη. Σε υψηλότερες θερμοκρασίες, άλλα ορυκτά όπως ο βιοτίτης ή ο ακτινόλιθος μπορούν να αφαιρέσουν το Mg από

το διάλυμα. Σε χαμηλότερες θερμοκρασίες, το Mg μπορεί να ενσωματωθεί σε αργίλους ή ανθρακικά ορυκτά. Η διόρθωση του Mg εφαρμόζεται σε εκείνα τα γεωθερμικά ρευστά (ανεπηρέαστα από ανάμιξη) τα οποία περιέχουν υψηλής ποσότητας διαλυμένο Mg, διότι είναι αλμυρά, ή επειδή η θερμοκρασία του ταμειυτήρα είναι μικρότερη από 180 °C. Η παρουσία υψηλής ποσότητας Mg προκαλεί ανωμαλίες, δίνοντας αποτελέσματα με υψηλές θερμοκρασίες.

Εμπειρικά οι διορθώσεις που γίνονται είναι:

- i. Εάν η θερμοκρασία του Na-K-Ca είναι μικρότερη των 70 °C, τότε η διόρθωση δεν χρειάζεται να εφαρμοστεί.
- ii. Υπολογίζεται το R, χρησιμοποιώντας ισοδυναμίες (Γραμμομοριακότητα κατά βάρος/φορτίο) όπου:
- iii.  $R = (Mg / (Mg + K + Ca)) \times 100$
- iv. Εάν το R είναι μεγαλύτερο του 50 υποθέτουμε ότι το νερό προέρχεται από συνθήκες σχετικά χαμηλής ισορροπίας με θερμοκρασίες σχεδόν ίσες με τις ήδη μετρημένες θερμοκρασίες του νερού ανεξάρτητα από την υψηλή θερμοκρασία του Na-K-Ca.
- v. Εάν η θερμοκρασία του Na-K-Ca είναι μεγαλύτερη των 70 °C και το R είναι μικρότερο του 50, χρησιμοποιείται το R για να καθοριστεί το  $\Delta T_{Mg}$  (Fournier, 1979) και έπειτα αφαιρείται το  $\Delta T_{Mg}$  από τη θερμοκρασία του Na-K-Ca έτσι ώστε να εμφανιστεί η σωστή θερμοκρασία γεωθερμομέτρου.

Η διόρθωση του Mg συνήθως εφαρμόζεται σε συστήματα με ψυχρότερες θερμοκρασίες και είναι καλύτερα εφαρμόσιμο σε πηγές με χαμηλό σημείο βρασμού και υψηλούς ρυθμούς εκφόρτισης.

## 5 Μεθοδολογία για την περιοχή έρευνας

Η δειγματοληψία έγινε σε τρεις γεωτρήσεις στο χωριό Περί (1, 2 και 3) και δύο στο χωριό Πλάτανος (1 και 2) στις 7/6/2015. Οι γεωτρήσεις Περί 1 και 3 έχουν ανορυχθεί εντός της ίδιας ιδιοκτησίας αλλά σε θέσεις που απέχουν πάνω από 50 μέτρα μεταξύ τους. Οι θερμοκρασίες που μετρήθηκαν στο πεδίο για τα ύδατα των γεωτρήσεων που έχουν ανορυχθεί σε διαφορετικό υψόμετρο, σε διαφορετικό βάθος και αντλούν επίσης από διαφορετικό βάθος είναι :

Περί 1: 21 °C, Υψόμετρο: 85 m., Βάθος: 205 ., Στάθμη: 10 m.

Περί 2: 27,4 °C, Υψόμετρο: 91 m., Βάθος: NA., Στάθμη: NA.

Περί 3: 22,6 °C, Υψόμετρο: 85 m., Βάθος: 235 m., Στάθμη: 62 m.

Πλάτανος 1: 26,4 °C, Υψόμετρο: 120 m., Βάθος: 300 m., Στάθμη: 120 m.

Πλάτανος 2: 21,4 °C, Υψόμετρο: 113 m., Βάθος: 212 m., Στάθμη: 5 m.

Αν και σήμερα τα «κολάρα» των γεωτρήσεων βρίσκονται στον επιφανειακό εδαφικό μανδύα (εκτός της γεώτρησης Πλάτανος 1) οι γεωτρήσεις διατρήσαν ασβεστολίθους της Ζώνης της Πίνδου και πιθανώς και της Τρίπολης. Από τον γεωλογικό χάρτη της περιοχής (Εικόνα 1.15) διαπιστώνουμε ότι κοντά στις γεωτρήσεις υπάρχουν γνευσιακά σώματα μεγάλων διαστάσεων των ανώτερων καλυμμάτων.



Εικόνα 5.1 Η θέση της γεώτρησης Περί 1 και Περί 3



**Εικόνα 5.2 Η θέση της γεώτρησης Περί 2**



**Εικόνα 5.3 Η θέση της γεώτρησης Πλάτανος 1**



**Εικόνα 5.4 Η θέση της γεώτρησης Πλάτανος**

Η δειγματοληψία πραγματοποιήθηκε σύμφωνα με πρωτόκολλο ανάλυσης ανόργανων στοιχείων. Οι αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν με την τεχνική Φασματομετρίας Μάζας Επαγωγικά Συζευγμένου Πλάσματος (ICP-MS).

Στον παρακάτω πίνακα φαίνονται τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων

**Πίνακας 5.1 Αποτελέσματα χημικών αναλύσεων**

Element Name	ΠΕΡΙ1	ΠΕΡΙ2	ΠΕΡΙ3	Πλατ 1	Πλατ 2	Μονάδες
<b>Easting</b>	582036	582412	582036	582585	582659	
<b>Northing</b>	3875832	3875507	3875832	3874409	3874137	
<b>Elevation</b>	85	91	85	120	113	m
<b>Temperature 1</b>	20,85	27,3	22,43	26,43	21,43	°C
<b>Temperature2</b>	21	27,4	22,6	26,4	21,4	°C
<b>Air</b>						
<b>Temperature</b>	24,4	24,4	24,4	22,1	22,1	°C
<b>Soil</b>	31,3	30	31,3	28,4	24,1	°C

Temperature						
pH	7,25	7,26	7,34	7,58	7,94	
Conductivity	1200	1879	1181	1471	740	μS/cm
Βάθος	205	NA	235	300	210 - 212	m
Σταθμη	10	NA	62	120	5	m
Li	5,36	11,44	5,22	11,19	4,52	ppb
B	18,84	41,48	17,61	26,56	18,41	ppb
Na	24,31	65,88	21,27	45,09	18,49	ppm
Mg	35,04	53,98	29,65	48,84	36,78	ppm
Al	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	ppm
Si	6,20	3,11	4,51	4,04	6,03	ppm
K	0,85	2,47	0,61	2,18	3,47	ppm
Ca	142,64	109,11	109,75	108,68	29,00	ppm
Ti	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	ppb
V	0,72	<DL	<DL	<DL	23,69	ppb
Cr	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	ppb
Mn	<DL	6,40	6,02	74,65	3,68	ppb
Fe	<DL	185,13	<DL	33,42	<DL	ppb
Co	<DL	<DL	0,53	0,47	<DL	ppb
Ni	<DL	0,37	6,11	0,83	<DL	ppb
Cu	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	ppb
Zn	45,28	32,63	97,89	6,14	3,09	ppb
As	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	ppb
Se	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	ppb
Rb	<DL	1,31	<DL	1,02	1,02	ppb
Sr	410,15	11187,82	494,99	5057,06	570,01	ppb

<b>Mo</b>	0,11	3,66	4,04	2,75	1,16	ppb
<b>Hg</b>	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	ppb
<b>Cl<sup>-</sup></b>	117,8	147,0	111,2	142,2	60,8	mg/L
<b>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup></b>	137,0	349,5	125,2	302,0	60,8	mg/L
<b>N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup></b>	13,30	0,57	11,20	0,09	0,60	mg/L
<b>P-PO<sub>4</sub><sup>3-</sup></b>	0,02	0,03	0,03	0,03	0,11	mg/L
<b>N-NH<sub>3</sub></b>	<DL	0,17	<DL	0,10	0,05	mg/L
<b>N-NO<sub>2</sub><sup>-</sup></b>	0,002	0,007	0,006	<DL	0,008	mg/L
<b>Hardness</b>	28,5	24,9	28,5	26,7	17,8	oF
<b>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup></b>	348,8	305,2	348,8	327,0	218,0	mg/L
<b>CO<sub>3</sub></b>	0,29	0,26	0,36	0,58	0,90	mg/L









## 6 Αποτελέσματα

### 6.1 Χημισμός των υδάτων και ιοντικές σχέσεις

Για τον καθορισμό των ποιοτικών χαρακτηριστικών του υπόγειου νερού απαιτείται η εκτέλεση χημικών, φυσικών και βιολογικών αναλύσεων. Μια πλήρης χημική ανάλυση ενός δείγματος υπόγειου νερού περιλαμβάνει τον προσδιορισμό των συγκεντρώσεων των ανόργανων συστατικών του.

Τα διαλυμένα άλατα, στο υπόγειο νερό κανονικής αλατότητας απαντούν με τη μορφή ιόντων και άλλα ολιγόσυστατικά αναφέρονται με στοιχειακή μορφή. Απαραίτητη είναι επίσης η μέτρηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας και του pH.

Η ποιότητα του υπόγειου νερού εξαρτάται τόσο από τις χημικές όσο και από τις φυσικές παραμέτρους που το χαρακτηρίζουν, οι οποίες είναι οι εξής:

-  Θερμοκρασία
-  Χρώμα
-  Θολότητα
-  Ηλεκτρική αγωγιμότητα
-  Ραδιενέργεια
-  Αλατότητα
-  Αλκαλικότητα
-  Σκληρότητα

#### Θερμοκρασία νερού

Η θερμοκρασία νερού καθορίζεται κυρίως από τη θερμοκρασία των πετρωμάτων στα οποία κινείται. Οι θερμοκρασίες των υπογείων νερών δεν έχουν τις διακυμάνσεις που τείνουν να έχουν τα επιφανειακά νερά λόγω της κατανομής της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της γης. Κατά κύριο λόγο αυτό που μπορεί να επηρεάσει την θερμοκρασία του υπογείου νερού είναι οι μεταβολές στην πιεζομετρία του υδροφορέα και οι γεωθερμικές συνθήκες της περιοχής του υδροφορέα.

### **pH (Ενεργός οξύτητα)**

Ο προσδιορισμός του pH γίνεται χρωματομετρικά και ηλεκτρομετρικά. Το pH του υπογείου νερού καθορίζεται από τις διάφορες χημικές αντιδράσεις και ισορροπίες μεταξύ των διαλυμένων ιόντων μέσα σε αυτό.

Το pH των νερών γενικά μειώνεται όσο η υδάτινη μάζα ενηλικιώνεται. Μια νέα υδάτινη μάζα είναι συνήθως αλκαλική και με το χρόνο γίνεται όξινη. Αυτό οφείλεται κυρίως στη συγκέντρωση οργανικού υλικού που εκλύει CO<sub>2</sub> που αποσυντίθεται (Βουδούρης, 2006). Γενικά ισχύει:

- pH=7 ουδέτερο
- pH <7 όξινο
- pH >7 αλκαλικό

### **Ηλεκτρική αγωγιμότητα**

Η αύξηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας στα υπόγεια ύδατα επηρεάζεται από την αύξηση των διαλυμένων αλάτων σε αυτά και της θερμοκρασίας, γι'αυτό και η μέτρηση της πρέπει να γίνεται κάτω από συγκεκριμένη θερμοκρασία. Έτσι η ηλεκτρική αγωγιμότητα συνδέεται άμεσα με την ποσότητα και τη φύση των διαλυμένων ηλεκτρολυτών. Στο γλυκό νερό ενδεικτικές τιμές της αγωγιμότητας είναι 140-1100  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , στα υφάλμυρα νερά 2000-3000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , ενώ στα υπεραλμυρά νερά 100000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Στο πόσιμο νερό το επίπεδο της αγωγιμότητας είναι 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

### **Αλκαλικότητα – Οξύτητα**

Αλκαλικότητα είναι η ικανότητα του νερού να εξουδετερώνει οξέα. Η αλκαλικότητα οφείλεται στην παρουσία όξινων ανθρακικών, των ανθρακικών και των ιόντων υδροξυλίου. Κάτω από 4,5 pH το διαλυμένο διοξείδιο του άνθρακα είναι σε ισορροπία με το ανθρακικό οξύ στο διάλυμα με αποτέλεσμα να μην υπάρχει αλκαλικότητα.

### **Συνολικά διαλυμένα στερεά (T.D.S.) – Αλατότητα υπογείου νερού**

Όπως προαναφέρθηκε η παρουσία αλάτων στους υπόγειους υδροφορείς σχετίζεται άμεσα με το είδος των πετρωμάτων στα οποία κινείται το νερό, καθώς επίσης και στο χρόνο παραμονής τους, την ταχύτητα ροής κτλ.

Τα TDS εκφράζουν την συνολική συγκέντρωση των διαλυμένων αλάτων στα στερεά, αποτελούν δηλαδή έναν δείκτη μεταλλικότητας (αλατότητας) και συνδέονται με την ηλεκτρική αγωγιμότητα με τη σχέση:

$$\text{TDS (ppm)} = 0.65 * \text{EC (}\mu\text{S/cm)}$$

Στα TDS δεν περιλαμβάνονται τα αιωρούμενα σωματίδια, τα κολλοειδή και τα διαλυμένα αέρια.

Οι διακυμάνσεις των τιμών TDS είναι:

Ιζήματα 1000-1200 mg/l

Γρανίτες 200-300 mg/l

Αλμυρά νερά 30.000 mg/l

Η σχέση TDS και E.C. δίνεται από τον τύπο:  $\text{TDS} = 0.65 * \text{EC}$ , για  $\text{TDS} < 1000$  mg/l το νερό είναι γλυκό και υφάλμυρο για τιμές 1000-10.000 mg/l.

### **Σκληρότητα**

Η σκληρότητα του νερού οφείλεται στην περιεκτικότητα σε δισθενή μεταλλικά κατιόντα  $\text{Ca}^{2+}$  και  $\text{Mg}^{2+}$  και εξαρτάται όπως και η αλατότητα από τα πετρώματα στα οποία κινείται το νερό. Η σκληρότητα αποτελεί κριτήριο καταλληλότητας του νερού για πολλές χρήσεις διότι μπορεί να δημιουργήσει προβλήματα σε λέβητες, ψυκτικές δεξαμενές κτλ (Μήτρακας 2001), ενώ στο πόσιμο νερό επηρεάζει και την ανθρώπινη υγεία, προκαλώντας ακόμα και καρδιακές παθήσεις.

Η σκληρότητα διακρίνεται σε ανθρακική (παροδική) που οφείλεται στα όξινα ανθρακικά (διττανθρακικά,  $\text{HCO}_3$ ) άλατα και μη ανθρακική (μόνιμη) που οφείλεται σε χλωριούχα, θειικά, νιτρικά, ανθρακικά άλατα.

Η ολική σκληρότητα προκύπτει από το άθροισμα της ανθρακικής και της μόνιμης σκληρότητας. Εκφράζεται σε ισοδύναμο  $\text{CaCO}_3$  (mg/l), αλλά και σε εβαθμούς σκληρότητας. Νερό με σκληρότητα έως 500 mg/l  $\text{CaCO}_3$ , μπορεί να χρησιμοποιηθεί για πόσιμο (80-150 ενδεικτικές τιμές).

Ο Γαλλικός βαθμός ισοδυναμεί με 10 mg/l  $\text{CaCO}_3$ , ενώ ο Γερμανικός βαθμός με 17,86 mg/l  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Στον πίνακα που ακολουθεί δίνεται η ταξινόμηση του νερού με βάση τη σκληρότητα:

**Πίνακας 6.1 Ταξινόμηση υπόγειου νερού με βάση τη σκληρότητα (από Καλλέργης 2000).**

Ισοδύναμο $\text{CaCO}_3$ (mg/L)	Γαλλικοί Βαθμοί	Χαρακτηρισμός του νερού
0-100	0-10	Μαλακό
101-200	10-20	Μέτρια Σκληρό
201-300	20-30	Σκληρό
>300	>30	Πολύ σκληρό

#### **Δείκτης SAR (συντελεστής προσρόφησης Νατρίου)**

Ο δείκτης SAR χρησιμοποιείται ως κριτήριο καταλληλότητας του νερού σε άρδευση και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca+Mg}{2}}} \quad \text{με τις συγκεντρώσεις των ιόντων να είναι εκφρασμένες σε}$$

meq/l. Για ηλεκτρική αγωγιμότητα 750  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , τιμές  $SAR < 6$  υποδηλώνουν μικρό κίνδυνο Νατρίου, 6-12 μέσο κίνδυνο και 12-18 μεγάλο κίνδυνο Νατρίου. Τιμές  $SAR > 18$  υποδηλώνουν πολύ μεγάλο κίνδυνο Νατρίου

#### **Περιεκτικότητα σε Νάτριο (βαθμός αλκαλίωσης)**

Εκφράζεται ως ποσοστό επί τοις εκατό και δίνεται από τη σχέση:

$Na(\%) = \frac{(Na+K)*100}{(Ca+Mg+Na+K)}$ , με τις συγκεντρώσεις των ιόντων να είναι εκφρασμένες σε meq/l.

Εκφράζει τη διαβρωτική ικανότητα του νερού ή την ικανότητα απόθεσης αλάτων, κυρίως  $CaCO_3$  (Βουδούρης, 2006).

Η περιεκτικότητα σε Na έχει μεγάλη σημασία για τη γεωργία καθώς η διαπερατότητα του εδάφους επηρεάζεται αρνητικά από τη μεγάλη αναλογία Νατρίου στο νερό.

### 6.1.1 Ιοντικοί λόγοι

#### Συντελεστής Revelle

Ο συντελεστής Revelle αποτελεί κριτήριο της διείσδυσης του θαλασσινού νερού και ορίζεται από τον λόγο:  $R \equiv \frac{Cl}{CO_3+HCO_3}$ , σε meq/l. Τιμές  $R \geq 1$  αποτελούν ένδειξη της θαλάσσιας διείσδυσης

**Πίνακας 6.2 Χαρακτηρισμός βαθμός ρύπανσης νερού από τη θαλάσσια διείσδυση (από Καλλέργης 2000)**

Συντελεστής Revelle	Όριο Simpson	Χαρακτηρισμός νερού
<1	0,5	Καλό υπόγειο νερό χωρίς θαλάσσια διείσδυση
1-2	1,3	Ελαφρά ρυπασμένο νερό
2-6	2,8	Μέτρια ρυπασμένο νερό
6-10	6,6	Σοβαρά ρυπασμένο νερό
10-150	15,5	Επικίνδυνα ρυπασμένο νερό
>150	200	Θαλασσινό νερό

#### Ηλεκτρική αγωγιμότητα E.C. ( $\mu S/cm$ )

Οι τιμές κυμαίνονται μεταξύ 140-1100  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , στα υφάλμυρα 2000-3000 και στα υπεράλμυρα 100,000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

### **Λόγος Na/Cl**

Ο λόγος Na/Cl στο υφάλμυρο νερό από θαλάσσια διείσδυση είναι συνήθως μικρότερος από ότι στο θαλασσινό νερό. Για το λόγο αυτό η παραπάνω σχέση σε συνδυασμό και με άλλες γεωχημικές παραμέτρους μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν δείκτης της θαλάσσιας διείσδυσης, ακόμα και σε μικρές συγκεντρώσεις χλωρίου κατά τα πρώτα στάδια της θαλάσσιας διείσδυσης. Η τιμή της σχέσης αυτής στο θαλασσινό νερό είναι περίπου 0,876. Εάν η τιμή του είναι μεγαλύτερη του 1 τότε το νερό προέρχεται από υδροφόρους με αλκαλικά μαγματικά ή μεταμορφωμένα πετρώματα (ιοντική ανταλλαγή Ca και Mg με Na). Μικρή τιμή της σχέσης αυτής μαρτυρά ρύπανση του υδροφόρου από θαλάσσια διείσδυση.

$\text{Na}/\text{Cl}=0.876\pm 10\%$  για κανονικό νερό

$\text{Na}/\text{Cl}>1$  για νερό από αλκαλικά πυριγενή ή μεταμορφωμένα πετρώματα

$\text{Na}/\text{Cl}<0.876\pm 10\%$  για υφαλμύρωση του υδροφορέα

### **Λόγος Na/K**

Ο λόγος Na/K σχετίζεται με το αν το νερό είναι θαλασσινό ή βρόχινο ή αν υπάρχει περιοχή εμπλουτισμού υδροφορέων με τις τιμές να κυμαίνονται:

✚ Na/K=47 για το θαλασσινό νερό

✚ Na/K=10, για βρόχινο νερό

✚ Na/K=15-25 νερό σε περιοχή εμπλουτισμού υδροφορέων

✚ Na/K=50-70 νερό σε κατάντη τμήμα του υδροφορέα σε σχέση με τη διεύθυνση ροής

### **Λόγος Mg / Ca**

Ο λόγος  $\text{Ca}^{2+} / \text{Mg}^{2+}$  χρησιμοποιείται επίσης για τη διάκριση της θαλάσσιας διείσδυσης. Η τιμή αυτής της σχέσης στο θαλασσινό νερό είναι περίπου 5 ενώ στο γλυκό είναι συνήθως μικρότερη της μονάδας. Ο λόγος αυτός αυξάνεται με

την προέλαση του μετώπου υφαλμύρωσης. Αν η τιμή του λόγου αυτού ξεπεράσει το 5 μπορεί να θεωρηθεί σαν ένδειξη θαλάσσιας διείσδυσης. Η τιμή αυτή χρησιμοποιείται επίσης για την προέλευση του νερού από ασβεστολιθικά ή μαγνησιούχα πετρώματα:

- ✚  $Mg/Ca < 0.5-0.7$  αντιστοιχούν σε νερό από ασβεστολιθικά υδροφόρα
- ✚  $Mg/Ca = 0,7-0,9$  αντιστοιχούν σε δολομιτικά υδροφόρα στρώματα
- ✚  $Mg/Ca > 0.9$  αντιστοιχούν σε υδροφόρους οφιολιθικών σχηματισμών ή γενικά πυριτικών πλούσιων σε Mg. Στα οφιολιθικά οι τιμές είναι συνήθως μεγαλύτερες από 1

### **Λόγος Cl/ SO<sub>4</sub>**

Η σχέση  $Cl^-/SO_4^{2-}$  μπορεί επίσης 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  $Cl^- / SO_4^{2-}$  είναι υψηλότερες στα παλαιά αλμυρά νερά σε σχέση με το σύγχρονο θαλασσινό νερό, σαν αποτέλεσμα της αναγωγής των θειϊκών. 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:

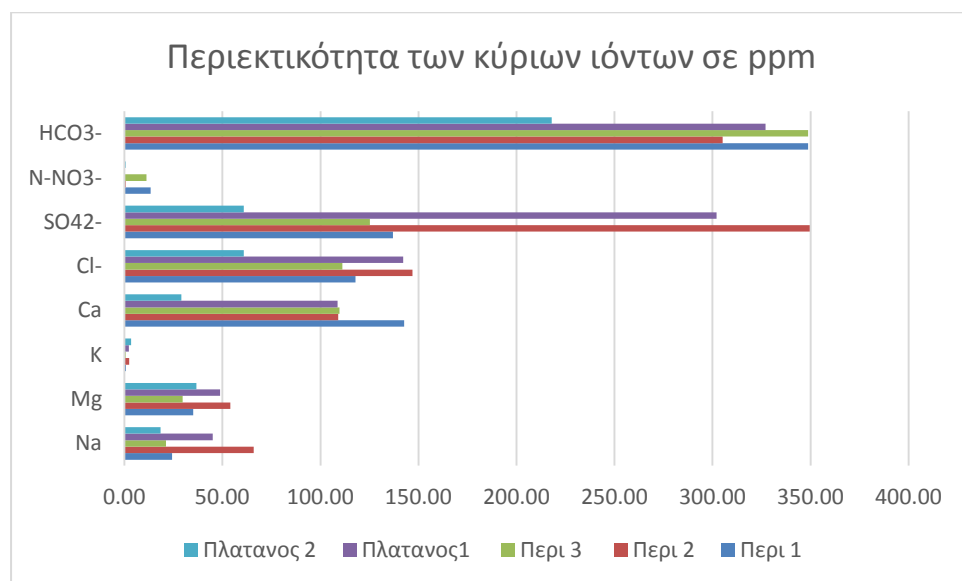
- ✚  $Cl/SO_4=10$  θαλασσινό νερό
- ✚  $Cl/SO_4>5$  νερό χλωριούχο
- ✚  $Cl/SO_4=1-5$  νερό χλωροθειούχο
- ✚  $Cl/SO_4= 0,2-1$  νερό θειούχο-χλωριούχο
- ✚  $Cl/SO_4<0,2$  νερό θειούχο

### **(Ca+Mg)/(Na+K)**

Σχετίζεται με την τροφοδοσία του υπογείου νερού:

- ✚  $(Ca+Mg)/(Na+K)>1$  υδροφόρο στρώμα με συνεχή τροφοδοσία.
- ✚  $(Ca+Mg)/(Na+K)<1$  παλιό νερό στα κατάντη τμήματα του υδροφορέα (ως προς τη διεύθυνση ροής).

## 6.2 Ταξινόμηση με βάση τους ιοντικούς λόγους



Σχήμα 6.1 Περιεκτικότητα των κύριων ιόντων στις πέντε γεωτρήσεις

Στον παρακάτω πίνακα παρουσιάζονται οι ιοντικοί λόγοι, που υπολογίστηκαν με βάση τις χημικές αναλύσεις νερού στην περιοχή μελέτης και αφότου μετατρέψαμε τα ppm σε meq/L βάση του παρακάτω πίνακα.

Πίνακας 6.3 Συντελεστές μετατροπής mg/l σε meq/l (Hem, 1970)

Στοιχείο ή ρίζα		Συντελεστής μετατροπής
Όξινη	Ανθρακική ρίζα	0.01639
HCO <sub>3</sub>		
Ανθρακική ρίζα	HCO <sub>3</sub>	0.03333
Θειική ρίζα	SO <sub>4</sub>	0.02082
Χλώριο	Cl	0.02821
Κάλλιο	K	0.02557
Νάτριο	Na	0.04350
Ασβέστιο	Ca	0.4990
Μαγνήσιο	Mg	0.08226

Ακολουθούν παρατηρήσεις για τα αποτελέσματα και κατηγοριοποίηση του νερού των δειγμάτων:

**Πίνακας 6.4 Υπολογισμός ιοντικών λόγων**

Γεώτρηση	Na/Cl	Na/K	Mg/Ca	Cl/SO <sub>4</sub>	(Ca+Mg)/(Na+K)
Περι 1	0,32	48,50	0,40	0,12	9,48
Περι 2	0,69	45,34	0,82	0,06	3,51
Περι 3	0,29	59,39	0,45	0,12	8,87
Πλάτανος 1	0,49	35,14	0,74	0,06	4,87
Πλάτανος 2	0,47	9,08	2,09	0,14	5,65

#### Παρατηρήσεις:

1. **Na/Cl** : Οι τιμές των κατιόντων Νατρίου προς τα κατιόντα Χλωρίου σε όλες τις γεωτρήσεις κυμαίνονται από 0,29 έως 0,65 με όλους τους λόγους μικρότερους από τη μονάδα. Ως γνωστόν (Βουδούρης, 2009), ο λόγος  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  (meq/L) στα υπόγεια νερά παραμένει σταθερός, ίδιος με αυτόν του νερού της βροχής και του θαλασσινού νερού ( $0,876 \pm 10\%$ ). Ο λόγος  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  (meq/L) όταν παίρνει πολύ μικρές τιμές ( $<1$ ), υποδηλώνει θαλάσσια διείσδυση. Τιμές του λόγου  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  (meq/L) μεγαλύτερες της μονάδας, υποδηλώνουν μη θαλάσσια προέλευση και υδροφορέα από αλκαλικά μαγματικά ή μεταμορφωμένα πετρώματα. Όταν ο λόγος  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  είναι ίσο με 1 τότε τα ιόντα αυτά προέρχονται από τη διάλυση του αλίτη. 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. **Δείγματα υπόγειου νερού με χαμηλές τιμές ( $<1$ ) του λόγου Na/Cl ενδέχεται να είναι το αποτέλεσμα της ιοντοανταλλαγής  $\text{Na}^+$  στο**

έδαφος και τις αργίλους, κάτι το οποίο πιθανά λαμβάνει χώρα στην περιοχή έρευνας.

Παρόμοια συμπεριφορά παρουσιάζουν και τα δείγματά μας που έχουν λόγο Na/Cl από 0,29 έως 0,65

2. **Na/K** : Ο λόγος των κατιόντων Νατρίου προς τα κατιόντα Καλίου εμφανίζει χαμηλές τιμές με τη μεγαλύτερη να είναι 59,39 που σημαίνει ότι ο υδροφορέας βρίσκεται σε περιοχή εμπλουτισμού.
3. **Mg/Ca** : Οι τιμές κυμαίνονται από 0,40 έως 2,09 οι οποίες μεταφράζονται ότι δεν έχουμε διείσδυση θαλασσινού νερού αλλά το νερό προέρχεται από ασβεστολιθικά υδροφόρα στρώματα στο Περί 1 και 3, σε δολομιτικά υδροφόρα στρώματα στο Περί 2 και Πλάτανος 1, και σε υδροφόρους οφιολιθικών σχηματισμών στον Πλάτανο 2.
4. **Cl/SO<sub>4</sub>** : Σε όλες τις γεωτρήσεις ο λόγος κυμαίνεται από 0,06 έως 0,14 και το νερό τους χαρακτηρίζεται ως **θειούχο**.
5. **(Ca+Mg)/(Na+K)** : Σε όλες τις γεωτρήσεις ο λόγος εμφανίζεται πάνω από τη μονάδα γεγονός που δείχνει **υδροφόρο στρώμα με συνεχή τροφοδοσία**.

### 6.2.1 Ταξινόμηση με βάση τις ποιοτικές παραμέτρους

Στον παρακάτω πίνακα παρουσιάζονται τα αποτελέσματα

Πίνακας 6.5 Υπολογισμός διάφορων παραμέτρων νερού για την περιοχή μελέτης

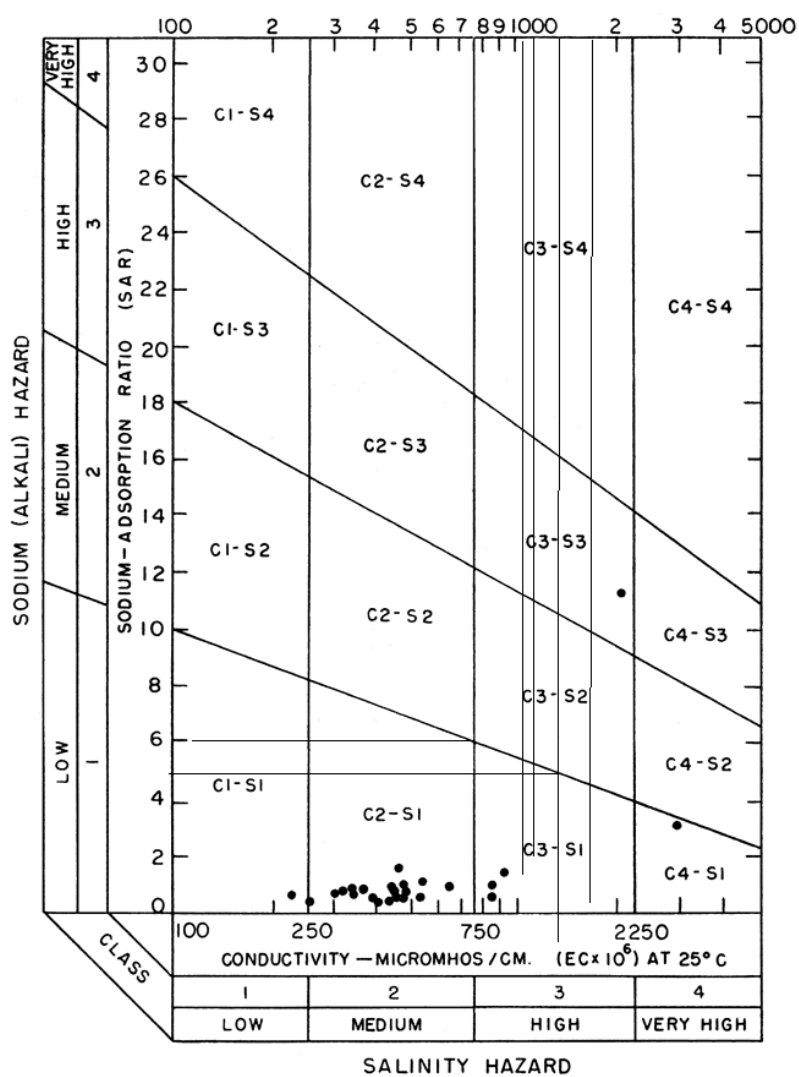
Γεώτρηση	pH	E.C. mS/cm	Hardness oF	TDS mg/l	Revelle
Περι 1	7,25	1200	28,48	780	0,58
Περι 2	7,26	1879	24,92	1221,35	0,83
Περι 3	7,34	1181	28,48	767,65	0,55
Πλάτανος 1	7,58	1471	26,7	956,15	0,75
Πλάτανος 2	7,94	740	17,8	481	0,48

### Παρατηρήσεις:

1. **pH** : Οι τιμές του pH στις γεωτρήσεις κυμαίνονται από 7,25 έως 7,94 και όλες οι τιμές εμφανίζονται μεγαλύτερες από 7, επομένως το νερό χαρακτηρίζεται αλκαλικό. Γενικά γνωρίζουμε ότι το pH των νερών μειώνεται όσο η υδάτινη μάζα ενηλικιώνεται. Μία νέα υδάτινη μάζα είναι συνήθως αλκαλική και με το χρόνο γίνεται όξινη. Έτσι είναι πολύ πιθανόν **τα ύδατα των γεωτρήσεων να προέρχονται από μία «νέα» σχετικά υδάτινη μάζα.**
2. **Ηλεκτρική αγωγιμότητα** : Το ενδεικτικό επίπεδο αγωγιμότητας στο πόσιμο νερό είναι 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Οι τιμές της ηλεκτρικής αγωγιμότητας στις γεωτρήσεις κυμαίνονται από 740 έως 1200  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , το οποίο **υποδηλώνει αυξημένες ποσότητες αλάτων στο νερό.**
3. **Ολική σκληρότητα** : Η σκληρότητα του νερού οφείλεται στη διάλυση των αλάτων Ca και Mg σε αυτό. Σύμφωνα με την κατάταξη του νερού ανάλογα με τη σκληρότητα, (Καλλέργης, 2000) **στον Πλάτανο 2 χαρακτηρίζεται μέτρια σκληρό ενώ στις υπόλοιπες σκληρό.**
4. **Ολικά διαλυμέα Στερεά** : Τα TDS εκφράζουν την συνολική συγκέντρωση των διαλυμένων αλάτων στα στερεά, αποτελούν ένα δείκτη μεταλλικότητας και συνδέονται με την ηλεκτρική αγωγιμότητα. Οι τιμές μας στις γεωτρήσεις είναι κάτω από 1000 mg/L και το νερό είναι γλυκό, ενώ στο Περι 2 είναι πάνω από 1000 mg/L.
5. **Συντελεστής Revelle** : Ο συντελεστής Revelle αποτελεί κριτήριο διεύθυνσης θαλασσινού νερού και της ποιοτικής του κατάστασης. Στις περιοχές μας οι τιμές είναι μικρότερες από τη μονάδα και **επομένως δεν έχουμε διεύθυνση θαλασσινού νερού.**

### Δείκτης SAR (συντελεστής προσρόφησης Νατρίου)

Ο δείκτης SAR παίρνει τιμές από 0,47 έως 1,29 και η ηλεκτρική αγωγιμότητα κυμαίνεται από 740 έως 1879  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Βάση του παρακάτω διαγράμματος τα ύδατα, και στις πέντε γεωτρήσεις, υποδηλώνουν **μικρό κίνδυνο Νατρίου.**



**Σχήμα 6.2** Διάγραμμα για την ταξινόμηση του νερού αρδεύσεως σε κατηγορίες κατά το U.S Salinity Laboratory (1954) (από Τσακίρη). [4]

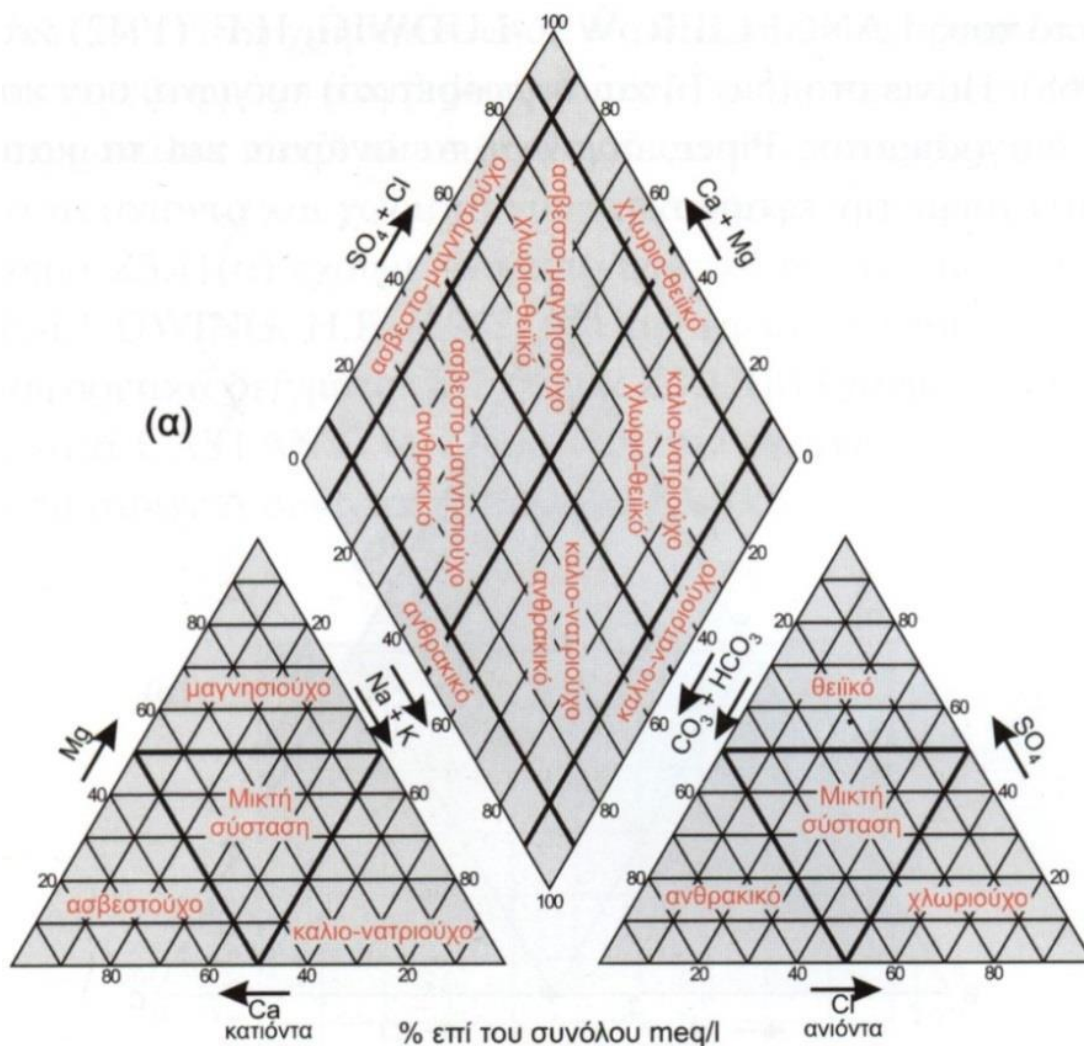
## 6.3 Υδροχημικά διαγράμματα

### 6.3.1 Διάγραμμα Piper

Το διάγραμμα αυτό προτάθηκε από τον Piper (1944). 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.

Το διάγραμμα αυτό παρουσιάζει το πλεονέκτημα της άμεσης αναγνώρισης των ομοιοτήτων και των διαφορών που παρουσιάζουν διάφορα δείγματα νερού, έχουν όμως το μειονέκτημα, όπως και άλλα διαγράμματα στα οποία η περιεκτικότητα των στοιχείων εκφράζεται επί τοις %, να μην απεικονίζουν πολύ μικρές συγκεντρώσεις ιόντων όταν υπάρχουν.

Με τα διαγράμματα PIPER μπορούμε να βγάλουμε συμπεράσματα για τον τύπο του νερού, την καθίζηση ή την διάλυση, την ανάμειξη και την ιοανταλλαγή.

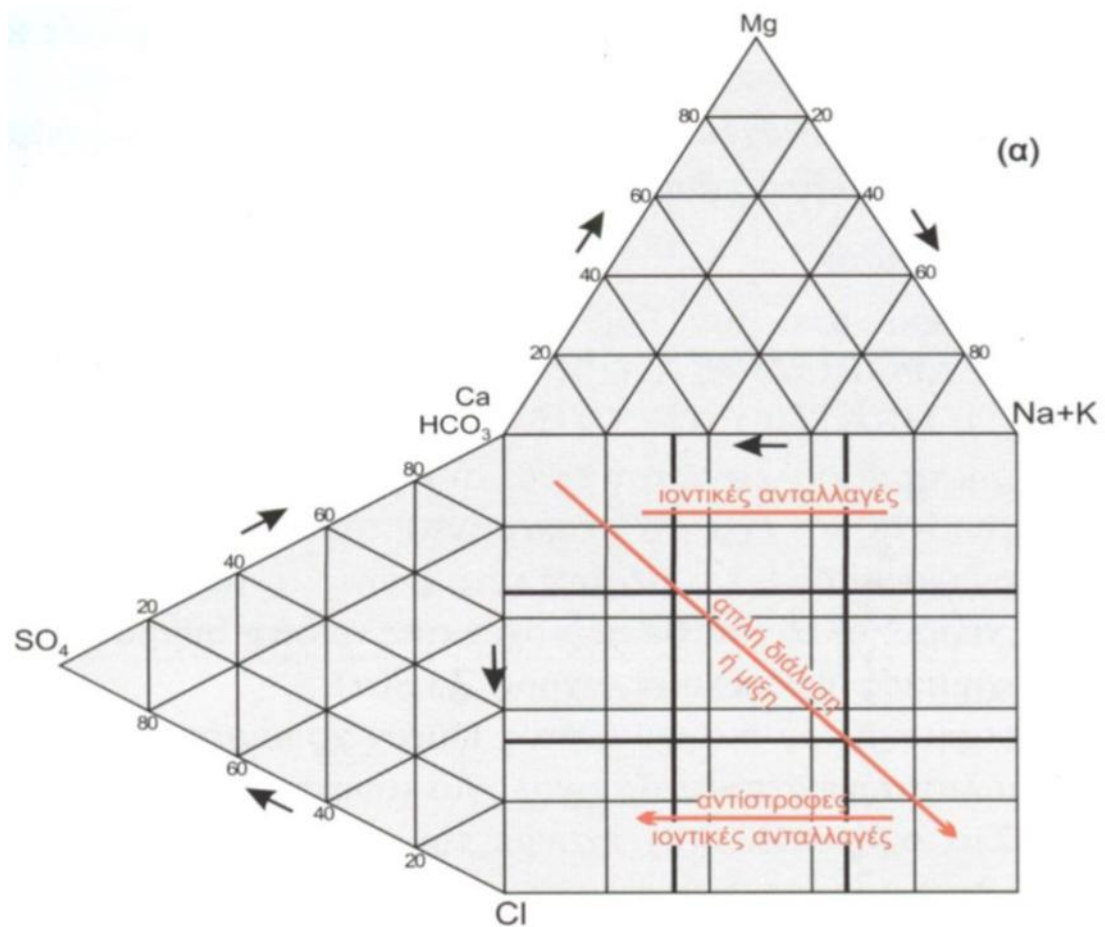


Σχήμα 6.3 Διάγραμμα Piper και κατάταξη του δείγματος νερού τόσο ως προς τα κατιόντα ή ανιόντα όσο ως προς το σύνολο (από Καλλέργη 1986).

### 6.3.2 Διαγράμματα Durov

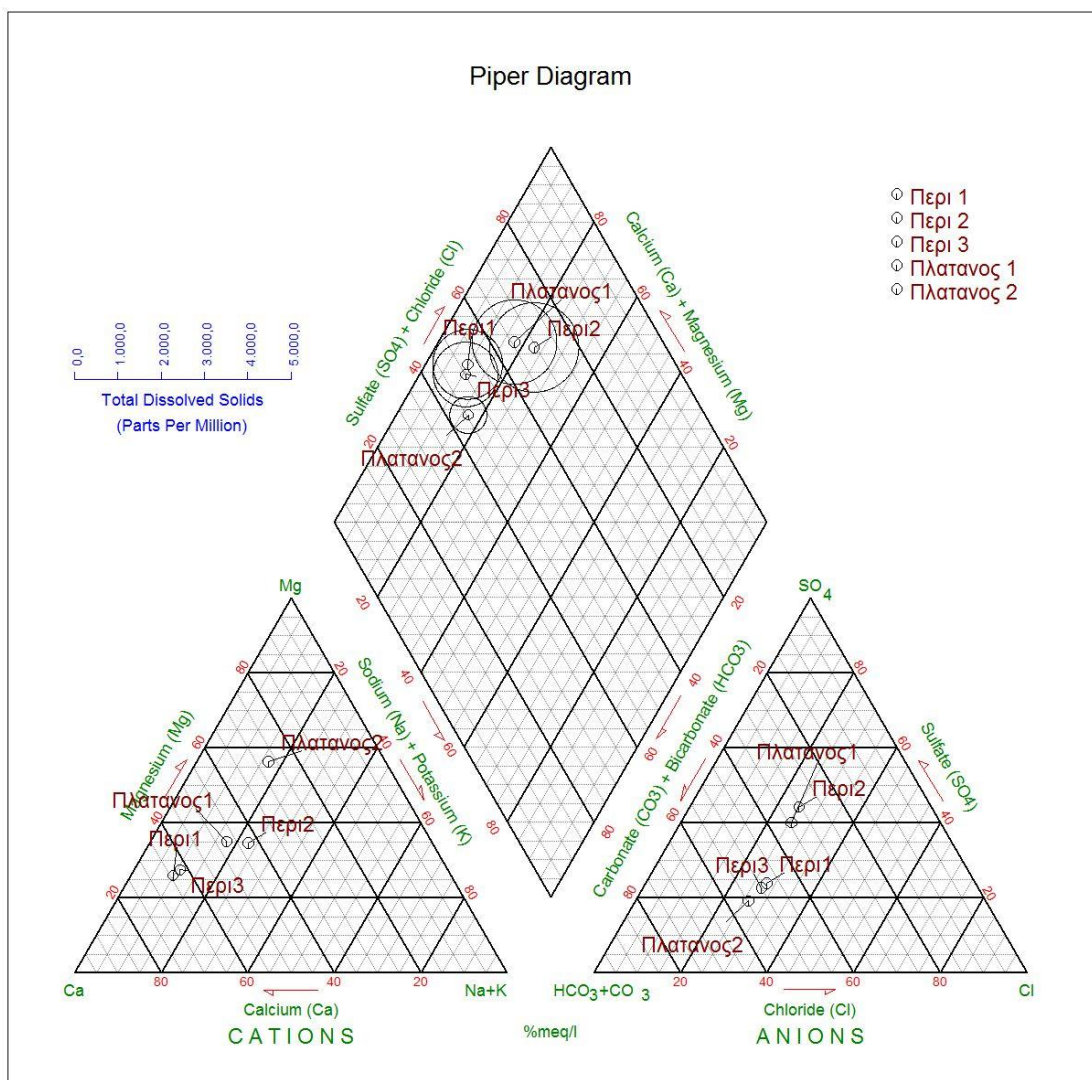
Πρόκειται για την τροποποίηση των τριγωνικών διαγραμμάτων από τον Durov το 1950. Στα διαγράμματα αυτά γίνονται προβολές του 50% της ολικής συγκέντρωσης των κατιόντων και αντιστοίχων ανιόντων. Αποτελείται από δύο τριγωνικά διαγράμματα που αντιστοιχούν στα κατιόντα και τα ανιόντα και ένα τετράγωνο, που αποτελείται από 9 επιμέρους τετραγωνίδια, για κάθε κατηγορία νερού. Για την κατασκευή λοιπόν του διαγράμματος Durov, προβάλλονται σε χωριστά τρίγωνα, τα ανιόντα και τα κατιόντα σε meq %, όπως και στο διάγραμμα Piper. Στη συνέχεια, η προέκταση των καθέτων στις βάσεις των ισόπλευρων τριγώνων, που ξεκινούν από τα σημεία, τα οποία παριστάνουν την % περιεκτικότητα (σε meq) του νερού σε ανιόντα και

κατιόντα, τέμνονται σε ένα σημείο, που παριστάνει την κύρια ιοντική συγκέντρωση % στο νερό.



Σχήμα 6.4 Διάγραμμα Durov (από Καλλέργη 1986)

Με βάση τις χημικές αναλύσεις των νερών των γεωτρήσεων κατασκευάσαμε με τη βοήθεια του λογισμικού Rockworks 16 τα διαγράμματα Piper και Durov.



**Σχήμα 6.5** Διάγραμμα Piper για τις γεωτρήσεις Περι 1, Περι 2, Περι 3, Πλάτανος 1 και Πλάτανος 2

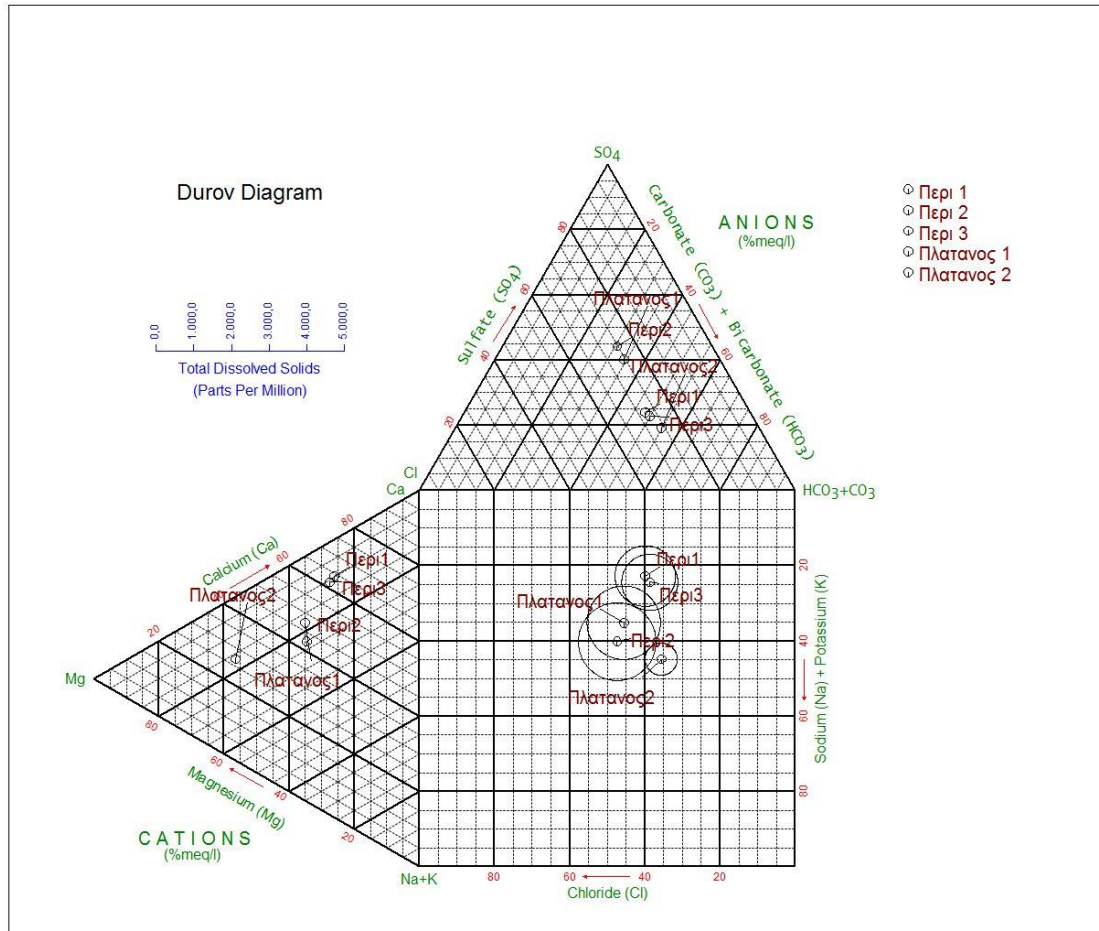
Το διάγραμμα Piper κατατάσσει το υπόγειο νερό σε μία κατηγορία, τόσο ως προς τα κατιόντα ή ανιόντα όσο ως προς το σύνολο, δίνοντας έτσι την υδροχημική φάση του δείγματος. Σύμφωνα με το παραπάνω διάγραμμα προκύπτει ο παρακάτω πίνακας.

**Πίνακας 6.6 Υδροχημικός τύπος υπόγειων νερών**

<b>Γεώτρηση</b>	<b>Ως προς τα κατιόντα</b>	<b>Ως προς τα ανιόντα</b>	<b>Ως προς το σύνολο</b>
<b>Περι 1</b>	ασβεστούχο	μικτή σύσταση	ασβεστο-μαγνησιούχο χλωρο-θεικό
<b>Περι 2</b>	μικτή σύσταση	μικτή σύσταση	ασβεστο-μαγνησιούχο χλωρο-θεικό
<b>Περι 3</b>	ασβεστούχο	μικτή σύσταση	ασβεστο-μαγνησιούχο χλωρο-θεικό
<b>Πλάτανος 1</b>	μικτή σύσταση	μικτή σύσταση	ασβεστο-μαγνησιούχο χλωρο-θεικό
<b>Πλάτανος 2</b>	μαγνησιούχο	ανθρακικό	ασβεστο-μαγνησιούχο ανθρακικό

## Διάγραμμα Durov

Σύμφωνα με το διάγραμμα Durov (Σχ. 5-6) για το νερό όλο των γεωτρήσεων μας βρίσκονται σε περιοχή απλής διάλυσης ή μίξης.



Σχήμα 6.6 Διάγραμμα Durov για τις γεωτρήσεις Περι 1, Περι 2, Περι 3, Πλάτανος 1 και Πλάτανος 2

Σύμφωνα με το διάγραμμα Durov για το νερό όλο των γεωτρήσεων μας βρίσκονται σε περιοχή απλής διάλυσης ή μίξης.

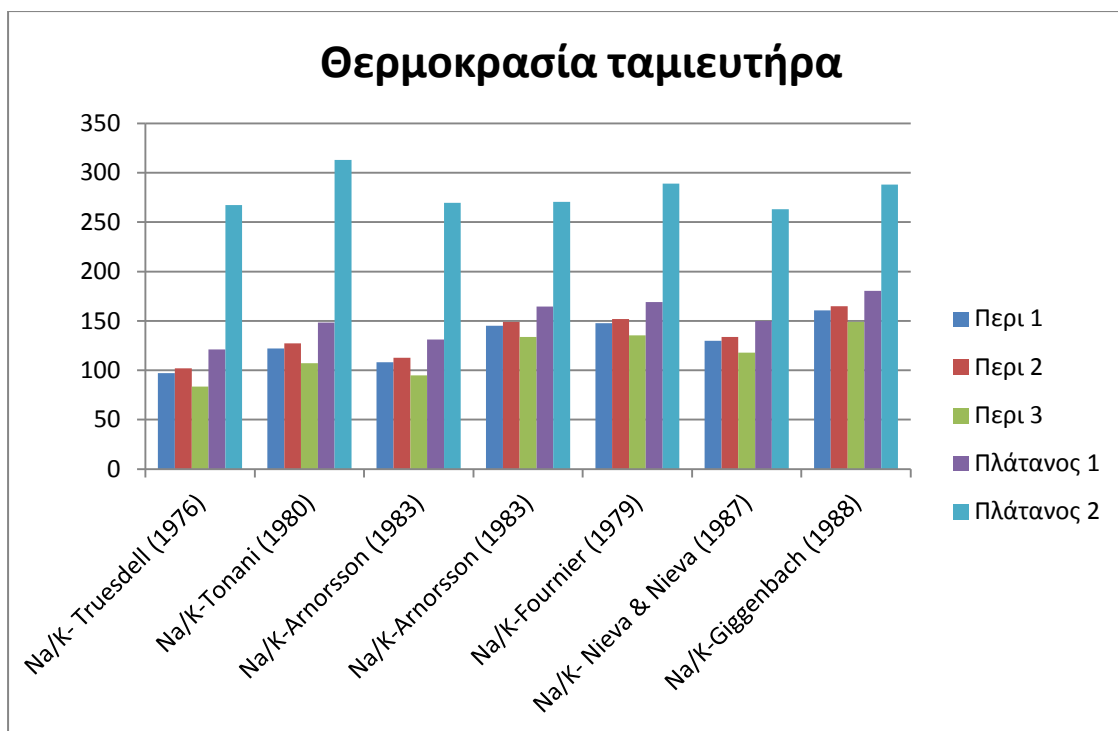
## 6.4 Γεωθερμομετρικοί υπολογισμοί

Μια αρχική προσέγγιση για τον υπολογισμό των γεωθερμικών ρευστών του πιθανού ταμιευτήρα έγινε με την χρήση των γεωθερμομέτρων Na/K. Η αρχή στην οποία βασίζονται όλα τα προτεινόμενα γεωθερμόμετρα Na/K προϋποθέτει ότι τα ρευστά βρίσκονται σε ισορροπία με νατριούχους άστριους (αλβίτης) και καλιούχους άστριους (αδουλαίος). Με τη βασική προϋπόθεση ότι τα πιθανά γεωθερμικά ρευστά έχουν ως στεγανό υπόβαθρο μέλη του Φυλλιτικού καλύμματος (φυλλίτες – χαλαζίτες, είτε σχηματισμός γύψων ραουβακών) τότε δεν υπάρχει κάποιο πρόβλημα σχετικά με τον απαραίτητο χημισμό.

Εντούτοις αυτός ο τύπος γεωθερμομέτρου προτείνεται με επιφύλαξη επειδή “δουλεύει” καλύτερα για ρευστά τα οποία προέρχονται από θερμικό περιβάλλον μεγαλύτερο των 180 °C. Όμως όπως φαίνεται από τον παρακάτω πίνακα για τα δείγματα των γεωτρήσεων Περι 1 και Περι 2 στα οποία εφαρμόστηκαν οι σχέσεις αυτού του τύπου των γεωθερμομέτρων προέκυψαν τιμές θερμοκρασίας πιθανού ταμιευτήρα σε όλα, μικρότερη των 180 °C. Στις περιοχές Πλάτανος 1 μόνο για τον τύπο του Giggenbach (1988) έχουμε θερμοκρασία πάνω από 180 °C, ενώ για τον Πλάτανο 2 έχουμε τιμές θερμοκρασίας σε όλα πάνω από 180 °C.

**Πίνακας 6.7 Θερμοκρασίες με βάση τα γεωθερμόμετρα Na/K**

	Περι 1	Περι 2	Περι 3	Πλάτανος 1	Πλάτανος 2	Μονάδες
<b>Na/K- Truesdell (1976)</b>	97	102	84	121	267	°C
<b>Na/K-Tonani (1980)</b>	122	127	107	148	313	°C
<b>Na/K- Arnorsson (1983)</b>	108	113	95	131	269	°C
<b>Na/K- Arnorsson (1983)</b>	145	149	134	165	271	°C
<b>Na/K- Fournier (1979)</b>	148	152	135	169	289	°C
<b>Na/K- Nieva &amp; Nieva (1987)</b>	130	134	118	150	263	°C
<b>Na/K- Giggenbach (1988)</b>	161	165	149	181	288	°C
<b>Na/K- Truesdell (1976)</b>	97	102	84	121	267	°C

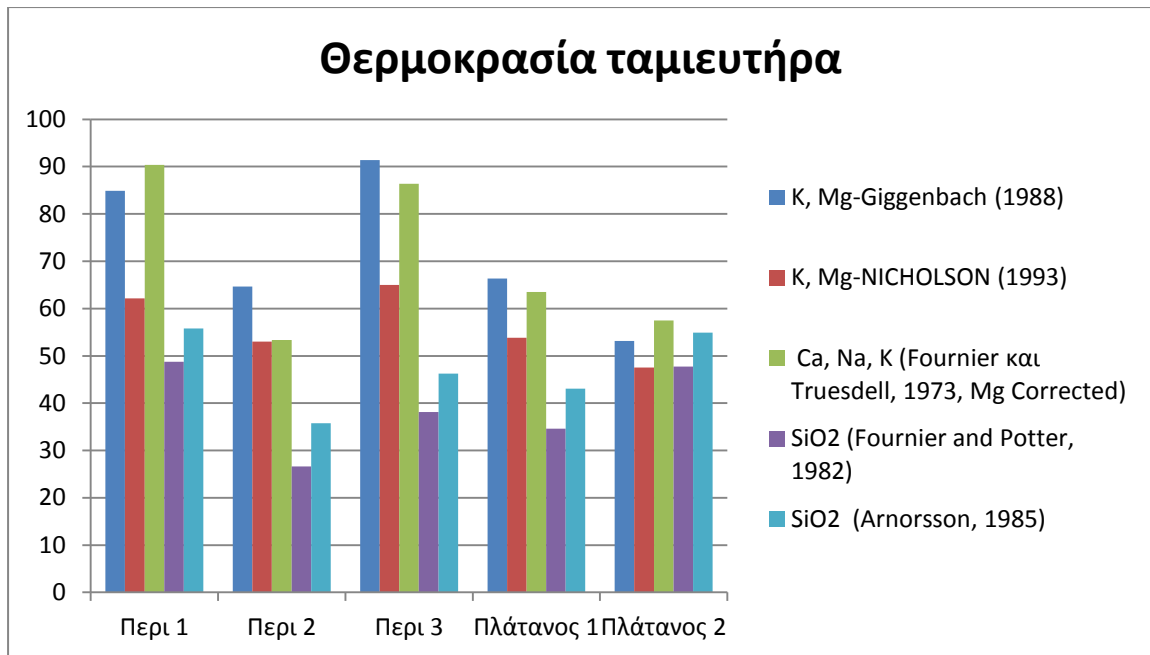


**Σχήμα 6.7 Υπολογισμένες τιμές θερμοκρασίας πιθανού ταμιευτήρα εξαγόμενες με την χρήση γεωθερμομέτρων τύπου Na/K.**

Για τον ανωτέρω λόγο εφαρμόστηκαν τα γεωθερμόμετρα K/Mg, Na/K/Ca και SiO<sub>2</sub> με όλους τους περιορισμούς και τις απαιτούμενες διορθώσεις που προτείνονται βιβλιογραφικά. Η μικρότερη τιμή που προκύπτει στο γεωθερμόμετρο K/Mg είναι της τάξης των 48 οC. Η αρχή στην οποία βασίζεται αυτό το γεωθερμόμετρο προϋποθέτει ότι τα υγρά έχουν έλθει σε ισορροπία με K-άστριους (αδουλαίους), K-μαρμαρυγία (ιλλίτης, μοσχοβίτης), χλωρίτη (κλινοχλωρίτη), χαλκηδόνιο. Δεν έχει ερευνηθεί εάν υπάρχουν κατά θέσεις αποθέσεις χαλκηδόνιου είναι όμως ευρέως γνωστό ότι υπάρχει πληθώρα διοξειδίου του πυριτίου στην περιοχή, αλλά υπό μορφή χαλαζία για αυτό και θα μπορούσαμε να θεωρήσουμε ότι πληρούνται αυτές οι προϋποθέσεις. Το πλεονέκτημα αυτού του γεωθερμομέτρου είναι ότι φτάνει πολύ γρήγορα σε ισορροπία για θερμοκρασίες των 100 οC ή λίγο χαμηλότερες. Παραμένει όμως προβληματική η συνολική ποσότητα του μαγνησίου που κάνει τη χρήση και αυτού του γεωθερμομέτρου προβληματική: δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα για νερά τα οποία είναι χλωριούχα και περιέχουν συγκεντρώσεις Mg μικρότερες του 1 ppm. Τα δείγματα μας όμως περιέχουν συγκεντρώσεις Mg αρκετά μεγαλύτερες από το όριο του 1 ppm.

**Πίνακας 6.8 Θερμοκρασίες με τα γεωθερμόμετρα K-Mg, Na-K-Mg και SiO<sub>2</sub>.**

	Περι 1	Περι 2	Περι 3	Πλαταν 1	Πλαταν 2	Units
<b>K, Mg- Giggenbach (1988)</b>	85	65	91	66	53	°C
<b>K, Mg- NICHOLSON (1993)</b>	62	53	65	54	48	°C
<b>Na,K,Ca (Fournier και Truesdell 1973)</b>	185	211	174	219	317	°C
<b>Na, K, Ca (Fournier και Truesdell, 1973, Mg Corrected)</b>	90	53	86	64	57	°C
<b>SiO<sub>2</sub> (Fournier and Potter, 1982)</b>	49	27	38	35	48	°C
<b>SiO<sub>2</sub> (Arnorsson, 1985)</b>	56	36	46	43	55	°C



**Σχήμα 6.8 Υπολογισμένες τιμές θερμοκρασίας πιθανού ταμιευτήρα εξαγόμενες με την χρήση διαφόρων τύπων γεωθερμομέτρων**

Τέλος χρησιμοποιώντας το γεωθερμόμετρο Na-K-Ca, οι θερμοκρασίες που υπολογίζονται για τα δείγματα από τις γεωτρήσεις είναι από 174 έως 317 °C. Επειδή η θερμοκρασία του γεωθερμομέτρου Na-K-Ca και για τα πέντε δείγματα είναι μεγαλύτερη των 70 °C, χρειάζεται να γίνει διόρθωση για το Mg σύμφωνα με Fournier & Potter (1978). Μετά από τις προτεινόμενες διορθώσεις στις τιμές του μαγνησίου οι τελικές τιμές που προκύπτουν παρουσιάζονται στον παραπάνω πίνακα (5-8).

## 7 Συμπεράσματα και συζήτηση

Συμπερασματικά οι τιμές που προέκυψαν από τις αναλύσεις και την επεξεργασία τους μπορούν να συνοψιστούν ως ακολούθως:

- ✚ Οι τιμές του pH στις γεωτρήσεις κυμαίνονται από 7,25 έως 7,94 επομένως το νερό χαρακτηρίζεται αλκαλικό και προέρχονται από μια <<νέα>> σχετικά υδάτινη μάζα
- ✚ Το ενδεικτικό επίπεδο αγωγιμότητας στο πόσιμο νερό είναι 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Οι τιμές της ηλεκτρικής αγωγιμότητας στις γεωτρήσεις κυμαίνονται από 740 έως 1200, το οποίο υποδηλώνει αυξημένες ποσότητες αλάτων στο νερό.
- ✚ Η σκληρότητα του νερού οφείλεται στη διάλυση των αλάτων Ca και Mg σε αυτό. Σύμφωνα με τη κατάταξη του νερού ανάλογα με τη σκληρότητα, στον Πλάτανο 2 χαρακτηρίζεται μέτρια σκληρό ενώ στις υπόλοιπες σκληρό.
- ✚ Στην γεώτρηση Περί 2 τα TDS είναι πάνω από 1000 mg/L ενώ στις υπόλοιπες γεωτρήσεις είναι κάτω από 1000 mg/L και το μπορεί να χαρακτηριστεί γλυκό.
- ✚ Με χρήση διαγραμμάτων Piper το νερό των γεωτρήσεων Περί 1, Περί 2, Περί 3 και Πλάτανος 1 μπορεί να χαρακτηριστεί ως ασβεστο-μαγνησιούχο- χλωρο-θεικό και του Πλάτανου 2 ως ασβεστο-μαγνησιούχο-ανθρακικό
- ✚ Με βάση του Συντελεστή Revelle το υπόγειο νερό κοντά στις γεωτρήσεις είναι καλό και δεν έχει υποστεί θαλάσσια διείσδυση.
- ✚ Δείγματα υπόγειου νερού με χαμηλές τιμές (<1) του λόγου Na/Cl ενδέχεται να είναι το αποτέλεσμα της ιοντοανταλλαγής  $\text{Na}^+$  στο έδαφος και τις αργίλους, κάτι το οποίο πιθανά λαμβάνει χώρα στην περιοχή έρευνας.  
Παρόμοια συμπεριφορά παρουσιάζουν και τα δείγματά μας που έχουν λόγο Na/Cl από 0,29 έως 0,65
- ✚ Από τις τιμές του λόγου Na/K στις γεωτρήσεις μας εξάγεται το συμπέρασμα ότι το νερό των γεωτρήσεων βρίσκεται σε περιοχές εμπλουτισμού των υδροφορέων.

- ✚ Οι τιμές του λόγου  $Mg/Ca$  αντιστοιχούν σε νερό από ασβεστολιθικά υδροφόρα στρώματα στις Περί 1 και 3, , σε δολομιτικά υδροφόρα στρώματα στο Περί 2 και Πλάτανος 1, και σε υδροφόρους οφιολιθικών σχηματισμών στον Πλάτανο 2.
- ✚ Σε όλες τις γεωτρήσεις ο λόγος  $Cl/SO_4$  κυμαίνεται από 0,06 έως 0,14 και το νερό τους χαρακτηρίζεται ως θειούχο.
- ✚ Ο δείκτης SAR παίρνει τιμές από 0,47 έως 1,29 και η ηλεκτρική αγωγιμότητα κυμαίνεται από 740 έως 1879  $\mu S/cm$ . Βάση αυτού του διαγράμματος τα ύδατα, και στις πέντε γεωτρήσεις, υποδηλώνουν μικρό κίνδυνο νατρίου
- ✚ Ο λόγος  $(Ca + Mg)/(Na + K)$  είναι πάνω από τη μονάδα σε όλες τις γεωτρήσεις και υποδεικνύει ότι υπάρχει υδροφόρο στρώμα με συνεχή τροφοδοσία.

Σχετικά με τις τιμές του πιθανού γεωθερμικού ταμιευτήρα χρησιμοποιήθηκαν διάφορα γεωθερμόμετρα που έχουν προταθεί διαχρονικά:

- ✚ Από την χρήση των γεωθερμομέτρων  $Na/K$  προέκυψαν τιμές του πιθανού ταμιευτήρα στο εύρος των 84-313  $^{\circ}C$ . Ο τύπος αυτός των γεωθερμομέτρων όμως δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα για τιμές πάνω από 180  $^{\circ}C$ .
- ✚ Με χρήση γεωθερμομέτρων  $K/Mg$  προέκυψαν τιμές θερμοκρασία του πιθανού ταμιευτήρα 48-91  $^{\circ}C$ . Τα δείγματα μας όμως περιέχουν συγκεντρώσεις  $Mg$  αρκετά μεγαλύτερες από το όριο του 1 ppm.
- ✚ Για το λόγο αυτό εμπιστευόμαστε περισσότερο το γεωθερμόμετρο  $Na-K-Ca$  που μετά από τις προτεινόμενες διορθώσεις στις τιμές του μαγνησίου οι τελικές τιμές που προκύπτουν είναι 53 έως 90  $^{\circ}C$ .

Αξιολογώντας τα αποτελέσματα τιμών των θερμοκρασιών που έχουν προκύψει από την χρήση γεωθερμομέτρων και συγκρίνοντας τα αποτελέσματα των γεωτρήσεων Περί 2 και Πλάτανος 1 που είναι παραπλήσια και στις οποίες ταυτόχρονα φαίνεται να μην υπάρχει ανάμειξη του νερού με επιφανειακούς υδροφορείς (σίγουρα για την γεώτρηση Πλάτανος 1) μπορούμε να συμπεράνουμε ότι η θερμοκρασία του πιθανού ταμιευτήρα βρίσκεται σε εύρος τιμών 40-60  $^{\circ}C$ .

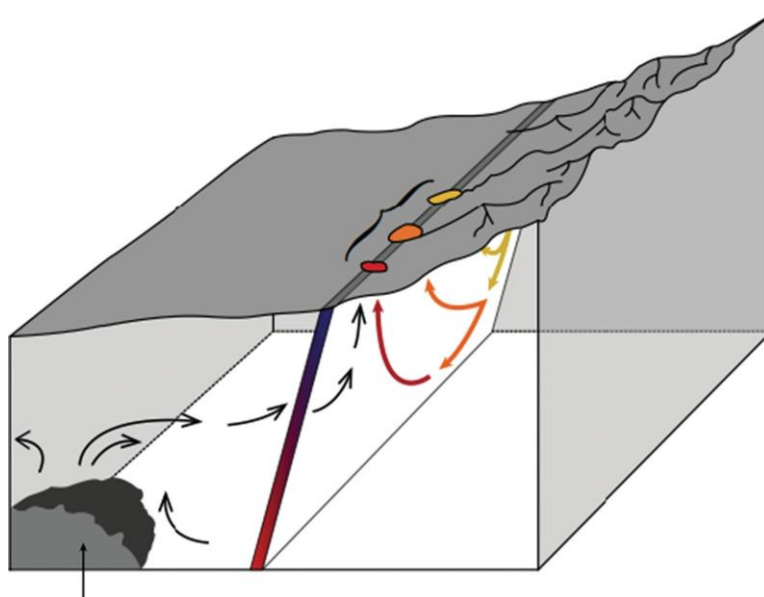
Η υδροφορία στην περιοχή έχει ως πιθανότερο στεγανό υπόβαθρο του πιθανού γεωθερμικού υδροφορέα τμήματα του Φυλλιτικού καλύμματος, είτε τους φυλλίτες – χαλαζίτες, είτε τον σχηματισμός γύψων – ραουβακών. Το συνολικό πάχος των επάλληλων τεκτονικών ακολουθιών, της Πίνδου, της Τρίπολης και της υποκείμενης τεκτονικής ενότητας αυτής του Φυλλιτικού καλύμματος διαφέρει από περιοχή σε περιοχή ακόμα και εντός της Μεσσαράς όπου εμφανίζονται εντός της εκτεταμένης ακολουθίας του Νεογενούς, τα τεκτονικά παράθυρα μικρών σχετικά διαστάσεων της Πίνδου και της Τρίπολης. Με μια μέση γεωθερμική βαθμίδα οι τιμές της θερμοκρασίας που έχουν μετρηθεί σε δείγματα νερού στην επιφάνεια δεν επιτυγχάνονται στα 300 μέτρα, που είναι το μέγιστο βάθος της γεώτρησης Πλάτανος 1 αλλά απαιτούν πολύ μεγαλύτερο βάθος. Με φυσιολογική γεωθερμική βαθμίδα οι 27,4 βαθμοί που μετρήθηκαν στην γεώτρηση Περί 2 απαιτούν βάθος γύρω στα χίλια μέτρα.

Μία εξήγηση για την αύξηση είναι ότι η μέση θερμική ροή που έχει υπολογιστεί στα  $60 \text{ mW/m}^2$  για την περιοχή της Μεσσαράς αυξάνει κατά μήκος των μεγάλων ρηγματογόνων ζωνών εντός των οποίων κυκλοφορεί το νερό, και οι οποίες είναι ενεργές ήδη από το Μέσο Μειόκαινο και δραστηριοποιήθηκαν κατ'επανάληψη (Peterek and Schwarze 2004).

Εναλλακτικά, εκτός από την αύξηση της θερμικής ροής στις μεγάλες ρηγματογόνες ζώνες, μια αύξηση της τιμής της γεωθερμικής βαθμίδας θα μπορούσε να συνδέεται με μια πιθανή ύπαρξη πλαγιογρανιτικών σωμάτων εντός της τεκτονικής ακολουθίας των ανωτέρων ενοτήτων που επηρεάζονται και γειτνιάζουν με αυτές τις ρηγματογόνες ζώνες. Αν και σήμερα τα «κολάρα» των γεωτρήσεων βρίσκονται στον επιφανειακό εδαφικό μανδύα οι γεωτρήσεις διατρήσαν ασβεστολίθους της Ζώνης της Πίνδου και πιθανώς και της Τρίπολης. Από τον γεωλογικό χάρτη της περιοχής (Σχ 2.9) διαπιστώνουμε ότι στην άμεση γειτονία αυτών των γεωτρήσεων υπήρχαν ενδείξεις κατά το διάστημα της γεωλογικής χαρτογράφησης για την ύπαρξη σχετικά μεγάλων σε μέγεθος γνευσιακών σωμάτων. Η ύπαρξη τέτοιων πετρωμάτων θα μπορούσαν να συνδράμουν στην αύξηση τοπικά της θερμοκρασίας και της δημιουργίας ενός ταμειυτήρα χαμηλής ενθαλπίας, του οποίου η θερμοκρασία των υδάτων αυξομειώνεται επηρεαζόμενη από πολλούς παραμέτρους μεταξύ

των οποίων είναι η ποσότητα και η ταχύτητα των κατεισδύοντων υδάτων, η ποσότητα και η ταχύτητα άντλησης τους, αλλά ακόμα και από την θερμοκρασία των επιφανειακών υδροφοριών όπως στις περιπτώσεις των γεωτρήσεων Περί 1 και Πλάτανος 2 στις οποίες η συνεισφορά των επιφανειακών υδροφοριών είναι εμφανής από την μικρού βάθους στάθμη άντλησης.

Η συστηματική έρευνα για την απάντηση αυτών των ερωτημάτων ξεφεύγει από τα στενά όρια μιας διπλωματικής εργασίας.



**Σχήμα 7.1** 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).

# Βιβλιογραφία

## Διεθνής

**Arnorsson S., Gunnlaugsson E. and Svavarsson H. (1983):** The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in Geothermal investigation. *Geoch.Cosm.Acta*, Vol.47, 567-577.

**Bonneau M. (1984):** Correlation of the Hellenic Nappes in the south east Aegean and their tectonic reconstruction, Geological Society, London, Special Publications, 17, p 517-527.

**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.

[http://www.geosociety.gr/images/news\\_files/EGE\\_XLVII/Vol\\_4/1914\\_Chatzigiannis.pdf](http://www.geosociety.gr/images/news_files/EGE_XLVII/Vol_4/1914_Chatzigiannis.pdf)

**D'Amore F. and Panichi C. (1980):** Evaluation of deep temperatures of hydrothermal system by a new gasgeothermometer. *Geoch.Cosm. Acta*, Vol.44, 549-556.

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

**Fouillac R. and Michard S. (1981):** Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 10, 55-70.

**Fournier R.O. and Potter R.W. II. (1982a):** A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Geoth. Res. Council Bull.*, 11-10, 3-12.

**Fournier R.O. and Potter R.W. I., (1982):** An equation correlating the solubility of quartz in water from 25 °C to 900 °C at pressures up to 10000 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 1969-1974.

**Fournier R.O. (1979):** A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council Transactions*. Volume 3, 221-224.

**Fournier R.O. and Potter R. W.II. (1979):** Magnesium correction to Na-K-Ca geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1543-1550.

**Fournier R.O. and Truesdell A.H. (1973):** An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1255-1275.

**Giggenbach W.F. (1988):** Geothermal solute equilibria. *Geochimica. Cosmochim. Acta*, 52, 2749 - 2765.

**Giggenbach W.F. (1991):** Chemical techniques in geothermal exploration; Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development (D'Amore F., Ed.), UNITAR/UNDP Center on Small Energy Resources, Rome, 119-144.

**Glassley W.E. (2015):** Geothermal Energy, Second Edition, Renewable Energy and the Environment, CRS Press, pp. 363.

**Karingithi Cyrus W. (2009):** Chemical geothermometers for geothermal exploration. Presented at Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources, organized by UNU-GTP, KenGen and GDC, at Lake Naivasha, Kenya, November 1-22.

<http://www.os.is/gogn/unu-gtp-sc/UNU-GTP-SC-10-0603.pdf>

**Koepke J., Seidel E. and 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.

**Mendrinou D., Choropanitis I., Polyzou O. and Karytsas C. (2010):** Exploring for geothermal resources in Greece, *Geothermics*, 39, 124-137.

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

**Peterek, A. and 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, Issue 1, p. 19-55.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264370704000274>

**Papanikolaou D. and Vassilakis E. (2008):** IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 2, doi:10.1088/1755-1307/2/1/012003 <http://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1307/2/1/012003/pdf;jsessionid=C4F22CF3F4D35A3276020F96EA759A86.c1>

**RockWare, Inc., RockWorks 15, 1983-2008. USA.**

**Seidel E., H. Kreuzer & W. Harre (1982):** A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the external Hellenides, Geol. Jb., E23, 165-206.

**Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources", organized by UNU-GTP, KenGen and GDC, at Lake Naivasha, Kenya, November 1 - 22, 2009. <http://www.unugtp.is/en/moya/page/sc-10/>**

**van Hinsbergen, D. and Meulenkamp, J.E. (2006):** Neogene supradetachment basin development on Crete (Greece) during exhumation of the South Aegean core complex. Basin Research, 18, p. 103-124.

## **Ελληνική**

**Αμβράζης Μ. (2015):** Μελέτη γεωθερμικών υδάτων στην περιοχή νοτιοδυτικής Μεσσαράς, Κρήτη. Διπλωματική εργασία Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων Πολυτεχνείου Κρήτης, 125 σελ.

<http://dias.library.tuc.gr/view/45632?show=full>

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

**Βασιλάκης Ε.Μ. (2006):** Μελέτη της τεκτονικής δομής της λεκάνης Μεσσαράς, κεντρικής Κρήτης με τη βοήθεια τεχνικών τηλεπισκόπησης και συστημάτων γεωγραφικών πληροφοριών, Α δημοσίευτη διδακτορική διατριβή Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος (ΕΚΠΑ).

<http://phdtheses.ekt.gr/eadd/handle/10442/21417>

**Βλασταράς Π.Ν. (2006):** Γεωφυσική έρευνα για τον εντοπισμό γεωθερμικού πεδίου στο Ακρωτήριο Χανίων. Διπλωματική εργασία του Τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων Πολυτεχνείου Κρήτης, 91 σελ.

<http://dias.library.tuc.gr/view/11218>

**Βουδούρης Κ. (2009):** Υδρογεωλογία Περιβάλλοντος, Εκδόσεις Τζιόλα, Θεσσαλονίκη.

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

**Καρυδάκης Γ. (2005):** Γεωθερμική ενέργεια, εκδόσεις Αθλότυπο, Αθήνα.

**Κρινής Π., (2009),** Εφαρμογή μοντέλων βροχόπτωσης – απορροής σε λεκάνες του ελληνικού χώρου. (Λεκάνη Μεσσαράς του νομού Ηρακλείου, νότια Κρήτη), Διατριβή Ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη

**Κριτσωτάκης Μ. (2009):** Διαχείριση Υδατικών Πόρων Μεσσαράς Κρήτης. Διδακτορική Διατριβή. Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος, Διατμητικό Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών «Έλεγχος Ποιότητας & Διαχείριση Περιβάλλοντος» <http://dias.library.tuc.gr/view/13903>

**Κυρκιμτζή Ισμήνη-Χαρά (2013):** Καθορισμός γεωλογικών παραμέτρων εμφάνισης γεωθερμικών ρευστών, εντός σχηματισμών της Λεκάνης Μεσσαράς. Διατριβή ειδίκευσης, μεταπτυχιακό πρόγραμμα Γεωτεχνολογία και Περιβάλλον, Τμήμα Μηχ. Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, 172 σελ. <http://dias.library.tuc.gr/view/13833>

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

**Μαυρογιανόπουλος Γ. (1983):** Δυνατότητες θέρμανσης του θερμοκηπίου με τη χρησιμοποίηση υπόγειου εναλλακτή θερμότητας εδάφους – αέρα. Διδακτορική διατριβή, Ανωτάτη Γεωπονική Σχολή Αθηνών, Εργαστήριο Γεωργικών Κατασκευών, 84 σελ.

**Μπελιβάνη Δ. (2013):** Ιζηματολογική και γεωχημική ανάλυση των αποθέσεων της περιοχής Πιτσίδα στη Νότιο-ανατολική Κρήτη, Διπλωματική εργασία, Πανεπιστήμιο Πατρών, σελ 1-90.

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

**Παπαγεωργάκης Ι. (1992):** Θέρμανση – Ψύξη κτιρίων με αβαθή γεωθερμική ενέργεια στην Ελλάδα, 4ο Εθνικό συνέδριο για τις Ήπιες μορφές ενέργειας, Πρακτικά Τόμος Β, σελ. 250-263, Ξάνθη.

**Περιφέρεια Κρήτης,** Γενική Διεύθυνση Περιφέρειας, Διεύθυνση Υδάτων, Τμήμα Παρακολούθησης και ελέγχου της ποιότητας και ποσότητας των υδάτων, Κατάσταση υπογείων υδροφορέων Κρήτης, Νοέμβριος 2009.

**Σούλιος Χ.Γ. (1996):** Σημειώσεις Προπτυχιακού μαθήματος Γενική Υδρογεωλογία.

**Τσελεπίδου Κ. (2008):** Βελτιστοποίηση διαχείρισης γεωθερμικών και υπόγειων υδατικών πόρων. Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, ΑΠΘ., 346 σελ.  
<http://www.didaktorika.gr/eadd/handle/10442/15572>

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

**Φυτρολάκης Ν. (1980):** Η γεωλογική δομή της Κρήτης. - Διατριβή επί υφηγεσία. ΕΜΠ, Αθήνα, 146 σελ.

## **Πηγές από το Διαδίκτυο**

[1]<http://www.radiolasithi.gr/lasithi/agrotika/item/15044>

[2] <http://www.iene.gr/energyB2B/articlefiles/geothermia/fytikas.pdf>

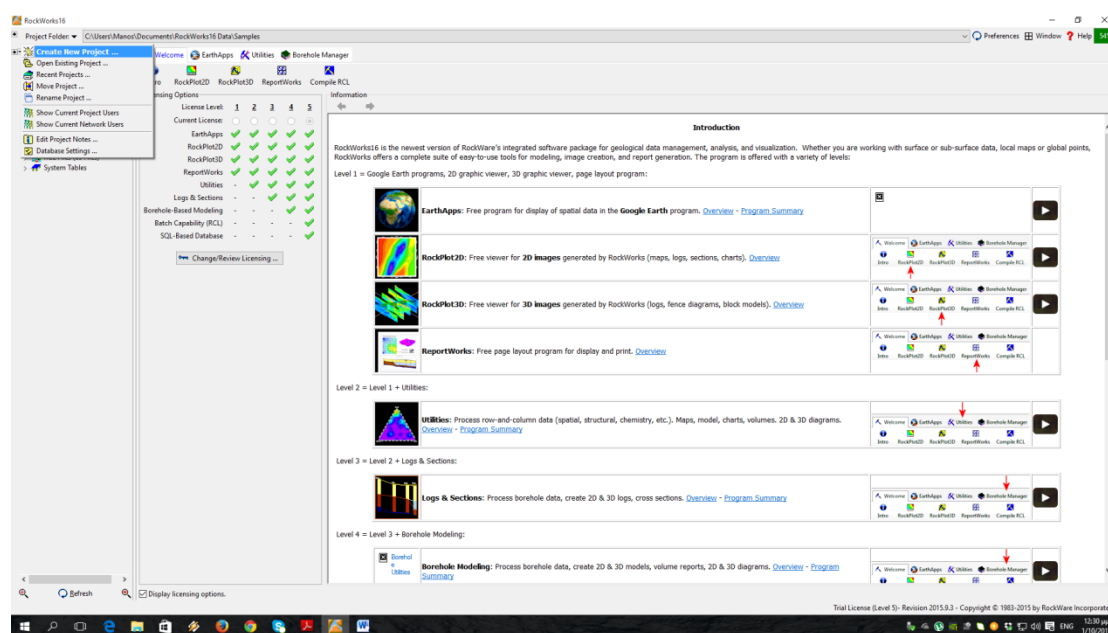
[3] <http://www.osti.gov/scitech/servlets/purl/6707209>

[4] [http://www.waterinfo.gr/greek/pdf/irrigation\\_water\\_quality.pdf](http://www.waterinfo.gr/greek/pdf/irrigation_water_quality.pdf)

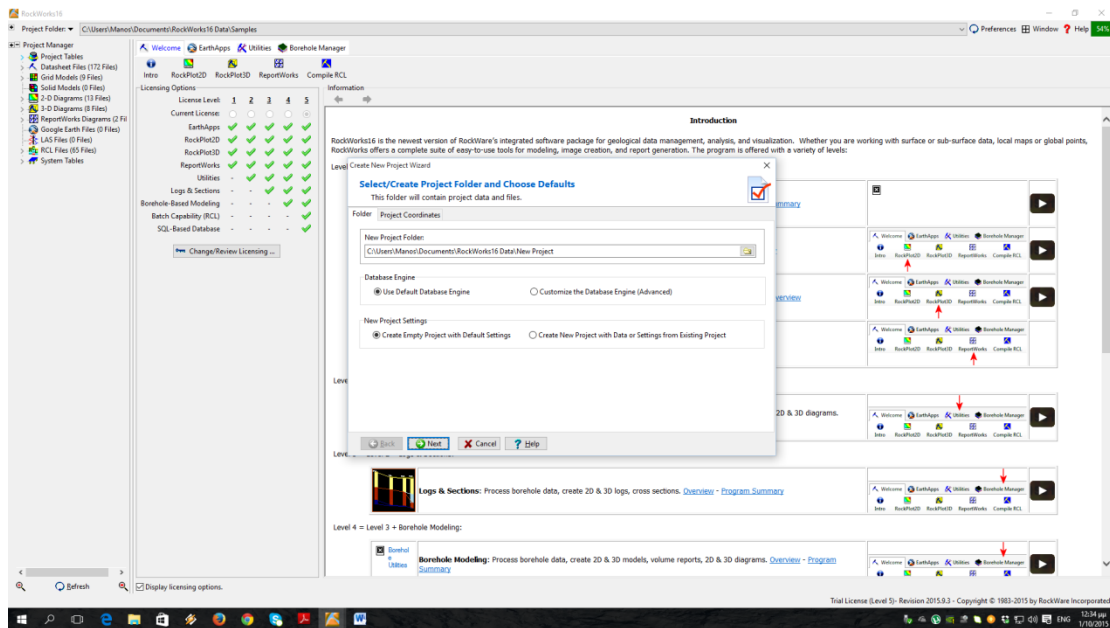
## Παράρτημα

### Εισαγωγή και επεξεργασία δεδομένων με το λογισμικό Rockworks 16

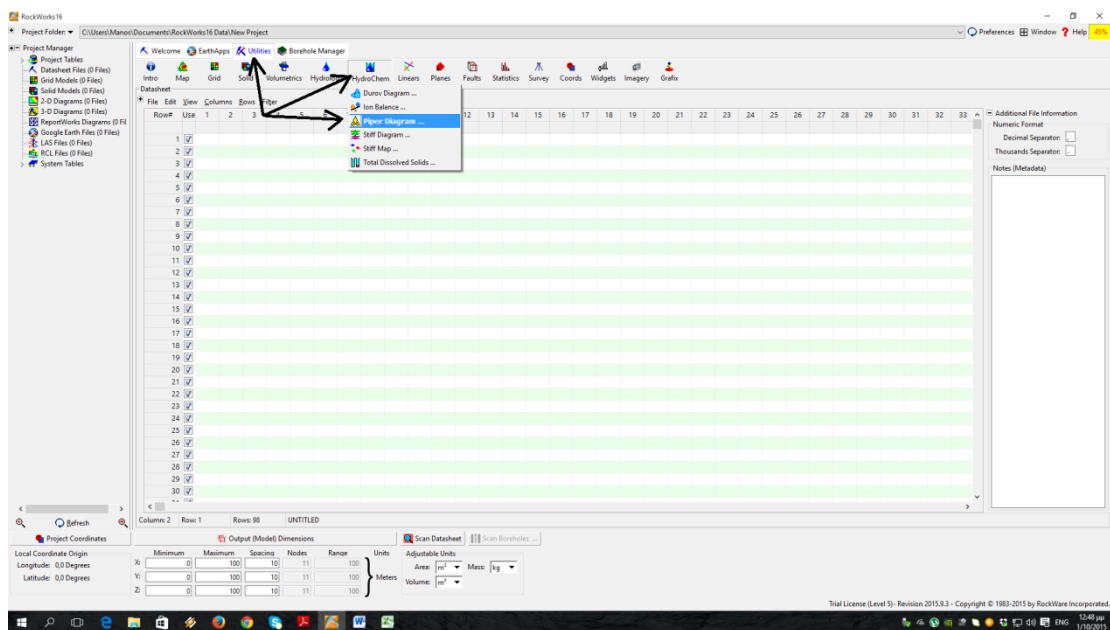
Πριν από οποιαδήποτε εντολή δοθεί στο Rockwork, ο χρήστης κάθε φορά που ξεκινάει μια μελέτη πρέπει να φτιάξει ένα κενό φάκελο μέσα στον οποίο θα αποθηκεύονται τα αρχεία που είναι απαραίτητα για την επεξεργασία, καθώς και αρχεία που προκύπτουν από αυτή. Ο φάκελος ονομάζεται 'project folder'. Οπότε ανοίγουμε το λογισμικό στο αρχικό μενού και επιλέγουμε 'project folder' και έπειτα 'Create New Project'.



Επιλέγουμε την τοποθεσία που θα αποθηκευτεί ο φάκελος με τα αρχεία.

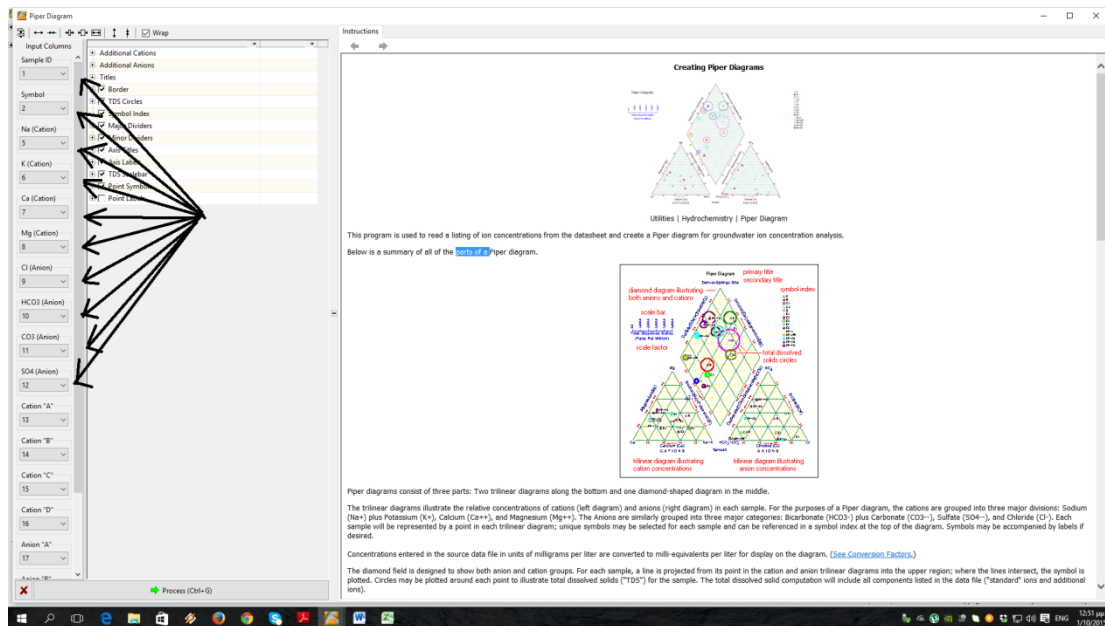


Επιλέγουμε την καρτέλα 'Utilities' και έπειτα 'HydroChem' → 'Piper Diagram'

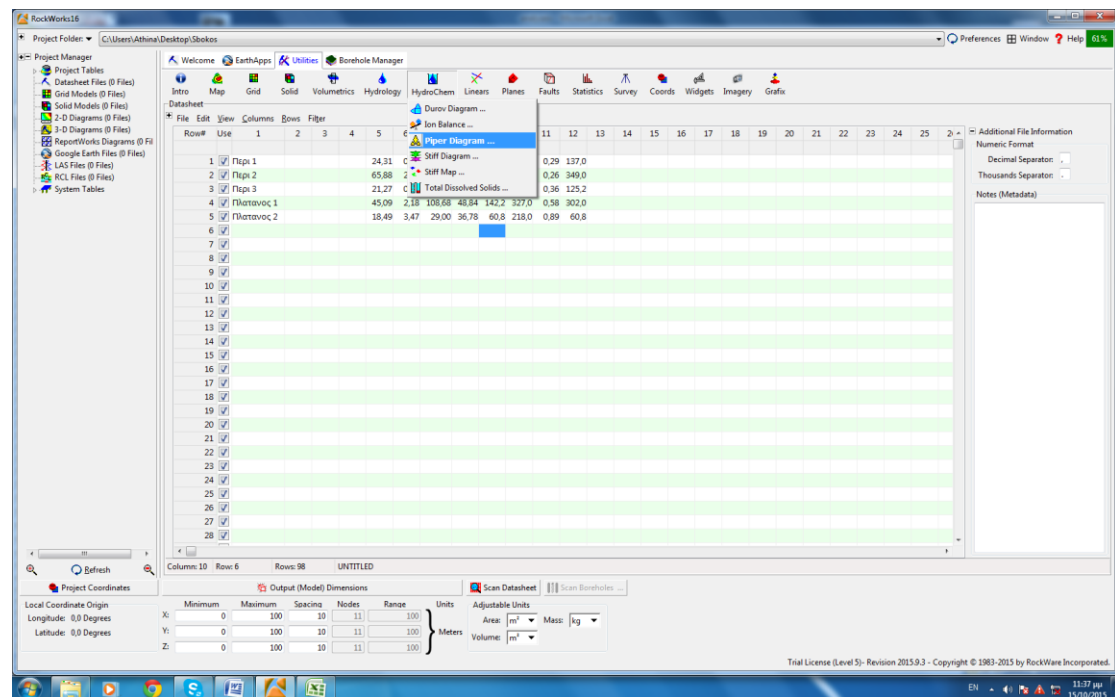


Το πρόγραμμα ανοίγει ένα καινούργιο παράθυρο που μας καθοδηγεί που ακριβώς να βάλουμε τις μετρήσεις και σε ποιες στήλες.

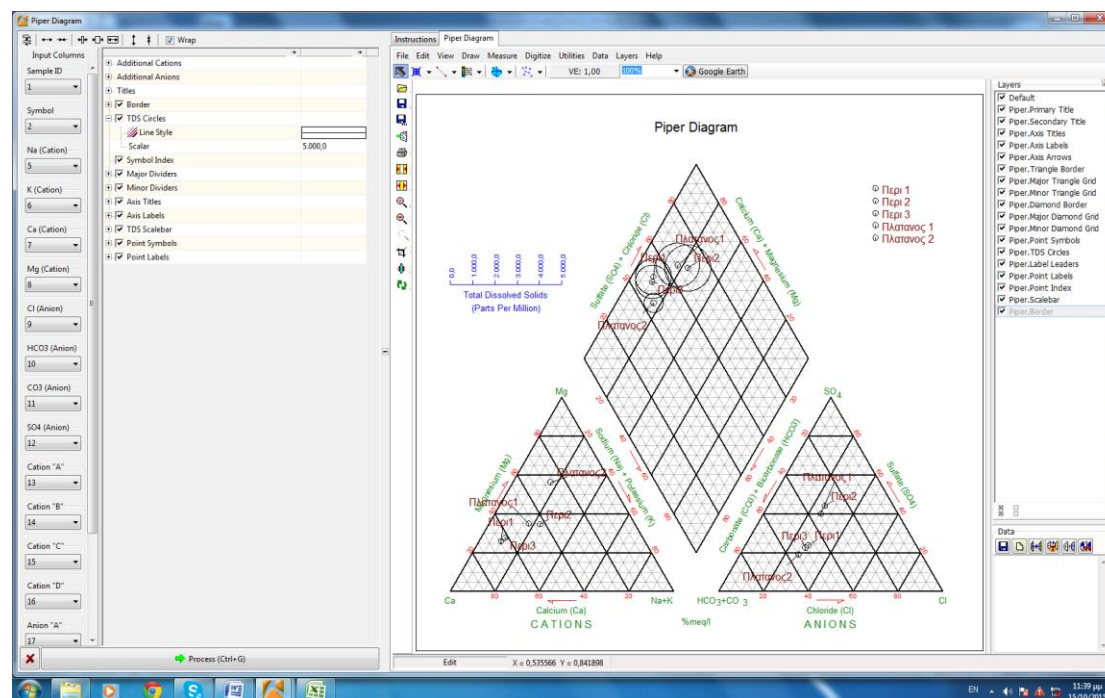
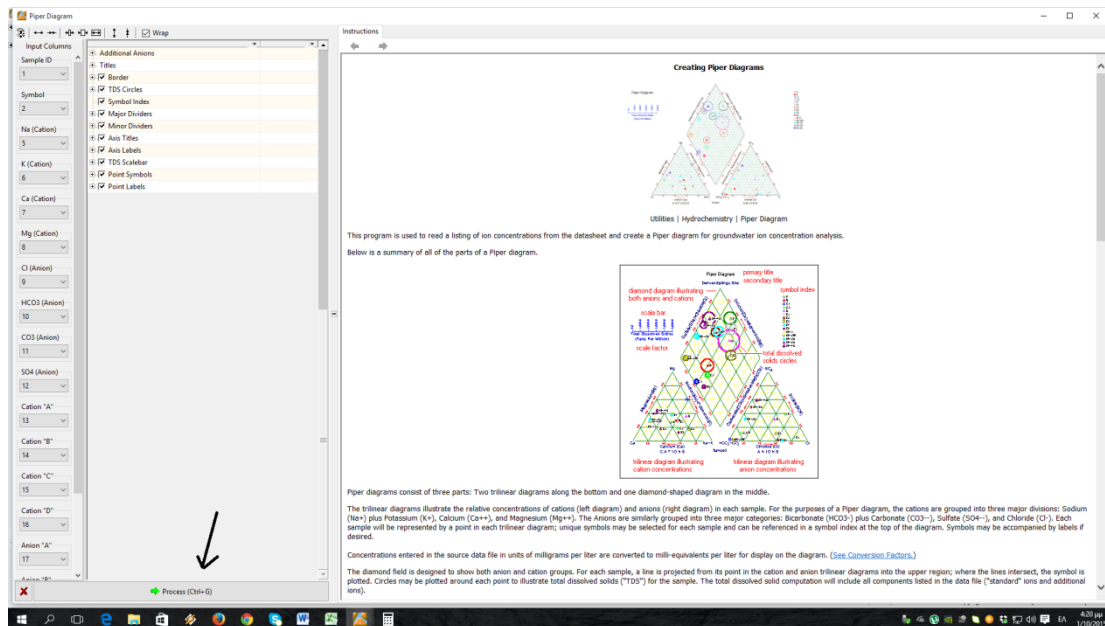
Οπότε στην στήλη 1 έχουμε το 'Sample ID' στην στήλη 2 'Symbol' στην στήλη 5 το Na κ.ο.κ.



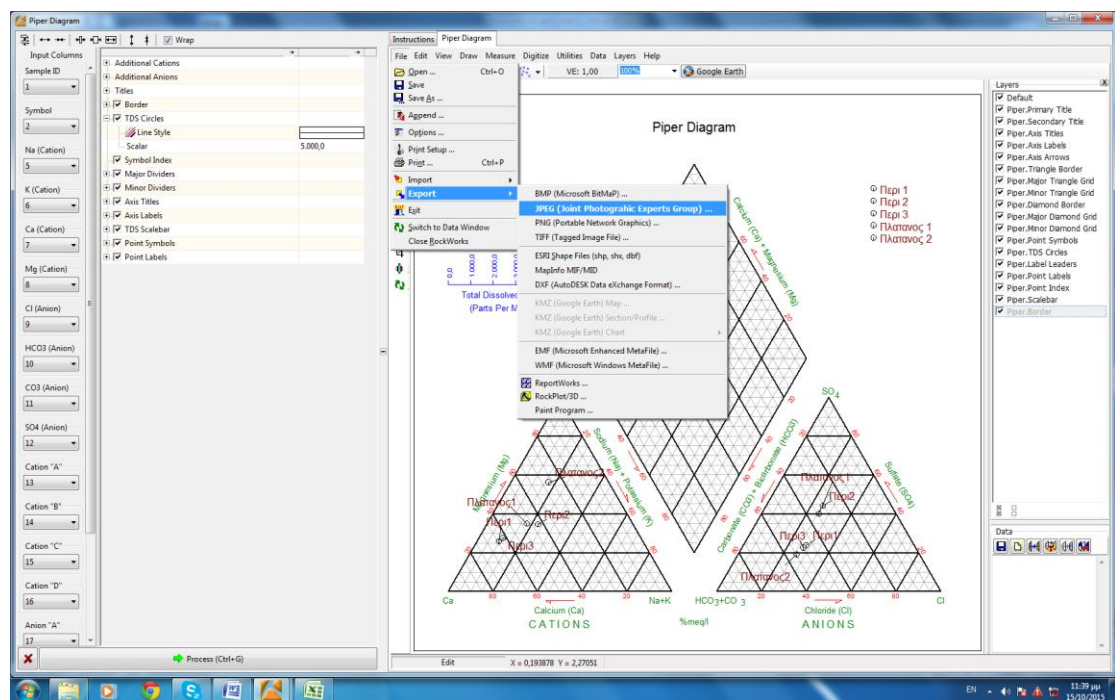
Βάζουμε τις μετρήσεις στα κελιά και επιλέγουμε πάλι την καρτέλα 'HydroChem' και το 'Piper Diagram'.



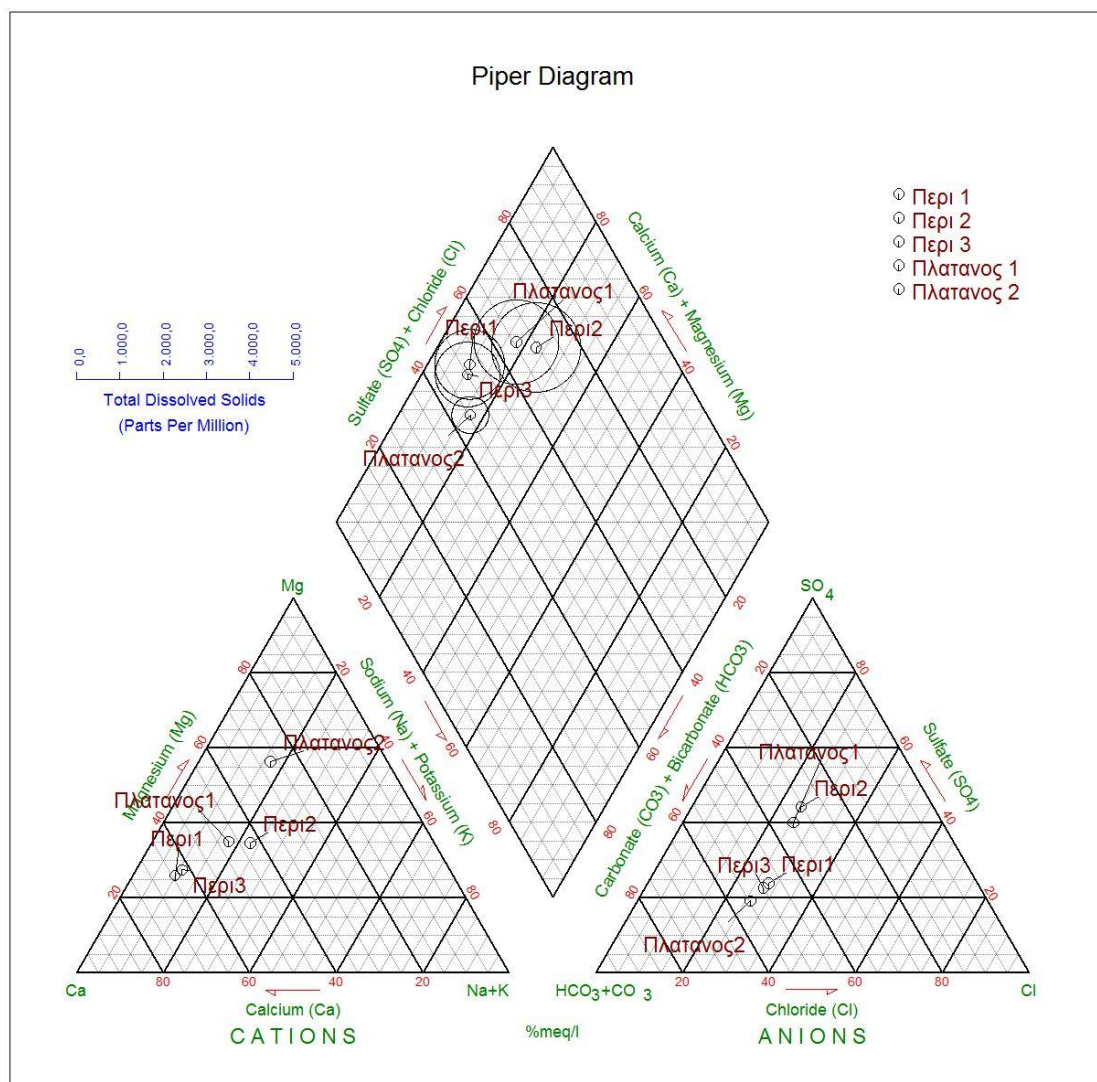
Επιλέγουμε το 'Process' και φτιάχνουμε το διάγραμμα Piper



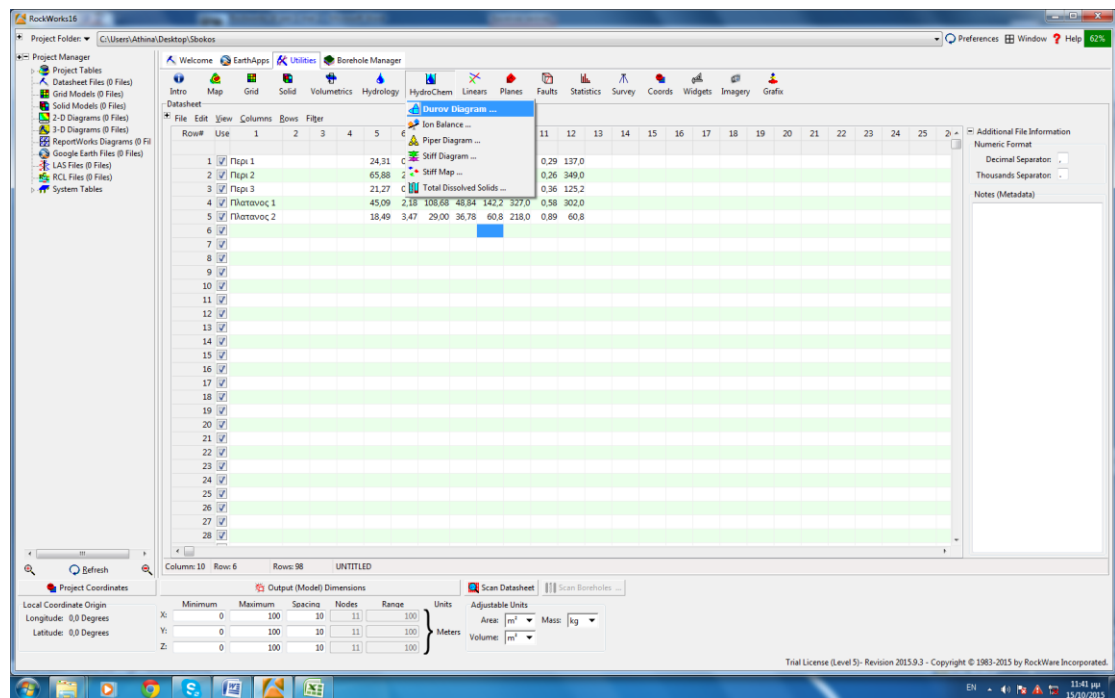
Αφότου έχουμε δημιουργήσει το διάγραμμα Piper επιλέγουμε 'File'→ 'Export'→'JPEG' και αποθηκεύεται στον φάκελο που είχαμε επιλέξει προηγουμένως.



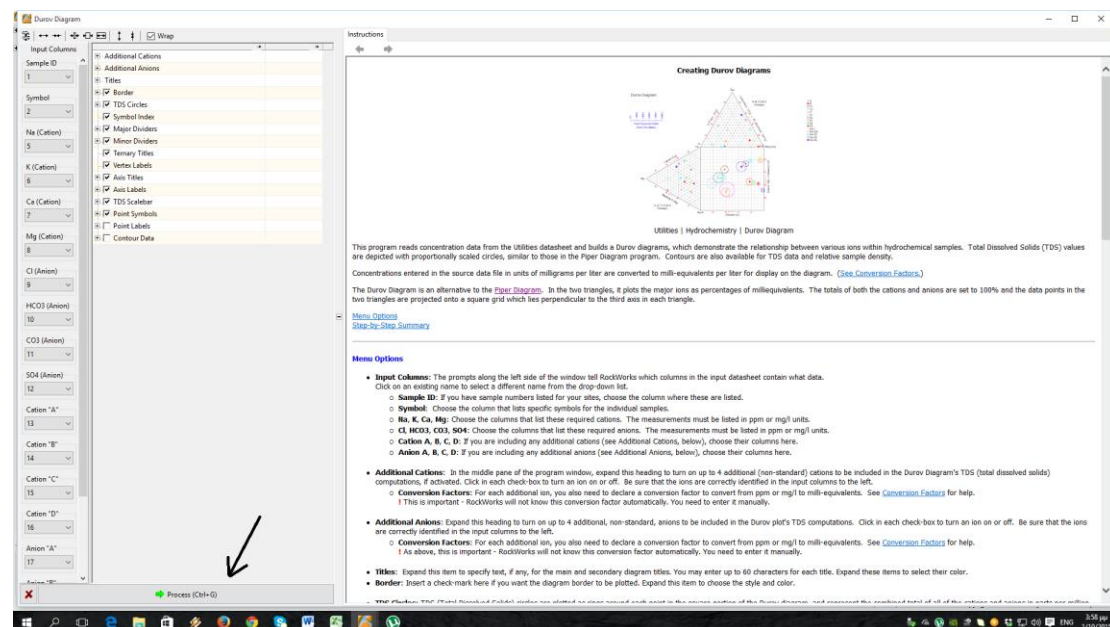
Τελικά έχουμε το παρακάτω διάγραμμα



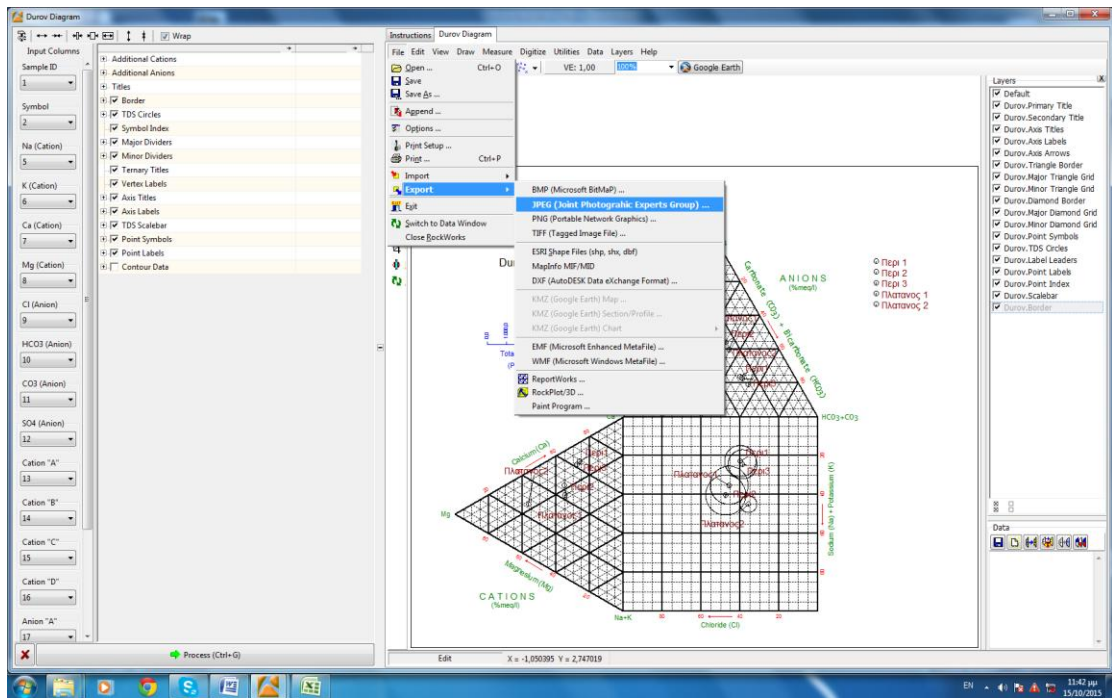
Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, για να δημιουργήσουμε το διάγραμμα Durov, επιλέγουμε την καρτέλα 'Utilities' → 'HydroChem' → 'Durov Diagram'



Από προηγουμένως έχουμε βάλει τις μετρήσεις μας στις κατάλληλες στήλες (1 sample ID, 2 symbol, 5 Na κ.ο.κ) Επιλέγουμε 'Process' και δημιουργείτε το διάγραμμα Durov.



Όπως έγινε και με το διάγραμμα Piper έτσι και με το Durov επιλέγουμε 'File'→'Export'→'JPEG'



Και τελικά έχουμε το διάγραμμα Durov

