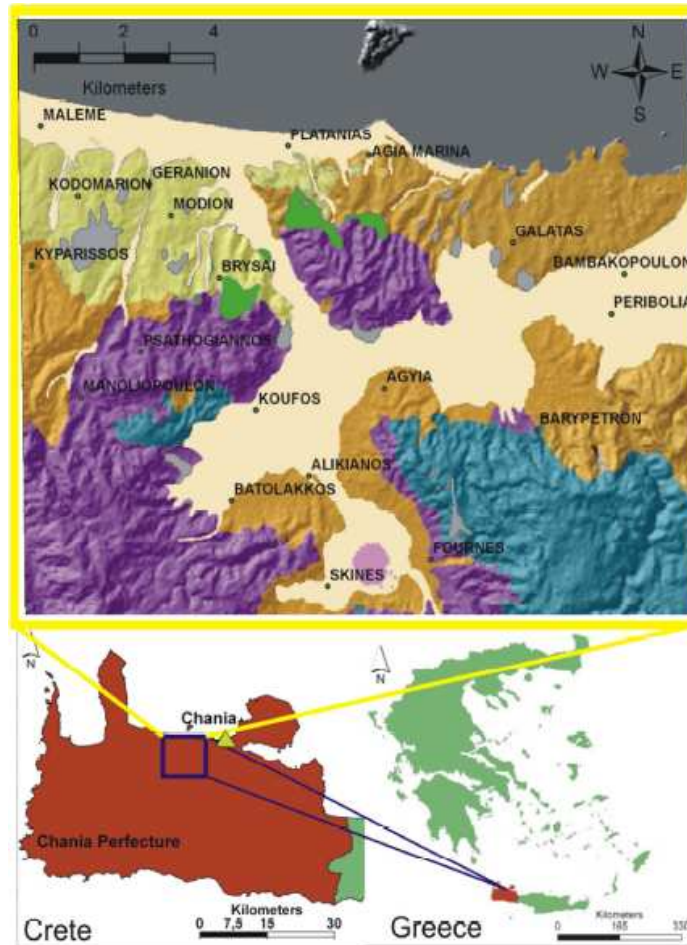


**«ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ-ΥΔΡΟΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ  
ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ ΠΟΤΑΜΟΥ ΚΕΡΙΤΗ ΝΟΜΟΥ ΧΑΝΙΩΝ»**



**ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ**

**ΜΑΡΓΕΤΑΚΗ ΠΑΡΑΣΚΕΥΗ**

**ΜΠΑΡΜΠΟΥΝΗ ΗΛΙΑΝΑ**

ΧΑΝΙΑ 2012



ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΟ  
ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ  
ΙΔΡΥΜΑ ΚΡΗΤΗΣ

ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΟ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ ΙΔΡΥΜΑ ΚΡΗΤΗΣ  
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ



**«ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ-ΥΔΡΟΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ  
ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ ΠΟΤΑΜΟΥ ΚΕΡΙΤΗ ΝΟΜΟΥ ΧΑΝΙΩΝ»**

**ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ**

**ΜΑΡΓΕΤΑΚΗ ΠΑΡΑΣΚΕΥΗ  
ΜΠΑΡΜΠΟΥΝΗ ΗΛΙΑΝΑ**

**Επιβλέπων: ΠΑΝΤΕΛΗΣ ΣΟΥΠΙΟΣ  
Αν.Καθηγητής ΤΕΙ Κρήτης**

## ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε τον επιβλέποντα καθηγητή μας, κ. Παντελή Σουπιό για την εμπιστοσύνη που έδειξε στο πρόσωπό μας, δίνοντας μας τη δυνατότητα να εκπονήσουμε την πτυχιακή μας εργασία. Τον ευχαριστούμε για την υπομονή αλλά πρωτίστως για την σημαντική βοήθεια που μας παρείχε με την διάθεση του να μας λύσει οποιαδήποτε απορία οποιαδήποτε στιγμή το χρειαζόμασταν . Αποτέλεσαν σημαντικούς αρωγούς για την ολοκλήρωση αυτής της πτυχιακής Μελέτης.

Τέλος, θα θέλαμε να εκφράσουμε την ευγνωμοσύνη μας και την αγάπη μας προς τις οικογένειες μας, ευχαριστούμε πολύ για την στήριξη την φροντίδα και την αγάπη τους όλα αυτά τα χρόνια. Ευχαριστούμε για την ηθική συμπαράσταση όχι μόνο κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της πτυχιακής μας εργασίας αλλά και καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μας.

*Ένα όνειρο είναι μονάχα ένα όνειρο. Ένας στόχος είναι ένα όνειρο με σχέδιο και προθεσμία.  
«Harvey Mackay»*

# ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ.....	1
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 - ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	5
1.1 ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	5
1.2 ABSTRACT.....	5
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 - ΓΕΩΛΟΓΙΑ.....	6
2.1 ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ.....	6
2.1.1 Γεωλογία Κρήτης.....	6
2.1.2 Γεωγραφική θέση περιοχής έρευνας.....	14
2.1.3 Γεωλογία περιοχής έρευνας.....	14
2.2 ΥΔΡΟΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΚΡΗΤΗΣ – Ν. ΧΑΝΙΩΝ.....	17
2.2.1 Βροχοπτώσεις.....	18
2.2.2 Θερμοκρασιακές μεταβολές.....	26
2.3 ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ.....	27
2.4 ΥΔΡΟΛΙΘΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ.....	31
2.5 ΥΔΡΟΧΗΜΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ.....	32
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 - ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ.....	33
3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ.....	33
3.2 ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΥ.....	33
3.2.1 Γεωφυσικές μέθοδοι για τις έρευνες υπόγειων νερών.....	33
3.2.2 Γεωφυσικές μέθοδοι για το χαρακτηρισμό υδροφόρων στρωμάτων.....	35
3.3 ΟΡΓΑΝΑ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ.....	36
3.3.1 Σχεδιασμός της έρευνας.....	38
3.3.2 Πηγές σφαλμάτων στις μετρήσεις.....	38
3.3.3 Συλλογή, επεξεργασία και ερμηνεία των δεδομένων.....	39
3.4 ΕΚΤΕΛΕΣΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ ΚΕΡΙΤΗ ΠΟΤΑΜΟΥ.....	46
3.5 ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΑΤΩΝ.....	53
3.5.1 GVM για υδροφορίες σε πορώδη μέσα.....	53
3.5.2 Εφαρμογή του μοντέλου DRASTIC στην υδρολογική λεκάνη του Κερίτη στα Χανιά, Κρήτη.....	56
3.5.3 Ποιοτικός (GQI) χαρακτηρισμός υπόγειων υδάτων με τη χρήση ΓΣΠ.....	64
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	67
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	68

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 - ΕΙΣΑΓΩΓΗ

## 1.1 ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Σκοπός της παρούσας Διπλωματικής Εργασίας είναι η υδρογεωλογική και υδρογεωφυσική μελέτη της ευρύτερης λεκάνης του ποταμού Κερίτη.

Αρχικά, περιγράφονται η γεωλογία και τα υδρομετεωρολογικά στοιχεία του Νησιού (Κρήτης) και εν συνεχεία η γεωλογία, οι κλιματικές μεταβολές, οι υδρογεωλογικές συνθήκες τα υδολιθολογικά στοιχεία και οι υδροχημικές συνθήκες της περιοχής έρευνας, που είναι και το ένα κομμάτι της εργασίας.

Το άλλο κομμάτι της εργασίας είναι η γεωφυσική η οποία αναλύεται εκτενώς παρακάτω τόσο σαν έννοια - ορισμός όσο και ποιό ειδικά, όργανα, σφάλματα κατά τις μετρήσεις, σχεδιασμός έρευνας, συλλογή, επεξεργασία και ερμηνεία δεδομένων καθώς επίσης και η εφαρμογή στην ευρύτερη περιοχή του Ποταμού.

Για την καλύτερη κατανόηση των παραπάνω χρησιμοποιούνται διαγράμματα, πίνακες και σχήματα.

## 1.2 ABSTRACT

The purpose of this Thesis is the hydrogeological and ydrogefysiki study of wider River basin Keriti. Initially, described the geology and hydrometeorological data of the island (Crete) and subsequently the geology, climate change, hydrogeological conditions in the ydolithologika data and ydrochimikes conditions in the area of research, which is a piece of work.

The other piece of work is Geophysics which is discussed extensively following both as a meaning-definition and what specifically, instruments, measurement errors, design research, collection, processing and interpretation of data as well as the implementation in the region of the River. For a better understanding of the above diagrams are used, tables and figures.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 - ΓΕΩΛΟΓΙΑ

### 2.1 ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

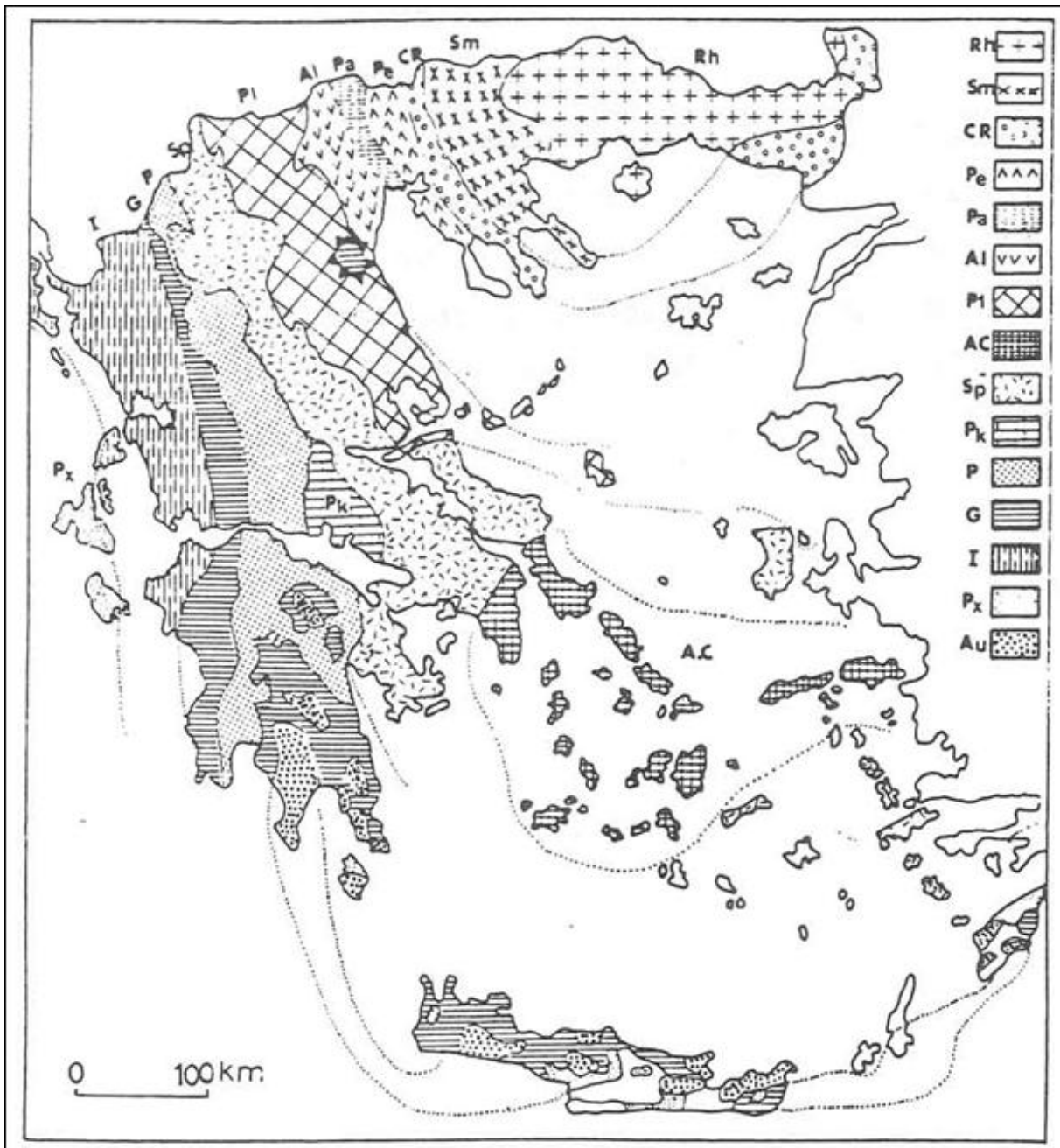
#### 2.1.1 Γεωλογία Κρήτης

Η γεωλογική δομή της Κρήτης συνδέεται άμεσα με την συνολική γεωλογική δομή της Ελλάδας, η οποία χωρίζεται σε διάφορες γεωτεκτονικές ζώνες με γενική διεύθυνση στον ηπειρωτικό χώρο της ΒΔ – ΝΑ.

Οι ζώνες αυτές χαρακτηρίζονται από ορισμένη και χαρτογραφίσιμη και στρωματογραφική/λιθολογική διαδοχή των πετρωμάτων της, τα οποία προέκυψαν από την επαλληλία των τεκτονικών γεγονότων οδηγώντας στη δημιουργία του ορογενούς.

Στην Ελλάδα οι κυριότερες γεωτεκτονικές ζώνες των οροσειρών με διεύθυνση από ΒΔ προς ΝΑ είναι οι παρακάτω όπως φέρεται και στο παρακάτω σχήμα:

1. Η μάζα της Ροδόπης εμφανίζεται στην Ανατολική Μακεδονία, Θράκη και στη Θάσο. Αποτελείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη και πυριγενή πετρώματα.
2. Η Σερβομακεδονική μάζα εμφανίζεται δυτικά του Στρυμόνα από τα σύνορα μέχρι και την Χαλκιδική. Αποτελείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα.
3. Η Περιοδοπική ζώνη εκτείνεται στη δυτική πλευρά της Σερβομακεδονικής μάζας με διεύθυνση ΒΔ -ΝΑ.
4. Η ζώνη του Αξιού εμφανίζεται στην Κεντρική Μακεδονία, χαρακτηρίζεται από τις μεγάλες οφειολιθικές μάζες που απαντώνται σε αυτήν.
5. Η Πελαγονική ζώνη εμφανίζεται σε όλη την Ελλάδα. Αποτελείται από κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, γνευσιωμένους γρανίτες και ανθρακικά καλύμματα.
6. Η Αττικο-Κυκλαδική ζώνη εμφανίζεται κυρίως στα νησιά των Κυκλάδων και σε ένα τμήμα της Αττικής και της Νότιας Εύβοιας.
7. Η Υποπελαγονική ζώνη ή ζώνη «Ανατολικής Ελλάδας» εμφανίζεται στη Δυτική πλευρά της Πελαγονικής ζώνης. Χαρακτηρίζεται από τις μεγάλες οφειολιθικές μάζες που απαντώνται σε αυτήν.
8. Η ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας εμφανίζεται στην κεντρική Στερεά Ελλάδα, και αποτελείται από ασβεστόλιθους και δολομίτες.
9. Η ζώνη Ωλονού-Πίνδου ή ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης εμφανίζεται στην Ήπειρο, στην κεντρική Ελλάδα, στη δυτική και βορειανατολική Ελλάδα.
10. Η ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης.
11. Η Αδριατικοϊόνιος ζώνη.
12. Η ζώνη Παξών ή Προαπουλία.



Εικόνα 1.

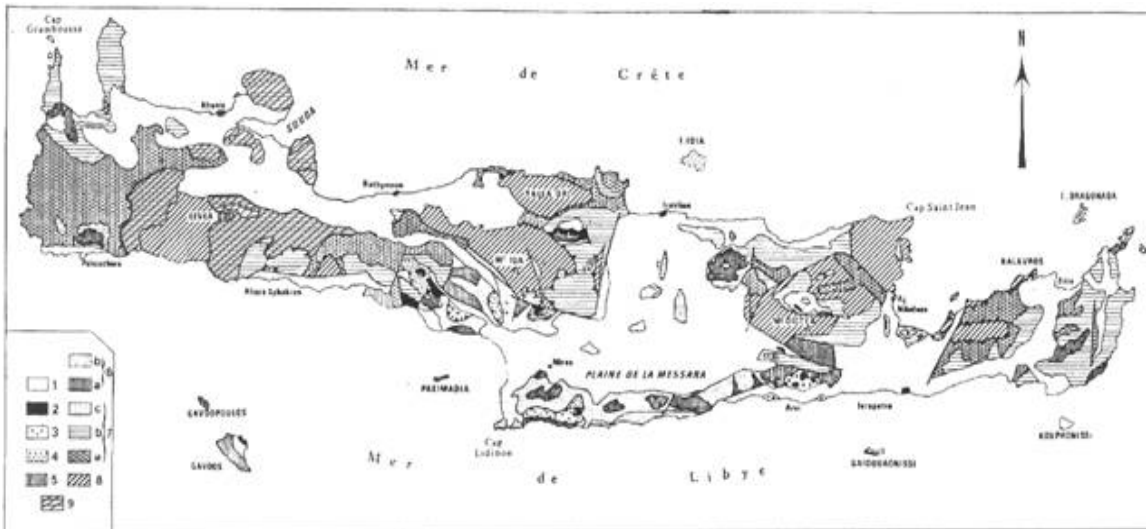
Γεωτεκτονικό σχήμα των Ελληνίδων ζωνών. Rh: Μάζα Ροδόπης, SM: Σερβομακεδονική μάζα, CR: Περιροδοπική ζώνη, (Pe: Ζώνη Παιονίας, Pa: Ζώνη Παϊκού, Al: Ζώνη Αλμωπίας) = Ζώνη Αξίου, Pl: Πελαγονική ζώνη, Ac: Αττικο-Κυκλαδική ζώνη, Sp: Υποπελαγονική ζώνη, Pk: Ζώνη Παρνασσού - Γκιώνας, P: Ζώνη Πίνδου, G: Ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης, I: Ιόνιος ζώνη, Px: Ζώνη Παξών ή Προαπούλια, Au: Ενότητα «Ταλέα όρη - πλακώδεις ασβεστόλιθοι» πιθανόν της Ιονίου ζώνης (Μουντράκης, 1985)

Από τις γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας οι μάζες Ροδόπης και Σερβομακεδονικής θεωρούνται ότι αποτελούν την "Ελληνική Ενδοχώρα", οι ζώνες Περιροδοπική, Παιονίας, Παϊκού, Αλμωπίας, Πελαγονική, Αττικοκυκλαδική και Υποπελαγονική ονομάζονται "Εσωτερικές Ελληνίδες" και οι ζώνες Παρνασσού-Γκιώνας, Ωλονού-Πίνδου, Γαβρόβου-Τρίπολης, Αδριατικοϊόνιος και Παξών ονομάζονται "Εξωτερικές Ελληνίδες".

Εκτός από τις κύριες γεωτεκτονικές ζώνες αναφέρονται σαν ξεχωριστές ενότητες, η ενότητα «Ταλέα όρη-

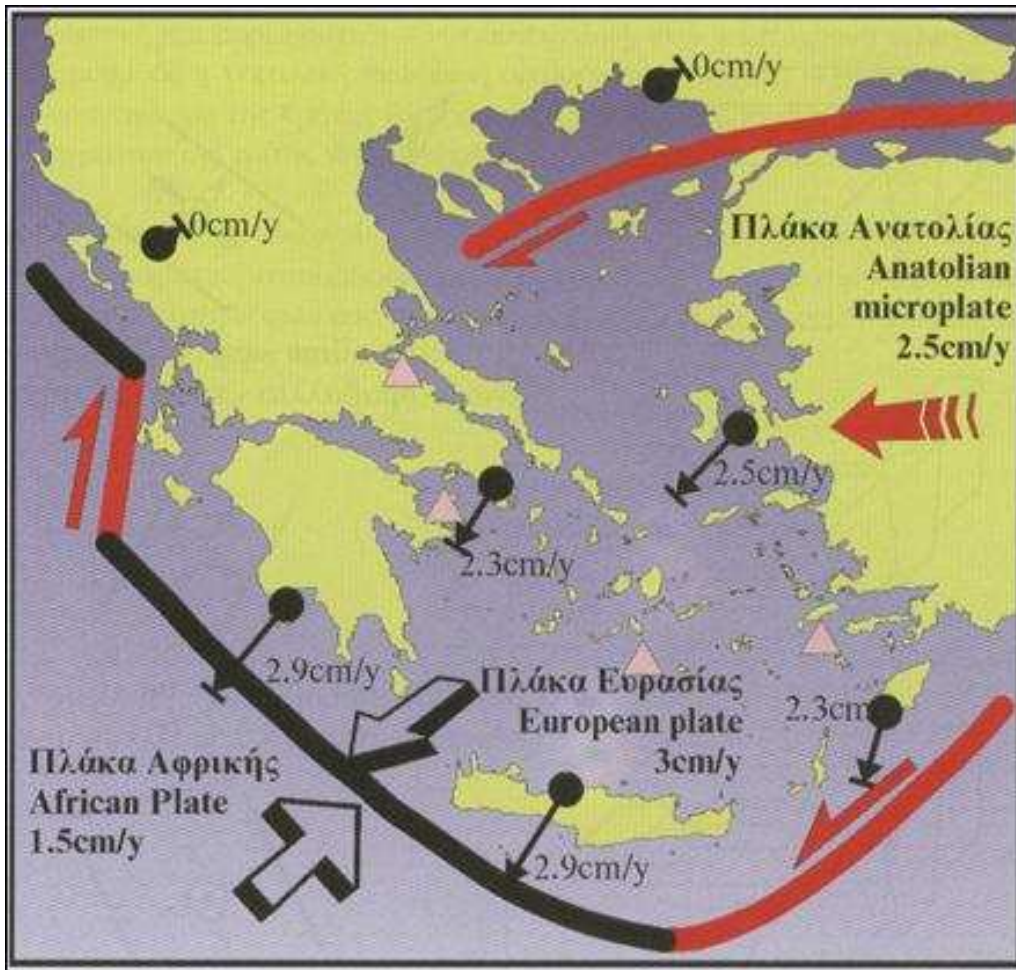
Πλακώδεις ασβεστόλιθοι» που πιθανόν ανήκει στην Αδριατικοϊόνιο ζώνη, και η ενότητα της Βοιωτίας που μάλλον ανήκει στην Υποπελαγονική ζώνη.

Η Γεωλογική δομή της Κρήτης είναι πολύπλοκη, όπως φέρεται και στο παρακάτω σχήμα (Εικόνα 2), και έχουν διατυπωθεί πολλές και διάφορες απόψεις για τη δομή της Κρήτης αυτό οφείλεται στην γεωτεκτονική θέση που κατέχει σε σχέση με τις δύο συγκλίνουσες λιθοσφαιρικές πλάκες, της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής (Εικόνα 3).



Εικόνα 2. Γεωλογικός χάρτης της Κρήτης (τροποποιημένος από Boneau, 1973 ). Στο υπόμνημα: 1. Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα, 2. Οφιόλιθοι, 3. κάλυμμα Αστερουσιών, 4. καλ. Βάτου, 5. καλ. Σπηλίου και Πρέβελη, 6. καλ. Πίνδου (ασβεστόλιθοι, ραδιολαρίτες και φλύσχης), 7. καλ. Τρίπολης (ασβεστόλιθοι, φλύσχης), 7α. Καλ. Φυλλιτών-Χαλαζιτών, 8. καλ. Πλακωδών ασβεστόλιθων και 9. καλ. Τρυπαλίου (Φασσουλάς 2002).





Εικόνα 3. Η σημερινή κινηματική κατάσταση του Αιγαίου (τροποποιημένη από τον Gilbert et al. 1994, Noomen et al. 1996 και Reilinger et al. 1997). Τα βέλη αντιστοιχούν σε οριζόντιες μετατοπίσεις σε σχέση με τη σταθερή Ευρώπη. Η παχιά μαύρη γραμμή δείχνει τη ζώνη υποβύθισης και οι κόκκινες γραμμές πλάγιες κινήσεις.

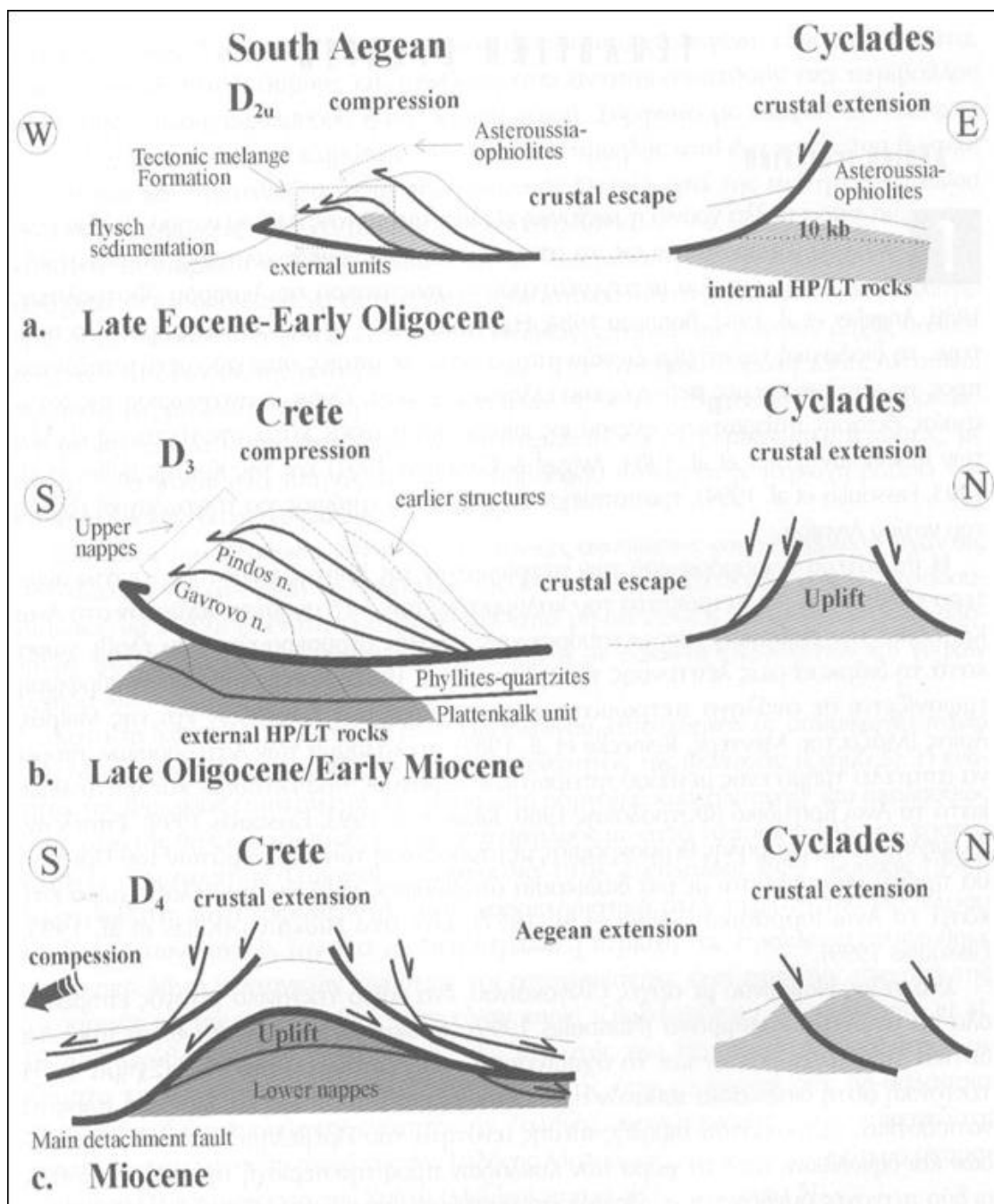
### Αλπική τεκτονική

Για πάρα πολλά χρόνια η τεκτονική εξέλιξη της Κρήτης και του νότιου Αιγαίου γενικότερα, θεωρούνται ως το αποτέλεσμα της τελικής αλπικής, συμπιεστικής τεκτονικής και του μεταγενέστερου νεοτεκτονικού εφελκυσμού (Φυτρολάκης 1980, Angelier et al. 1982, Bonneau 1984, Bonneau et al. 1977 Hall et al. 1984). Το πιο αποδεκτό μοντέλο προτείνει την διαδοχική ανάπτυξη ζωνών υποβάθμισης, οι οποίες συνεχώς μετατοπίζονταν προς τις εξωτερικότερες περιοχές του ελληνικού χώρου. Όμως, η αναγνώριση της διαδικασίας έκτασης ηπειρωτικού φλοιού ως κύριας συνιστώσας κατά την τεκτονική εξέλιξη των Κυκλάδων (Lister et al. 1984, Avigad και Garfunkel 1991), και της Κρήτης (Kilias et al. 1993, Fassoulas et al. 1994, Kilias et al. 1994, Κίλιας και συνεργάτες 1985), τροποποίησε τις μέχρι τότε απόψεις για την γεωλογική εξέλιξη του νότιου Αιγαίου.

Η παλαιότερη παραμόρφωση των πετρωμάτων της Κρήτης παρατηρείται στα ανώτερα καλύμματα. Τα πετρώματα του καλύμματος των Αστερουσίων δέχθηκαν στο Άνω Κρητιδικό την επίδραση μιας μεταμόρφωσης υψηλής θερμοκρασίας που έλαβε χώρα κατά την διάρκεια μιας λέπτυνσης του φλοιού (Hall 1987) καθώς η ίδια μεταμόρφωση εμφανίζεται σε ανάλογα πετρώματα στην περιοχή των Κυκλάδων και της Μικράς Ασίας (Μάζα του Μεντερέ, Reinecke et al. 1982), το κάλυμμα των Αστερουσίων μπορεί να αποτελεί τμήμα ενός μεγάλου ηπειρωτικού τεμάχους που εκτάθηκε

και λεπτύνθηκε κατά το Άνω Κρητιδικό (Φυτρολάκης 1980, Kiliaris et al. 1993 Fassoulas 1999). Επιπλέον, η υψηλής πίεσης/ χαμηλής θερμοκρασίας μεταμόρφωση των πετρωμάτων του Πρέβελη θα πρέπει να συνδέεται με μια διαδικασία υποβόθισης πλακών, που έλαβε χώρα είτε κατά το Άνω Ιουρασικό (Seidel et al. 1977, 1978, Greutzburg και Seidel, 1975), είτε στο Ηώκαινο (Kiliaris et al. 1993, Fassoulas 1999).

Στο τέλος Ηώκαινου με αρχές Ολιγοκαινού, ένα κύριο τεκτονικό γεγονός επηρέασε όλα τα ανώτερα καλύμματα (Fassoulas 1999), προκαλώντας την επώθηση προς τα δυτικά των καλυμμάτων και το σχηματισμό του Τεκτονικού melange (Εικόνα 4). Η τεκτονική αυτή διαδικασία πιθανόν σχετίζεται με μια απόσπαση και διαφυγή προς τα νοτιοδυτικά, πετρωμάτων υψηλής πίεσης (ενότητα του Πρέβελη), κρυσταλλοσχιστωδών και οφιολίθων, από το χώρο των Κυκλάδων προς την περιοχή της Κρήτης, καθώς οι δυο περιοχές συνδέονται γεωλογικά και τεκτονικά μεταξύ τους (Fassoulas 1999).



Εικόνα 4. Η γεωλογική εξέλιξη της Κρήτης (Fassoulas, 1999).

Στο άνω Ολιγόκαινο, η φορά της τοποθέτησης των καλυμμάτων στράφηκε προς τα νότια (Εικόνα 4b). Οι παρατηρήσεις υπαίθρου έδειξαν ότι η μεταβολή της φοράς τοποθέτησης των καλυμμάτων δεν είναι σταδιακή (Fassoulas 1999), αντιθέτως ήταν απότομη και πιθανόν σχετίζεται με την αλλαγή που συνέβη στο Ολιγόκαινο στη σχετική ανάμεσα στην Αφρική και στην Ευρασία (Dercourt et al. 1986). Η καλυμματική τεκτονική του Ολιγοκαίνου επηρέασε όλα τα καλύμματα της Κρήτης προκαλώντας την υποβύθιση και μεταμόρφωση των κατωτέρων καλυμμάτων και την επανατοποθέτηση, με αναστροφή ρήγματα, των ανωτέρων καλυμμάτων (Εικόνα 4b).

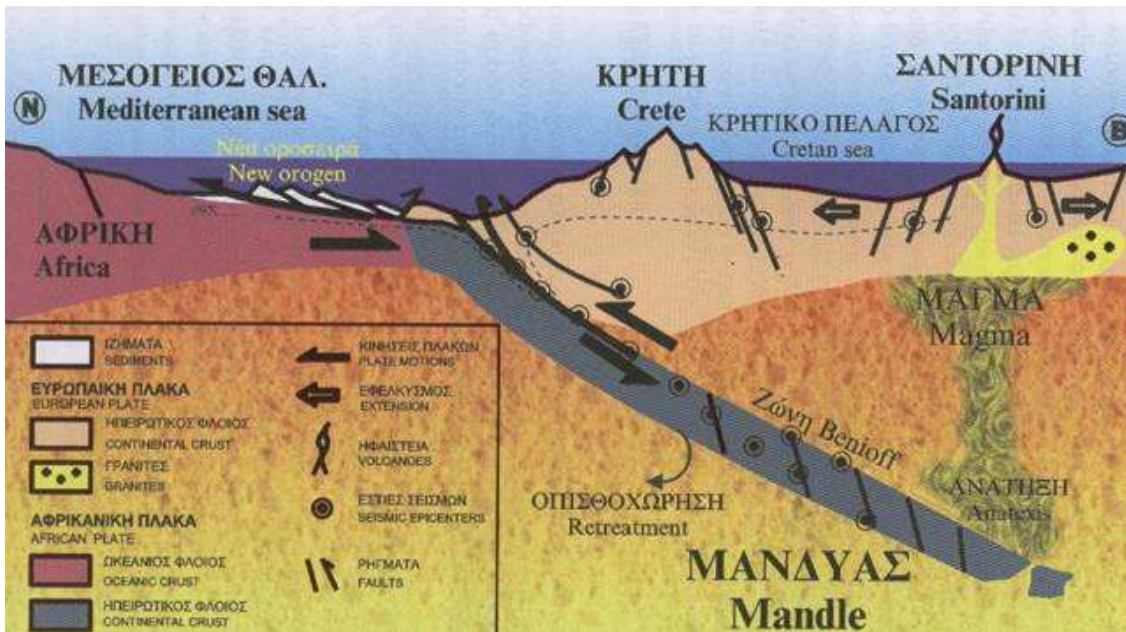
Στην αρχή του Μειόκαινου, τα πετρώματα της Κρήτης επηρεάστηκαν από μια βορρά νότου ηπειρωτική έκταση, ως αντιστάθμισμα στην προηγούμενη πάχυνση του φλοιού (Kilias et al. 1993, Fassoulas et al. 1994, Φασσουλάς 1995, (Εικόνα 4c). Η έκταση αυτή δημιούργησε κανονικά, προς τον βορρά και τον νότο, ρήγματα απόσπασης, και προκάλεσε την κατάρρευση του οικοδομήματος των καλυμμάτων της Κρήτης και τον σχηματισμό των πρώτων συντεκτονικών λεκανών (Εικόνα 4c). Τα ρήγματα απόσπασης διευκόλυναν την απομάκρυνση τουλάχιστον 10 km φλοιού που βρισκόταν ανάμεσα στα ανώτερα και κατώτερα καλύμματα, προκαλώντας ταυτόχρονα την τεκτονική ανύψωση και εκταφή τους.

Η ανύψωση των κατωτέρων καλυμμάτων στην δυτική Κρήτη ήταν πολύ γρήγορη και ολοκληρώθηκε στο χρονικό διάστημα 24 με 15 εκατ. χρόνια από σήμερα (Thompson et al. 1998), ενώ στην κεντρική Κρήτη ήταν πιο αργή, επιτρέποντας έτσι την ανάπτυξη μιας μεταμόρφωσης πολύ χαμηλού βαθμού (Kilias et al. 1994, Fassoulas et al. 1994, Φασσουλάς 1995, Karakitsios, 1979). Η έκταση του Μειόκαινου συνεπώς οδήγησε στην επανατοποθέτηση όλων των καλυμμάτων της Κρήτης και την απολέπτυνση (boudinage) όλων των πετρωμάτων που βρίσκονται πάνω από το κάλυμμα των Πλακωδών ασβεστόλιθων (Εικόνα 4c).

Τα ανώτερα μεταμορφωμένα καλύμματα δεν επηρεάστηκαν ουσιαστικά από την πλαστική παραμόρφωση του Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου, αφού σύμφωνα με παρατηρήσεις πυρηνικών σχάσεων σε απατίτη (Thompson et al. 1998) τα πετρώματα αυτά βρίσκονταν από το Ηώκαινο, σχεδόν σε επιφανειακές συνθήκες.

### **Μετά-αλπική τεκτονική**

Κατά την διάρκεια του Νεογενούς η Κρήτη επηρεάστηκε κυρίως από εφελκυστική-εκτατική με πιθανά διαλείμματα συμπιεστικών φάσεων. Η γεωλογική εξέλιξη της Κρήτης από το Μειόκαινο μέχρι σήμερα από αποτέλεσμα δύο κύριων γεωδυναμικών διεργασιών: της συνεχούς σύγκλισης των πλακών της Αφρικής και Ευρασίας με την ταυτόχρονη οπισθοχώρηση της ζώνης υποβύθισης και της τεκτονικής διαφυγής προς τα νοτιοδυτικά της μικροπλάκας της Ανατολίας (Εικόνα 5).

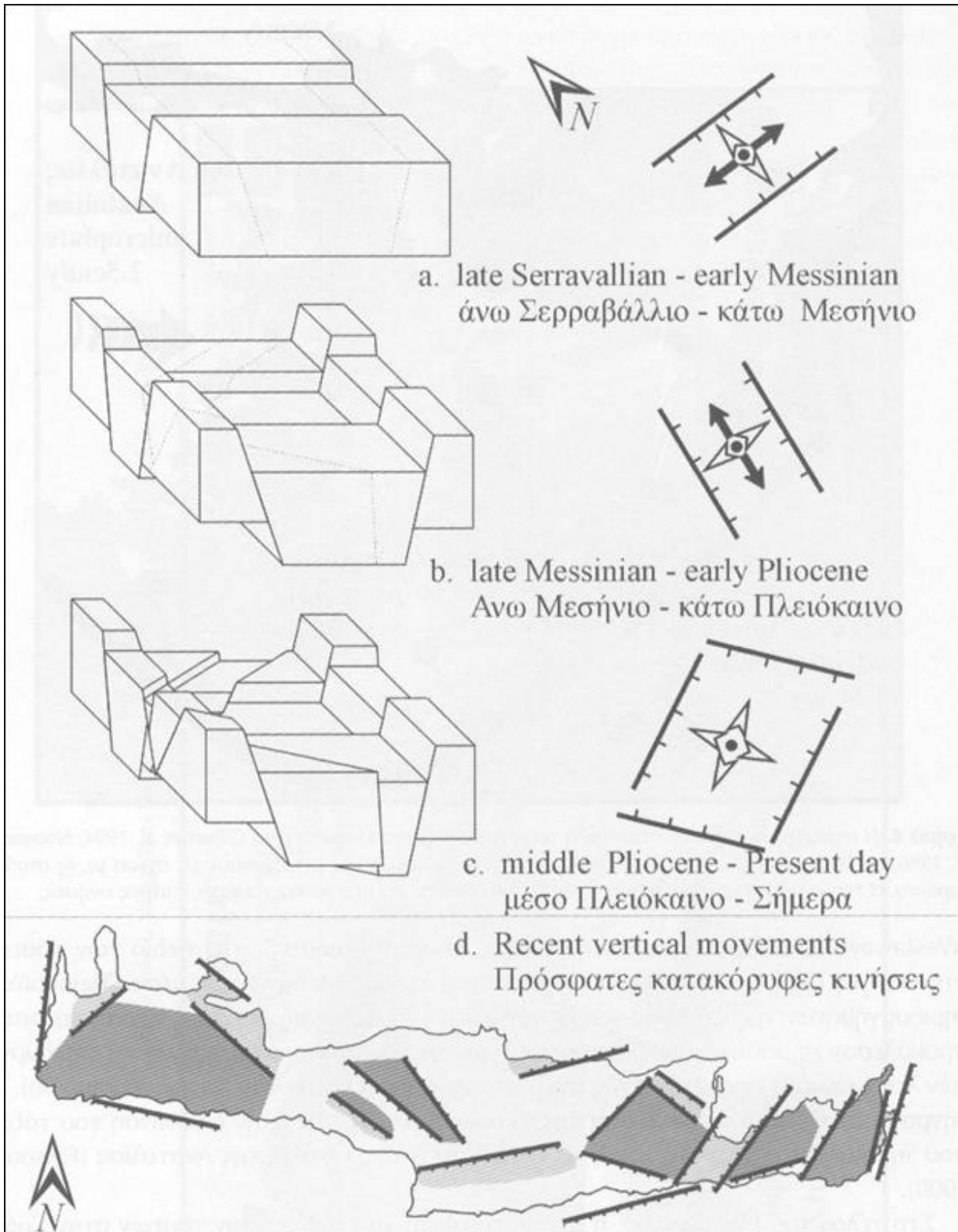


Εικόνα 5. Σχηματική

απεικόνιση της Ελληνικής ζώνης υποβύθισης (χωρίς κλίμακα) (Φασσουλάς 1999)

Πρόσφατες τεκτονικές μελέτες στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης (ten Veen & Meijer 1999 Fassoulas 2000) έδειξαν ότι από το μέσο Μειόκαινο μέχρι σήμερα, η τεκτονική εξέλιξη της Κρήτης ήταν αποτέλεσμα διαδοχικών εφελκυστικών περιόδων που δημιούργησαν τουλάχιστον τρεις γενεές ρηγμάτων. Η πρώτη γενεά αποτελείται από ρήγματα με διεύθυνση ανατολής - δύσης. Η μεγαλύτερη ανάπτυξη των ρηγμάτων αυτών συνέβη κατά την διάρκεια του μέσο/ άνω Μειόκαινου με αρχές Μεσηνίου, ως αποτέλεσμα της οπισθοχώρησης προς τα νότια της ζώνης υποβύθισης. Αυτό το βορρά- νότου εφελκυστικό πεδίο των τάσεων δημιούργησε και τις πρώτες λεκάνες της Κρήτης στην διεύθυνση ανατολής- δύσης (Εικόνα 6α).





Εικόνα 6. Η τεκτονική εξέλιξη της λεκάνης του Ηρακλείου (a. - c.) και οι πρόσφατες τεκτονικές κινήσεις του νησιού (d.). Με ανοικτό γκρι οι καταβυθίσεις και με σκούρο γκρι οι ανυψώσεις (Fassoulas, 2000).

Στο τέλος του Μεσσηνίου, η έναρξη της ολίσθησης κατά μήκος του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας και η απαγομένη τεκτονική διαφυγή της πλάκας της Ανατολίας (Westaway 1994) προκάλεσαν σημαντικές διαφοροποιήσεις στο πεδίο των τάσεων στην Κρήτη (Εικόνα 3). Κατά την διάρκεια του τέλους Μεσσηνίου με μέσο Πλειοκαίνου,

δημιουργήθηκαν τα δεύτερης γενεάς ρήγματα με διεύθυνση βορρά- νότου, τα οποία προκάλεσαν σημαντική ανύψωση ορισμένων περιοχών και ταυτόχρονα την δημιουργία των λεκανών του Ηρακλείου της Ιεράπετρας και του Καστελίου Χανίων (Εικόνα 6b). Τα ρήγματα αυτά είναι αποτέλεσμα της έκτασης παράλληλα στην διεύθυνση του τόξου, που προκάλεσε η διαφυγή προς τα νοτιοδυτικά της πλάκας της Ανατολίας (Fassoulas 2000).

Στο τέλος του Πλειόκαινου, η σταθεροποίηση του πεδίου των τάσεων στην Κρήτη που δημιούργησε το σημερινό, ενεργό γεωδυναμικό καθεστώς (δηλαδή η οπισθοχώρηση της ζώνης υποβύθισης και η διαφυγή της Ανατολίας), προκάλεσε τα ρήγματα της τρίτης γενεάς. Αυτά αναπτύχθηκαν κάθετα μεταξύ τους, λόγω του ότι οι εφελκυστικοί άξονες του πεδίου των τάσεων βρίσκονται οριζόντιοι και με το ίδιο μέγεθος (Εικόνα 6c). Εξαιτίας των ρηγμάτων αυτών δημιουργήθηκαν νέες λεκάνες με διεύθυνση βορειοανατολική- νοτιοδυτική και βορειοδυτική- νοτιοανατολική, ενώ ταυτόχρονα συνεχίστηκε με μεγάλους ρυθμούς η τεκτονική ανύψωση ορισμένων περιοχών. Η σημερινή τοπογραφία και το ανάγλυφο της Κρήτης διαμορφώθηκαν από την δράση πολλών, μεγάλης κλίμακας, ρηγμάτων της τρίτης γενεάς (Εικόνα 6d), με ορισμένα από αυτά να είναι ακόμα ενεργά.

Από το τέλος του Μειόκαινου, η τεκτονική ανύψωση ολόκληρης σχεδόν της Κρήτης ενίσχυσε την καρστική αποσάθρωση των αθρακικών πετρωμάτων σχηματίζοντας πολλά φαράγγια, σπηλιές και οροπέδια, καθώς επίσης και άλλες εντυπωσιακές καρστικές δομές.

### **2.1.2 Γεωγραφική θέση περιοχής έρευνας**

Πρόκειται για μια από τις σημαντικότερες υδρολογικές λεκάνες του Νομού Χανίων. Βρίσκεται στο βόρειο κεντρικό τμήμα της επαρχίας Κυδωνιάς του Νομού Χανίων, με διεύθυνση τον άξονα Βορράς-Νότος και σε μέση απόσταση από την πόλη των Χανίων, 15 Km περίπου. Εντός της περιοχής της λεκάνης περιλαμβάνονται τα χωριά Φουρνές, Σκινές, Σκορδαλού, Καρανίου, Αλικιανού, Βατόλακκος, Κουφός, Αγιά, Πατελάρι, Πλατανιάς και Γεράνι, ενώ στις παρυφές της, οι Λάκκοι, Ψαθογιάννος, Μανωλιόπουλο, Βαρύπετρο, Περιβόλια και Μεσκλά κ.ά.

### **2.1.3 Γεωλογία περιοχής έρευνας**

Γεωλογικά η λεκάνη κερίτη χαρακτηρίζεται από τέσσερις κύριους γεωλογικούς σχηματισμούς .

- Ανθρακικά πετρώματα. Καταλαμβάνουν το ΝΑ τμήμα της, και επεκτίνονται πολύ νοτιότερα, και εκ της εν λόγω υδρολογικής λεκάνης, έως τον κύριο ασβεστολιθικό όγκο των λευκών Ορέων.
- Φυλλίτες – Χαλαζίτες. Συναντούνται στο ΝΑ – κεντρικό τμήμα της λεκάνης, επίσης εμφανίζονται σε μικρότερη έκταση και στο βόρειο τμήμα της.
- Νεογενείς σχηματισμοί. Στη λεκάνη Κερίτη αναπτύσσονται τα κροκαλολατυποπαγή, νότια της Αγιάς, στην ευρύτερη περιοχή Χαροσπηλίου. Είναι ανθρακικής προέλευσης με ανθρακικό συνδετικό υλικό, με γνώρισμα την ψηλή υδροπερατότητα τους. Επίσης πρέπει να επισημανθεί ότι η ύπαρξη νεογενών πετρωμάτων (μαργαίκοι ασβεστόλιθοι, μάργες, γύψοι κ.α.) στην περιοχή Βλυχάδες είναι πιθανοί. Θα πρέπει να τονισθεί ότι οι δύο ανώτεροι σχηματισμοί βρίσκονται σε τεκτονική επαφή και οριοθετούν δύο ημιανεξάρτητα υδρογεωλογικά συστήματα.
- Τεταρτογενείς σχηματισμοί. Είναι οι νεότερες αποθέσεις, οι οποίες αποτελούνται από ανδρομερή εν γένει υλικά, καθώς και αργίλους, άμμος και καταλαμβάνουν ένα σημαντικό τμήμα της λεκάνης στην περιοχή Αγιάς, Αλικιανού, Βατόλακκου, σκίνε, Κουφού με σημαντικό πάχος και αξιόλογη υδροφορία.

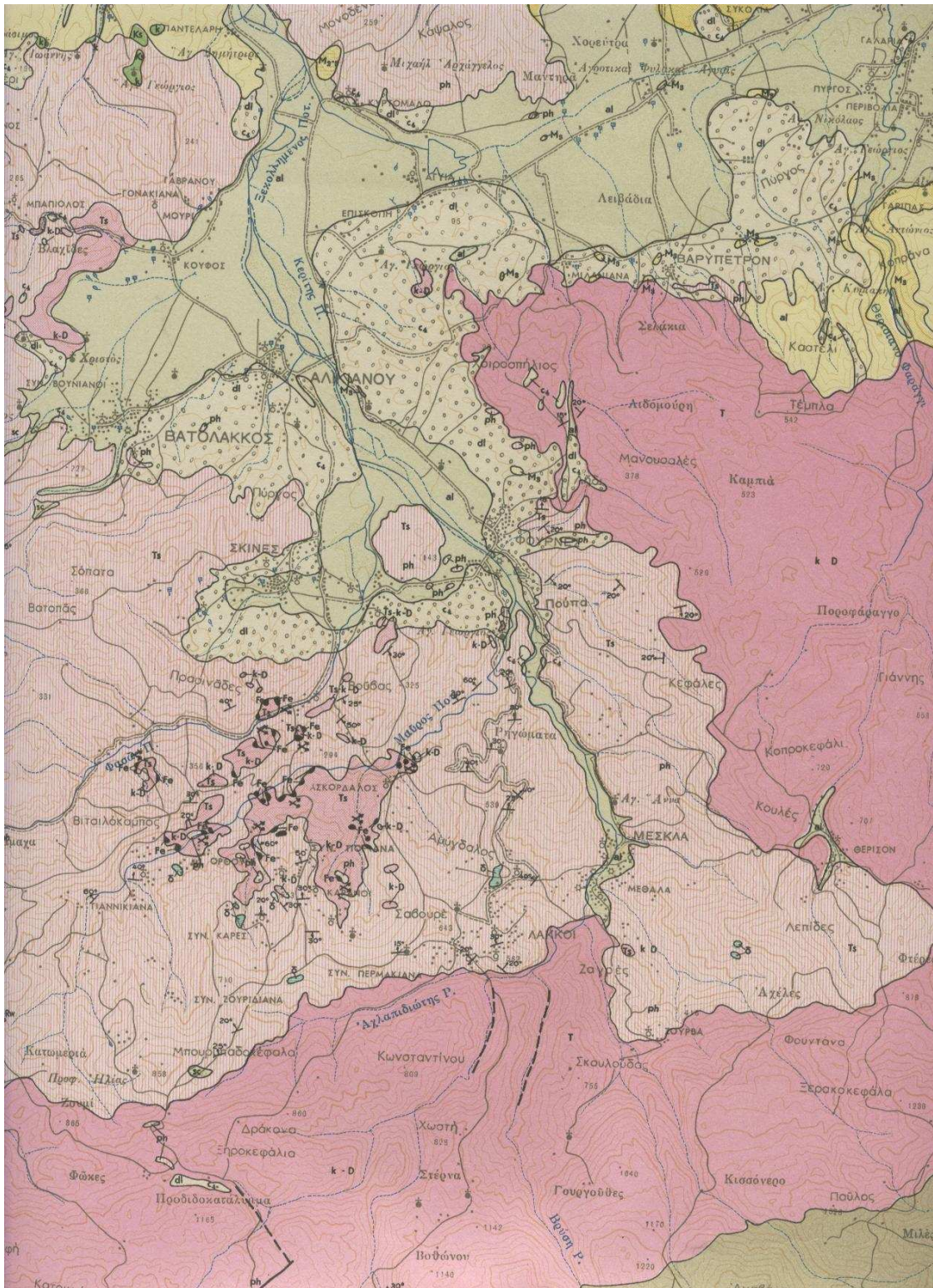
Οι σχηματισμοί αυτοί όσον αφορά το πάχος τους αλλά και τη υδροφορία που παρουσιάζουν, δεν έχουν διερευνηθεί πλήρως.

Το μεγαλύτερο τμήμα της, 75 km<sup>2</sup> περίπου, αναπτύσσεται σε ανθρακικούς σχηματισμούς, ενώ οι φυλλιτικοί χαλαζιτικοί σχηματισμοί καλύπτουν περί τα 63 km<sup>2</sup>. Στο κατάντη τμήμα της λεκάνης αναπτύσσονται οι νεογενείς σχηματισμοί κυρίως μάργες και κροκαλοπαγή σε έκταση περίπου 16 km<sup>2</sup>. Η υπόλοιπη έκταση περίπου 22 km<sup>2</sup> αντιστοιχεί στις σύγχρονες αλλουβιακές αποθέσεις κροκαλών, άμμων και αργίλων, κυμαινόμενου πάχους που κατα θέσεις ξεπερνά τα 100m.

Οι ανθρακικοί σχηματισμοί που αναπτύσσονται στα νότια και ανατολικά τμήματα της λεκάνης, επεκτείνονται και εκτός υδρολογικής λεκάνης. Στην υδρολογική λεκάνη του Κερίτη συναντώνται μεγάλες εκφορτίσεις καρστικών πηγών.

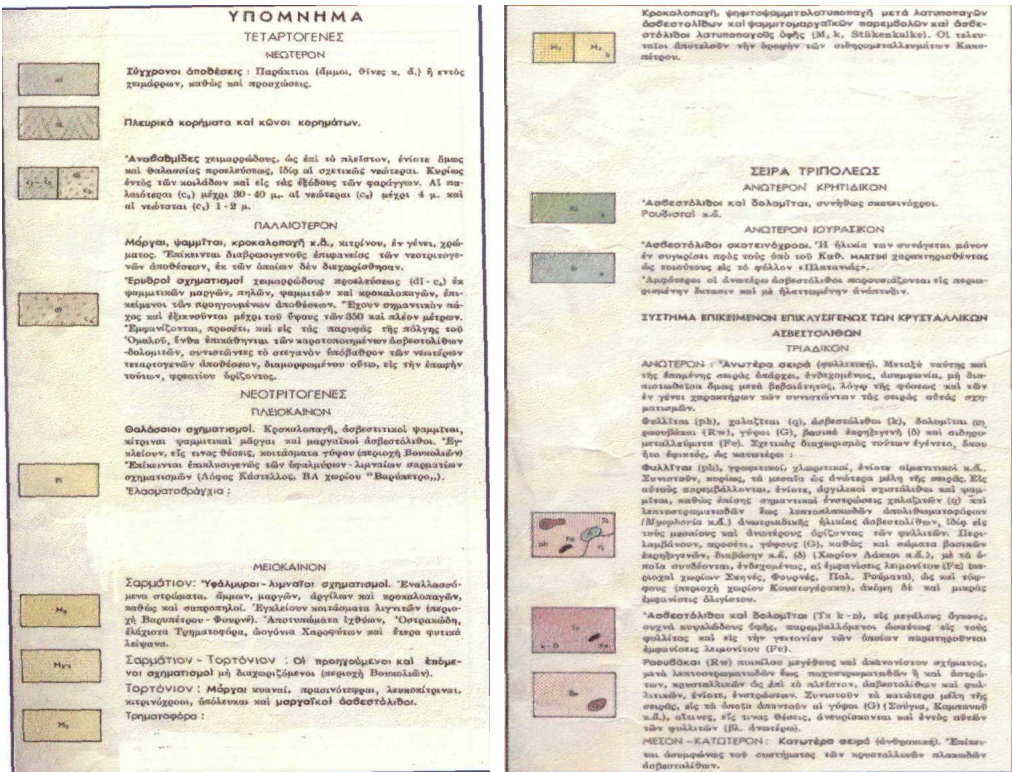
Στις σύγχρονες αποθέσεις αναπτύσσεται φρεάτιος υδροφορία σημαντικού κατά θέσεις δυναμικού που εξαρτάται από το ποσοστό συμμετοχής ανδρομερών υλικών και την τροφοδοσία τους από την επιφανιακή απορροή. Κατα θέσεις εξαιτίας των μη συνεχών αργλικών οριζόντιων μεταξύ των ανδρομερών αποθέσεων συναντάται μερικώς υπό πίεση υδροφορία που στο σύνολο της όμως μπορεί να χαρακτηριστεί ως ενιαία. Οι εναλλαγές αυτές των ανδρομερών και λεπτόκοκκων οριζόντων διαφορετικής υδρογεωλογικής συμπεριφοράς δεν είναι συνεχείς στο χώρο και παρατηρούνται αποσφηνώσεις αποτρέποντας έτσι τη δημιουργία ενιαίων υπό πίεση υδροφοριών. Στην περίμετρο του προσχωματικού πεδίου η συμμετοχή των ανδρομερών οριζόντων μειώνετε. Το μεγάλο κατά θέσεις πάχος των αποθέσεων είναι αποτέλεσμα της πρόσφατης τεκτονικής δράσης.





Εικόνα 7.



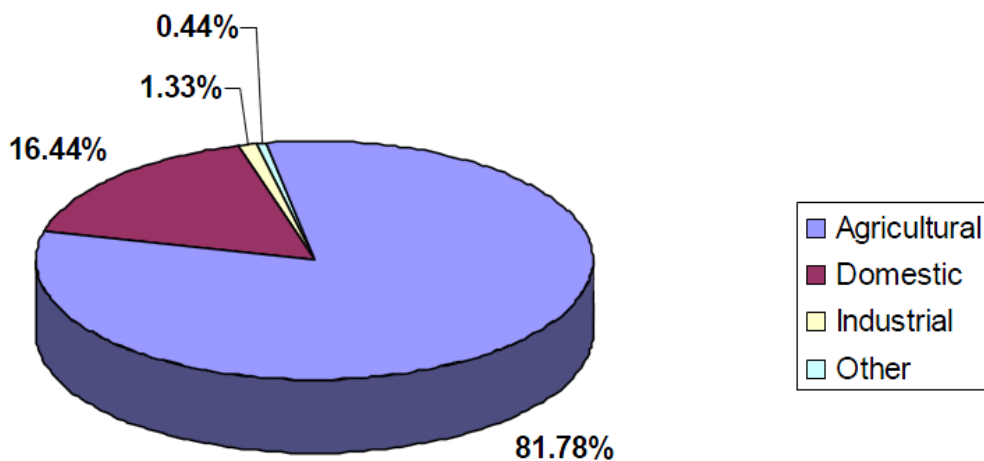


Εικόνα 8 .Απόσπασμα του γεωλογικού χάρτη Χανίων (IGME 1997).

**2.2 ΥΔΡΟΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΚΡΗΤΗΣ – Ν. ΧΑΝΙΩΝ**

Το διαμέρισμα νερού της Κρήτης είναι ένα από τα δεκατέσσερα που υπάρχουν στην Ελλάδα. Αποτελείται από το νησί της Κρήτης και τα περιβάλλοντα νησιά Γαύδος, Ντια, Κουφονήσι, Κριση Διονησάδες, Σπιναλόγκα και Παξιμάδι. Η περιοχή του διαμερίσματος είναι 8.335 km<sup>2</sup> και καλύπτει το 6.3% της Ελλάδας. Λαμβάνει έναν μέσο όρο 8074 Mm<sup>3</sup>/year από πτώση. Διάφορες λεκάνες υπάρχουν οφειλόμενο αντιθέτως τοπίο και σύνθετοι γεωλογικοί σχηματισμοί αλλά η συνολική περιοχή τους είναι περίπου 600 km<sup>2</sup>. Η πιό πρόσφατη πλήρης μελέτη από το τεχνικό Επιμελητήριο της Ελλάδας (TCG, 1996) υπολογίζει την ετήσια δυνατότητα νερού της Κρήτης σε 2600 Mm<sup>3</sup> από τα οποία τα 1300 Mm<sup>3</sup> είναι η δυνατότητα επιφάνειας (συμπεριλαμβανομένης της παροχής των ελατηρίων) και τα 1300 Mm<sup>3</sup> είναι τα υπόγεια νερά. Η ετήσια διαθεσιμότητα είναι 4800 m<sup>3</sup>/citizen όπου η απαίτηση νερού (για το έτος 1996) είναι 450Mm<sup>3</sup>.

Η διανομή της απαίτησης νερού σε διάφορες δραστηριότητες είναι: Γεωργία: 368Mm<sup>3</sup> Εσωτερικός: 74Mm<sup>3</sup> Βιομηχανικός: 6Mm<sup>3</sup> και άλλο 2Mm<sup>3</sup> όπως απεικονίζεται παρακάτω



Απαίτηση νερού για διάφορες δραστηριότητες στο διαμέρισμα νερού της Κρήτης (TCG, 1996)

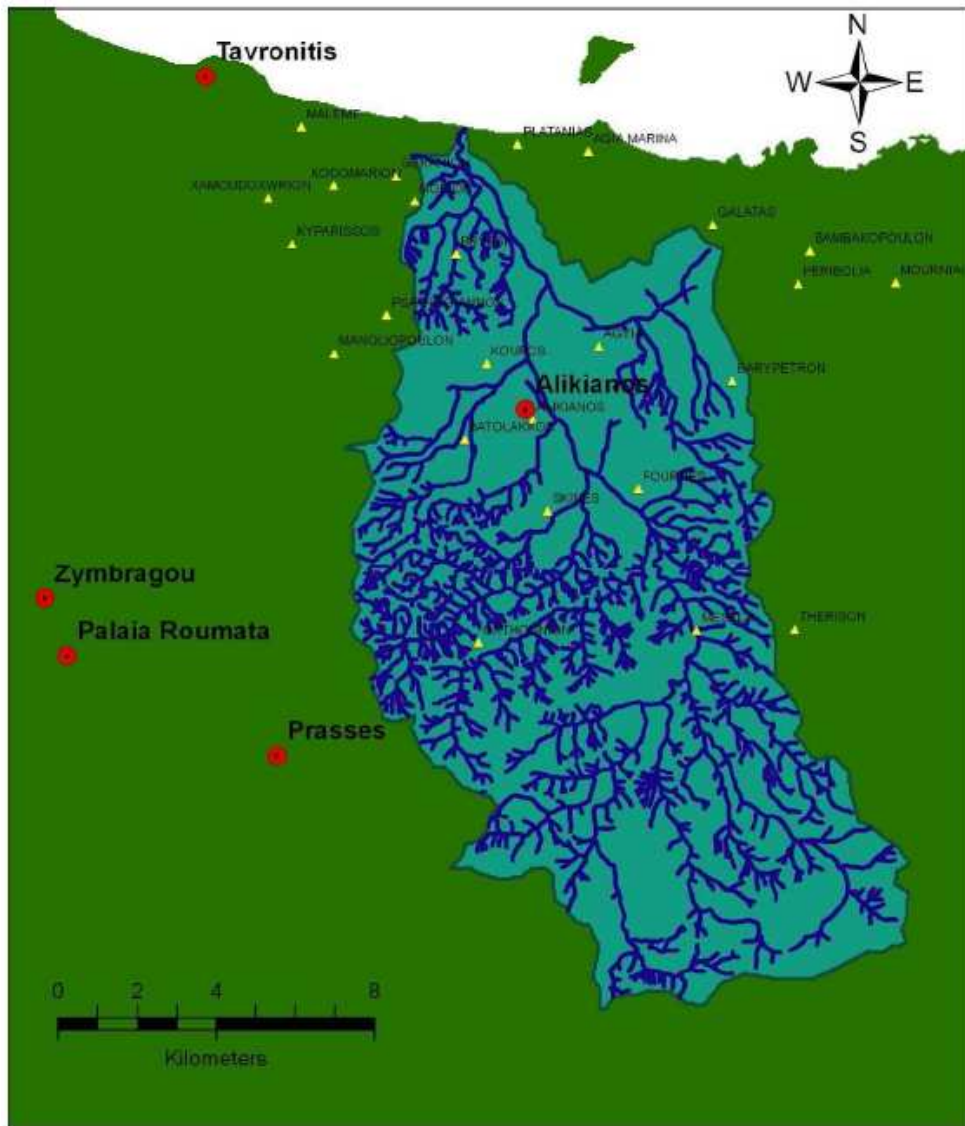
Το βασικό πρόβλημα του διαμερίσματος νερού της Κρήτης είναι ότι γεωγραφικά η διανομή των υδάτινων πόρων είναι αντίστροφη ανάλογη με τη γεωγραφικά διανομή των απαιτήσεων νερού. Πιο συγκεκριμένα, η πλειοψηφία των υδάτινων πόρων που διανέμονται στο δυτικό μέρος του διαμερίσματος όπου η πλειοψηφία των γεωργικών δραστηριοτήτων (και έτσι η πλειοψηφία των απαιτήσεων νερού) που διανέμονται στη ανατολική πλευρά (Tsanis, 2003). Αυτό το γεγονός οδηγεί στην εντατική άρδευση στον κεντρικό και τη ανατολική πλευρά που οδήγησαν στη μείωση του επιπέδου του υδροφόρου στρώματος και στην αλάτωση σε μερικές παραλιακές περιοχές.

### 2.2.1 Βροχοπτώσεις

Εσωτερική λεκάνη του Κερίτη υπάρχει μόνο ένας μετεωρολογικός σταθμός (Αλικιανός) αυτό θα μπορούσε να παρέχει τα στοιχεία βροχοπτώσεων. Προκειμένου να υπάρξει μια ακριβέστερη άποψη των βροχοπτώσεων στην περιοχή μελέτης, τα στοιχεία συνέλεξαν επίσης από τους περιβάλλοντες σταθμούς που υπάρχουν στα διαφορετικά ύψη όπως παρουσιάζονται στον πίνακα(Εικόνα 9) και απεικονισμένος στο παρακατω σχήμα.

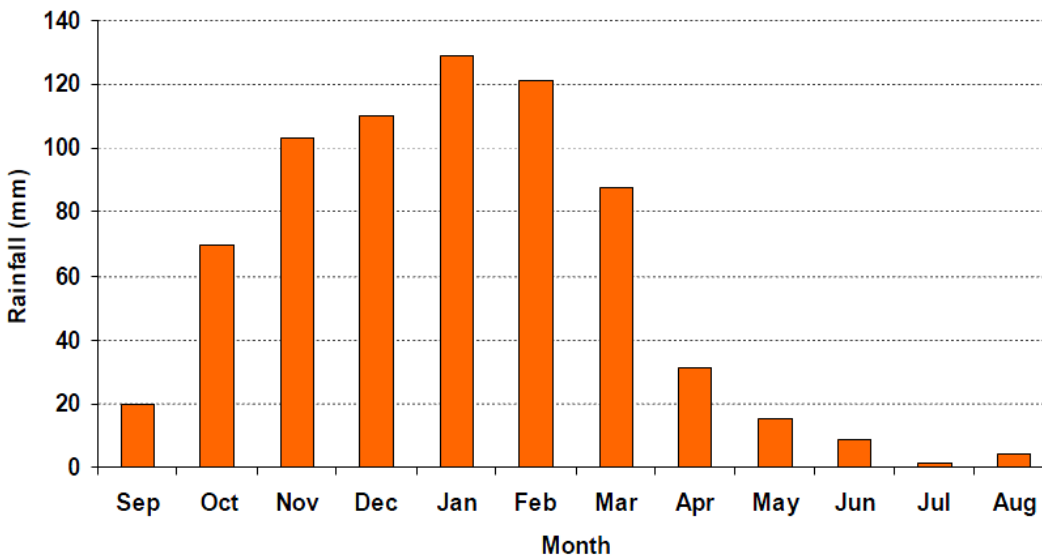
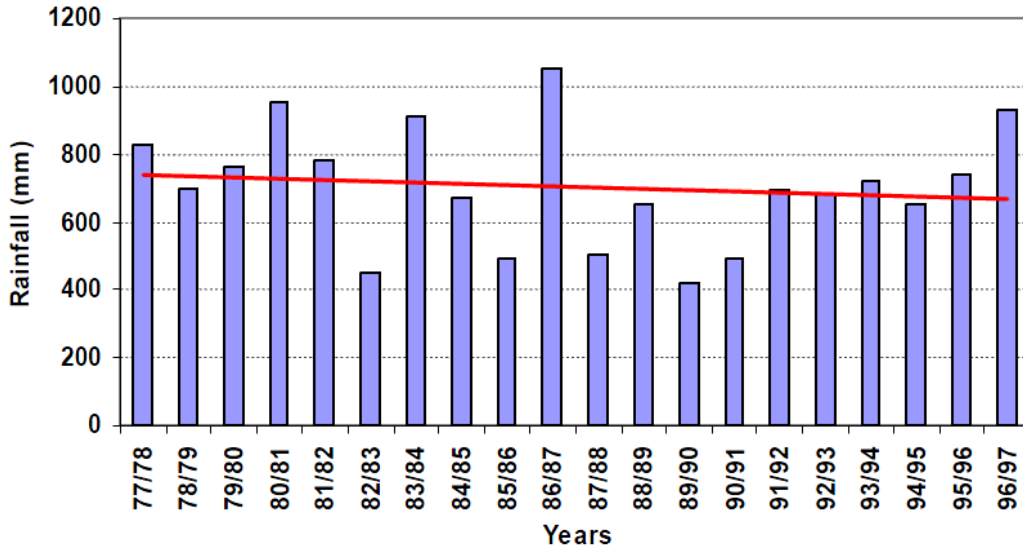
Εικόνα 9. Μετεωρολογικοί σταθμοί που παρέχουν τα στοιχεία βροχοπτώσεων και χάρτης θέσης των σταθμών (Μετεωρολογικοί σταθμοί (κόκκινοι κύκλοι) μέσα (Αλικιανός) και κοντινή λεκάνη του Κερίτη (Ταυρωνίτης, Ζυμπράγκου, Παλαιά Ρουμάτα και Πρασσές). Τα κίτρινα τρίγωνα δείχνουν τα χωριά της περιοχής).

ID	Meteorological station	Elevation (masl)	Rainfal data availability	
			Monthly	Daily
1	Tavronitis	14	77/78-96/97	73/74-76/77
2	Zybragou	68	77/78-96/97	73/74-76/77
3	Alikianos	235	77/78-96/97	73/74-76/77
4	Palaiia Roumata	316	73/74-00/01	73/74-00/01
5	Prasses	520	91/92-00/01	91/92-00/01



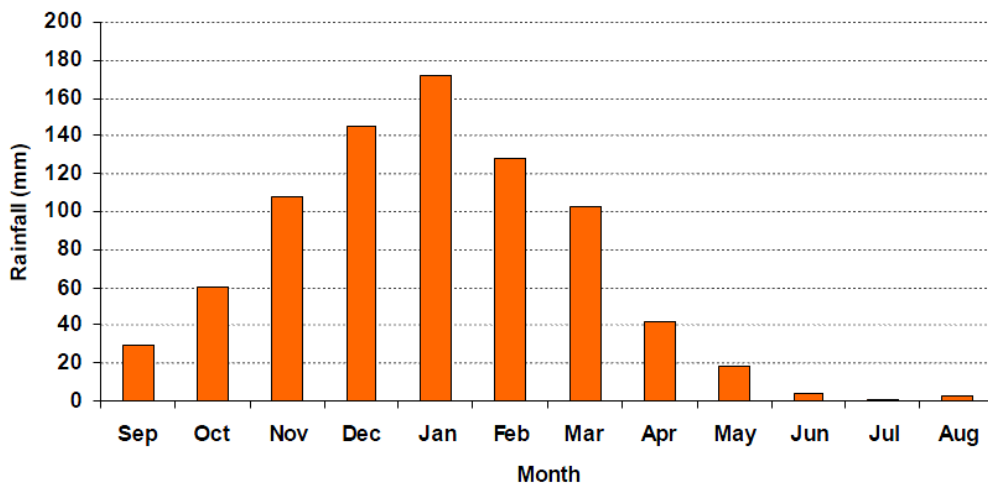
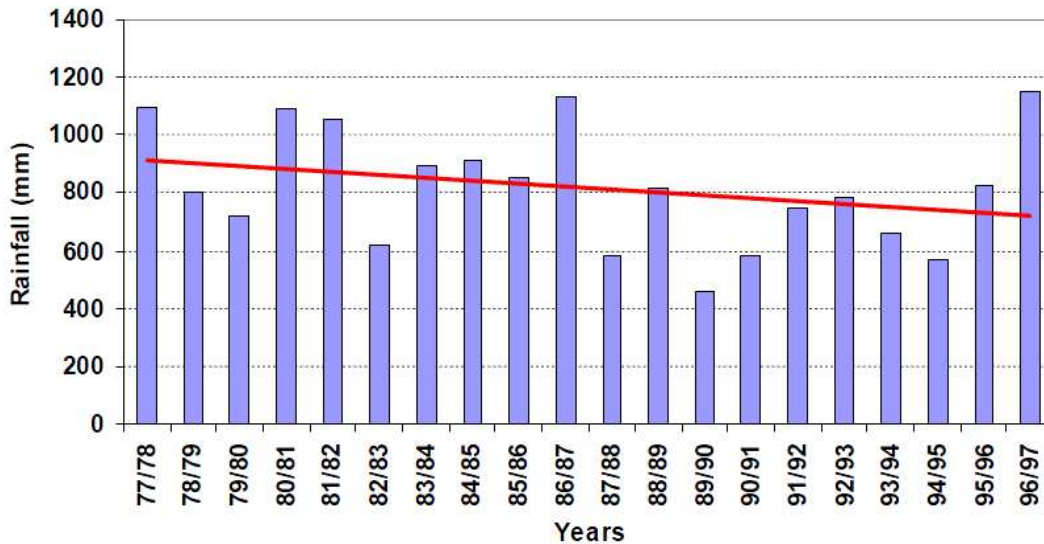
Εικόνα 10. Χωρική κατανομή των βροχομετρικών σταθμών στην ευρύτερη περιοχή έρευνας.

Για κάθε σταθμό ετήσια χρονοσειρά βροχοπτώσεων καθώς επίσης και ένα χαρακτηριστικό υδρολογικό έτος (με τις μέσες μηνιαίες τιμές) παρουσιάζονται. Αυτά τα δύο διαγράμματα παρέχουν την ποσοτική περιγραφή των βροχοπτώσεων στην περιοχή γύρω από τους σταθμούς. Είναι παρέχουν επίσης τη χρονική διανομή του κατά τη διάρκεια ολόκληρης της περιόδου δειγματοληψίας καθώς επίσης και κατά τη διάρκεια ενός έτους



Ετήσιες βροχοπτώσεις (κορυφή) και μέσες μηνιαίες βροχοπτώσεις (κατώτατο σημείο) για το σταθμό Ταυρωνίτης. Η κόκκινη γραμμή απεικονίζει τη προεξέχουσα τάση.

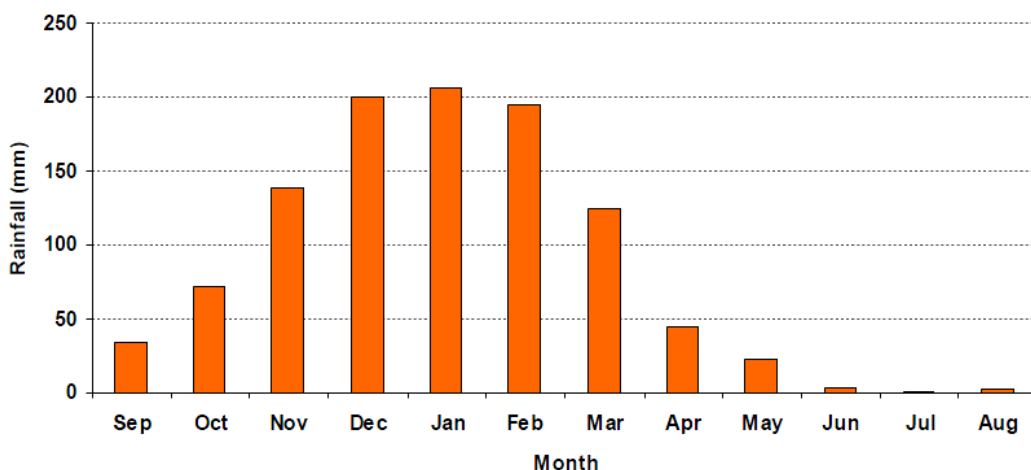
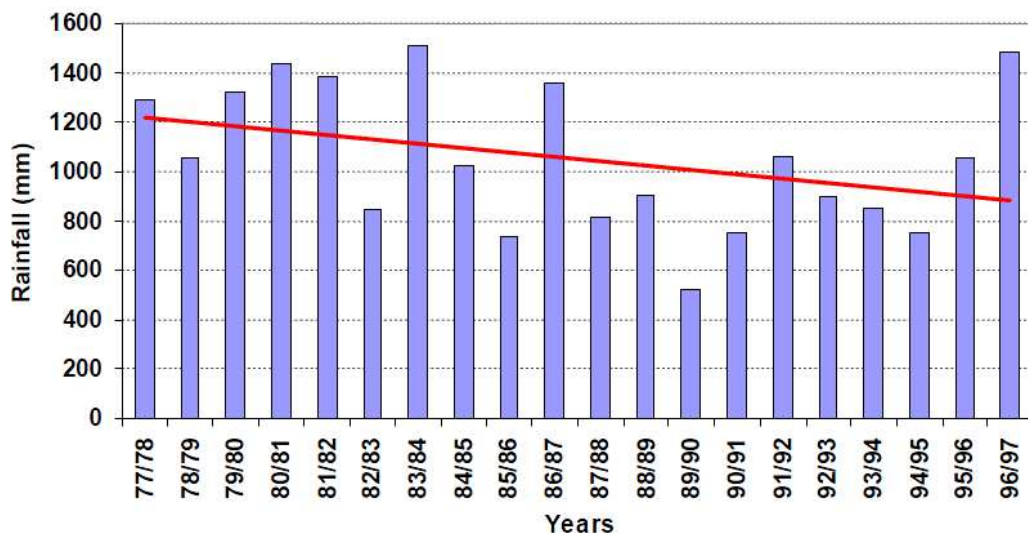
Το ξηρότερο έτος για το σταθμό Ταυρωνίτη ήταν το 1989/90 με τις ετήσιες βροχοπτώσεις 415mm όταν ο υδατώδης ήταν το 1986/87 με τις ετήσιες βροχοπτώσεις 1047mm. Ο υγρότερος μήνας ήταν Ιανουάριος με τις μέσες βροχοπτώσεις 129mm όταν Ιούλιος ήταν ο ξηρότερος με τις βροχοπτώσεις 4mm. Η τάση υπαγορεύει ότι υπάρχει μια μείωση στις βροχοπτώσεις κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου 20χρόνια.



Ετήσιες βροχοπτώσεις (κορυφή) και μέσες μηνιαίες βροχοπτώσεις (κατώτατο σημείο) για το σταθμό Αλικιανού. Η κόκκινη γραμμή απεικονίζει τη προεξέχουσα τάση.

Όπως φαίνεται στο παραπάνω σχήμα το ξηρότερο έτος για το σταθμό Αλικιανό ήταν το 1989/90 με ετήσιες βροχοπτώσεις 465mm όταν ο υδατώδης ήταν το 1989/90 με τις ετήσιες βροχοπτώσεις 1139mm. Ο υγρότερος μήνας ήταν Ιανουάριος με τις μέσες βροχοπτώσεις 172mm όταν Ιούλιος ήταν ο ξηρότερος με πλησίον μηδές βροχοπτώσεις. Παρόμοιος με το σταθμό Ταυρωνίτη, υπάρχει μια μείωση κατόπιν το πρώτο 10χρόνια που ακολούθησε μέχρι μια ξηρά περίοδο. Γενικά η τάση μειώνεται για η εξετασμένη περίοδος 20χρόνων.

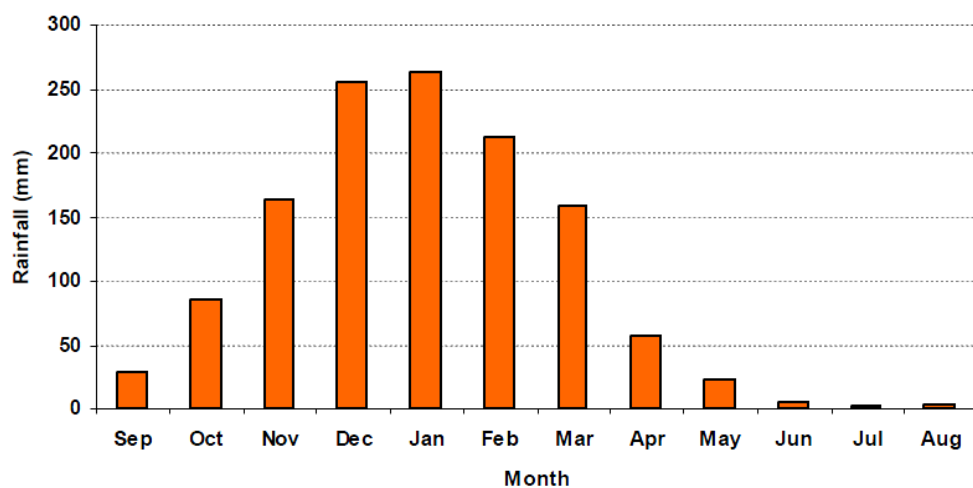
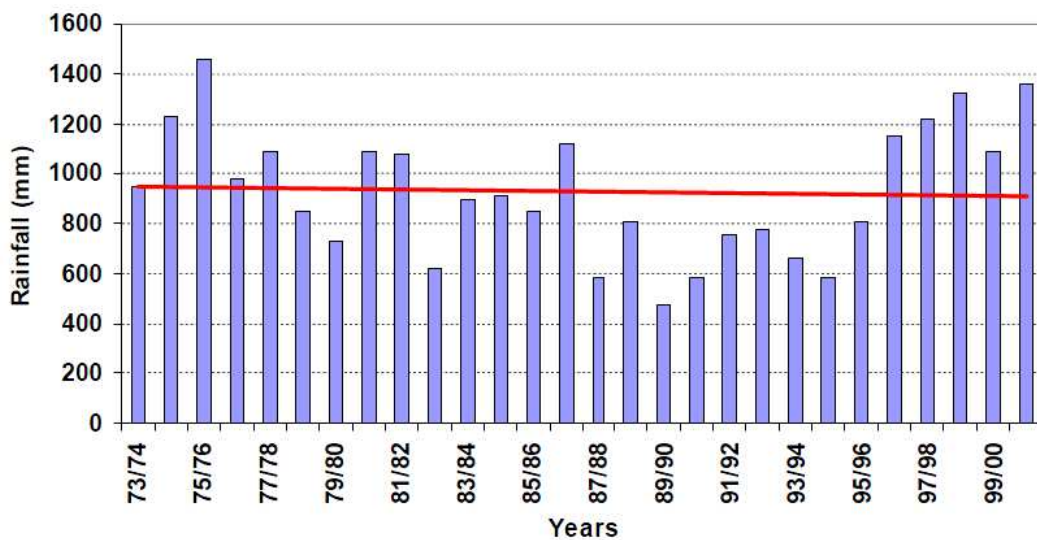




Ετήσιες βροχοπτώσεις

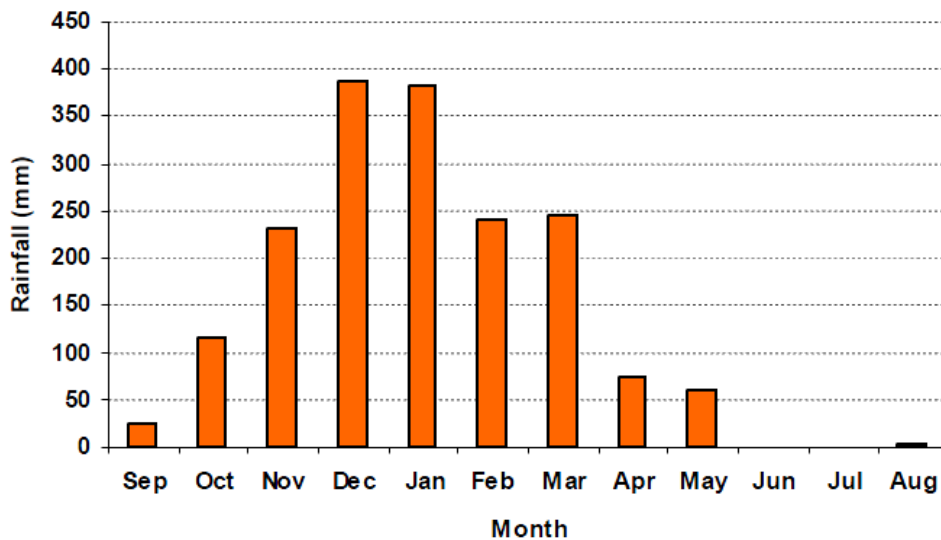
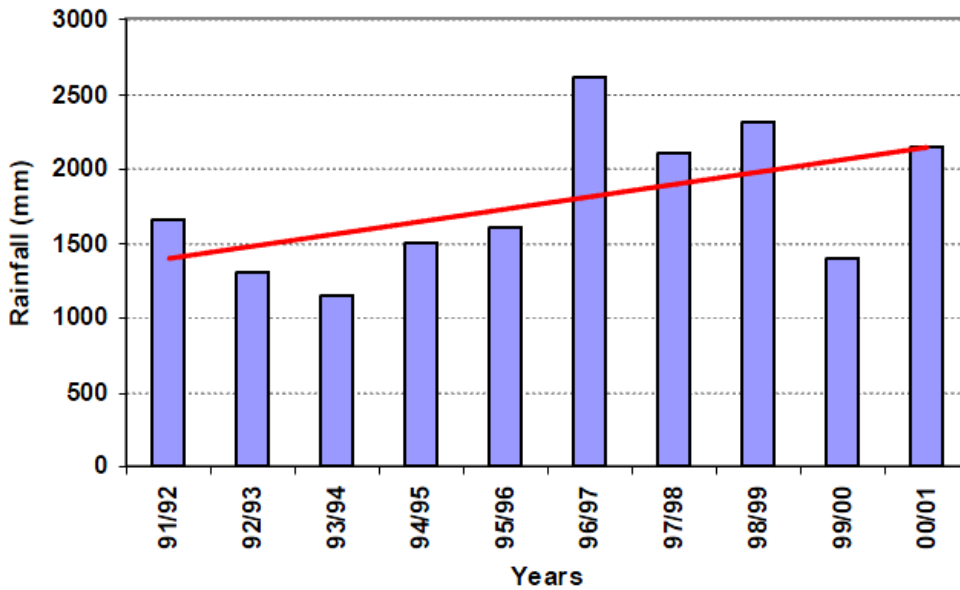
(κορυφή) και μέσες μηνιαίες βροχοπτώσεις (κατώτατο σημείο) για το σταθμό Ζυμπραγού. Η κόκκινη γραμμή απεικονίζει τη προεξέχουσα τάση.

Όπως φαίνεται στα παραπάνω διαγράμματα το ξηρότερο έτος για το σταθμό Ζυμπράγκο ήταν το 1989/90 με ετήσιες βροχοπτώσεις 592mm όταν το υδατώδες υδρολογικό έτος ήταν το 1983/84 με τις ετήσιες βροχοπτώσεις 1512mm. Ο υγρότερος μήνας ήταν Ιανουάριος (με μια μικρή διαφορά από το Δεκέμβριο) με τις μέσες βροχοπτώσεις 205mm όταν Ιούλιος ήταν ο ξηρότερος με πλησίον μηδές βροχοπτώσεις. Παρόμοιος με τους προηγούμενους σταθμούς, υπάρχει μια ξηρά περίοδος στο τέλος της μείωσης της δεκαετίας του '80 που οδηγεί μια μειωμένος τάση στις μέσες ετήσιες βροχοπτώσεις.



Ετήσιες βροχοπτώσεις (κορυφή) και μέσες μηνιαίες βροχοπτώσεις (κατώτατο σημείο) για το σταθμό Παλαιά Ρούματα. Η κόκκινη γραμμή απεικονίζει τη προεξέχουσα τάση.

Για το σταθμό Παλαιά Ρουμάτα (σύκο 2.10) το ξηρότερο έτος 1989/90 με ετήσιο βροχοπτώσεις 465mm όταν ο υδατώδης ήταν το 1975/76 με τις ετήσιες βροχοπτώσεις 1451mm καθώς επίσης και πιά πρόσφατα το έτος 2000/01 με 1356mm. Ο υγρότερος μήνας ήταν Ιανουάριος με μέσες βροχοπτώσεις 263mm όταν Ιούλιος ήταν ο ξηρότερος με πλησίον μηδές βροχοπτώσεις. Παρόμοιος με Σταθμός Ταυρωνίτη, υπάρχει μια μείωση μετά από το πρώτο 10χρόνων που ακολούθησε από έναν ξηρό περίοδο. Γενικά η τάση μειώνεται για την εξετασμένη περίοδο 20χρόνων. Στο σταθμό που οι χρονοσειρές βροχοπτώσεων είναι το μακρύτερο έτσι μια περιοδικότητα μπορεί να παρατηρηθεί. Μετά από την ξηρά περίοδο, μια αύξηση στις ετήσιες βροχοπτώσεις ακολουθεί. Για αυτόν τον λόγο η τάση φαίνεται σχεδόν σταθερός.

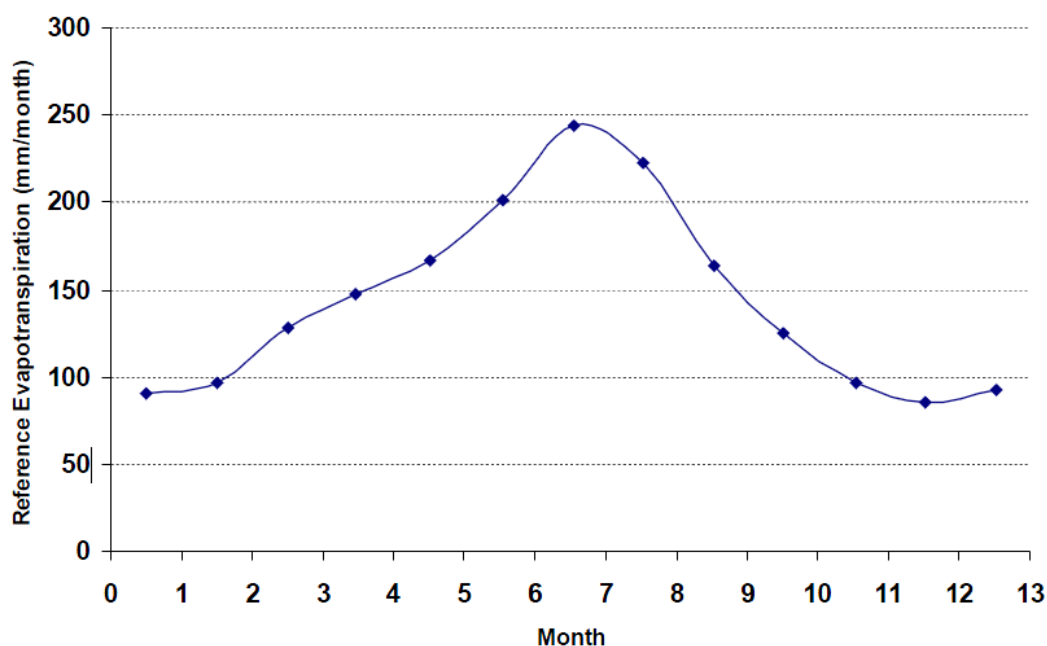


Ετήσιες βροχοπτώσεις (κορυφή) και μέσες μηνιαίες βροχοπτώσεις (κατώτατο σημείο) για το σταθμό Πρασσές. Η κόκκινη γραμμή απεικονίζει τη προεξέχουσα τάση.

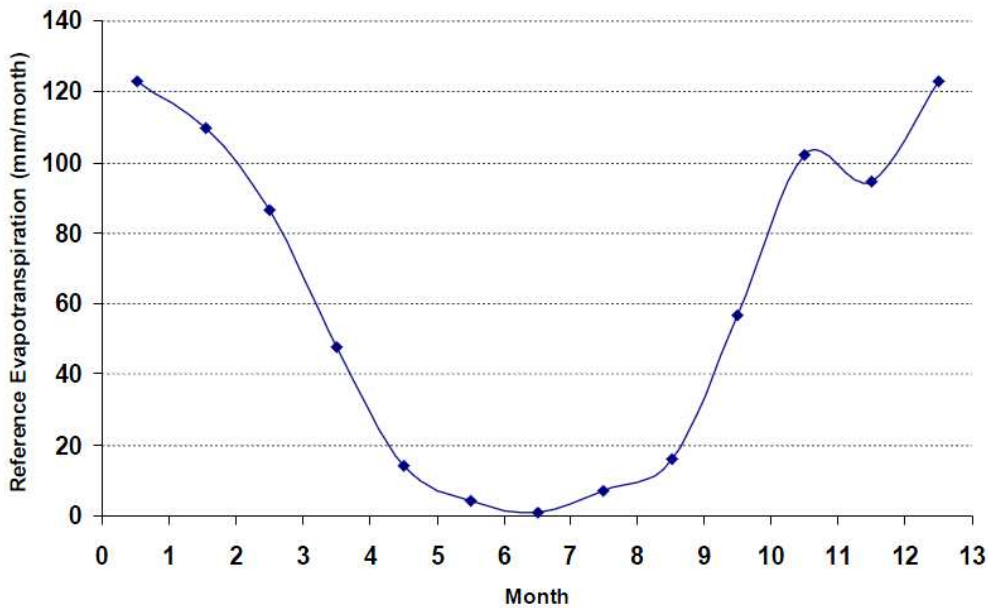
Ο πρόσφατα εγκατεστημένος σταθμός είναι του Πρασσές (πάνω διάγραμμα). Το ξηρότερο έτος 1992/93 με τις ετήσιες βροχοπτώσεις 1183mm όταν ο υδατώδης ήταν το 1996/97 με ετήσιο βροχοπτώσεις 2595mm. Ο υγρότερος μήνας ήταν Δεκέμβριος με τις μέσες βροχοπτώσεις 390mm όπως καλά ως Ιανουάριο με 382. Ο ξηρότερος μήνας είναι Ιούλιος πάλι με μηδές βροχοπτώσεις. Παρόμοιος με το σταθμό Ταυρωνίτη, υπάρχει μια μείωση μετά από το πρώτο 10χρόνια που ακολούθησε από το α ξηρά περίοδο. Γενικά η τάση μειώνεται για την εξετασμένη περίοδο 20χρόνων. Σε αυτό σταθμός που timeseries βροχοπτώσεων είναι το μακρύτερο έτσι μια περιοδικότητα μπορεί να παρατηρηθεί. Μετά από την ξηρά περίοδο, μια αύξηση στις ετήσιες βροχοπτώσεις ακολουθεί. Για αυτόν τον λόγο η τάση φαίνεται σχεδόν σταθερός. Στη δεκαετία δειγματοληψίας το τέλος της ξηράς περιόδου συμπεριλήφθηκε που ακολουθούμενος από την αύξηση στις ετήσιες βροχοπτώσεις μετά από το 1996/97. Αυτό απεικονίζεται στο trendline όποιος παρουσίασε την αύξηση.



Η αναφορά Evapotranspiration μπορεί να καθοριστεί με δύο τρόπους: με τη μέτρηση άμεσα (χρησιμοποιώντας ένα lysimeter) ή από την εκτίμηση που χρησιμοποιεί τα κλιματολογικά ή παν στοιχεία εξάτμισης (Τσανίς, 2003). Η αποτελεσματική πτώση είναι η μερίδα της συνολικής πτώσης που είναι χρήσιμη για την παραγωγή συγκομιδών. Η αποτελεσματική πτώση υπολογίζεται σύμφωνα με τη μέθοδο που αναπτύσσεται από Dastane (1974). Η μέθοδος υποθέτει απλά εκείνο το σχεδόν 60- 80% της πτώσης μέχρι 250 mm/month μπορεί να χρησιμοποιηθεί από τις συγκομιδές. Με βάση τα στοιχεία λαμβανόμενος από τους meteorological σταθμούς Alikianos (που είναι αυτός μόνο μετεωρολογικός ο σταθμός μέσα στην περιοχή μελέτης) Tsanis (2003) υπολόγισε την αναφορά Evapotranspiration και την αποτελεσματική πτώση όπως παρουσιάζεται στα 2 παρακάτω σχήματα.



Μηνιαίες τιμές για το evapotranspiration αναφοράς για το σταθμό Αλικιανού (που τροποποιείται από Tsanis, 2003).



Μηνιαίες τιμές για την

αποτελεσματική πτώση για το σταθμό Αλικιανού (που τροποποιείται από Tsanis, 2003)

### 2.2.2 Θερμοκρασιακές μεταβολές

Το κλίμα της Κρήτης είναι υπο-υγρή Μεσόγειος με μακριοί καυτός και ξηρός καλοκαίρια και σχετικά υγροί και κρύοι χειμώνες ως κύρια χαρακτηριστικά. Οι υπερβολικά χαμηλές θερμοκρασίες είναι πολύ σπάνιες κατά τη διάρκεια του χειμώνα στην παράκτια ζώνη στον πίνακα (εικόνα 11). Η Κρήτη βρίσκεται μεταξύ των 18.5 και 19.0<sup>o</sup>C σημαίνουν τους ετήσιους ισόθερμους, αν και η θερμοκρασία του νησιού παρουσιάζει μεγάλη παραλλαγή. (Chartzoulakis & Psarras 2005). Η θέση της Κρήτης είναι στο κέντρο της Μεσογείου, και χαρακτηρίζεται από ένα συγκρατημένο μεσογειακό κλίμα, με το φως του ήλιου σχεδόν 70% στις ημέρες καθ' όλη τη διάρκεια του έτους. Ο χειμώνας είναι ήπιος ο καιρός από το Νοέμβριο μέχρι τον Μάρτιο είναι χαρακτηριστικά κρύος, αλλά μη παγωμένος, με τις συχνές βροχοπτώσεις. Ιούνιος, Ιούλιος και Αύγουστος είναι οι θερμότεροι μήνες στο έτος, και συνήθως χωρίς οποιεσδήποτε βροχοπτώσεις. Στις περιοχές με το υψηλότερο ύψος (νότος και νοτιοανατολικό σημείο), οι θερμοκρασίες είναι χαμηλότερες (20-23°C), ενώ δύση παράκτια και το εσωτερικό πεδινών είναι μερικοί βαθμοί υψηλότεροι (29-32 °C) (ίδρυμα γεωλογικής και ορυκτής εξερεύνησης IGME, 2006)

Εικόνα 11. Μέσες καθημερινές θερμοκρασίες (IGME, 2006)

Average temp (°C)	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
Higher	16	16	17	23	25	29	32	32	28	25	21	17
Lower	9	9	11	16	18	20	23	23	20	17	14	11
Sea	15	15	16	18	19	24	26	26	23	22	19	16

## **2.3 ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ**

Στην υδρογεωλογική λεκάνη, το γεωλογικό έκθεμα σχηματισμών διαφορετικό υδρογεωλογική και υδραυλική συμπεριφορά λόγω των τεκτονικών χαρακτηριστικών τους, που καθορίζουν κατά αυτόν τον τρόπο το υδρογεωλογικό καθεστώς της περιοχής μελέτης. Δύο κύρια υδρογεωλογικά συστήματα και ένα δευτεροβάθμιο σύστημα επιφάνειας παρουσιάζονται, όπως περιγράφονται κατωτέρω:

Ο πρώτος είναι το υπόγειο υδρογεωλογικό σύστημα του διαπερατού σχηματισμοί ανθρακικού άλατος που εμφανίζονται στο νοτιοανατολικό μέρος της λεκάνης κοντά χωριό Μυλωνιανά, Φουρνές και Μεσκλά. Ο κύριος ανεφοδιασμός προέρχεται από το νοτιοδυτικό σημείο σχηματισμοί ασβεστόλιθων που επαναφορτίζονται κυρίως στον ογκώδη ασβεστόλιθο ανθρακικού άλατος των άσπρων βουνών. Στο βόρειο μέρος, αυτός ο σχηματισμός ανθρακικού άλατος κόβεται τεκτονικά (Μυλωνιανά, Αγυιά) κατά μήκος ενός Ανατολής-Δύσης ελαττώματος, το οποίο αναγκάζει την περιοχή για να πλαισιωθεί με τους στεγανούς σχηματισμούς φυλλίτες-quartzites (βρειότερους) και τη δημιουργία των ελατηρίων στην περιοχή Αγυιά με μια ανύψωση περίπου 40m (πλάτανος-Κολυμπα Καλαμώνας). Τα στοιχεία παροχών των πηγών παρουσιάζονται στον πίνακα (εικόνα 12.)

Εικόνα 12: Η ετήσια παροχή νερού (Mm<sup>3</sup>) από τις πηγές Αγυιάς και Μεσκλών.

Year	Meskla	Agyia
1973/74	18.5	74.7
1974/75	20.9	66.3
1975/76	25.8	68.5
1976/77	20.1	70.0
1977/78	58.8	82.6
1978/79	37.6	76.2
1979/80	59.3	82.2
1980/81	34.5	85.0
1981/82	42.8	85.5
1982/83	36.3	76.2
1983/84	30.8	81.9
1984/95	58.4	87.4
1985/86	16.3	80.9
1986/87	38.5	99.7

1987/88	34.8	71.8
1988/89	24.7	81.3
1989/90	7.7	60.3
1990/91	12.2	68.2
1991/92	29.0	79.8
1992/93	23.2	81.4
1993/94	15.6	73.3
1994/95	29.9	67.8
1995/96	20.5	87.5
1996/97	36.9	98.3

Από τα ανωτέρω στοιχεία η παροχή νερού για τις πηγές των Μεσκλών παρουσιάζει έναν μέσο ετήσιο ανεφοδιασμό 30.5 Mm<sup>3</sup>/year με το μέγιστο και το ελάχιστο 59.3 Mm<sup>3</sup>/year και 7.7 Mm<sup>3</sup>/year αντίστοιχα. Για τη πηγή της Αγυιάς η μέση ετήσια τροφοδοσία είναι 60 Mm<sup>3</sup>/year με το μέγιστο και το ελάχιστο 98.3 Mm<sup>3</sup>/year και 60.3 Mm<sup>3</sup>/year αντίστοιχα.

Οι προαναφερόμενες καρστικές πηγές παρέχουν αυτό το υψηλό ποσό νερού (μια από τις μεγαλύτερες παροχές νερού στην Ελλάδα) όπως παρουσιάζεται στον πίνακα (εικόνα 12) αλλά πρέπει να λάβουμε πάντα υπόψη που μια μόνιμη καρστική υπόγεια δεξαμενή με άγνωστο (ανεξερεύνητο) γεωμετρικό και τα υδραυλικά χαρακτηριστικά υπάρχουν στην περιοχή μελέτης.

Εντούτοις, η ύπαρξη μιας μεγαλύτερης ποσότητας νερού, που προκύπτει από τον ετήσιο η αποξήρανση των πηγών, αναμένεται (ο Δρ Κ. Βοζινάκης, προσωπική επικοινωνία, 2008). Αναφέρεται ότι στη λεκάνη που τροφοδοτεί τις πηγές, τρία φρεάτια είναι σε λειτουργία από την οργάνωση για την ανάπτυξη της δυτικής Κρήτης (ODWC): ένας Περιοχή Μυλωνιανά με έναν ανεφοδιασμό 700 m<sup>3</sup>/h και δύο φρεατίων στην περιοχή Φουρνέ με έναν ανεφοδιασμό 260 m<sup>3</sup>/h. Χωρίς αφαίρεση νερού εκείνων των φρεατίων οι ροές άνοιξη θα ήταν αντίστοιχα μεγαλύτερες.

Το δεύτερο υδρογεωλογικό σύστημα των τεσσάρων καταστάσεων καταθέσεων εκτίθεται μέσα Phyllites nappe στο κεντρικό μέρος της λεκάνης Κερίτης και γύρω από τα χωριά Σκίνες, Αλικιανός, Φουρνές, Βατόλακκος και Κουφός. Ο ανεφοδιασμός του προέρχεται από Κερίτης, άμεσα από το σύστημα αποξηράνσεων ποταμών ανεφοδιασμού επιφάνειας των phyllites-quartzites και επεκτείνεται στο νότο, καθώς επίσης και από τις κάτω από την επιφάνεια περιοχές πλαισίωσης από τους ανώτερους σχηματισμούς ανθρακικού άλατος. Η ποιότητα υπόγειων νερών στην περιοχή γύρω από Βαθύπετρο στη ανατολική πλευρά διαφέρει από την περιοχή Κουφός, βορειοδυτικό μέρος, μια περίπτωση εκείνος ο μόλυβδος στην υπόθεση δύο sub-basins στην περιοχή (οργάνωση της ανάπτυξης της δυτικής Κρήτης - ODWC, ο Δρ Κ. Βοζινάκης). Αυτό απεικονίζεται στον πίνακα (εικόνα 12.) όπου οι παράμετροι ποιότητας νερού από δύο φρεάτια παρουσιάζονται (Μυλωνιανά καλά για την περιοχή Βαθύπετρο και Κουφός καλά).

Επιπλέον, υπάρχει χρησιμοποίηση στις τεσσάρων καταστάσεων καταθέσεις μέσα υδρογεωλογική λεκάνη, που χρησιμοποιεί τις γεωτρήσεις με τα αξιοπρόσεκτα αποτελέσματα (εικόνα 13.), όπως οι παραλλαγές απόγειου που ακολουθούνται από μόνο τις μικρές αλλαγές της στάθμης ύδατος.

Εικόνα 13. Ποσοτικά χαρακτηριστικά των γεωτρήσεων (που τροποποιείται από ODWC, 2007)

	Number of boreholes	Supply (m <sup>3</sup> /h)
Quaternary Deposits	19	2350
Limestones-Dolomite	7	1000
Springs at Fourné and Meskla	3	700
<i>Total</i>	<i>29</i>	<i>4050</i>

Το υδρογεωλογικό σύστημα επιφάνειας phyllite- quartzites στο βόρειο μέρος από τη λεκάνη, που είναι γενικά ένας στεγανός σχηματισμός, συλλέγει τις βροχοπτώσεις και παραδίδει στα ρεύματα της περιοχής μελέτης. Στο νοτιοδυτικό μέρος της περιοχής μελέτης, τα phyllites-quartzites (κοντά στο χωριό Μεσκλά) είναι σε τεκτονική επαφή με τους ασβεστόλιθους Trypali.

Οι πηγές των Μεσκλών (Παναγια-Κεφαλοβρυσια), υπάρχουν στην ανύψωση 210m, και ο ανεφοδιασμός τους προέρχονται από τους ασβεστόλιθους και από το ρηχό αποξήρανση/διαρροές των phyllites-quartzites της λεκάνης Κερίτη. (Οργανισμός Ανάπτυξης Δυτικής Κρήτης - ODWC, ο Δρ Κ. Βοζινάκης).

Όσον αφορά τις διακυμάνσεις επιπέδων του υδροφόρου στρώματος για το χρονικό διάστημα που τα στοιχεία βροχοπτώσεων παρουσίασαν χωρίτερα, ένα σύνολο 4 περιόδων δειγματοληψίας είναι διαθέσιμο. Τα στοιχεία και οι αντίστοιχες παραλλαγές παρουσιάζονται στο παράρτημα Β. Από αυτό το παράρτημα οι υπολογισμένες μέσες διακυμάνσεις του επιπέδου του υδροφόρου στρώματος παρουσιάζονται εν συντομία στον πίνακα(εικόνα 14.)

Εικόνα 14. Μέσες διακυμάνσεις του επιπέδου του υδροφόρου στρώματος

Location	Average Decrease 1998 (m)	Average Increase 1998-1999 (m)	Average Decrease 1999 (m)	Average Increase 1999-2000 (m)
Psathogiannos	0.56	1.77	1.76	0.74
Koufos	0.67	1.90	2.35	1.18
Agyia	2.28	2.83	2.90	1.61
Alikianos	4.44	4.70	4.96	3.37
Batolakos	--	--	7.34	7.25
Skines	2.30	5.90	8.63	9.90
Average	2.05	3.42	4.66	4.01





Εικόνα 15. Πηγές Αγυιάς



Εικόνα 16. Πηγή Μεσκλών

## 2.4 ΥΔΡΟΛΙΘΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

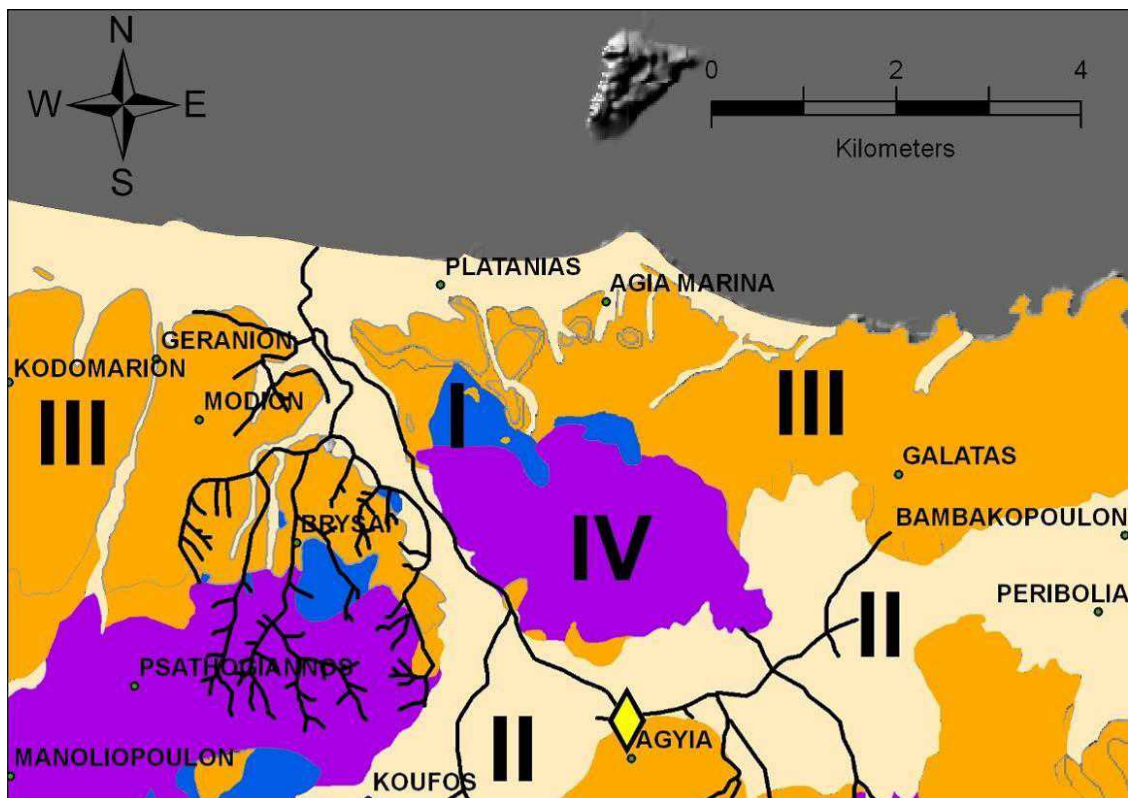
Οι σχηματισμοί του Κερίτη μπορούν να διακριθούν σε τέσσερις κύριες κατηγορίες σύμφωνα με τη διαπερατότητα των γεωλογικών σχηματισμών, όπως φαίνεται σε Fig.15

α) Σχηματισμοί υψηλής διαπερατότητας (κατηγορία I), μέσα από τους οποίους οι καρστικοί ασβεστόλιθοι Τρίπολης και Τρυπαλίου αποτελούνται. Τα υψηλά πιθανά υδροφόρα στρώματα αναμένονται για να φιλοξενηθούν σε αυτές τις μονάδες.

β) Σχηματισμοί μέσης διαπερατότητας (κατηγορία II), οι οποίοι περιλαμβάνουν τις τεσσάρων καταστάσεων καταθέσεις που ανήκουν στον ολόκενο καθώς επίσης και στον πλειστόκαινο. Αυτοί είναι σύνθετοι και ανθεκτικοί ασβεστόλιθοι. Τα μέσα πιθανά υδροφόρα στρώματα αναμένονται για να παρατηρηθούν σε αυτές τις μονάδες.

γ) Σχηματισμοί χαμηλής διαπερατότητας (κατηγορία III), οι οποίοι περιλαμβάνουν τα Νεογενή ιζήματα της πλειόκαινης έως μέσος-άνωτης Μiocene ηλικίας. Τα ανώτερα μέλη αποτελούνται από τους marly παχύς-τοποθετημένους στο κρεβάτι, οργανογενείς ασβεστόλιθους, τοπικά λατυποπαγείς, και τα χαμηλότερα μέλη αποτελούνται από τους άσπρους-γκρίζους κλαστικούς, συνήθως βιογονικούς, marls-marly ασβεστόλιθους.

δ) Αδιαπέρατοι σχηματισμοί (κατηγορία IV), αποτελούνται από τα φυλίτες-quartzites. Σε μερικές περιπτώσεις, λόγω του τεκτονισμού του στρώματος βράχου, χαμηλού στα μέσα πιθανά υδροφόρα στρώματα παρατηρείται στο ειδήλλως γενικά στεγανό στρώμα βράχου, (Λιονής και Περλέρος 2001).



Εικόνα 17. Υδρολιθολογικός Χάρτης της λεκάνης Κερίτη. Οι μαύρες στερεές γραμμές δείχνουν το δίκτυο αποξηράνσεων. I, II, III, IV δείχνουν τις υδρολιθικές μονάδες. Τα κίτρινα διαμάντια δείχνουν τις πηγές Αγιάς και Μεσκλών (Kanta 2009).

## 2.5 ΥΔΡΟΧΗΜΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

Η χημική σύσταση των υπόγειων νερών καθορίζεται κυρίως από τη σύσταση των γεωλογικών σχηματισμών με τους οποίους έρχονται σε επαφή κατά τη διαδρομή τους από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι τον υδροφορέα, καθώς και κατά την κίνησή τους μέσα στον ίδιο τον υδροφορέα. Καθορίζεται επίσης από τη χρονική διάρκεια της επαφής του υπόγειου νερού με κάθε πέτρωμα, την ταχύτητα της κίνησης κλπ. Δευτερογενώς η χημική σύσταση των υπόγειων νερών επηρεάζεται σε μικρό ή μεγάλο βαθμό από παράγοντες ανθρωπογενούς προέλευσης, όπως η ρύπανση από άμεση ή έμμεση απόρριψη γεωργικών φαρμάκων, λυμμάτων κλπ, στο έδαφος ή στο υπέδαφος και από τη θαλάσσια διείσδυση.

Η Υδροχημική έρευνα αποτελεί ουσιαστικό παράγοντα και αναπόσπαστο μέρος μιας υδρογεωλογικής μελέτης μικρής ή μεγάλης κλίμακας και η συμβολή της είναι καθοριστική στην διερεύνηση θεμάτων όπως η προέλευση των υπόγειων νερών, οι συνθήκες εμπλουτισμού και ανανέωσης των υπόγειων υδροφορέων, ο χρόνος παραμονής στο υπέδαφος κλπ.

Η υδροχημική μελέτη των υπόγειων νερών της περιοχής ενδιαφέροντος στηρίχθηκε στα αποτελέσματα των υδροχημικών αναλύσεων που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια των ερευνητικών εργασιών της μελέτης (Λυδάκης-Σημαντήρης Ν. 2004, <http://archimedes-agyia.chania.teicrete.gr/>).

Εικόνα 18. Παράμετροι ποιότητας νερού τα φρεάτια Μυλωνιανά και Κουφός (που τροποποιούνται για από το <http://archimedes-agyia.chania.teicrete.gr/>)

Sampling date	Myloniana				Koufos			
	12/12/05	16/1/06	3/8/06	9/10/06	12/12/05	3/3/06	3/8/06	9/10/06
Temperature (°C)	n/d	12	n/d	n/d	n/d	16.5	16.8	19
Conductivity (μs/cm)	295	271	284	351	1600	1290	1400	1500
pH	7.45	7.43	7.76	7.68	6.96	7.89	7.7	7.3
Total hardness (mg/L CaCO <sub>3</sub> )	135	188.6	131.2	151.7	791.3	787.2	815.9	824.1
Dry residual (mg/L)	227	201.9	110	100	1274	971.0	1230.0	890
(CL-) (mg/L)	18.6	13.5	18	22.0	31.0	34.0	30	30.0
(NO <sub>2</sub> -)(mg/L)	0	0	0	0	0	0	0	0
(NO <sub>3</sub> -) (ppm)	1.00	0	2.1	1.28	3.20	0	5.5	3.6
(Mn) (mg/L)	0	0	0.005	0.006	0	0	0.01	0.01
SiO <sub>2</sub> (mg/L)	60	50	80	110	1100	900	1000	1100
(Zn) (mg/L)	0.000	0.000		n/d	0	0.003		n/d
(Ca) (mg/L)	23.4	32.0	28.2	36	138.1	132.3	77.8	195
(Na) (mg/L)	5.2	5.74	2.76	n/d	15.98	16.12	3.82	n/d
(Cu) (mg/L)	0	0	0	n/d	0	0	0	0.06
(K) (mg/L)	0.417	0.335	0.28	1.2	0.799	0.831	0.65	0.77
(Fe) (mg/L)	0	0	0	0	0	0.02	0	0.02
(Bo) (mg/L)	n/d	0	0	0	n/d	0	0	0
(Mg) (mg/L)	5.52	6.28	8.5	12	36.14	57	15.3	67
(P) (ppm)	0.02	0	0	0	0.02	0	0	0



## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 - ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ**

### **3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ**

Η Γεωφυσική είναι μια από τις επιστήμες που ερευνούν το υπέδαφος. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιεί μεθόδους μέτρησης φυσικών μεγεθών στην επιφάνεια του εδάφους, χωρίς να το καταστρέφει. Για το λόγο αυτό όλες οι μέθοδοι της γεωφυσικής λέγονται "μη-καταστροφικές" και είναι συνεπώς φιλικές προς το περιβάλλον.

Για έρευνα στο υπέδαφος αρχικά πρέπει να ορίσουμε το στόχο. Το υπέδαφος αντιπροσωπεύει το άγνωστο στους περισσότερους και προσπαθούμε να το φανταστούμε με τον καλύτερο τρόπο. Εδώ μπαίνει απλά η έννοια "γεωφυσικός στόχος". Οτιδήποτε αναζητούμε κάτω από το έδαφος, χρησιμοποιώντας μετρήσεις στην επιφάνειά του εδάφους, χωρίς να το καταστρέφουμε το ονομάζουμε "γεωφυσικό στόχο". Έχει σημασία να ορίσουμε την έννοια "μη-καταστροφική μέθοδος". Για παράδειγμα, οι γεωτεχνικές γεωτρήσεις που συχνά βλέπουμε να γίνονται στους δρόμους της πόλης ή δίπλα από νέους οδικούς άξονες, είναι ερευνητικές μέθοδοι με καταστροφική δράση στο έδαφος. Οι γεωτρήσεις, "τρυπούν" το έδαφος για να αφαιρέσουν ένα δείγμα από αυτό προκειμένου να μελετήσουν στο εργαστήριο τα γεωτεχνικά του χαρακτηριστικά. Επομένως είναι "καταστροφικές μέθοδοι ελέγχου", κάτι που δεν συμβαίνει με τη γεωφυσική).

Συνεχίζοντας, γεωφυσικοί στόχοι π.χ. μπορούν να είναι: το νερό μέσα στο υπέδαφος, ένα σπήλαιο, ένα ρήγμα που δεν φαίνεται στην επιφάνεια, Ένα θαμμένο μέσα στους αιώνες αρχαιολογικό κτίσμα, μια ρωγμή επάνω στα θεμέλια μιας γέφυρας, ένα κοίτασμα πετρελαίου.

### **3.2 ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΥ**

Για να εντοπισθεί κάτι μέσα στο υπέδαφος θα πρέπει να διαφέρει έστω και λίγο από αυτό που το περιβάλλει (το χώμα, ο βράχος) σε κάποια μετρήσιμη παράμετρο. Όλες οι γεωφυσικές μέθοδοι που χρησιμοποιούνται σήμερα είναι σχεδιασμένες με τέτοιο τρόπο ώστε να εντοπίζουν τις διαφορές των γεωφυσικών στόχων με το περιβάλλον τους.

Όλες οι μέθοδοι γεωφυσικής έρευνας βασίζονται στην μέτρηση κάποιων φυσικών παραμέτρων του εδάφους όπως η ηλεκτρική του αντίσταση, η ηλεκτρική του επιδεκτικότητα, η πυκνότητα, η θερμοκρασία κλπ. Μέσα από αυτές τις μετρήσεις και τον συνδυασμό τους αποκαλύπτεται σιγά σιγά η εικόνα του υπεδάφους.

#### **3.2.1 Γεωφυσικές μέθοδοι για τις έρευνες υπόγειων νερών**

Το θεωρητικό και πρακτικό υπόβαθρο στη γεωφυσική για τα υπόγεια νερά οι έρευνες έχουν παρουσιαστεί εκτενώς και έχουν αναθεωρηθεί από την επιχορήγηση και τη δύση (1965) Telford και λοιποί. (1976) Dobrin, (1976) Telford και λοιποί. (1976) Parasnis (1979) Kearey & Ρυάκια (1991) Sharma (1997) Milsom (2003) και Ρένυολντς (2010).

Οι εφαρμογές υπόγειων νερών για τη near-surface γεωφυσική περιλαμβάνουν τη χαρτογράφηση βάθος και πάχος των υδροφόρων στρωμάτων (Mazac, 1985 Huntley, 1986 Goldman και λοιποί., 1988 Robain και λοιποί, 1996 Godio και Bottino, 2001 Albouy και λοιποί 2001 Krivochieva και Chouteau, 2002 Danielsen και λοιποί 2007 Σουλτάνος και Santos, 2008 Wattanasen και Elming, 2008), γεωλογικοί σχηματισμοί εντόπισης (όπως τα σπασίματα και οι ζώνες ελαττωμάτων) που θα μπορούσαν να ενεργήσουν ως προνομιακές ρευστές πορείες (Christiensen και Sorensen, 1998 Jongmans και λοιποί., Kearey & Ρυάκια (1991) Sharma (1997) Milsom (2003) και Ρένυολντς (2010). 2000 Young και λοιποί 2004 Batte και λοιποί 2008) και μόλυνση χαρτογράφησης υπόγεια νερά όπως αυτό από αλμυρό νερό την παρείσφρηση (Custodio και

λοιποί., 1987 Mills και λοιποί, 1988 Goldman και λοιποί 2006 Hamzah και λοιποί 2006 Kafri & Goldman, 2005, Kafri και λοιποί 2007 Cimino και λοιποί 2007 Duque και λοιποί 2007 Adepelumi και λοιποί 2008).

Πολλές γεωφυσικές τεχνικές έχουν εφαρμοστεί στις έρευνες υπόγειων νερών με μερικούς που παρουσιάζουν περισσότερη επιτυχία από άλλοι. Κατά τη διάρκεια των πρόσφατων ετών, η γεωφυσική έχει χρησιμοποιημένος με δύο τρόπους είτε ως εργαλείο για τη χαρτογράφηση υπόγειων νερών είτε ως εργαλείο για ποιοτική διάκριση υπόγειων νερών. Για τη χαρτογράφηση υπόγειων νερών, ο στόχος δεν είναι τα ίδια τα υπόγεια νερά αλλά ο γεωλογικός σχηματισμός στους οποίους το νερό υπάρχει. Για διάκριση υπόγειων νερών που ο στόχος είναι ο χαρακτηρισμός του νερού (π.χ. φρέσκος ή αλατούχος ή μολυσμένο νερό). Οι μέθοδοι τομέων, βαρύτητα και μαγνητικές μέθοδοι, έχουν χρησιμοποιηθεί για να χαρτογραφήσουν τα υδροφόρα στρώματα και τα χαρακτηριστικά γνωρίσματα λεκανών μεγάλων κλιμάκων (Dugue και λοιποί 2007 Σουλτάνος και Sandos, 2008 Wattanassen και Elming, 2008) ενώ οι σεισμικές μέθοδοι έχουν χρησιμοποιηθεί για να σκιαγραφήσουν τα υδροφόρα στρώματα στρώματος βράχου και τα σπασμένα συστήματα βράχου (Shtivelman και Goldman, 1991). Ο επιτυχέστερος συνδυασμός που μπορεί να χρησιμοποιηθεί καθέναν για τα υπόγεια νερά η χαρτογράφηση ή για το χαρακτηρισμό υπόγειων νερών είναι αυτή που περιλαμβάνει τις ηλεκτρικές και ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους. Οι ηλεκτρικές και ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι είναι ισχυρά εργαλεία στις περιβαλλοντικές και γεωτεχνικές έρευνες λόγω της προσαρμογής τους από τις τεχνικές που αναπτύσσονται αρχικά για τις βαθύτερες εφαρμογές (π.χ. γεωθερμικών και γήινου φλοιού μελέτες μεταλλείας,). Αυτές οι τεχνικές ξελεπιάστηκαν για τους ρηχούς στόχους με τη χρησιμοποίηση των υψηλότερων συχνοτήτων, των πιά στις αρχές χρόνων αποσύνθεσης και του πυκνού διαστήματος. Ο τελευταίος παράγοντας βελτίωσε πολύ την ποιότητα στοιχείων που οδηγεί στον προσδιορισμό των μικρών χαρακτηριστικών γνωρισμάτων. (Pellerin, 2002).

Αυτές οι μέθοδοι έχουν αποδειχθεί ιδιαίτερα εφαρμόσιμες στις μελέτες υπόγειων νερών όπως όλα τα γήινα υλικά, συμπεριλαμβανομένου του χώματος και του βράχου, έχουν μια εγγενή ιδιοκτησία της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης, η οποία κυβερνά τη σχέση μεταξύ των petrophysical χαρακτηριστικών του δείγματος (χώμα/βράχος) και της ηλεκτρικής δυνατότητάς της. (Soupios και λοιποί 2007 Fazzito και λοιποί 2009). Παραλλαγές αυτών των χαρακτηριστικών, όπως το πορώδες, το τσιμεντάρισμα, ο κορεσμός, κ.λπ., παραλλαγές προϊόντων στις σχέσεις μεταξύ του εφαρμοσμένου ρεύματος και της πιθανής διανομής όπως μετρήθηκε στην επιφάνεια (Lai και λοιποί 2009 Mota και Monteiro Dos Santos 2006). Με αυτόν τον τρόπο, από αυτές τις παραλλαγές, κάποια μπορεί να αποκαλύψει τιμές από το φυσικό ιδιότητες των κάτω από την επιφάνεια υλικών. Τα διαφορετικά υλικά εκθέτουν τις διαφορετικές υπογραφές παραμέτρου όπως η ειδική αντίστασή τους (ή το αντίστροφό του, αγωγιμότητα), η ακουστική ταχύτητα, η μαγνητικές διαπερατότητα και η πυκνότητα. Αυτές οι παράμετροι επηρεάζονται από το μέταλλευμα τύπος, ρύθμιση συσκευασίας σιταριού, πορώδες, διαπερατότητα και περιεκτικότητα σε πόρους (δηλ. αέριο ή ρευστός τύπος).

Οι Γεωηλεκτρικοί και οι Γεωηλεκτρομαγνητικοί μέθοδοι έρευνας αρχίζουν από αρχή ότι τα διαφορετικά υλικά μπορούν να διακριθούν λόγω των διαφορετικών σχεδιαγραμμάτων ειδικής αντίστασης παράγουν (Godio et 2001 Albouy και λοιποί 2001 Pagano και λοιποί 2003, Hamzah και λοιποί 2006 Barsukon και λοιποί 2007 Danielsen και λοιποί 2007 Kafri και λοιποί 2007 Cosentino και λοιποί 2007 Batte και λοιποί 2008). Αυτό που είναι σημαντικό να αναφέρει είναι ότι καμία ιδιοκτησία δεν είναι μοναδική σε οποιοδήποτε υλικό μάλλον ένα υλικό περιγράφεται από τις σειρές κάθε ιδιοκτησίας, που επικαλύπτουν χαρακτηριστικά, λόγω της ποικίλων φυσικών θέσης και του περιβάλλοντος εκείνου του υλικού.

### 3.2.2 Γεωφυσικές μέθοδοι για το χαρακτηρισμό υδροφόρων στρωμάτων

Οι σημαντικότερες παράμετροι που έχουν χρησιμοποιηθεί για τη σκιαγράφηση το σύστημα υδροφόρων στρωμάτων είναι αυτό που συσχετίζεται με το πορώδες και τη διαπερατότητα. Η ηλεκτρική αγωγιμότητα, ή η αντίστροφη ειδική αντίστασή της, είναι ο παράγοντας αναλογικότητας που αφορά το ηλεκτρικό ρεύμα που ρέει σε ένα μέσο στο εφαρμοσμένο ηλεκτρικό πεδίο και έχει συσχετιστεί από καιρό με το πορώδες (archie, 1942). Μια σχέση υπάρχει συχνά μεταξύ της ηλεκτρικής αγωγιμότητας και της περιεκτικότητας σε άργιλο και ή του ρευστού τύπου (Waxman και Smits, 1968). Οι σχέσεις μεταξύ της αγωγιμότητας και των υλικών ιδιοτήτων ενός υδροφόρου στρώματος αναφέρθηκαν αρχικά από Mazac και λοιποί. (1985) και οι παρατηρηθείσες σχέσεις μεταξύ της αντίστασης και της υδραυλικής αγωγιμότητας ενός υδροφόρου στρώματος έχουν δοθεί από Sourpis και λοιποί. (2007).

Οι μέθοδοι για τις γεωφυσικές τεχνικές στην εξερεύνηση υπόγειων νερών έχουν παραχθεί (Van Dongen και Woodhouse, 1994) αλλά ως MacDonald και λοιποί. (2001) επισημάνετε, οι περιοχές με τη σύνθετες γεωλογία και την υδρογεωλογία δεν καλύπτονται από τη γενική προσέγγιση και απαιτούν τις συγκεκριμένες μεθόδους για τα ιδιαίτερα προβλήματα. Οι περισσότεροι οι γεωφυσικές τεχνικές έχουν χρησιμοποιηθεί για το χαρακτηρισμό υπόγειων νερών αλλά οι ηλεκτρικές και ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι έχουν τη μέγιστη επιτυχία και μπορούν να χρησιμοποιηθούν άμεσα για τη χαρτογράφηση και τον έλεγχο των μολυσμένων και καθαρών περιοχών υπόγειων νερών όπως το ανατολικό περιθώριο της Parnaíba λεκάνης, Βραζιλία (Meju και λοιποί., 1999), Νέα Υόρκη (Peavy και Valentino, 1999), Δανία (Sørensen και Søndergaard, 1999), το υδροφόρο στρώμα Karoo σε Nyamandhlovu, Ζιμπάμπουε (Gwaze και λοιποί., 2000) οι πεδιάδες Leon-Chinandega, Κεντρική Νικαράγουα (Corriols και λοιποί., 2000) Santo Domingo, Νικαράγουα (Mendoza και λοιποί., 2000) Monclova, Μεξικό (Miele και λοιποί., 2000), η Chihuahua έρημος, Μεξικό (Maillol και λοιποί., 2000), οι ΗΠΑ - Αριζόνα (Wynn και λοιποί., 2000), Νεβάδα (Farrell και λοιποί., 2000), Τέξας (Paine και λοιποί., 2000).

Διάφορες πειραματικές διαμορφώσεις χρησιμοποιούνται για την ηλεκτρική ειδική αντίσταση ή/και ήχος βάθους αγωγιμότητας (Kelly, 1977, Mazac και λοιποί., 1985, Huntley, 1986, Mazac και λοιποί., 1988, Boerner και λοιποί., 1996, Morrison και λοιποί. 1996, Sørensen 1996, 1997, Panissod και λοιποί. 1998, Christensen και Sorensen, 1998, Meju 2002, de Λίμα και λοιποί., 2005, Niwa και λοιποί., 2006, Khalil, 2006). Τα καταγραμμένα στοιχεία παράγουν το σχεδιάγραμμα αγωγιμότητας της υποεπιφάνειας και επιτρέπουν στα συμπεράσματα για να συναχθούν για τη δομή και μερικές φορές τη φυσιοχημική κατάσταση των γεωλογικών ή άλλων στόχων (θαμμένα στοιχεία) (Chen και λοιποί. 1996, Morrison και λοιποί. 1996 Meju και λοιποί. 1999 Hautot και λοιποί. 2000 Meju 2005). Εντούτοις, λόγω των τεχνικών περιορισμών, δεν υπάρχει καμία βάθος-ηχώντας τεχνική αγωγιμότητας που μπορεί να παρέχει μια πλήρη, συνεπή και ικανοποιητική λύση προκειμένου να είναι σε θέση να χαρακτηρίσει πλήρως την υποεπιφάνεια. Η αποτελεσματικότητα κάθε μεθόδου ποικίλλει από μια γεωλογική κατάσταση σε άλλη. Ο περιορισμός ειδικής αντίστασης εξαρτάται από διαμόρφωση (π.χ. η διαμόρφωση δίπολο-διπόλων αποδίδει καλύτερα στις πλευρικές αλλαγές όπου η διαμόρφωση schlumberger-Wenner αποδίδει καλύτερα για τις έρευνες στρωματογραφίας). Η θεωρία πέρα από τις κάθετες ηλεκτρικές μετρήσεις (VES) υποθέτει οριζόντιο κάτω από την επιφάνεια στρώματα. Στην πράξη, αυτή η υπόθεση κρατά μόνο όπου οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν στις κοιλάδες. Για αυτόν τον λόγο στις έρευνες μη-κοιλάδων οι μετρήσεις επέκτειναν στις κάθετες κατευθύνσεις χρησιμοποιώντας ένα κοινό κεντρικό σημείο προκειμένου να ελέγξουν για την ανισοτροπία. Οι περιορισμοί της αντιστροφής οφείλονται κυρίως στα αποτελέσματα ακρών. Αυτό συμβαίνει όπου ο στόχος υπάρχει κοντά στα όρια του προτύπου (μετρήσεις συνόρων) όπου υπάρχει έλλειψη ψήφισμα (λόγω λιγότερων μετρήσεων έναντι των αντιστοιχώ κοντά στο κέντρο της διαμόρφωσης) (Tsourlos, 1995).

Επεξεργασία των στοιχείων που εκτελούνται μέσω των παραμέτρων συστηματοποίησης στη διαδικασία αντιστροφής προκειμένου να παραχθεί μια πιο γερή ερμηνεία. Μια κοινή τεχνική συστηματοποίησης που χρησιμοποίησε στην τρέχουσα διατριβή είναι η λείανση. Ο προσδιορισμός και η ακριβής αφαίρεση των κοντινών ανομοιογενειών επιφάνειας που μολύνει οι μετρήσεις ενιαίων σταθμών είναι ακόμα ένα εκκρεμές πρόβλημα στις ηλεκτρικές και ηλεκτρομαγνητικές έρευνες (Berdichevsky και Dmitriev 1976 Κράχτης 1981 Πάρκο 1985 Sternberg και λοιποί., 1988 Bahr 1988 1991, νεόνυμφος και Bailey 1989 Pellerin και Hohmann 1990 Spitzer 2001). Επιπλέον, υπάρχει ακόμα το πρόβλημα τις πολυάριθμες μεθόδους για να λάβει μια συνεπή μορφή παρουσίασης στοιχείων (κατάσκοποι και Eggers 1986 Hobbs 1992 DAS 1997 Meju 2002 Meju, 2005), που καθιστά το μερικές φορές δύσκολο να παραγάγει την αληθινή δύναμη της συμπληρωματικής φύσης των διάφορων τεχνικών. Η ολοκλήρωση των ηλεκτρικών και ηλεκτρομαγνητικών στοιχείων μπορεί να βελτιώσει την ευρωστία της πρότυπης ερμηνείας και να αυξήσει την επιτυχία της ανίχνευσης των κάτω από την επιφάνεια στόχων (Ρέυνολντς, 2010 Acworth, 2000).

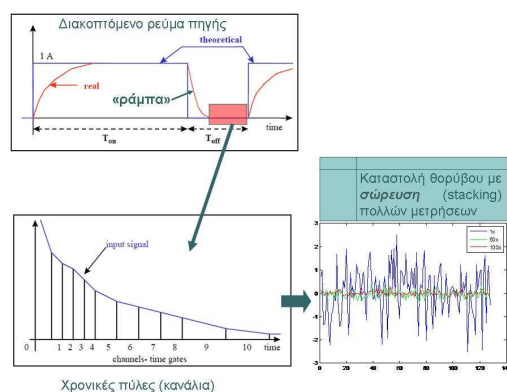
### 3.3 ΟΡΓΑΝΑ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

Τα όργανα που χρησιμοποιούνται για διασκοπήσεις με την μέθοδο των TDEM (Εικόνα 19), αποτελούνται από ένα πομπό που συνδέεται με τον βρόχο προς υλοποίηση, και παρέχει ηλεκτρικό ρεύμα εντάσεως μέχρι και 12 A, χρησιμοποιώντας δωδεκάβολτους συσσωρευτές ή γεννήτριες ηλεκτρικού ρεύματος(\*).

Το καταγραφικό του δέκτη βρίσκεται στο ίδιο όργανο με τον πομπό, και χρησιμοποιεί την ίδια έξοδο με αυτόν. Με ηλεκτρονικό κύκλωμα (στην περίπτωση της διάταξης μονού βρόχου) συνδέεται με τον βρόχο κατά την διακοπή του κυκλώματος. Ο βρόχος διαρρέεται από συνεχές ρεύμα εντάσεως  $I_0$  και τη στιγμή  $t=0$  διακόπτεται απότομα η λειτουργία του κυκλώματος. Σύμφωνα με τον νόμο της αυτεπαγωγής, η μείωση του ηλεκτρικού ρεύματος από την αρχική τιμή  $I_0$  στην τιμή μηδέν δεν είναι ακαριαία, αλλά διαρκεί χρόνο  $\tau$  και είναι εκθετική.

Δημιουργούνται με αυτό τον τρόπο επαγωγικά ρεύματα σε κοντινούς αγωγίμους στόχους που βρίσκονται στο υπέδαφος, και η δημιουργία δευτερογενούς ηλεκτρομαγνητικού πεδίου, το οποίο ανιχνεύεται από το δέκτη.

Στο σχήμα (εικόνα 20.) φαίνεται ενδεικτικά η διπολική κυματομορφή του ηλεκτρικού ρεύματος που διαρρέει τον πομπό, κατά τον χρόνο  $t$ . Οι κατασκευαστές των οργάνων δεν δίνουν ακριβείς πληροφορίες, αλλά τα παρακάτω στοιχεία είναι διαθέσιμα ή μπορούν να εξαχθούν (Asten 1987).



(\*) Στη διεθνή βιβλιογραφία υπάρχουν αναφορές που έχουν παρατηρηθεί ρεύματα μέχρι και 900 A με χρήση πολλών συσσωρευτών.

Εικόνα 19. Στη σχήμα παρουσιάζεται το TEM Fast 48 HPC, του οίκου AEMR. Το όργανο αποτελείται από τους βρόγχους (κόκκινα καλώδια υψηλής αγωγιμότητας), τη κεντρική μονάδα παραγωγής και διάθεσης των παλμών (συσκευή σε μαύρο χρώμα) και το μονάδα καταγραφής και αποθήκευσης (ralmtop – υπολογιστής χειρός).

Εικόνα 20. Ενδεικτικό παράδειγμα κυματομορφής του πομπού. Κατά το διάστημα παύσης της πομπού υπάρχει βαθμιαία μείωση η οποία φαίνεται στο διάγραμμα για τις διάφορες χρονικές πύλες. Κατά τη διάρκεια εκτέλεσης της μέτρησης η διαδικασία επαναλαμβάνεται πολλές φορές με σκοπό την άθροιση του σήματος και τη μείωση του θορύβου.

Το τμήμα της διέγερσης της κυματομορφής είναι εκθετικής μορφής ανάλογο της σταθεράς χρόνου  $\tau$  του κυκλώματος, και εξαρτάται από την εμπέδηση του (μέγεθος βρόχου, αντίσταση καλωδίου, αντίσταση εδάφους) και τον σχεδιασμό του οργάνου. Η τιμή του  $\tau$  κινείται μεταξύ 0.3 και 0.6 μικρών του δευτερολέπτου.

Το τμήμα της κυματομορφής που αντιστοιχεί στην μείωση του ηλεκτρικού ρεύματος από  $I_0$  σε μηδέν, είναι περίπου γραμμικής μορφής και αντιστοιχεί σε χρόνο  $t_r$ .

Η τιμή του  $t_r$  κινείται μεταξύ των 30 και 350 μικρών του δευτερολέπτου, και εξαρτάται από το μέγεθος του βρόχου και το ρεύμα του πομπού. Η παροδική εξασθένηση που μετράται στον δέκτη γίνεται με πυκνή δειγματοληψία στο χρονικό παράθυρο μεταξύ  $t_r$  και  $T/4$ .

Η Ηλεκτρεγερτική Δύναμη που αναπτύσσεται στον βρόχο κατά τον χρόνο  $t_r$  μπορεί γενικά να περιγραφεί από την εξίσωση

$$E(p, h) = \frac{p\mu_0 a I}{2} \int_0^{\infty} \left[ \frac{\lambda - s}{\lambda + s} e^{-2\lambda h} + 1 \right] J_1^2(\lambda a) d\lambda$$

για την περίπτωση κυκλικού βρόχου ακτίνας  $a$ , όπου:

$h$  = το ύψος πάνω από το υπέδαφος που βρίσκεται ο βρόχος.

$p$  = η μεταβλητή του μετασχηματισμού Laplace που αντιστοιχεί στον παράγοντα  $(-i\omega)$  για μεταβολή του χρόνου  $(-i\omega t)$ .

$I$  = το ρεύμα του πομπού.

$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ , η μαγνητική διαπερατότητα στο κενό.

$\lambda$  = η μεταβλητή του μετασχηματισμού.

$J_1(\lambda a)$  = συνάρτηση Bessel πρώτης τάξης.

$$s = \sqrt{\lambda^2 + \mu_0 p}$$

Η γενική αυτή εξίσωση αποδεικνύεται πως ισχύει και για την περίπτωση που ο βρόχος είναι τετραγωνικής μορφής, πλευράς  $a$  (Raiche και Spies 1981).

Λόγω της μεγάλης ακρίβειας στον χρόνο καταγραφής που απαιτείται, τα όργανα των TDEM διαθέτουν πολλά ακόμα ηλεκτρονικά όργανα, γεγονός που τα καθιστά και σχετικά ακριβότερα από άλλα γεωφυσικά όργανα μέτρησης. Τα περισσότερα όργανα μετρούν με ακρίβεια 0.1 μικρών του δευτερολέπτου ( $10^{-6}$ ), και οι μετρήσεις πραγματοποιούνται στο χρονικό παράθυρο από 4 μικρά μέχρι και 164 χιλιοστά του δευτερολέπτου. Τα πλέον σύγχρονα όργανα δίνουν στο χρήστη τη δυνατότητα να προγραμματίσει τη διάρκεια κατά την οποία παίρνονται οι μετρήσεις.

Η ανάπτυξη όλο και ακριβέστερων ηλεκτρονικών κυκλωμάτων, οδηγεί στην συνεχή εξέλιξη των οργάνων μέτρησης και στην μείωση του όγκου τους. Τα σημερινά όργανα είναι συμπαγή, εύχρηστα και διαθέτουν μικροεπεξεργαστές για την καταγραφή και αποθήκευση των μετρήσεων.

### 3.3.1 Σχεδιασμός της έρευνας

Πριν από κάθε γεωφυσική έρευνα, γίνεται ένας αρχικός σχεδιασμός για τον τρόπο που θα διεξαχθεί, στον οποίο λαμβάνονται υπόψη διάφοροι παράγοντες όπως τα χαρακτηριστικά των πιθανών στόχων (βάθος, σχήμα, ιδιότητες), η μορφολογία του εδάφους, η επιθυμητή ανάλυση των αποτελεσμάτων, ο χρόνος που θα απαιτηθεί κλπ.

Στην περίπτωση των TDEM, πρωταρχικό ρόλο στη γεωφυσική έρευνα παίζουν η διάταξη που θα χρησιμοποιηθεί και το μέγεθος του βρόχου που θα υλοποιηθεί (MacNae 1984). Ανάλογα με τα χαρακτηριστικά των πιθανών στόχων, λαμβάνονται και οι κατάλληλες αποφάσεις.

Ένας γενικός κανόνας για την διάταξη μονού βρόχου, είναι πως το μέγεθος του βρόχου πρέπει να είναι περίπου της ίδιας τάξης μεγέθους με το βάθος του στόχου προς εξερεύνηση. Αν π.χ. ο στόχος αναμένεται να είναι στα 100 μέτρα βάθος, το μέγεθος της πλευράς του βρόχου που θα πραγματοποιηθεί θα πρέπει να είναι μεταξύ 80 και 120 μέτρων.

Εδώ θα πρέπει να σημειωθεί πως η ισχύς του πομπού και η συνοδούσα ενέργεια του πρωτεύοντος μαγνητικού πεδίου που παράγεται, αυξάνονται με το μέγεθος του βρόχου ή, για να είμαστε απόλυτα ακριβείς, με την συνολική επιφάνεια που αντιστοιχεί στον βρόχο. Αν π.χ. ο βρόχος είναι τετραγωνικός πλευράς  $a$  και αποτελείται από 2 σπείρες, τότε η επιφάνεια του βρόχου είναι  $2a^2$ .

Η απόσταση μεταξύ των σταθμών μετρήσεων και των γραμμών οδεύσεως, εξαρτάται από τον τύπο της έρευνας (λεπτομερής ή αναγνωριστικός). Για αναγνωριστική έρευνα και με τη διάταξη μονού βρόχου, η απόσταση μεταξύ διαδοχικών βυθοσκοπήσεων θα πρέπει να είναι τουλάχιστον τέτοια ώστε ανά δύο να βρίσκονται πάνω από τον γεωλογικό στόχο που ερευνάται. Όσον αφορά την απόσταση μεταξύ διαδοχικών οδεύσεων, θα πρέπει να είναι ανάλογη του μήκους που εκτείνεται ο στόχος. Για τη διεξαγωγή λεπτομερούς έρευνας, το βήμα δειγματοληψίας θα πρέπει να είναι αρκετά μικρότερο.

### 3.3.2 Πηγές σφαλμάτων στις μετρήσεις

Τα σφάλματα που μπορεί να υπεισέλθουν στις μετρήσεις TDEM μπορεί να οφείλονται σε διάφορους λόγους, όπως είναι ο γεωλογικός θόρυβος, η ημερήσια μεταβολή του μαγνητικού πεδίου της Γης κ.α. Οι σημαντικότεροι λόγοι είναι:

1. Γεωμετρικός θόρυβος. Σε αυτόν συμπεριλαμβάνονται όλες οι πηγές θορύβου που πηγάζουν εξαιτίας της γεωμετρίας της κάθε διάταξης. Σε αντίθεση με τις ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους που λειτουργούν στην περιοχή των συχνοτήτων, όπου είναι δύσκολο να απομονωθεί η συμφασική συνιστώσα του δευτερεύοντος πεδίου από το γεωμετρικά εξαρτώμενο πρωτεύον πεδίο, τα γεωμετρικά λάθη είναι αμελητέα σε μέγεθος γιατί οι μετρήσεις λαμβάνονται κατά την απουσία του πρωτεύοντος πεδίου. Η τοπογραφία είναι άλλη μια πηγή σφαλμάτων στις μετρήσεις. Και αυτή όμως είναι αμελητέα, καθώς μετά το πρώιμο στάδιο η διάδοση των κυμάτων έχει τέτοια συμπεριφορά ως να ήταν η επιφάνεια του εδάφους απολύτως επίπεδη.
2. Ανθρωπογενής θόρυβος. Σε αυτή την κατηγορία εντάσσονται όλοι οι μεταλλικοί αγωγοί που μπορεί να επάγουν ηλεκτρικό ρεύμα και βρίσκονται στην περιοχή έρευνας, όπως είναι οι γραμμές του τηλεφωνικού δικτύου, υπόγειοι

αγωγοί, μεταλλικοί φράχτες κλπ. Εξαιτίας όμως της μικρής διατομής που έχουν συνήθως, οι σταθερές χρόνου  $\tau$  για την απευθείας επαγωγή τους είναι συνήθως αμελητέες. Η κύρια συνεισφορά τους στα σφάλματα προέρχεται από την ικανότητα τους να διοχετεύουν επαγόμενα ρεύματα στα περιβάλλοντα πετρώματα.

3. Ηλεκτρομαγνητικός θόρυβος. Υπάρχουν πολλές πηγές που επηρεάζουν τις μετρήσεις των TDEM και οφείλονται σε ηλεκτρομαγνητικό θόρυβο. Γεωμαγνητικά σήματα κάτω από 1 Hz προέρχονται κυρίως από μέσα και πάνω από την Ιονόσφαιρα. Πάνω από 1 Hz το φάσμα του φυσικού θορύβου προέρχεται κυρίως από ατμοσφαιρικά παράσιτα, που είναι όλες οι φυσικές παροδικές ηλεκτρομαγνητικές μεταβολές που δημιουργούνται από εκκενώσεις κεραυνών.

Ο ανθρωπογενής θόρυβος αυτής της κατηγορίας προέρχεται από της γραμμές μεταφοράς του ηλεκτρικού δικτύου (με συχνότητα 50 ή 60 Hz), ενώ οι σταθμοί πολύ χαμηλών συχνοτήτων (VLF) παράγουν μεγαλύτερης συχνότητας θόρυβο (10 με 25 kHz). Είναι η κυριότερη πηγή σφαλμάτων, όμως είναι εύκολο να εντοπιστεί καθώς η πηγή από όπου προέρχεται είναι εμφανής.

Ο επαγωγικός θόρυβος λόγω της κίνησης της Γης μπορεί να είναι πολύ σημαντικός, καθώς το μαγνητικό πεδίο της Γης είναι 100.000 φορές μεγαλύτερο από το πεδίο που δημιουργεί ο πομπός. Προβλήματα από τέτοιου είδους θόρυβο αντιμετωπίζονται όταν οι μετρήσεις απαιτούν πολύ μεγάλο χρονικό διάστημα για να πραγματοποιηθούν, και η διόρθωση των μετρήσεων γίνεται με τον ίδιο τρόπο που χρησιμοποιείται στις μαγνητικές μεθόδους.

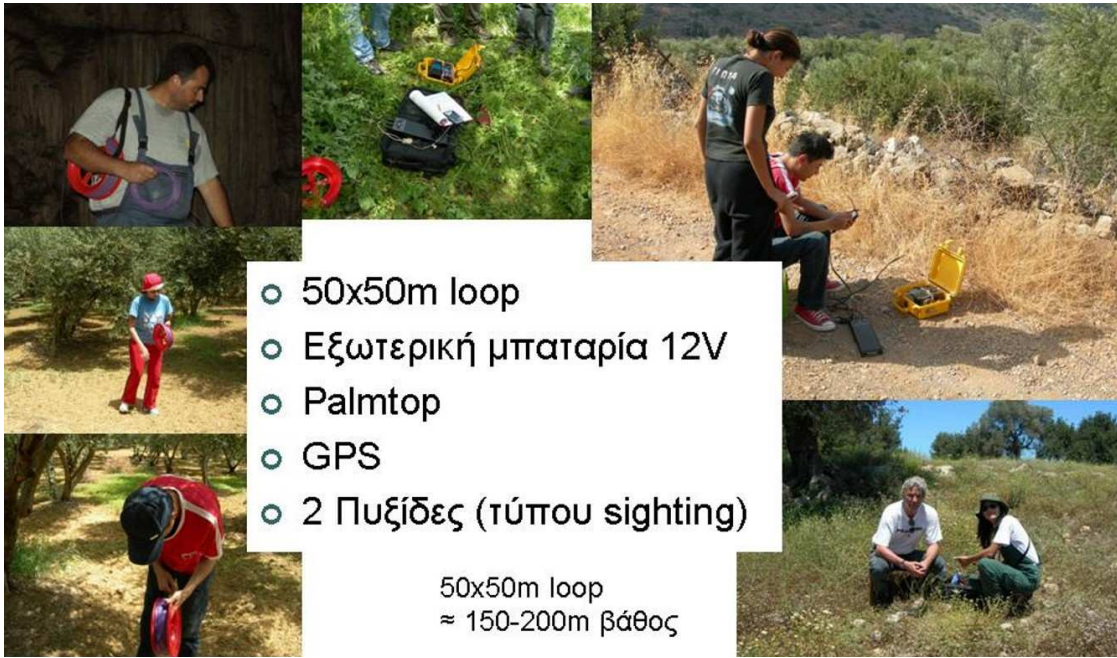
Η αφαίρεση του θορύβου από τις μετρήσεις δεν είναι εύκολη διαδικασία. Συνήθως περιλαμβάνει αποσυνέλιξη της απόκρισης του συστήματος για τον δέκτη, την αφαίρεση του θορύβου εξαιτίας των γραμμών μεταφοράς του ηλεκτρικού ρεύματος, κανονικοποίηση για την γεωμετρία του συστήματος και (αν είναι απαραίτητο) αναγνώριση και αφαίρεση του θορύβου χαμηλής συχνότητας που προέρχεται από τους μικροπαλμούς του μαγνητικού πεδίου της Γης (Keller 1997, MacNae et al. 1984, McCracken et al. 1986, Spies 1988)

### **3.3.3 Συλλογή, επεξεργασία και ερμηνεία των δεδομένων**

Όπως προαναφέρθηκε, το σημαντικότερο τμήμα μιας έρευνας είναι η επιλογή των θέσεων μέτρησης και η χωροθέτηση των μετρήσεων με κριτήρια κάλυψης, εντοπισμού του στόχου, μείωσης του θορύβου και βελτιστοποίησης του χρόνου και του τελικού αποτελέσματος.

Το όργανο που χρησιμοποιήθηκε για την εκτέλεση και ολοκλήρωση του έργου ήταν το TEM Fast 48 HPC (Εικόνα 21). Πρόκειται για ένα πλήρως φορητό, εύχρηστο και αποτελεσματικό όργανο το οποίο μέχρι σήμερα έχει χρησιμοποιηθεί σε περισσότερες από 400 έρευνες ανά το κόσμο με σκοπό την εύρεση υπόγειας υδροφορίας.





- 50x50m loop
- Εξωτερική μπαταρία 12V
- Palmtop
- GPS
- 2 Πυξίδες (τύπου sighting)

50x50m loop  
 ≈ 150-200m βάθος

Εικόνα 21. Στην εικόνα εικονίζονται οι διάφορες φάσεις της έρευνας όπως και τα διάφορα περιβάλλοντα στα οποία έχει εφαρμοστεί η εν λόγω μεθοδολογία.

Για τη συλλογή των μετρήσεων ακολουθούνται τα εξής στάδια εργασίας,

- Επιλέγεται η θέση της μέτρησης,
- Με πυξίδες τύπου sighting επιλέγονται οι διευθύνσεις στις οποίες θα κινηθούν αυτοί που θα εγκαταστήσουν το βρόγχο (50X50 ή 100X100) των μετρήσεων.
- Οση ώρα πραγματοποιείται η εγκατάσταση του βρόγχου, λαμβάνονται με GPS ακριβείας οι συντεταγμένες του κέντρου του βρόγχου το οποίο αποτελεί και τη θέση της βυθοσκόπησης.
- Εισάγονται συντεταγμένες και στοιχεία της θέσης μέτρησης στον υπολογιστή χειρός ενώ επιπλέον, ορίζονται οι παράμετροι (time=5, stack 5) (σχήμα 6.56) με τις οποίες θα γίνει η συλλογή των δεδομένων. Τέλος επιλέγεται το μέγιστο ρεύμα (4A).



**Time=5 ή 6**  
 Διάρκεια  $\Delta t=128\mu s$

**Stack=5**  
 (1stack=13cycles)

Αναφορά για τις  
 μετρήσεις  
 υπαίθρου

**TEM Survey Report**  
s/n:

Date (DD/MM/YY)

---

Operator's name and participants

Name of Survey  Names of soundings

STACK (each number corresponds 13 complete cycles):

1.
2.
3.
4.
5.
6.

TIME (1-9)

1.
2.
3.
4.
5.
6.

Type of configuration (tick):

Single-loop Configuration

Two-loop Configuration  Battery (V)

Amount of cables  Cable Resistivity (totally) ( $\Omega$ ):

TR (size of transmitting loop)  REC (size of receiving loop)   
 $[\sqrt{(L_1 \times L_2)}$  if not square] :  $[\sqrt{(l_1 \times L_2)}$  if not square] :

TURN ( $n_{REC} \times n_{TR}$ )  Amplifier (Y,N) :  Filter:

Position (X/Y/Z)

Longitude X:
Latitude Y:
Elevation Z:

Amplitude of current's pulses (choose 1,4A) :

Remarks:

Εικόνα 22. Όπως φαίνεται και απο τη φόρμα καταγραφής των δεδομένων υπαίθρου, συνήθως λαμβάνονται μετρήσεις για Time=5 ή 6 και εφαμόζοντας περί τις 5 αθροίσεις.

Ξεκινούν οι μετρήσεις και με το πέρας των μετρήσεων γίνεται ένας πρώτος έλεγχος της ποιότητας/αξιοπιστίας των μετρήσεων καθώς και του υπολογιζόμενου μοντέλου αντίστασης με το βάθος.

Αλλάζουμε τις παραμέτρους συλλογής των δεδομένων (time=6, stack 5) (Εικόνα 22) και ξαναπέρνουμε μέτρηση με σκοπό να δούμε τη διαφοροποίηση του υπολογιζόμενου μοντέλου. Εάν δεν υπάρχει μεγάλη διαφορά μεταξύ των δύο μοντέλων, πέραν της μεγαλύτερης διείσδυσης του σήματος, τότε γίνεται αποσυναρμολόγηση του συστήματος και προχωράμε στην επόμενη θέση μέτρησης.

Εάν υπάρχει διαφορά μεταξύ των μετρήσεων με διαφορετικές παραμέτρους εισαγωγής τότε χωρίς να αλλάξουμε τις παραμέτρους επαναλαμβάνουμε την ίδια μέτρηση για να δούμε την επαναληψιμότητα των μετρήσεων.

i SOUNDING INFORMATION									
Name	Tr	Rec	Stc	Time	HVP	F (Hz)	I (A)	dT (ns)	
▲ PP02	100	100	5	8	12	50	2.40	1720	
+ PP03	100	100	5	8	12	50	2.40	1720	
■ PP05	100	100	5	8	12	50	2.40	1720	
□ PP07	100	100	5	8	12	50	2.30	1720	

Εικόνα 23. Στοιχεία λήψης των μετρήσεων ανά θέση.

Με τη συνεχή λήψη των μετρήσεων, δημιουργείται μια βάση δεδομένων (Εικόνα 23.) στην οποία καταγράφονται στοιχεία όπως, το όνομα της θέσης (name), οι διαστάσεις του πομπού (Tr), οι διαστάσεις του δέκτη (Rec), το πλήθος των σωρεύσεων (Stc), ο χρόνος – χρονικά παράθυρα που επειλέχθηκαν (Time), η επιλογή της προστασίας από υπερφόρτωση του συστήματος (High Voltage Protection-HVP), το εφαρμοζόμενο συχνοτικό φίλτρο απομάκρυνσης βιομηχανικού θορύβου (F), η εφαρμοζόμενη ένταση του ρεύματος (I) και οι διορθωτικοί χρόνοι στην απόσβεση του ρεύματος για το βρόγχο εκπομπής (dT).

Στην πράξη, όλα τα συστήματα της μεθόδου TDEM καταγράφουν τις παροδικές τάσεις σε έναν αριθμό καναλιών χρόνου. Τις περισσότερες φορές η επεξεργασία των σημάτων γίνεται σε πραγματικό χρόνο, σε αντίθεση π.χ. με τη σεισμική μέθοδο. Καθώς για κάθε κανάλι χρόνου τα όργανα μέτρησης λαμβάνουν πολλές μετρήσεις τις οποίες μετά σωρεύουν, τα περισσότερα συστήματα είναι εφοδιασμένα με κάποιο ηλεκτρονικό σύστημα καταγραφής. Στη συνέχεια, τα δεδομένα ελέγχονται για την ακρίβεια τους και κανονικοποιούνται διαιρώντας τις μετρήσεις με το ρεύμα του πομπού. Επειδή τα δεδομένα όμως στη συνέχεια μετατρέπονται από μετρήσεις μεταβολής της μετρούμενης συνιστώσας του μαγνητικού πεδίου σε φαινόμενες αντιστάσεις, είναι δύσκολο να γίνει γρήγορη εκτίμηση της ποιότητας τους (Spies και Eggers 1986).

Τα πρωτογενή δεδομένα έχουν στο κατακόρυφο άξονα τη μεταβολή του λόγου V/A σε συνάρτηση των χρονικών παραθύρων. Στην περίπτωση βυθοσκοπήσεων, χαρτογραφούνται οι φαινόμενες αντιστάσεις με το χρόνο, ώστε να υπάρχει μια πρώτη ποιοτική εκτίμηση των μετρήσεων, όπως συμβαίνει με τις ηλεκτρικές μεθόδους συνεχούς ρεύματος.

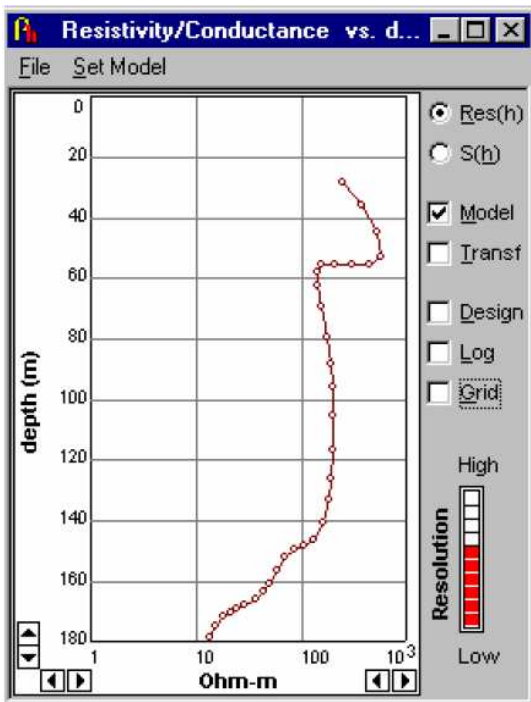
Όταν τα δεδομένα προέρχονται από οδεύσεις, δημιουργούνται γραφικές παραστάσεις σε γραμμική κλίμακα, όπου χαρτογραφούνται οι μετρήσεις σε συγκεκριμένα κανάλια χρόνου κατά μήκος μιας όδευσης ώστε να ελεγχθούν τα δεδομένα για την περίπτωση σφαλμάτων σε κάποια συγκεκριμένη θέση, και για μια πρώτη ποιοτική εκτίμηση της περιοχής που δίνει τις ανωμαλίες κατά μήκος της όδευσης.

Τα πρωτογενή δεδομένα πολλές φορές χρήζουν διόρθωσης λόγω του θορύβου που κατέγραψαν. Έτσι ο χρήστης έχει τη δυνατότητα να δει τα πρωτογενή δεδομένα και να παρέμβει είτε αλλάζοντας/διαγράφοντας τιμές είτε εφαρμόζοντας φίλτρα εξομάλυνσης.

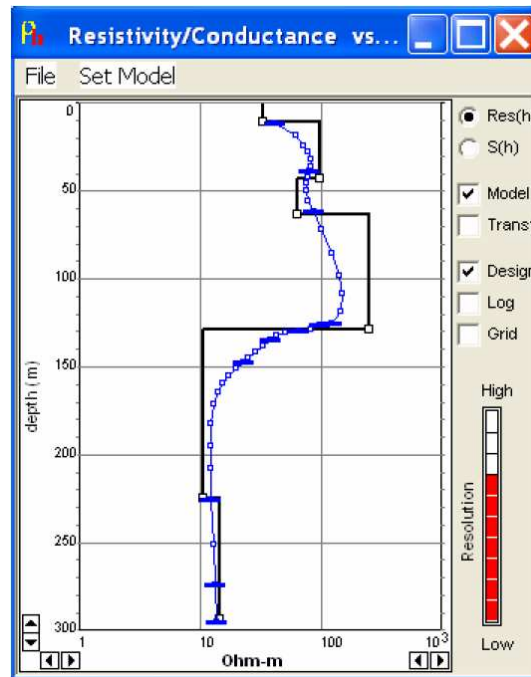
Πολλές απαιτείται η εφαρμογή φίλτρων εξομάλυνσης με σκοπό η καμπύλη να αποκτήσει μια πιο «πραγματική» μορφή και τα αποτελέσματα αυτής να είναι πιο αξιόπιστα. Η αναγκαιότητα της χρήσης των φίλτρων εξομάλυνσης πηγάζει από το γεγονός ότι το όργανο καταγράφει πολλές φορές θόρυβο ο οποίος αλλοιώνει την ποιότητα του σήματος και επιπλέον οι μετρήσεις που πραγματοποιούμε είναι μονοδιάστατες γεγονός που αντιτίθεται με τη τρισδιάστατη και ανομοιογενής υπεδάφεια δομή. Όσο αυξάνεται η εφαρμοζόμενη εξομάλυνση τόσο το υπολογιζόμενο μοντέλο ομαλοποιείται/ομογενοποιείται και χάνονται λεπτομέρειες του μοντέλου. Για τους παραπάνω λόγους, προτείνεται η εφαρμογή των φίλτρων εξομάλυνσης αλλά σε επίπεδο που δεν θα «σκιάσει» το φίλτρο, πληροφορίες που κρύβονται στο σήμα.

Με το πέρας της εφαρμογής όποιων φίλτρων στα πρωτογενή δεδομένα, το λογισμικό μπορεί να υπολογίσει το μονοδιάστατο μοντέλο αντίστασης με το βάθος (Εικόνα 24). Όπως φαίνεται και στο επόμενο σχήμα, το τελικό μοντέλο απεικονίζει την αντίσταση με το βάθος ορίζοντας με αυτό τον τρόπο τη διαστρωμάτωση στη θέση μέτρησης. Ειδικότερα, στα 55 μέτρα η αντίσταση από τα 800 Ohm μεταβάλλεται στα 200 Ohm μέχρι το βάθος των 140 μέτρων οπότε και

ξεκινάει η αντίσταση να πέφτει μέχρι και τα 10 Ohm στα 180 μέτρα. Συνήθως αντιστάσεις περί τα 10-30 Ohm αποτελούν ενδείξεις υπόγειας υδροφορίας.



Εικόνα 24. Τελικό μοντέλο κατανομής της αντίστασης με το βάθος.

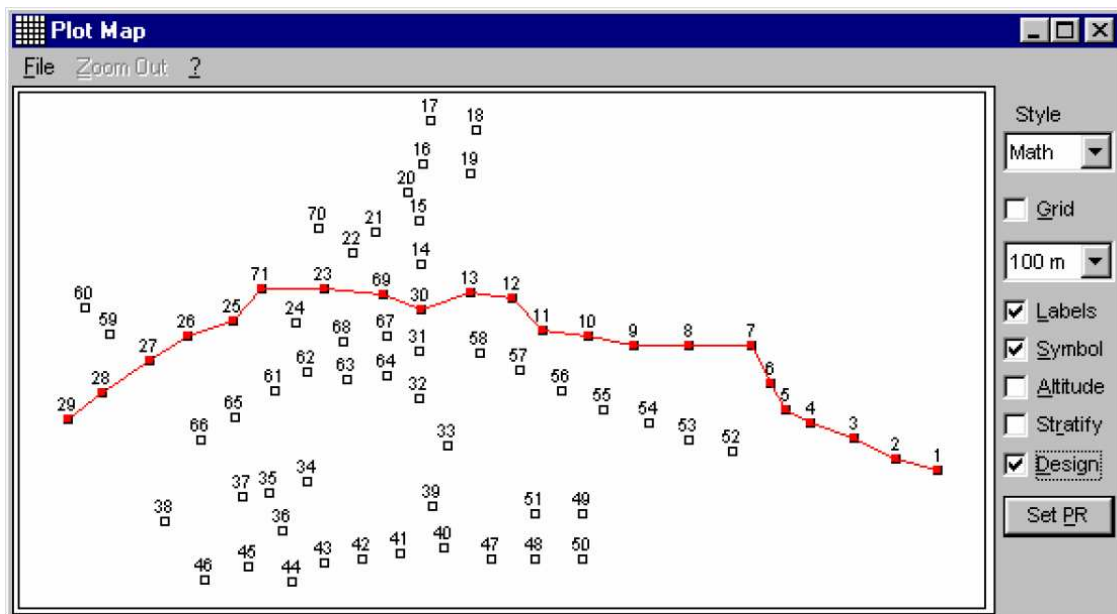


Εικόνα 25. Δυνατότητα σχεδιασμού του μοντέλου βαθών με βάση την ερμηνεία των πρωτογενών δεδομένων.

Δεδομένου ότι όποια μεταβολή στη καμπύλη συνδέεται με μεταβολή στη λιθολογία, μπορεί ο χρήστης κατά την επεξεργασία και ερμηνεία των μετρήσεων να ορίσει τη γεωλογική και λιθολογική διαστρωμάτωση. Με αυτό το τρόπο με εύκολο τρόπο προκύπτει το μοντέλο πάχους και αντιστάσεων των στρωμάτων (Εικόνα 25).

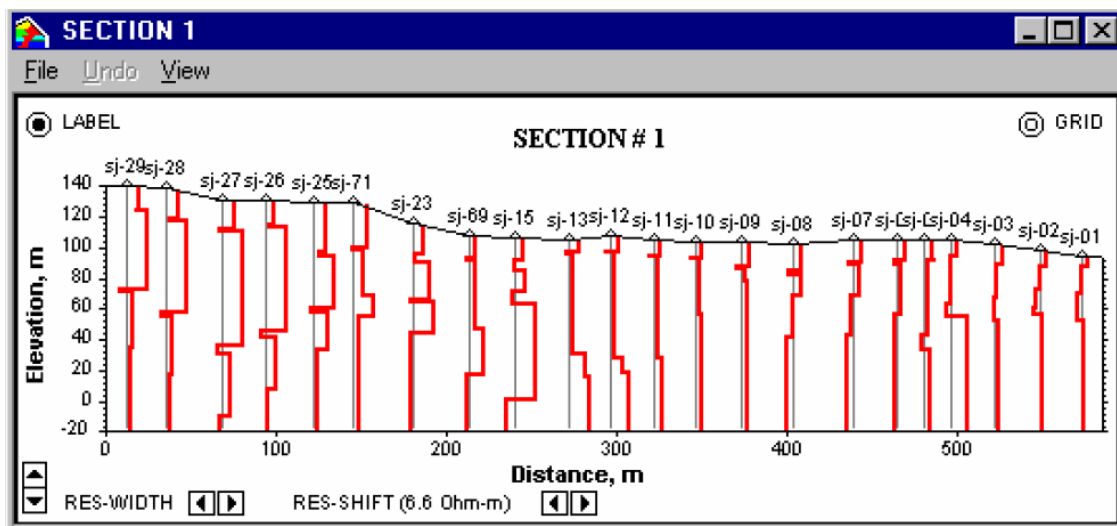
Ανάλογα με το σκοπό του έργου, επιλέγεται η χωροθέτηση των μετρήσεων η οποία είναι είτε μετρήσεις σε κάρναβο με σκοπό τη τρισδιάστατη απεικόνιση του χώρου, είτε μετρήσεις κατά μήκος οδεύσεων με σκοπό την αποτύπωση και παρακολούθηση της συνέχειας δομών ενδιαφέροντος (Εικόνα 26).

Σε κάθε περίπτωση ο χρήστης έχει τη δυνατότητα να δει όλες τις διαθέσιμες μετρήσεις και για κάθε μία από αυτές να δει τα στοιχεία της και την ερμηνεία της (σχήμα 6.57).



Εικόνα 26. Επιλογή βυθοσκοπήσεων η μονοδιάστατη ερμηνεία των οποίων θα χρησιμοποιηθεί για την παραγωγή ενός διδιάστατου μοντέλου κατανομή των αντιστάσεων με το βάθος.

Στην περίπτωση κατά την οποία οι μετρήσεις σε μια περιοχή έρευνας είναι χωρικά καταναμημένες (Εικόνα 26), τότε ο χρήστης μπορεί να επιλέξει κάποιες βυθοσκοπήσεις η ερμηνεία των οποίων θα χρησιμοποιηθεί για την παραγωγή ενός διδιάστατου μοντέλου κατανομής των αντιστάσεων με το βάθος. Η παραγωγή του μοντέλου γίνεται με παρεμβολή των μονοδιάστατων ερμηνειών των επιμέρους βυθοσκοπήσεων.

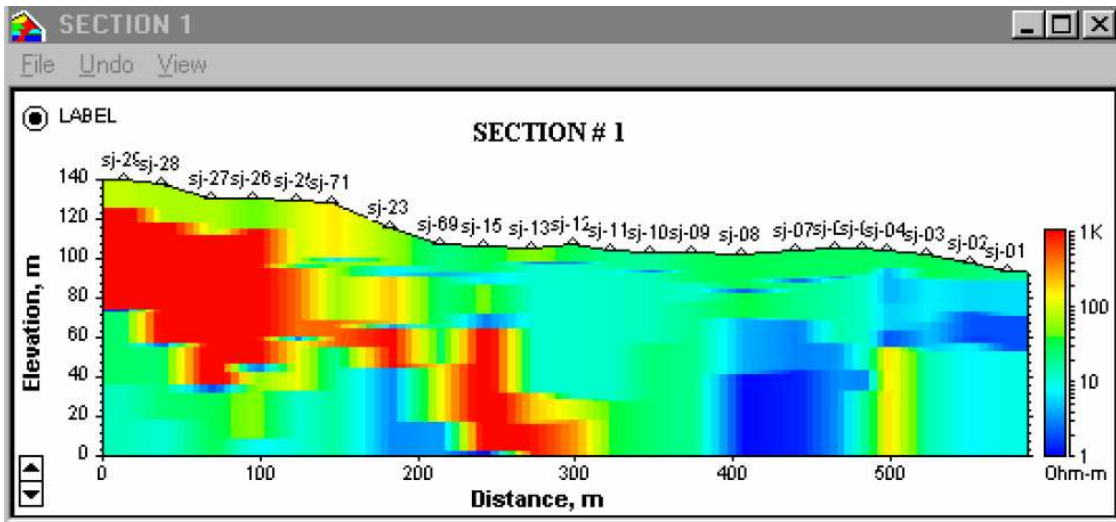


Εικόνα 27. Διδιάστατη παρουσίαση των αποτελεσμάτων με τη μορφή διαγραφιών αγωγιμότητας με το βάθος.

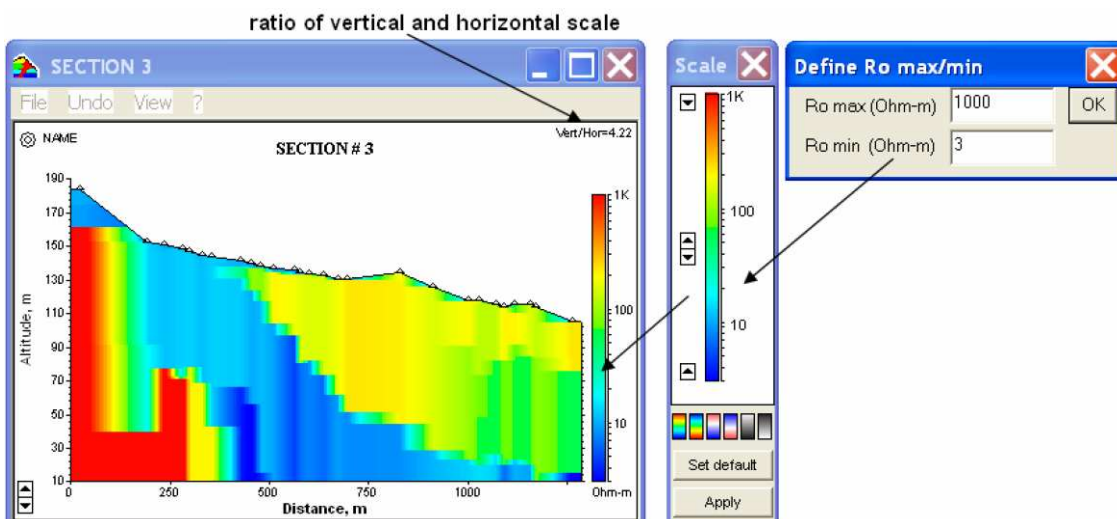
Τα διδιάστατα μοντέλα μπορούν να απεικονιστούν με διάφορους τρόπους. Στο σχήμα (εικόνα 27) τα μοντέλα παρουσιάζονται με τη μορφή διαγραφιών αγωγιμότητας με το βάθος. Στην περίπτωση αυτή ορίζεται ένα όριο αντίστασης και οι καμπύλες (κόκκινες γραμμές) μεταβάλλονται εκατέρωθεν αυτής της τιμής. Αυτός ο τρόπος παρουσίασης των δεδομένων δεν είναι ο πλέον «εντυπωσιακός» αλλά σίγουρα είναι κατατοπιστικός διότι μπορεί να χρήστης να ορίσει π.χ.

όριο τα 10 Ohm.m (παρουσία υπόγειας υδροφορίας) και σε όσες θέσεις οι βυθοσκοπήσεις έχουν τιμές μικρότερες του ορίου αυτόματα αποτελεί για τον ερμηνευτή ένδειξη υδροφορίας.

Ενας άλλος τρόπος παρουσίασης των δεδομένων είναι με τη χρήση χρωματικής κλίμακας. Στη περίπτωση αυτή, η τομή στην περιοχή έρευνας χωρίζεται σε εικονοστοιχεία το χρώμα του οποίου εξαρτάται από τη τιμή αντίστασης του συγκεκριμένου σημείου απεικόνισης (Εικόνα 28 και 29). Στη περίπτωση αυτή τα ψυχρά χρώματα (μπλε) αναφέρονται σε μικρές αντιστάσεις (υψηλές αγωγιμότητες) ενώ τα θερμά χρώματα (κόκκινα) αναφέρονται σε υψηλές αντιστάσεις (χαμηλές αγωγιμότητες).



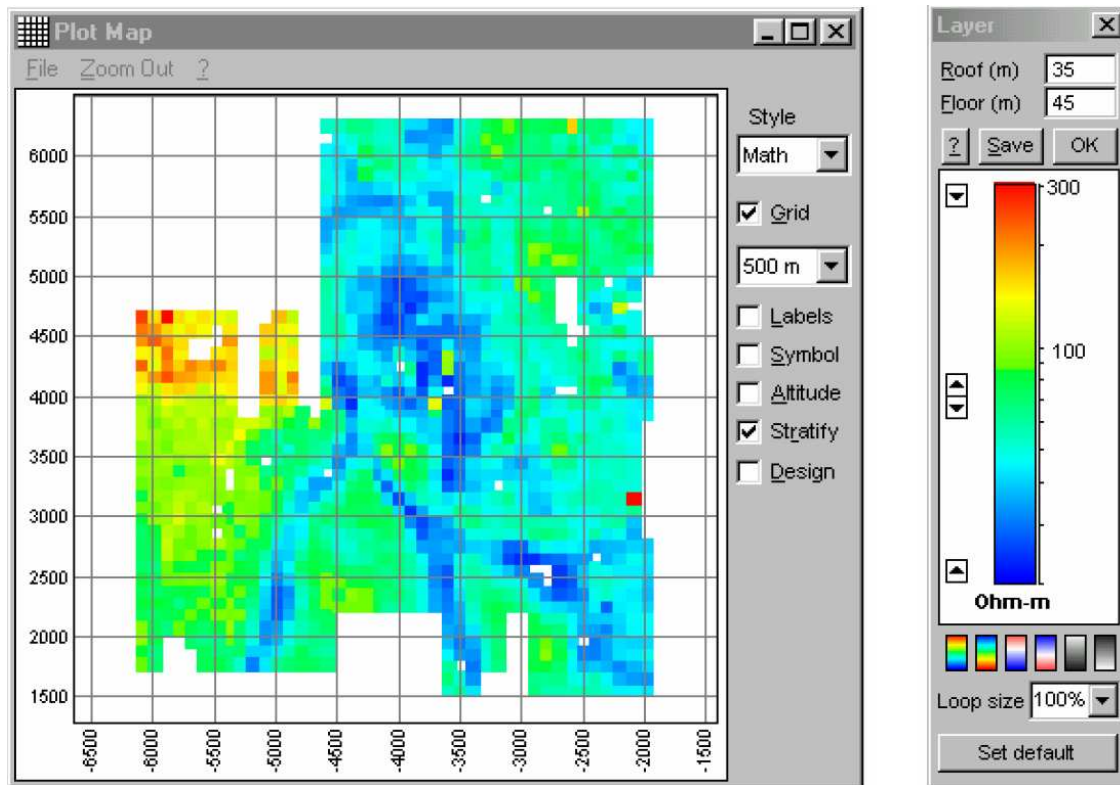
Εικόνα 28. Διδιάστατη απεικόνιση της κατανομής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με το βάθος.



Εικόνα 29. Διδιάστατη απεικόνιση της κατανομής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με το βάθος. Ο χρήστης έχει τη δυνατότητα να επέμβει στη χρωματική κλίμακα και να αλλάξει επίσης τα όρια των αντιστάσεων.

Ο χρήστης έχει τη δυνατότητα να επιλέξει τόσο τη χρωματική κλίμακα όσο και τα όρια των αντιστάσεων τα οποία θα χαρτογραφούνται (Εικόνα 29).

Τέλος, ο χρήστης μπορεί στην περίπτωση που τα δεδομένα του έχουν ληφθεί με πολύ πυκνή χωρική κατανομή, να δημιουργήσει διδιάστατες απεικονίσεις στους άξονες X και Y για διαφορετικά βάθη. Έτσι εμμέσως δημιουργείται ένας τρισδιάστατος όγκος με τον οποίο παρουσιάζονται οι αντιστάσεις στις τρεις διαστάσεις (Εικόνα 30).



Εικόνα 30. Χωρική

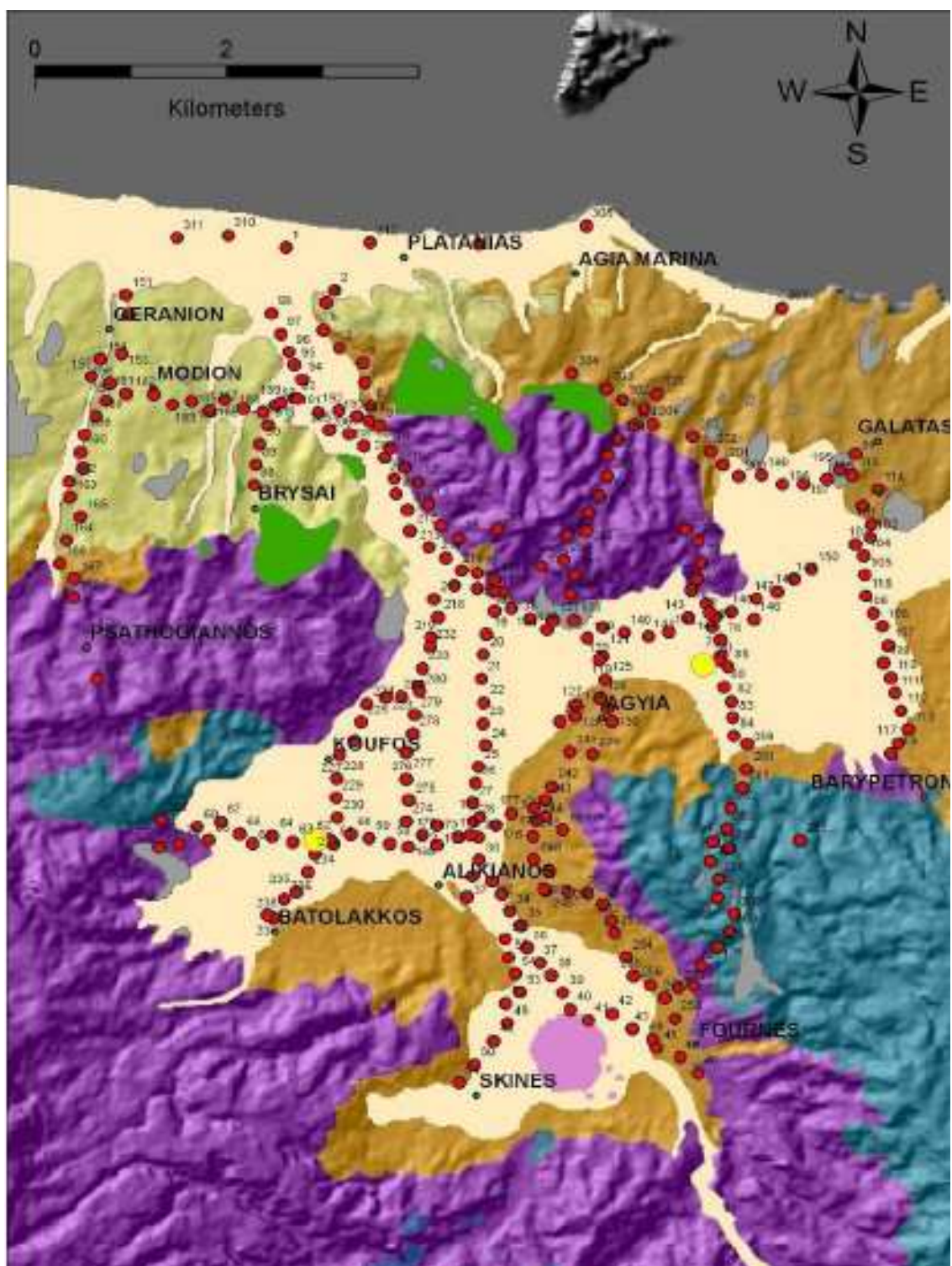
απεικόνιση των αντιστάσεων για το βάθος από 35-45 μέτρα.

### 3.4 ΕΚΤΕΛΕΣΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ ΚΕΡΙΤΗ ΠΟΤΑΜΟΥ

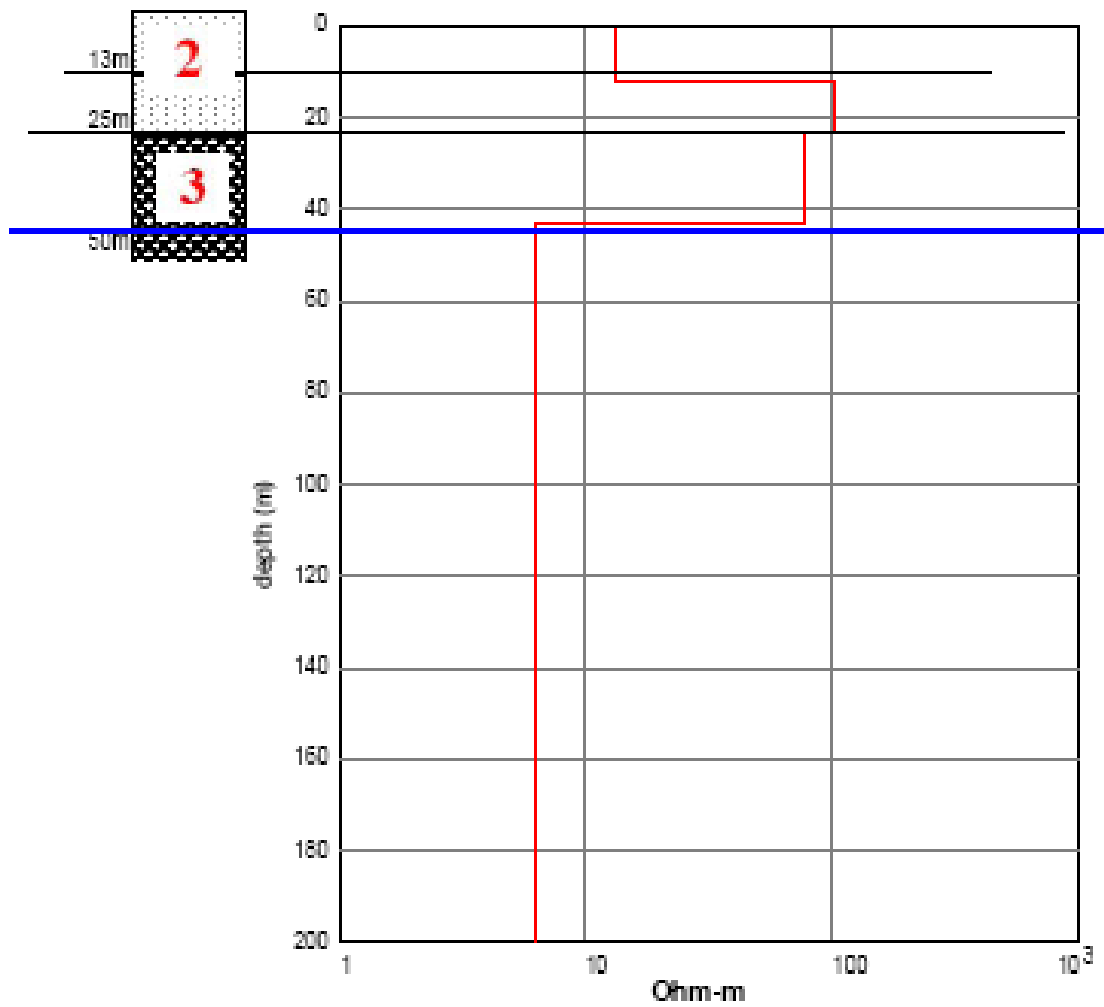
Στην ευρύτερη περιοχή του Κερίτη Ποταμού και στα πλαίσια της διατριβής ειδίκευσης της Ασημίνας Κάντα (Kanta 2009). Οι θέσεις στις οποίες εκτελέστηκαν οι γεωηλεκτρομαγνητικές διασκοπήσεις, απεικονίζονται στο παρακάτω σχήμα.

Επιπλέον, σε διάφορες θέσεις με γνωστή τη γεωλογία και τα χαρακτηριστικά της υδροφορίας (από αξιόπιστες γεωτρήσεις στην περιοχή ενδιαφέροντος), βαθμονομήθηκαν οι μετρήσεις όπως απεικονίζεται στο σχήμα.

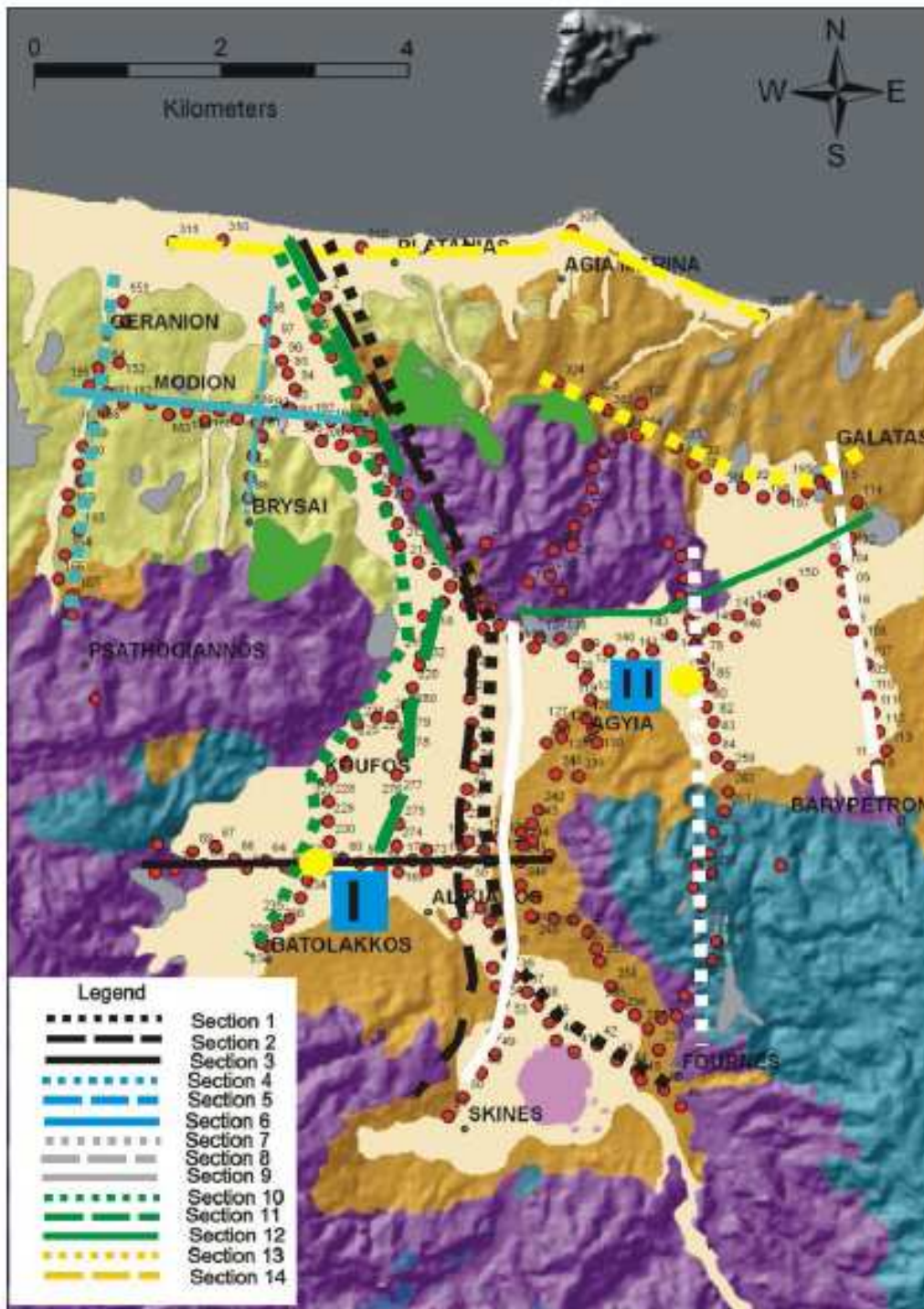




Εικόνα 31. Θέσεις εκτέλεσης των ηλεκτρομαγνητικών διασκοπήσεων στην περιοχή έρευνας (Kanta 2009).



Εικόνα32. Σύγκριση των μητρώων γεωτρήσεων με μετρήσεις TEM (Kanta 2009).



Εικόνα 33. Στο σχήμα παρουσιάζονται οι διατομές που κατασκευάστηκαν από την επεξεργασία και ερμηνεία των TEM (Kanta 2009)

Εικόνα 34. Τρόπος παρουσίασης και ερμηνείας των διατομών με τη μορφή διδιάστατων μοντέλων γεωηλεκτρικής δομής με το βάθος (Kanta 2009).

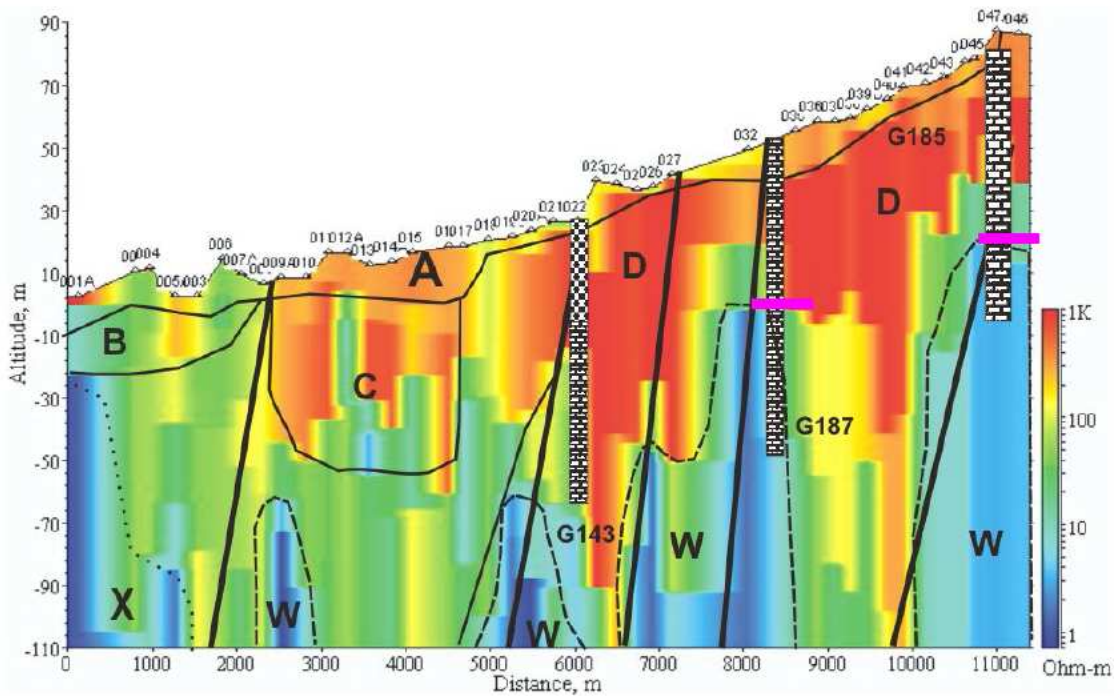
<i>Symbol</i>	<i>Description</i>
Black line	Formation boundary
Black thick solid line	Fault
Black dotted line	Sea water intrusion boundaries
Triangle	Sounding location
Pink solid line	Water Table
Black dashed line	Fresh water boundaries

Εικόνα 35.Συσχέτιση των γεωλογικών σχηματισμών με ειδικές ηλεκτρικές αντιστάσεις (Kanta 2009).

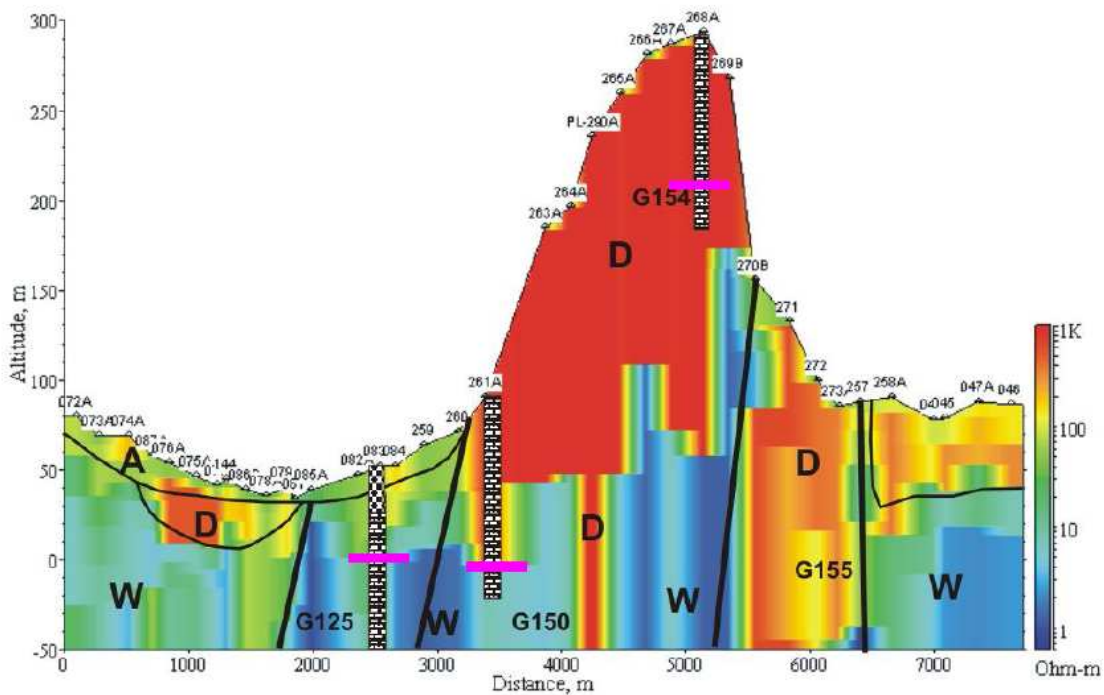
	<i>Description</i>	<i>Age</i>
A	Quaternary Deposits (15 to 100 Ω-m)	Q2 (Holocene), Q1 (Pleistocene)
B	Neogene Sediments (100 to 300Ω-m)	N2 (Pliocene), N1 (Middle-upper Miocene)
C	Phyllites Quartzites (200 to 600Ω-m)	P-T3 (Permian – Upper Triassic)
D	Limestone - Dolomites (600 to 1000Ω-m)	T3-J1 (Upper Triassic – Lias)
X	Sea water intrusion (0.1 to 10 Ω-m)	
W	Fresh water (10 to 20 Ω-m)	

Αφού τα δεδομένα επεξεργάστηκαν με το λογισμικό TEM-RES και υπλογίστηκαν τα μονοδιάστατα γεωηλεκτρικά προφίλ, ορίστηκαν διδιάστατες τομές που περνούν πάνω από επιλεγμένες βυθοσκοπήσεις TEM και προέκυψαν με παρεμβολή τα 2D μοντέλα που παρουσιάζονται στα παρακάτω σχήματα.





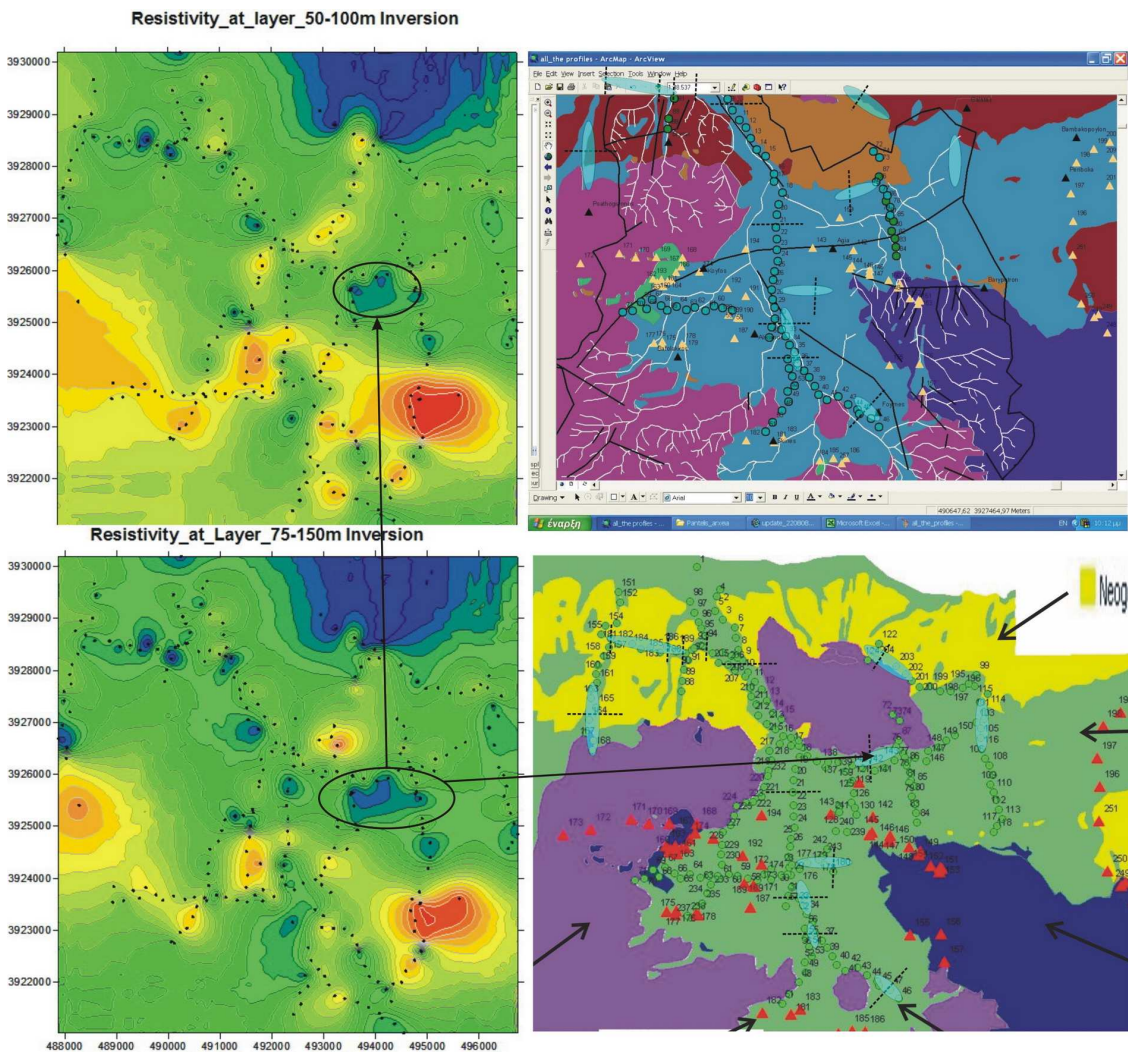
Εικόνα 36. Γεωηλεκτρική τομή από Πλατανιά μέχρι Φουρνέ (Kanta 2009).



Εικόνα 37. Γεωηλεκτρική τομή από Αγία Μαρία μέχρι Φουρνέ (Kanta 2009).

Γνωρίζοντας τη γεωηλεκτρική δομή ανά θέση μέτρησης και έχοντας εκτελέσει (Kanta 2009) πληθώρα μετρήσεων στην ευρύτερη περιοχή έρευνας, μπορεί με σχετική ασφάλεια και ευκολία να κατασκευαστούν διδιάστατα μοντέλα σε διαφορετικά βάθη. Με αυτό τον τρόπο είναι ευκολότερη η διαχείριση των δεδομένων και η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων. Στο παρακάτω σχήμα εμφανίζεται η ερμηνεία για τα βάθη 50-100μ και 75-150μ ενώ στο κάτω δεξί

τμήμα της εικόνας, εντοπίζεται και προσδιορίζεται και χωρικά η βέλτιστη θέση ανόρυξης νέας γεώτρησης στην περιοχή ενδιαφέροντος.



Εικόνα 38. Μοντέλα βάθους (αριστερό μέρος σχήματος, 50-100μ και 75-150μ) και προτεινόμενη θέση ανόρυξης υδρογεώτρησης στη περιοχή ενδιαφέροντος (σχήμα κάτω δεξιά) (Kanta 2009).



### **3.5 ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΑΤΩΝ**

Ως μελέτη επικινδυνότητας στα υπόγεια νερά ορίζεται η τεχνική/μέθοδος κατά την οποία πραγματοποιείται ποσοτικοποίηση της ευαισθησίας των υδάτων σε πιθανούς ρυπαντές, καθώς και η λειτουργία αυτής της μεθόδου ως εργαλείο λήψης αποφάσεων. Οι χάρτες παράγονται από ένα σύνολο κριτηρίων εφαρμογής (πλήθος φυσικών παραμέτρων που χαρακτηρίζουν την περιοχή έρευνας). Τα κριτήρια και οι αντίστοιχοι πολλαπλασιαστές των παραμέτρων, υπολογίζονται ανά περίπτωση εφαρμογής και περιοχής μελέτης. Οι χάρτες επικινδυνότητας, υπολογίζονται από το GIS με τη συγκέντρωση, γεωαναφορά, συνάθροιση ή χωρική ανάλυση και τελική επεξεργασία των χωρικών δεδομένων (Burrough και McDonnell 1998).

Πολλές προσεγγίσεις έχουν αναπτυχθεί για τον υπολογισμό της επικινδυνότητας ενός υδροφορέα και μπορούν να ομαδοποιηθούν σε τρεις κατηγορίες: (1) μέθοδος επικάλυψης και δεικτών (2) μέθοδοι που βασίζονται σε μοντέλα προσομοίωσης, και (3) στατιστικές μέθοδοι (National Research Council 1993, Tesoriero et al. 1998). Η μέθοδος επικάλυψης και δεικτών συνδυάζει τους παράγοντες που ελέγχουν τη μεταφορά των ρύπων από την επιφάνεια του εδάφους στη κορεσμένη ζώνη προκαλώντας ρύπανση σε διαφορετικά σημεία. Το κύριο πλεονέκτημα της μεθόδου είναι ότι ορισμένοι από τους παράγοντες όπως η βροχόπτωση και το βάθος του υπόγειου υδροφόρου είναι διαθέσιμοι για μεγάλες περιοχές, οπότε και τα αποτελέσματα μπορεί να είναι χρήσιμα για μεγάλες περιοχές έρευνας (Tharinta και Hudak 2003). Ωστόσο, σημαντικό μειονέκτημα είναι η υποκειμενικότητα των χρησιμοποιούμενων βασικών παραγόντων, των τιμών βάρους και σημαντικότητας στην περιβαλλοντική επιβάρυνση / υποβάθμιση των υδατικών πόρων. Οι υπόλοιπες δύο μέθοδοι υπολογισμού της επικινδυνότητας κάνουν χρήση στατιστικών μοντέλων και αλγορίθμων προσομοίωσης μεταφοράς των ρύπων σε πορώδη (και όχι μόνο) μέσα (Barbash και Resek του 1996, Rao και Alley 1993).

Οι πιο γνωστές μέθοδοι για GVM, εφαρμοζόμενες σε πορώδεις σχηματισμούς είναι οι, DRASTIC (Aller et al. 1987), GOD (Foster 1987), AVI (Van Stempvoort et al. 1993) και SINTACS (Civita 1994), όπου διαφορετικές λιθολογίες μπορούν να οδηγήσουν σε διαφορετικές ποιοτικές υποβαθμίσεις του υπόγειου υδροφόρου. Λεπτομερής ανασκόπηση των ήδη υπαρχουσών μεθόδων δίνεται από τους Vrba και Zaporozec (1994) και Gogu και Dassargues (2000). Καθώς οι προαναφερόμενες μέθοδοι αφορούν πορώδεις σχηματισμούς (υδροφόρους), αναπτύχθηκαν μέθοδοι που εφαρμόζονται σε καρστικούς σχηματισμούς, όπως, EPIK (Doerfliger και Zwahlen 1998, Doerfliger et al. 1999), PI (Goldscheider et al. 2000) και COP (Vias et al. 2006).

#### **3.5.1 GVM για υδροφορίες σε πορώδη μέσα**

##### **3.5.1.1 Μοντέλο DRASTIC**

Η πιο διαδεδομένη μέθοδος αξιολόγησης της εγγενούς επικινδυνότητας είναι η μέθοδος DRASTIC (Aller et al. 1987). Η μέθοδος DRASTIC είναι ένα μοντέλο σχεδιασμένο να παράγει χάρτες επικινδυνότητας σε διαφορετικές θέσεις, συνδυάζοντας πολλούς χάρτες (δεδομένα) σε διαφορετικά θεματικά επίπεδα. Στην αρχή εφαρμόστηκε με τεχνικές δοκιμής-σφάλματος και στη συνέχεια έγινε η εφαρμογή του στο GIS δεδομένου ότι η επικινδυνότητα προκύπτει ως γραμμικός συνδυασμός παραγόντων (διαθέσιμων δεδομένων) (Fabbri και Napolitano 1995).

Η μέθοδος DRASTIC χρησιμοποιεί επτά γεωλογικές, υδρογεωλογικές παραμέτρους και αναπτύχθηκε στις ΗΠΑ από την Υπηρεσία Προστασίας του Περιβάλλοντος (Environmental Protection Agency – EPA) με σκοπό να αξιολογήσει

τη ρύπανση των υπόγειων υδάτων και το υδατικό δυναμικό στις Ηνωμένες Πολιτείες (Aller et al. 1987, Durnford et al. 1990, Evans και Myers 1990, Halliday και Wolfe 1991, Rundquist et al. 1991, Fritch et al. 2000, Shukla et al. 2000), αλλά και σε πολλές άλλες περιοχές του κόσμου (Lobo-Ferreira και Oliveira 1997, Lynch et al. 1997, Melloul και Collin 1998, Johansson et al. 1999, Kim και Hamm 1999, Zabet 2002). Η μέθοδος γενικά βασίζεται σε γεωλογικά και υδρογεωλογικά κριτήρια τα οποία καθορίζουν τη κίνηση ρύπων από την επιφάνεια προς το υπέδαφος (υπόγειος υδροφόρος) και μέσα σε αυτόν (Aller et al. 1987, Musa et al. 2000).

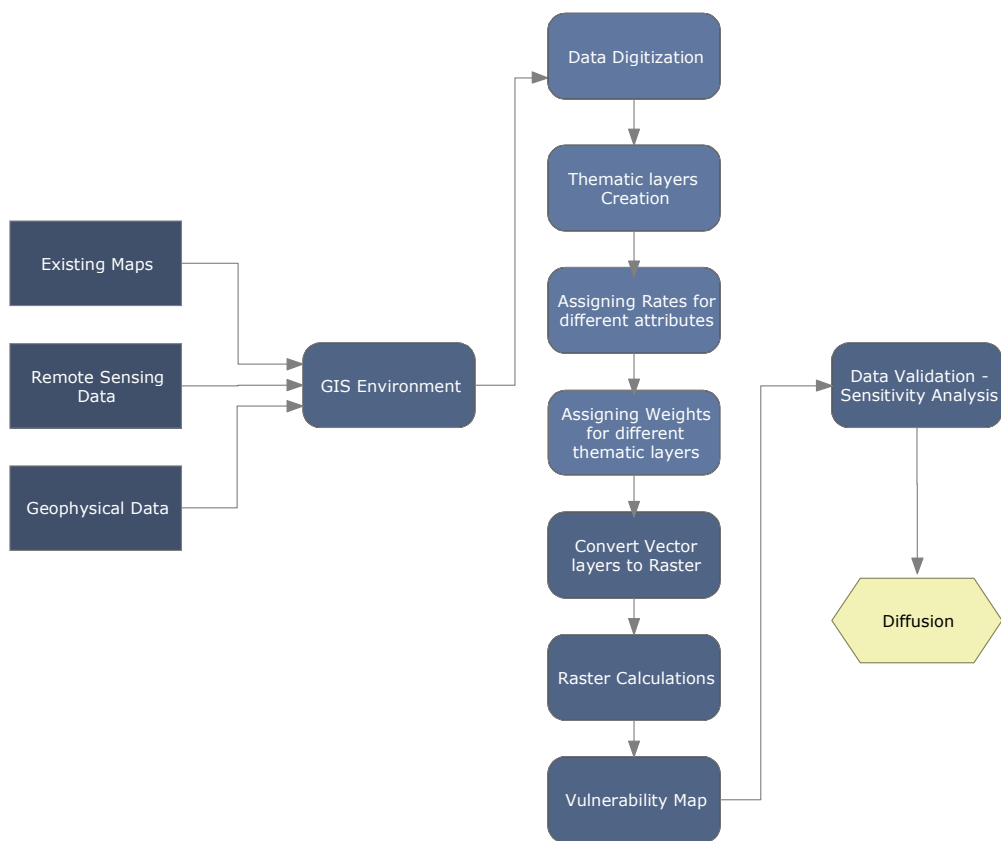
Το αρκτικόλεξο DRASTIC αναπαριστά τις επτά (7) παραμέτρους που χρησιμοποιεί το μοντέλο οι οποίες είναι: βάθος υδροφόρου (Depth to water), επανατροφοδότηση υδροφόρου (net Recharge), χαρακτηριστικά υδροφόρου (Aquifer media), χαρακτηριστικά εδάφους (Soil media), τοπογραφία (Topography), επίδραση της ακόρεστης ζώνης (Impact of vadose zone media) και υδραυλική αγωγιμότητα υδροφόρου (aquifer hydraulic Conductivity) (πίνακας 3.1).

**Πίνακας 3.1. Περιγραφή των παραμέτρων που μοντέλου DRASTIC (Babiker et al. 2005).**

Συντελεστής	Περιγραφή	Σχετική βαρύτητα	Προέλευση δεδομένων	Τύπος δεδομένων
Βάθος υδροφόρου στρώματος	Αναφέρεται στο βάθος στο οποίο βρίσκεται η ελεύθερη επιφάνεια του υδροφόρου στρώματος. Μεγαλύτερο βάθος σημαίνει μικρότερη πιθανότητα ρύπανσης	5	Δεδομένα γεωτρήσεων δεδομένων	Σημειακά δεδομένα
Επανατροφοδοσία υδροφόρου	Αφορά το νερό που διαπερνά την επιφάνεια του εδάφους και τροφοδοτεί τον υπόγειο υδροφόρο. Μέσω της κατείσδυσης πραγματοποιείται και η κίνηση των ρύπων στο υπέδαφος.	4	Μέση ετήσια βροχόπτωση	Σημειακά
Χαρακτηριστικά υδροφόρου	Αφορά τις ιδιότητες της κορεσμένης ζώνης που ελέγχει και τις διεργασίες εξασθένισης των ρύπων.	3	Γεωλογικοί χάρτες	Πολύγωνα δεδομένων
Χαρακτηριστικά	Η παράμετρος αναφέρεται	2	Εδαφολογικοί	Πολύγωνα

εδάφους	στην ακόρεστη επιφανειακή ζώνη διάβρωσης η οποία και ελέγχει το ποσό κατεΐσδυσης.		χάρτες	δεδομένων
Τοπογραφία	Η παράμετρος αναφέρεται στην κλίση του εδάφους η οποία ελέγχει την επιφανειακή απορροή και εμμέσως την κατεΐσδυση.	1	Τοπογραφικοί χάρτες, ψηφιακά μοντέλα υψομέτρων	Πολύγωνα δεδομένων, ισουψείς
Επίδραση της ακόρεστης ζώνης	Η παράμετρος αναφέρεται στην ακόρεστη ζώνη η οποία ελέγχει τη διέλευση και εξασθένηση των ρυπαντών.	5	Γεωλογικοί και εδαφολογικοί χάρτες, κοκκομετρία	Πολύγωνα δεδομένων
Υδραυλική αγωγιμότητα	Η παράμετρος αναφέρεται στην ευκολία με την οποία μπορεί το νερό (και εμμέσως και οι ρυπαντές) να κινηθούν εντός του υδροφόρου.	3	Γεωφυσικά δεδομένα, μητρώα γεωτρήσεων και δοκιμαστικές αντλήσεις	Σημειακά δεδομένα

Το τελικό μοντέλο προκύπτει από το γινόμενο των βαρών (weighting) και βαθμίδων (rating) για κάθε μία από τις επτά παραμέτρους. Ειδικότερα, για κάθε παράμετρο δημιουργούνται διαβαθμίσεις (από το 1 έως το 10) ως προς την επίδραση της παραμέτρου στην επικινδυνότητα του υπόγειου ύδατος. Στη συνέχεια, στις επτά παραμέτρους αντιστοιχίζονται βάρη που κυμαίνονται από 1 έως 5 και αντανακλούν τη σχετική τους σημασία. Τα βήματα επεξεργασίας και εφαρμογής του DRASTIC εμφανίζονται στο σχήμα (Εικόνα 39.)



Εικόνα 39.). Διάγραμμα ροής από την εφαρμογή του GVM με τη χρήση GIS.

Η επικινδυνότητα (GVM) υπολογίζεται στη συνέχεια εφαρμόζοντας το γραμμικό συνδυασμό όλων των παραγόντων σύμφωνα με την ακόλουθη εξίσωση:

$$DRASTIC = D_r D_w + R_r R_w + A_r A_w + S_r S_w + T_r T_w + I_r I_w + C_r C_w$$

όπου D, R, A, S, T, I και C είναι οι επτά προαναφερόμενες παράμετροι και οι δείκτες r και w είναι οι αντίστοιχες διαβαθμίσεις (rating) και βάρη (weights), αντίστοιχα.

### 3.5.2 Εφαρμογή του μοντέλου DRASTIC στην υδρολογική λεκάνη του Κερίτη στα Χανιά, Κρήτη

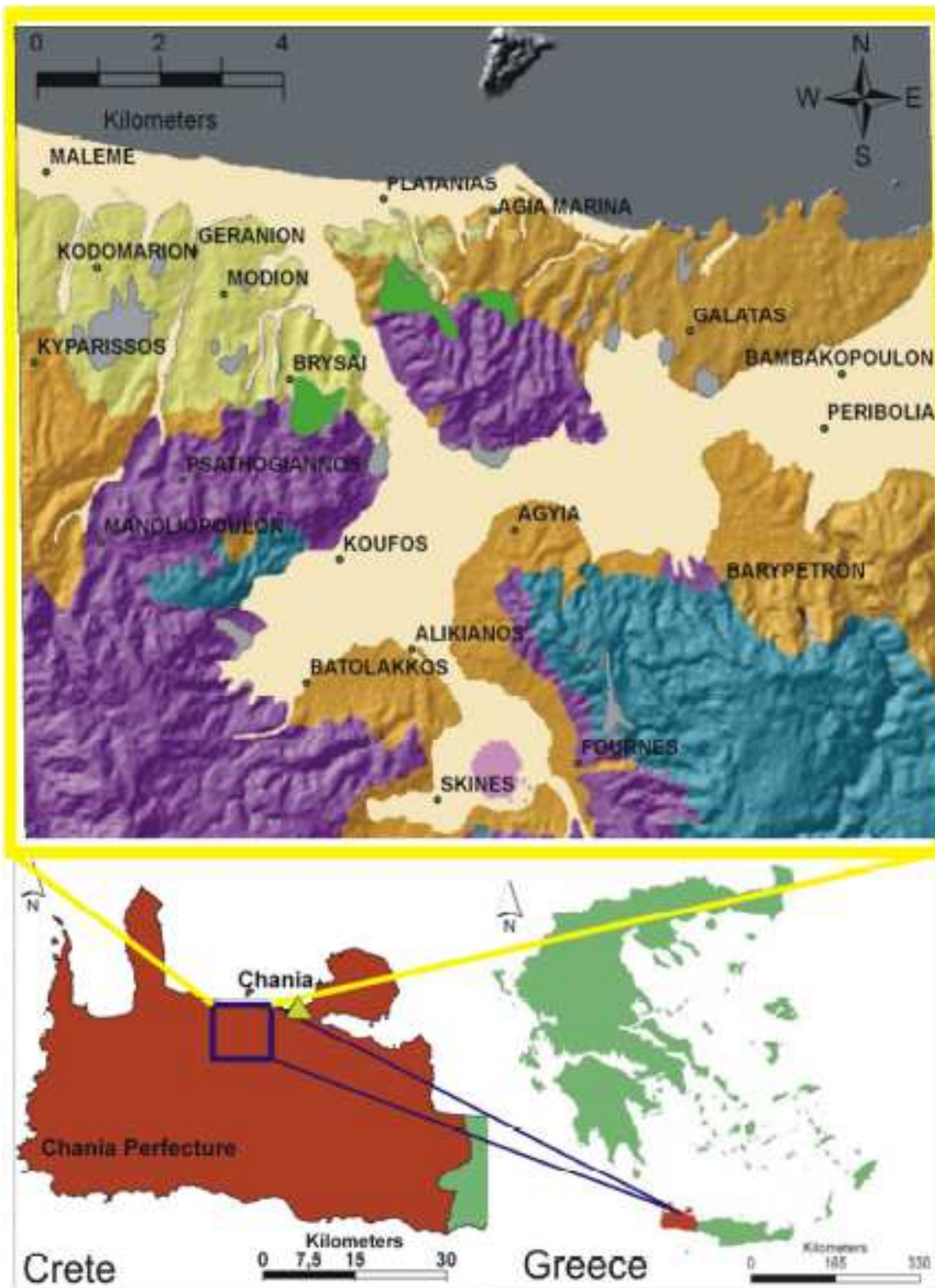
Το μοντέλο DRASTIC εφαρμόστηκε στην υδρολογική λεκάνη του Κερίτη ποταμού στο Νομό Χανίων στη Κρήτη (σχήμα 3.18), δομώντας και εφαρμόζοντας τη μέθοδο σε περιβάλλον GIS. Το υπόγειο υδατικό δυναμικό της Κρήτης και ιδιαίτερα των Χανίων είναι ιδιαίτερα πλούσιο. Σύμφωνα με μελέτη των Chartzoulakis και συν. 2001 και Tsagarakis και συν. 2004, το 84,5% της συνολικής κατανάλωσης χρησιμοποιείται για άρδευση, ενώ η αστική χρήση φτάνει το 12% και άλλες χρήσεις 3,5%.

Η περιοχή μελέτης αποτελεί μια από τις σημαντικότερες υδρολογικές λεκάνες του Νομού Χανίων. Βρίσκεται στο βόρειο κεντρικό τμήμα της επαρχίας Κυδωνιάς του Νομού Χανίων, με διεύθυνση τον άξονα Βορράς-Νότος και σε μέση απόσταση από την πόλη των Χανίων, 15 Km περίπου.

Εντός της περιοχής της λεκάνης περιλαμβάνονται τα χωριά Φουρνές, Σκινές, Σκορδαλού, Καράνου, Αλικιανού, Βατόλακκος, Κουφός, Αγιά, Πατελάρι, Πλατανιάς και Γεράνι, ενώ στις παρυφές της, οι Λάκκοι, Ψαθογιάννος, Μανωλιόπουλο, Βαρύπετρο, Περιβόλια και Μεσκλά κ.ά.

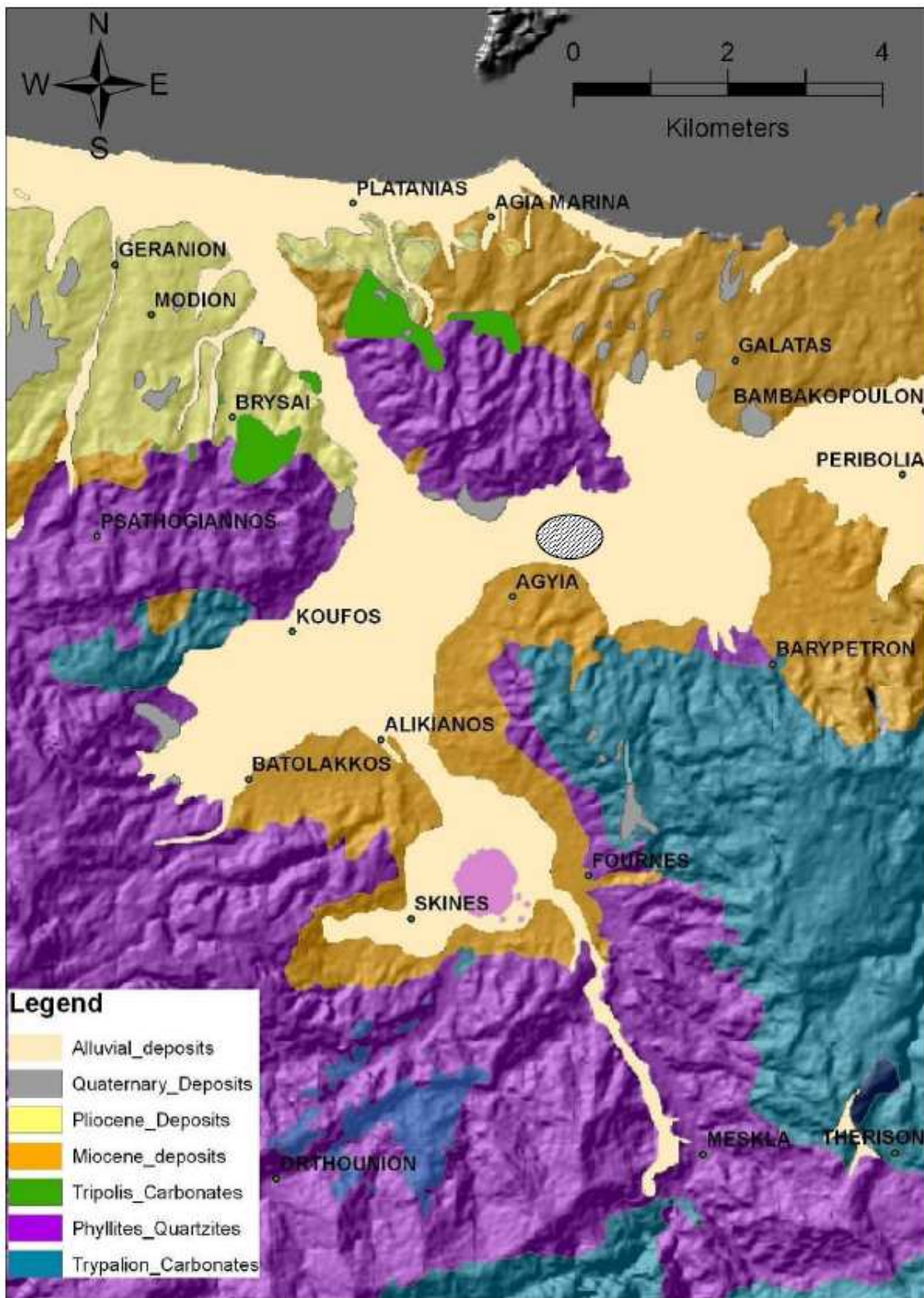
Γεωλογικά (Εικόνα 41) η λεκάνη Κερίτη χαρακτηρίζεται από τέσσερις κύριους γεωλογικούς σχηματισμούς (Ριγλής 1996):

- **Ανθρακικά πετρώματα.** Καταλαμβάνουν το ΝΑ τμήμα της, και επεκτείνονται πολύ νοτιότερα, και εκτός της εν λόγω υδρολογικής λεκάνης, έως τον κύριο ασβεστολιθικό όγκο των λευκών Ορέων.
- **Φυλλίτες-Χαλαζίτες.** Συναντώνται στο ΝΑ-κεντρικό τμήμα της λεκάνης, επίσης εμφανίζονται σε μικρότερη έκταση και στο Βόρειο τμήμα της.
- **Νεογενείς σχηματισμοί.** Στη λεκάνη Κερίτη αναπτύσσονται τα κροκαλολατυποπαγή, νότια της Αγιάς, στην ευρύτερη περιοχή Χοιροσπηλίου. Είναι ανθρακικής προέλευσης με ανθρακικό συνδετικό υλικό, με γνώρισμα την ψηλή υδροπερατότητά τους. Επίσης, πρέπει να επισημανθεί, ότι η ύπαρξη νεογενών πετρωμάτων (μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, μάργες, γύψοι κ.ά.) στην περιοχή Βλυχάδες, είναι πιθανή. Θα πρέπει να τονιστεί ότι οι δυο ανωτέρω σχηματισμοί βρίσκονται σε τεκτονική επαφή, και οριοθετούν δύο ημιανεξάρτητα υδρογεωλογικά συστήματα.
- **Τεταρτογενείς σχηματισμοί.** Είναι οι νεότερες αποθέσεις, οι οποίες αποτελούνται από αδρομερή εν γένει υλικά, καθώς και αργίλους, άμμους κλπ, και καταλαμβάνουν ένα σημαντικό τμήμα της λεκάνης στην περιοχή Αγιάς, Αλικιανού, Βατόλακκου, Σκινέ, Κουφού, με σημαντικό πάχος και αξιόλογη υδροφορία. Οι σχηματισμοί αυτοί όσον αφορά το πάχος τους αλλά και την υδροφορία που παρουσιάζουν, δεν έχουν διερευνηθεί πλήρως.



Εικόνα 40 . Υδρολογική λεκάνη του ποταμού Κερίτη (Kanta 2009)





Εικόνα 41. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης (Kanta 2009).

Στην υδρολογική λεκάνη Κερίτη, οι προαναφερόμενοι γεωλογικοί σχηματισμοί, έχουν διαφορετική υδρολογική/υδραυλική συμπεριφορά, που μαζί με την τεκτονική τους, δηλαδή τον τρόπο τοποθέτησης τους στον χώρο, καθορίζουν το υδρογεωλογικό καθεστώς στην περιοχή.

Όσον αφορά την υδρολιθολογική συμπεριφορά των γεωλογικών σχηματισμών της υπό μελέτης υδρολογική λεκάνη, έχουμε να αναφέρουμε τα παρακάτω. Κοντά στην περιοχή της Αγιάς, η οποία και μας ενδιαφέρει, παρατηρούνται μειοκαινικές αποθέσεις μέτριας έως μικρής διαπερατότητας, κροκαλοπαγή και μαργαικοί ασβεστόλιθοι. Αναπτύσσονται επιμέρους υπόγειες υδροφορίες μέσου έως μικρού δυναμικού. Νοτιοδυτικά και νοτιοανατολικά της περιοχής της Αγιάς έχουμε μικρά δείγματα πρακτικά αδιαπέρατων ή εκλεκτικής κυκλοφορίας σχηματισμών μικρής ή μεγάλης διαπερατότητας. Έχουμε εναλλαγές χαλαζιτών και μαρμάρων. Νοτιοανατολικά της περιοχής επίσης, παρατηρούνται σχηματισμοί υψηλής έως μέτριας υδροπερατότητας, ρωγμές, οπότε η κυκλοφορία του νερού εδώ γίνεται μέσω δευτερογενούς πορώδους. Επίσης έχουμε στην ίδια θέση την εμφάνιση γύψων όπου αναπτύσσεται υψηλού δυναμικού υπόγεια υδροφορία εξαιτίας της διάλυσης τους, “ψευδοκάρστ” με υψηλή περιεκτικότητα σε θειικά ιόντα.

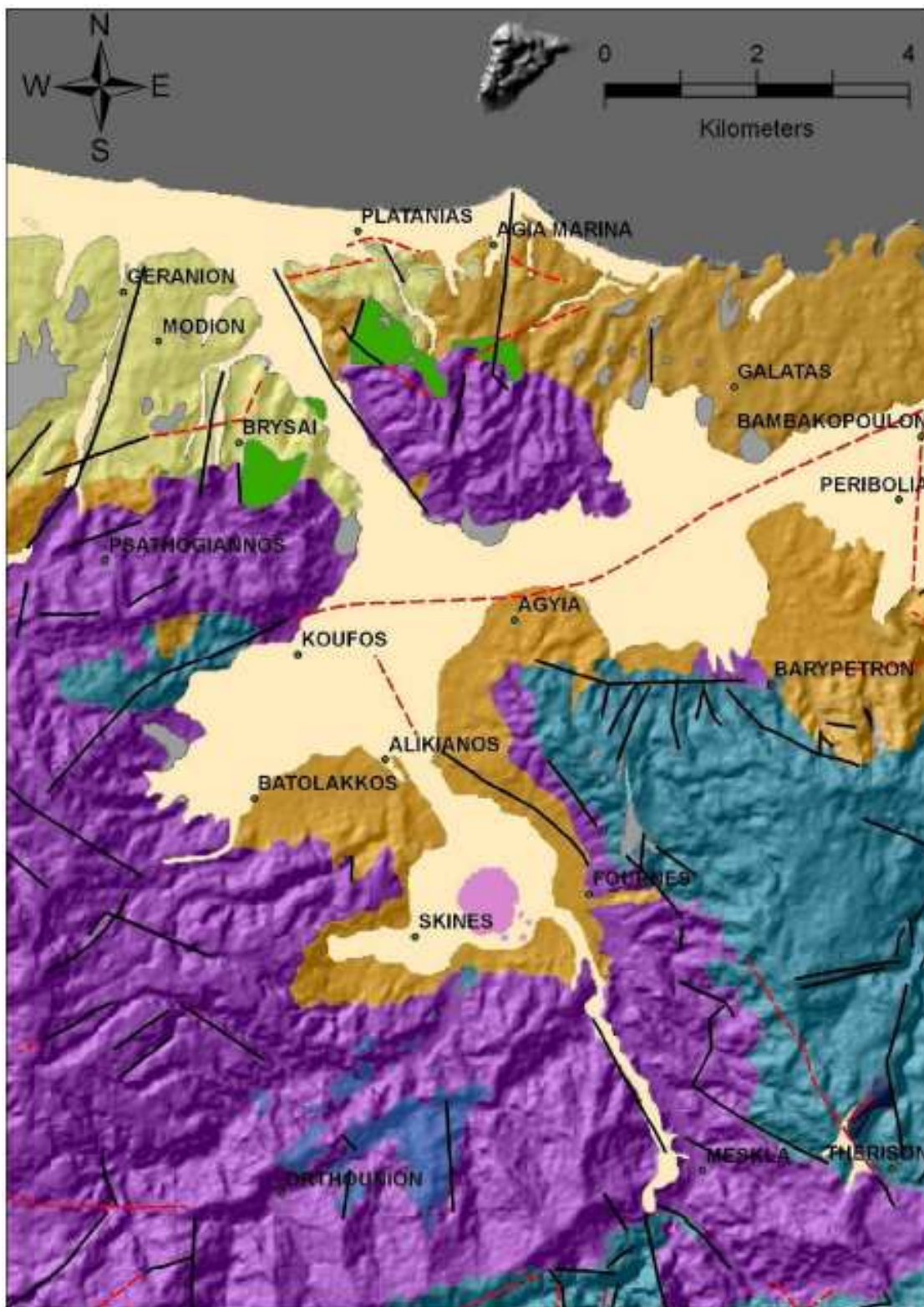
Περισσότερες πληροφορίες για την περιοχή που ερευνούμε, μπορούμε να αποκομίσουμε από τον ακόλουθο τεκτονικό χάρτη (Εικόνα 42). Εστιάζοντας στην περιοχή της Αγιάς, παρατηρούμε με κατεύθυνση βορειοανατολικά προς νοτιοδυτικά ένα μεγάλο ρήγμα, (απεικονίζεται στο χάρτη με κόκκινη διακεκομμένη γραμμή), παράλληλα στην Εθνική οδό να περνά μέσα από την περιοχή της Αγιάς. Η ύπαρξη αυτού του ρήγματος δρα ως το μέσο της υπόγειας κυκλοφορίας του νερού με την προαναφερθείσα κατεύθυνση. Μελετώντας και τις γύρω περιοχές της Αγιάς, Βαρύπετρο, Φουρνές, Αλικιανός, παρατηρούμε την ύπαρξη μικρών ρηγμάτων τα οποία όμως δεν συνδέονται με το μεγάλο ρήγμα που περνά μέσα από την περιοχή της Αγιάς. Επίσης στον τεκτονικό χάρτη παρουσιάζονται οι ισούψεις όπου μπορούμε να υπολογίσουμε το υψόμετρο των σημείων που επιθυμούμε.

Με σκοπό να εφαρμοστεί το GVM στην υπό μελέτη υδρολογική λεκάνη, όλα τα διαθέσιμα δεδομένα (υδρογεωλογικοί, υδρολογικοί, γεωλογικοί και τοπογραφικοί χάρτες) συλλέχθηκαν, ψηφιοποιήθηκαν, γεωαναφέρθηκαν (ΕΓΣΑ 87) και αποτέλεσαν επίπεδα πληροφοριών στο GIS.

Ειδικότερα, τα υδρολογικά και υδρογεωλογικά δεδομένα του κάμπου Χανίων (πηγάδια, πηγές, γεωτρήσεις, κ.α.) συλλέχθηκαν, και κατηγοριοποιήθηκαν ανάλογα με τις πληροφορίες που παρέχουν όπως, βάθος υδροφορίας, παροχές, βάθος υποβάθρου, τεκτονικές ζώνες, χρήση νερού, λιθοστρωματογραφικές ενότητες, μετρήσεις φυσικοχημικών παραμέτρων (αγωγιμότητα, χλωριόντα). Όλα τα προαναφερόμενα εισήχθησαν στο ArcGIS και δημιουργήθηκε η απαραίτητη βάση δεδομένων και περαιτέρω επεξεργασία.

Το υδρογραφικό δίκτυο ψηφιοποιήθηκε από τοπογραφικούς χάρτες. Το υδρογραφικό δίκτυο επικαιροποιήθηκε με τη χρήση και επεξεργασία δορυφορικών εικόνων Landsat-ETM. Το ψηφιακό μοντέλο εδάφους (Digital elevation model – DEM) προήλθε από την ψηφιοποίηση των τοπογραφικών χαρτών της περιοχής μελέτης.

Τα δεδομένα που τελικά χρησιμοποιήθηκαν για την παραγωγή των χαρτών επικινδυνότητας (DRASTIC) φαίνονται στο πίνακα (εικόνα 42β).



Εικόνα 42. Τεκτονικός χάρτης της περιοχής ενδιαφέροντος (Kanta 2009).

Εικόνα 42β. Δεδομένα για την εφαρμογή του μοντέλου DRASTIC στη λεκάνη του ποταμού Κερίτη (Kouli et al. 2008).

Παράμετροι	Προέλευση	Δεδομένα σε	Κλάσεις	Διαβαθμίσεις	Βάρη
------------	-----------	-------------	---------	--------------	------



<b>DRASTIC</b>	<b>δεδομένων</b>	<b>GIS</b>			
Βάθος υδροφόρου στρώματος	Μητρώα γεωτρήσεων	Σημειακά διανυσματικά δεδομένα	0-1.5 1.5-4.5 4.5-9 9-15 15-23 23-30.5 > 30,5	10 9 7 5 3 2 1	5
Επανατροφοδοσία υδροφόρου	Υδρογεωλογική χαρτογράφηση, χάρτες / δορυφορικές εικόνες	Διανυσματικά δεδομένα πολυγώνου	Υψηλή περατότητα Μέση περατότητα Χαμηλή περατότητα Αδιαπέρατο	9 6 3 1	4
Χαρακτηριστικά υδροφόρου	Γεωλογικός χάρτης	Διανυσματικά δεδομένα πολυγώνου	Προσχώσεις Ασβεστόλιθος	8 10	3
Χαρακτηριστικά εδάφους	Εδαφολογικοί χάρτες, Ευρωπαϊκή βάση δεδομένων ( <a href="http://eusoiils.jrc.it/">http://eusoiils.jrc.it/</a> )	Διανυσματικά δεδομένα πολυγώνου	Αμμώδεις άργιλλος Αργίλλο-ιλύς Αμμώδεις αργιλλοιλύς	4 5 6	2
Τοπογραφία	Τοπογραφικοί χάρτες (1:20000)	Δεδομένα raster	> 18 12-18 12-6 6-2 0-2	1 3 5 9 10	1
Επίδραση της ακόρεστης ζώνης	Γεωλογικοί χάρτες	Πολύγωνο δεδομένων	Φυλλίτες-Χαλαζίτες Ασβεστόλιθοι Νεογενή ιζήματα Αλλούβια	3 6 6 8	5
Υδραυλική αγωγιμότητα	Γεωφυσικές έρευνες	Σημειακά δεδομένα	0.01-1.3 1.3-3.9 3.9-8.6 8.6-13	1 2 4 6	3

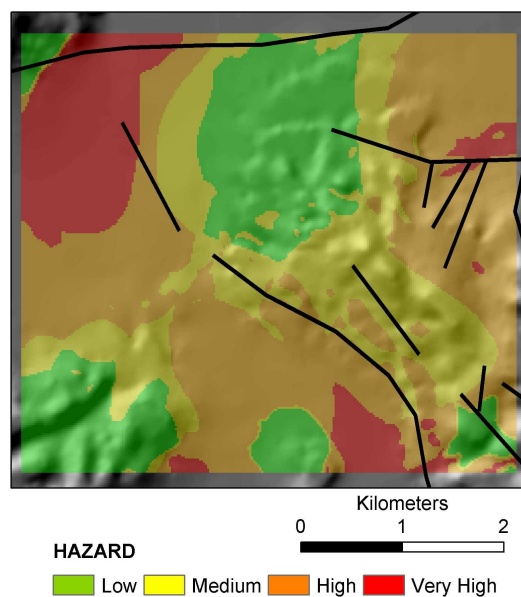
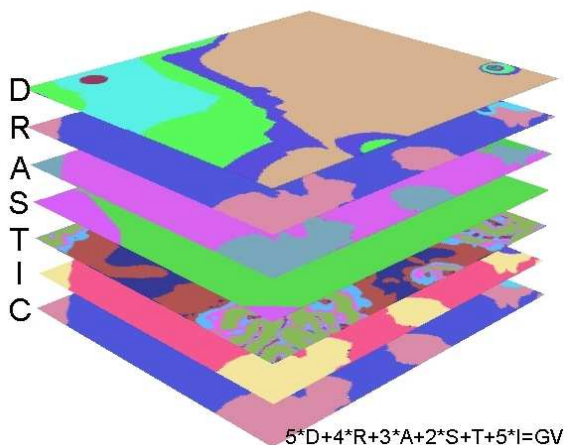
		13-24.2	8	
		> 24.2	10	

Από τα προαναφερόμενα δεδομένα, κατασκευάστηκαν τα αρχικά στρώματα πληροφοριών (δεδομένων). Τα δεδομένα πολυγώνων κατηγοριοποιήθηκαν σε διάφορες κλάσεις (Εικόνα 42β) και μετατράπηκαν σε εικόνες raster. Στα σημειακά δεδομένα (βάθος υδροφορίας και υδραυλική αγωγιμότητα) εφαρμόστηκε παρεμβολή. Τέλος, ο χάρτης κλίσεων προήλθε από το ψηφιακό ανάγλυφο. Με βάση τα παραπάνω, σε κάθε εικονοστοιχείο έχει αντιστοιχηθεί μια ποσότητα από τις προαναφερόμενες παραμέτρους. Για κάθε εικονοστοιχείο, η επικινδυνότητα υπολογίστηκε από το παρακάτω γινόμενο (Εικόνα 43 και 44),

$$GV_i = 5D_i \cdot 4R_i \cdot 3A_i \cdot 2S_i \cdot T_i \cdot 5I_i \cdot 3C_i$$

όπου ο δείκτης  $i$ , αντιπροσωπεύει το  $i$  κελί (εικονοστοιχείο).

Από την εφαρμογή της μεθόδου προκύπτει ότι στην περιοχή ενδιαφέροντος, η παράμετρος η οποία επηρέασε περισσότερο την επικινδυνότητα των υπόγειων υδάτων είναι το βάθος των υπογείων υδάτων.



Εικόνα 43. Άθροιση των επτά χαρτών (παραμέτρων) που συμμετέχουν στον υπολογισμό του μοντέλου DRASTIC (Kouli et al. 2008).

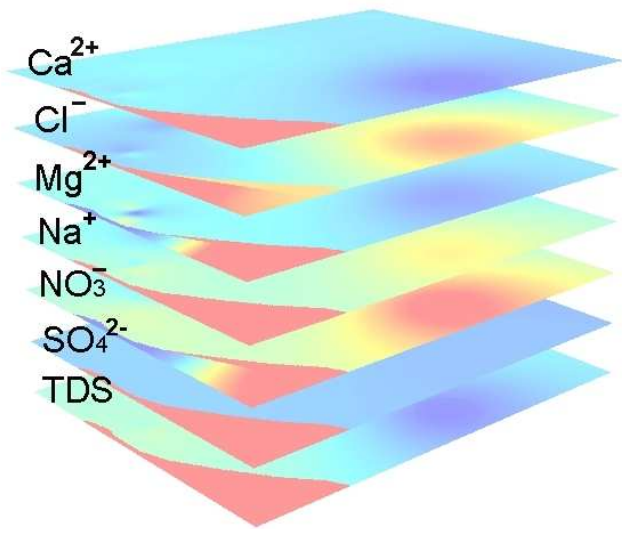
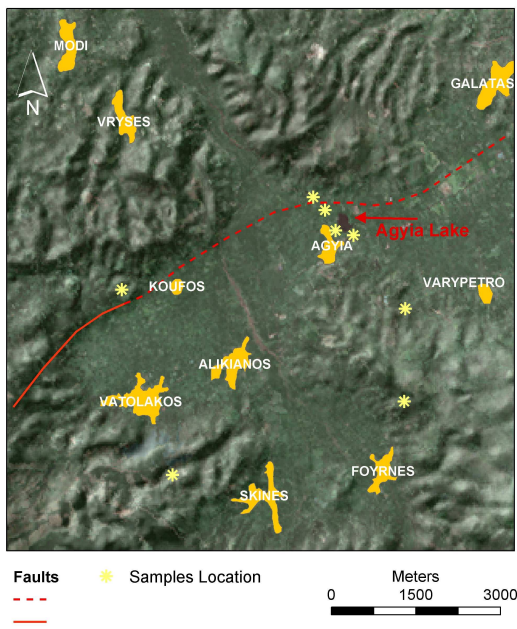
Εικόνα 44. Ο χάρτης επικινδυνότητας των υπογείων υδάτων για τη λεκάνη απορροής του ποταμού Κερίτη όπως υπολογίστηκε από την εφαρμογή του μοντέλου DRASTIC. Οι συνεχείς παχιές μαύρες γραμμές υποδεικνύουν τις ρηξιγενείς ζώνες της περιοχής ενδιαφέροντος (Soupios et al. 2007).

### 3.5.3 Ποιοτικός (GQI) χαρακτηρισμός υπόγειων υδάτων με τη χρήση ΓΣΠ

Αντίστοιχα, εισάγοντας δεδομένα χημικών αναλύσεων, διαφόρων παραμέτρων σε διάφορα σημεία δειγματοληψίας και υποθέτοντας διαφορετικές βαρύτητες στις διαφορετικές χημικές παραμέτρους, μπορεί να υπολογιστεί ο χάρτης ποιοτικού χαρακτηρισμού των υπόγειων υδάτων (groundwater quality index, GQI).

Το GQI αντιπροσωπεύει έναν γραμμικό συνδυασμό παραγόντων/παραμέτρων. Το βάρος ( $w$ ) που έχει αντιστοιχηθεί σε κάθε παράμετρος, δηλώνει τη σχετική του σημασία για την ποιότητα των υπογείων υδάτων. Παράμετροι οι οποίες έχουν υψηλότερη επίπτωση στην ποιότητα των υπογείων υδάτων υποτίθεται ότι είναι παρομοίως μεγαλύτερης σημασίας κατά την αξιολόγηση της συνολικής ποιότητας των υπόγειων υδάτων. Υψηλές τιμές GQI κοντά στο 100 αντικατοπτρίζουν ύδατος υψηλής ποιότητας και τιμές πολύ κάτω του 100 (κοντά στο 1) δείχνουν νερό χαμηλής ποιότητας (Babiker et al. 2007).

Στη λεκάνη του Ποταμού Κερίτη, το GQI υπολογίστηκε χρησιμοποιώντας τις ακόλουθες επτά παραμέτρους, ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , συνολικά διαλυμένα στερεά -TDS), από δείγματα που ελήφθησαν από τις θέσεις που εικονίζονται στο χάρτη (Εικόνα 45).



Εικόνα 45. (R, G και B) Landsat-ETM έγχρωμο, σύνθετο δοκίμιο υπέρθεσης για το ψηφιακό μοντέλο ανύψωση της λεκάνης του Keritis. Επικάλυψη γραμμική διανυσματικά στρώμα τα μεγάλα lineaments είναι επίσης εμφανίζονται με κόκκινο χρώμα.

Εικόνα 46. Επικάλυψη των επτά χαρτών/παραμέτρων.

Οι χημικές παράμετροι που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του δείκτη ποιότητας των υπογείων υδάτων μπορεί να προέρχονται είτε από φυσικές πηγές ή/και από ανθρώπινες δραστηριότητες, δηλαδή  $\text{Ca}^{2+}$  και  $\text{Mg}^{2+}$  προέρχονται κυρίως από την αποσάθρωση ορυκτών κοιτασμάτων/πετρωμάτων, όπως η κιμωλία, ασβεστόλιθου ή δολομιτών, κ.α. Τα  $\text{SO}_4^{2-}$  μπορούν να προέρχονται από διάλυση του γύψου και άλλων κοιτασμάτων με βάση τη θειική



ρίζα. Το  $\text{Na}^+$  παρουσιάζεται σε πυριτικά άλατα. Το  $\text{Cl}^-$  (καθώς και  $\text{Na}^+$ ) μπορεί να βρεθεί στα υπόγεια ύδατα, όταν αυτά έχουν επηρεαστεί από το θαλασσινό νερό, ενώ τέλος τα  $\text{NO}_3$  προέρχονται συχνά από την εκτεταμένη χρήση αζωτούχων λιπασμάτων.

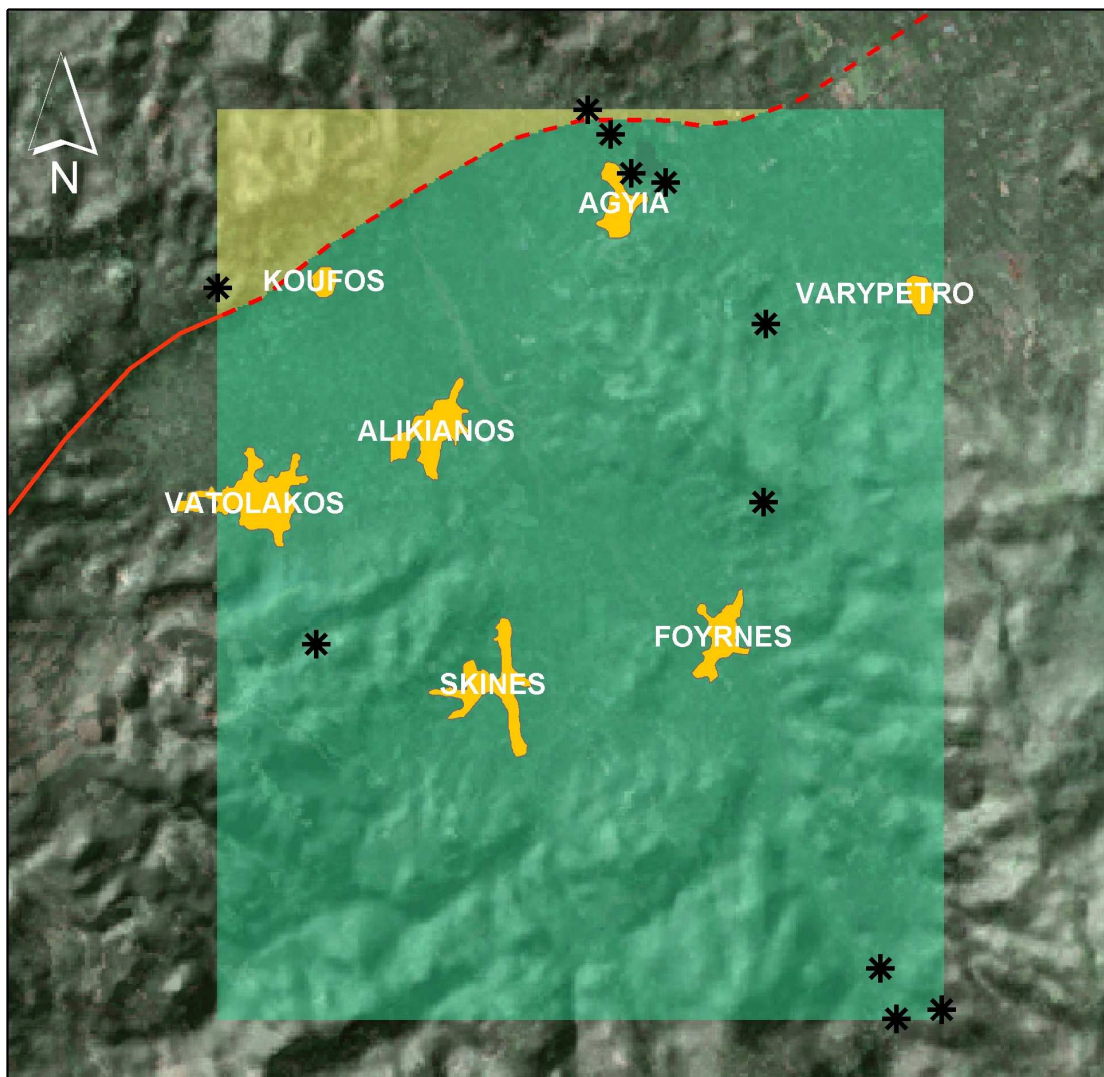
Ανεξάρτητα από την καταγωγή τους, αυτά και άλλα χημικά προϊόντα μπορούν να μεταφερθούν μέσω του εδάφους, από την ακόρεστη στην κορεσμένη ζώνη προς τους υδροφόρους ορίζοντες και να επηρεάσουν την ποιότητα των υπογείων υδάτων. Η διαδικασία αυτή είναι, σε γενικές γραμμές, πολύ περίπλοκη και διέπεται κυρίως από τις φυσικοχημικές ιδιότητες του εδάφους και των μητρικών πετρωμάτων, καθώς και από τις ιδιότητες του ρύπου και τις δυναμικές αλληλεπιδράσεις μεταξύ εδάφους/πετρώματος, η οποία ενδέχεται να οδηγήσει στην εξασθένηση των ρύπων.

Ο χάρτης GQI όσον αφορά τις επτά χημικές παραμέτρους (σχήμα 3.24) υπολογίστηκε ως εξής:

$$GQI = 100 - \left( \frac{r_1 w_1 + r_2 w_2 + \dots + r_7 w_7}{7} \right)$$

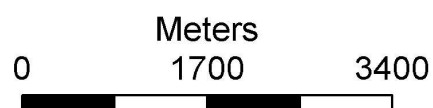
όπου το  $r$  αντιπροσωπεύει την κατάταξη της παραμέτρου και το  $w$  αντιπροσωπεύει το σχετικό βάρος της παραμέτρου.

Το αποτέλεσμα της εφαρμογής των παραπάνω, παρουσιάζεται στο σχήμα 3.25, όπου φαίνεται καθαρά ότι πολλές φορές τα ποιοτικά χαρακτηριστικά των υπόγειων υδάτων καθορίζονται από γεωλογικούς και τεκτονικούς παραμέτρους.



### GQI

- Medium Quality
- Maximum Quality
- \* Samples Location



Εικόνα 47. Ο χάρτης ποιότητας υπόγειων υδάτων (GQI) της λεκάνης του Κερίτη ποταμού παρουσιάζονται στον χάρτη. Η συνεχής κόκκινη γραμμή υποδηλώνει ορατή ζώνη διάρρηξης ενώ με διακεκομμένη γραμμή ορίζεται η πιθανή συνέχεια της τεκτονικής γραμμής η οποία συμφωνεί και την μεταβολή της χημικής σύστασης του νερού (Kouli et al. 2008).

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

### ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η συμβολή αυτής της έρευνας είναι ότι παρέχει γνώσεις από την τρέχον υδρογεωλογική κατάσταση της λεκάνης του Κερίτη με μια πολυδιάστατη, προσέγγιση, με την ενσωμάτωση των γεωλογικών, υδρογεωλογικών, τεκτονικών και γεωφυσικών πληροφοριών. Πιο συγκεκριμένα, η μελέτη αυτή που παράγονται λεπτομερείς γεωλογικές, τεκτονικές και υδρογεωλογικές 3D αντιστοιχίες που θα μπορούσαν να εφαρμοστούν σε μια περιοχή μελέτης και σε άλλες παρόμοιες ρυθμίσεις πριν από οποιαδήποτε μελλοντική έρευνα υπόγειων υδάτων και διαχείριση του προγράμματος. Αρχικά, ξεκινήσαμε με την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων από μετρήσεις που TDEM και VES και βαθμονομούνται με τη χρήση δεδομένων γεώτρησης σε πολλές θέσεις. Στη συνέχεια, με 2D σχηματισμούς και γνωστά σφάλματα αξιολογήθηκαν και διορθώθηκαν και νέα σφάλματα εντοπίστηκαν. Χρησιμοποιώντας την 3D οριζόντιου βάθους ερμηνεία, η γεωλογική στρωματογραφία ορίστηκε: Νεογενής ιζήματα έχουν ένα πάχος που δηλώνεται σχετικά με 60 m, Φυλλίτες-Χαλαζίτες περίπου 140 – 150 m και μπορεί να βρεθεί το τεκτονικό κάλυμμα Τρυπαλίου μέχρι το βάθος των 200 m (αυτό ήταν στο μέγιστο δυνατό βάθος της έρευνας). Τεκτονικές επιπτώσεις υποδηλώνουν ότι τα τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής που ενεργούν ως υπόγεια εμπόδια για τον έλεγχο της διακίνησης των υπόγειων υδάτων. Το θαλασσινό νερό εισβολέων αξιολογήθηκε κατά μήκος της παράκτιας γραμμής. Όσον αφορά τα νωπά νερά, το σύστημα του υδροφορέα της λεκάνης απορροής του Κερίτη οροθετείται σαφώς: Το σύστημα υδροφορέα της λεκάνης του Κερίτη έχει βάθος στο νωπό επίπεδο νερού κοντά σε 50 mBGL. Το πάχος του στο σύστημα υδροφορέα είναι τουλάχιστον 150 m (το κάτω μέρος του υδροφορέα φθάνει 200 mBGL). Η προσεγγιστική αξία των δυνητικών πόρων των υπόγειων υδάτων εκτιμήθηκε σε 24,534 Mm<sup>3</sup>. Τέλος, δύο βέλτιστες θέσεις για νερό γεωτρήσεων προτάθηκαν με βάση την ανωτέρω υδρογεωλογική γνώση.

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Acworth, R, I, 2000, Geophysical techniques in groundwater studies. University of New South Wales.
2. Adepelumi AA, Ako BD, Ajayi TR, Afolabi O, Omotoso EJ (2008) Delineation of saltwater intrusion into the freshwater aquifer of Lekki Peninsula, Lagos, Nigeria. *Environmental Geology* 56(5):927-933.
3. Albouy Y, Aundireux P, Rakotondrasoa G, Ritz M, Descloitres M, Join JL, Rasolomanana E (2001) Mapping Coastal Aquifers by Joint Inversion of DC and TEM sounding-Three Case Histories. *Groundwater* 39(1):87-97.
4. Archie, G.E., 1942" Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics," *Trans., AIME*, v. 146, pp. 54-62. Bahr K. 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics* 62, 119–127.
5. Asten 1987. MW Asten - Geophysics, 1987, Full transmitter waveform transient electromagnetic modeling and inversion for soundings over coal measures
6. Bahr K. 1991. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 60, 24–38.
7. Barbash και Resek .Mitigation of chlorpyrifos runoff using constructed wetlands
8. Barsukov PO, Fainberg EB, Khabensky EO (2007) Shallow investigation by TEM-FAST technique: methodology and case histories. In: Spichak VV (ed) *Methods of geochemistry and geophysics*. Elsevier, pp 55–77
9. Batte A, Muwanga A, Sigrist PW, Owor M (2008) VES as an exploration technique to improve on the certainty of groundwater yield in the fractured crystalline basement of eastern Uganda. *Hydrogeology Journal* 16(8):1683-1693.
10. Berdichevsky M.N. and Dmitriev V.I. 1976. Distortion of magnetic and electrical fields by surface lateral inhomogeneities. *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanista, Academy of Science of Hungary*, 11, 447–483.
11. Boerner, D. E., R. D. Kurtz, and J. A. Craven ,:1996) Electrical conductivity and Paleo-Proterozoic foredeeps, *J. Geophys. Res.*, 101(B6), 13,775–13,791.
12. Bonneau, M., 1984. Correlation of the Hellenides nappes in the South- East Aegean and their tectonic reconstruction. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 17, 517-527 Chen L., Booker J.R., Jones A.G., Wu N., Unsworth M.J., Wei W. and TaH. 1996. Electrically conductive crust in southern Tibet from INDEPTH magnetotelluric surveying. *Science* 274, 1694–1696.
13. Burrough και McDonnell 1998).Towards integrating GIS and catchment models and Environmental and Ecological Statistics Volume 8, Number 4 (2001), 361-377, DOI:10.1023/A:1012734519752 ,GIS and geostatistics: Essential partners for spatial analysis
14. Catchment-scale vulnerability assessment of groundwater pollution from diffuse sources using the DRASTIC method: a case study 15. Christensen NB, Sørensen KI (1998) Surface and borehole electric and electromagnetic methods for hydrogeophysical investigations. *European Journal of Environmental*

and Engineering Geophysics 3(1):75–90.

16. Cimino A, Cosentino C, Oieni A, Tranchina L (2007) A geophysical and geochemical approach for seawater intrusion assessment in the Acquadolci coastal aquifer (Northern Sicily). *Environmental geology* 55:1473-1482.
17. Corriols M, Bjelm L, Dahlin T (2000) Resistivity surveying applied to groundwater studies in the Leon-Chinandega Plains, Nicaragua, Central America. In: *Proceedings for the EEGS-ES, Annual Meeting*, Bochum, Germany.
18. Cosentino, P., Cappizzi, P., Fiandaca, G., Martorana, R., Messina, P., and Pellerito, S., : 2007 Study and monitoring of salt water intrusion in the coastal area between Mazara del Vallo and Marsala (South Western Sicily), *Methods and tools for drought analysis and management*, Springer Netherlands, Vol.62, pp.303-321.
- Custodio E, Bruggeman GA (1987) *Saltwater problems in coastal aquifers: a practical guide*. *Studies & Reports in Hydrology*, 49, UNESCO Press, Paris pp 1-596.
19. Das U.C. 1997. Multiseparation, multisystem electromagnetic depth sounding – an extension for unification. *Geophysics* 62, 56–62.
20. Danielsen JE, Dahlin T, Owen R, Mangeya P, Auken E (2007) Geophysical and hydrogeologic investigation of groundwater in the Karoo stratigraphic sequence at Sawmills in Northern Matabeleland, Zimbabwe: a case history. *Hydrogeology Journal* 15:945-960.
21. Dercourt et al. 1986. Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics and Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle.
22. Dobrin MB (1976) *Introduction to Geophysical Prospecting*. McGraw-Hill, New York.
- Duque C, Calvache ML, Perdera A, Rosales WM, Chicano ML (2007) Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer, Southern Spain. *Journal Hydrology* 349:536-547.
23. Farrell DA, La Femina P, Armstrong A, Sandberg S, Rogers N (2000) Constraining hydrogeologic models using geophysical technique: Case study Fortymile Wash and Amargosa Desert, Southern Nevada. In: *Proceedings for SAGEE*, Washington D.C., pp 213–222.
24. Fassoulas C (2000) *Field guide to the geology of Crete*. Museum of Natural History, Crete.
25. Fazzito, S., Rapalini, E., Cortés, M., Terrizzano, C., 2009. Characterization of Quaternary faults by Electric Resistivity Tomography in the Andean Precordillera of Western Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*, DOI: 10.1016/j.jsames.2009.06.001
26. Fytrolakis N., :1980 The geological structure of Crete. Problems, observations And conclusions. *Habil. Thesis*, National Technical University , Athens.
- Godio A, Bottino G (2001) *Electrical and Electromagnetic Investigation for landslide Characterization*. *Physics and Chemistry of the Earth* 26:705-710.
27. Gilbert et al. 1994, Noomen et al. 1996 και Reilinger et al. 1997. The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements, and The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen — an introduction
28. Goldman M, Kafri U (2006) Hydrogeophysical applications in coastal aquifers. In: *Nato Science Series: IV - Earth and Environmental Sciences*, 71:233-254.
29. Goldman M, Arad A, Kafri U, Gilad D, Melloul A (1988) Detection of freshwater/seawater interface by the time domain electromagnetic (TDEM) method in Israel. *Naturwet Tijdschr* 70:339-344.
- Gwaze P, Dahlin T, Owen R, Gwavava O, Danielsen J (2000) Geophysical investigations of the Karoo Aquifer at Nyamandhlovu, Zimbabwe. In: *Proceedings for the EEGS-ES, Annual Meeting*, Bochum, Germany.
30. Hamzah U, Samsudin AR, Malim EP (2006) Groundwater investigation in Kuala Selangor using



- vertical electrical sounding (VES) surveys. *Environmental Geology* 51:1349-1359.
31. Hautot S., Tarits P., Whaler K., Le Gall B., Tiercelin J.-J. and Le Turdu C. 2000. Deep structure of the Baringo rift basin (central Kenya) from three-dimensional magnetotelluric imaging: implications for rift evolution. *Journal of Geophysical Research* 105, 23493–23518.
  32. Hobbs B.A. 1992. Terminology and symbols for use in studies of electromagnetic Induction in the earth. *Surveys in Geophysics* 13, 489–515.
  33. Huntley D (1986) Relations between permeability and electrical resistivity in granular aquifers. *Groundwater* 24(4):466-474. Jongmans D, Hemroulle D, Demanet D, Renardy F, 34. Vanbrabant Y (2000) Application of 2D electrical and seismic tomography techniques for investigating landslides. *European Journal of Environmental & Engineering Geophysics* 5:75–89.
  - IGME (1969) Geological Map of Greece, Alikianos sheet. Athens: Institute of Geology and Mineral Exploration. Scale: 1:50,000.
  35. Kafri U, Goldman M (2005) The use of the time domain electromagnetic method to delineate saline groundwater in granular and carbonate aquifers and to evaluate their porosity. *Journal of Applied Geophysics* 57:167-178.
  36. Kafri U, Goldman M, Levi E (2007) The relationship between the saline groundwater within the Arava Right Valley in Israel and the present and ancient base levels as detected by deep geoelectromagnetic soundings. *Environmental Geology* 54:1435-1445.
  37. Kanta A, Soupios P, Vallianatos F, Rust D, Barsukov P (2009) The application of Time Domain Electromagnetic Method to characterize the Keritis Basin, in Western Crete, Greece, 3rd IASME / WSEAS International Conference on GEOLOGY and SEISMOLOGY (GES '09) Cambridge, UK, February 24–26, 2009. Kearey P, Brooks M (1991) *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science Publications.
  38. Karakitsios, (1979). Facies analysis of the Trypali carbonate unit (Upper Triassic) in central-western Crete (Greece): an evaporite formation transformed into solution-collapse breccias and the significance of Crete for the evolution of the Eastern Mediterranean.
  39. Keller EA, Pinter N (1996) *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape*, Prentice Hall, Upper Saddle River.
  40. Kelly, W., 1977. Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. *Groundwater* 16 (6), 420-425.
  41. Khalil, M., : 2006 Geoelectric resistivity sounding for delineating salt water intrusion in the Abu Zenima area, west Sinai, Egypt *J. Geophys. Eng.* 3 243-251
  42. Kiliadis, A., Frisch, W., Ratschbacher, L. Sfeikos, A., 1990. Structural evolution and P/T conditions of metamorphism of blue schists of E. Thessaly (Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece* XXI (1), 81-99.
  43. Kiliadis A, Sotiriadis L, Mountrakis D (1986) new data concerning the structural geology of the Western Crete. The transgressive carbonate mass of the Herospilion Area. *Geol. Geophys. Res. Spec. Issue IGME*: 213--223
  44. Kouli M, Lydakis-Simantiris N, Soupios P (2008) GIS-based aquifer modelling and planning using integrated geo-environmental and chemical approaches, In: (Luka F. König and Jonas L. Weiss eds) *Groundwater: Modeling, Management and Contamination*, ISBN: 978-1-60456-832-5, Nova Publishers-USA. aufder Insel Kreta (Griechenland). *Geol. Rundsch.* 72:1147-1166.
  45. Krivochieva S, Chouteau M (2003) Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sun-basin, Mexico). *Journal of Applied Geophysics* 2:23-43.
  46. Lai, W., Kou, S., Tsang, W., and Poon, C., 2009 Characterization of concrete properties from dielectric properties using ground penetrating radar, *Cement and Concrete Research*,

- doi:10.1016/j.cemconres.2009.05.004 MacDonald AM, Calow RC, Nicol A, Hope B, Robins NS (2001) Ethiopia: water security and drought. British Geological Survey, Technical Report WC/01/02.
47. Lister et al. 1984, Avigad and Garfunkel (1991) Uplift and exhumation of high-pressure metamorphic terrains: the example of the cycladic blueschist belt (Aegean Sea)
  48. MacNae 1984). JC Macnae, Y Lamontagne... - Geophysics, 1984, Fast finite-difference time-domain modeling for marine-subsurface electromagnetic problems
  49. Maillol JM, Ortega-Ramirez J, Bandy WL, Valiente-Banuet A (2000) Contribution of electrical resistivity methods to paleoenvironmental reconstruction and groundwater exploration in the Chihuahua Desert, Mexico. In: Proceedings for SAGEEP, Washington D.C. pp 1067–1076.
  50. Mazac O, Kelly WE, Landa I (1985) A hydrogeophysical model for relations between electrical and hydraulic properties of aquifers. *Journal of Hydrology* 79(1-2):1- 19. Meju MA, Fontes SL, Oliveira MFB, Lima JPR, Ulugergerli EU, Carrasquilla AA (1999) Regional aquifer mapping using combined VES-TEM- AMT/EMAP methods in the semi-arid eastern margin of Parnaiba Basin, Brazil. *Geophysics* 64:337–356.
  51. Mendoza A, Bjelm L, Dahlin T (2000) Resistivity imaging as a tool for groundwater studies at Santo Domingo, Central Nicaragua. In: Proceedings for the EEGS-ES, Annual Meeting, Bochum, Germany.
  52. Miele MJ, Jansen J, Arizpe JED, Magallanes-Mercado MA (2000) A regional groundwater evaluation using magnetotelluric sounds for Monclova, Mexico. In: Proceedings for SAGEE,, Washington D.C., pp 699–708.
  53. Mills T, Hoekstra P, Blohm M, Evans L (1988) Time domain electromagnetic soundings for mapping sea-water intrusion in Monterey County, California. *Ground Water* 26:771-782.
  54. Milsom J (2003) *Field geophysics, the geological field guide series*. Third edition, John Wiley & Sons.
  55. Mota, R., and Monteiro dos Santos, F., 2006. 2D sections of porosity and water saturation percent from combined resistivity and seismic surveys for hydrogeologic studies, *Society of Exploration Geophysicists*, Vol. 25, Issue 6.
  56. Morrison H.F., Shoham Y., Hoversten G.M. and Torres-Verdin C. 1996. Electromagnetic mapping of electrical conductivity beneath the Columbia basalts. *Geophysical Prospecting* 44, 963–986. DOI:10.1190/1.2210058
  57. Mountrakis, D., 1985, *Geology of Greece*, University Studio Press, ISBN 960-12-0139-4. Niwa, S., Gupta, P., L de Lima, O., 2006, Nonlinear electrical response of saturate shaley sand reservoir and its asymptotic approximations, *Geophysics* 71, G129; Pagano, G., Menghini, A., and Floris, S., : 2003 Electrical tomography and TDEM prospection in the Chianciano thermal basin ( Sienna, Italy), *Annal of Geophysics*, v. 46, pp. 3. Paine JG, Angle ES, Petrossian R (2000) Identification and assessing groundwater in the lower Rio Grande Valley, Texas, using airborne electromagnetic induction. In: Proceedings for SAGEEP, Washington D.C., pp 83–92.
  92. Panissod C., Dabas M., Hesse A., Jolivet A., Tabbagh J. and Tabbagh A. 1998. Recent developments in shallow-depth electrical and electrostatic prospecting using mobile arrays. *Geophysics* 63, 1542–1550.
  59. Parasnis DS (1979) *Principles of Applied Geophysics*. Chapman and Hall, pp 275. Perleros B, Papamastorakis D, Kritsotakis M, Drakopoulou E, Papagopoulos A (2004) Groundwater potential of the island of Crete: Problems and perspectives. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, XXXVI:2048-2056 (in greek).
  60. Perleros, C., and Vozinakis, K., 2002, Hydrological study of the Chania county, (in Greek), Organization for Development of West Crete (ODWC), Chania, Greece
  61. Perleros, C., and Vozinakis, K., 2002a; Hydrological study of the Chania county, geological map, (in Greek), Organization for Development of West Crete (ODWC), Chania, Greece.

62. Perleros, C. and Vozinakis, K., 2002b; Hydrological study of the Chania county hydrogeological map (in Greek), Organization for Development of West Crete (ODWC), Chania, Greece.
63. Perleros, C. and Vozinakis, K., 2002c; Hydrological study of the Chania count hydrological map , (in Greek), Organization for Development of West Crete (ODWC), Chania, Greece.
64. Pellerin, L. , 2001, Applications of Electrical and electromagnetic methods for environmental and Geotechnical Investigations, Surveys in Geophysics 23: 101–132 Raiche A, Spies B (1981) Coincident loop transient electromagnetic master curves of interpretation of two layer earth. Geophysics 46:53-64.
65. Rao και Alley 1993. Rao and William M. Alley Introduction, Regional ground-water quality
66. Reynolds JM (2010) An introduction to applied and environmental geophysics. John Willey and Sons, in preparation due to 2010, ISBN-13: 9780471485353.
- Riglis, C., 2008, Personal communication, Institute of the Geology and Mineral Exploration IGME.
67. Robain H, Descloitres MR, Atangana QY (1996) A multiscale electrical survey of a lateritic soil in the rain forest of Cameroon. Journal of Applied Geophysics 34:237–253.
- Sharma P (1997) Environmental and Engineering Geophysics. Cambridge University press.
68. Seidel et al. 1977, 1978, Greutzburg και Seidel, 1975, E o- alpine metamorphism in the uppermost unit of the Cretan nappe system — Petrology and geochronology and Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction.
69. Sørensen KI, Søndergaard VH (1999) Large-scale geophysical mapping and its application for ground water protection in urban areas. In: Proceedings for SAGEEP, Oakland, CA, pp 481–486.
70. Soupios PM, Kouli M, Vallianatos F, Vafidis A, Stavroulakis G (2007) Estimation of aquifer hydraulic parameters from surficial geophysical methods: A case study of Keritis Basin in Chania (Crete – Greece). Journal of Hydrology 338(1-2):122- 131.
- Spies B.R. and Eggers D.E. 1986. The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods. Geophysics 51, 1462–1471.
71. Spitzer K. 2001. Magnetotelluric static shift and direct current sensitivity. Geophysical Journal International 144, 289–299.
72. Sternberg B.K., Washburne J.C. and Pellerin L. 1988. Correction for the static shift In magnetotellurics using transient electromagnetic soundings. Geophysics 53, 1459–1468.
- Sultan A, Santos M (2008) Combining TEM/Resistivity joint inversion and magnetic data for groundwater exploration: application to the north-eastern part of Greater Cairo, Egypt. Environmental geology, doi10.1007/s00254-008-1527-2.
- Ten Veen, J. and Meijer, P., 1999, Late Miocene to recent tectonic evolution of Crete(Greece): Geological observations and model analysis, Tectonophysics, 298,191-208.
73. Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. and Keys, D. A. 1976. AppliedTsanis, I.K., and Naoum, S., "The Effect of Spatially Distributed Meteorological
74. Tesoriero et al. 1998). Mechanism and rate of denitrification in an agricultural watershed: Electron and mass balance along groundwater flow paths WATER RESOURCES RESEARCH, VOL. 36, NO. 6, P. 1545, 2000  
doi:10.1029/2000WR900035
75. Thapinta και Hudak 2003. (Hydrological Sciences Journal) Volume 55, Issue 7, 2010
76. Tsourlos, P., 1995, Modelling, Interpretation and Inversion of Multielectrode Resistivity Survey Data, PhD Thesis, University of York.
- Peavy, S.T. and Valentino, D.W.: 1999, Variability of electrical resistivity at the Rice Creek Field Station, Oswego, New York: Implications for the distribution of groundwater, in Proceedings for SAGEEP, Oakland, CA, pp. 349–358.
77. Van Stempvoort et al. 1993, (National Hydrology Research Institute, 11 Innovation Boulevard, Saskatoon, Saskatchewan S7N 3H5, Canada)Controls of  $\delta^{18}\text{O}$  in SulfateReview of Experimental Data and Application to Specific Environments
78. Van Dongen P, Woodhouse M (1994) Finding Groundwater: a Project Manager's Guide to Techniqies and How to use them. Technical Report,

UNDP- Worldbank Water and Sanitation Program, Worldbank, Washington DC. Vozinakis, K., 2008, Personal communication, Organization of Development of Western Crete – ODWC.

79. Vrba και Zaporozec (1994) και Gogu και Dassargues (2000).  
Current trends and future challenges in groundwater vulnerability assessment using overlay and index methods. *Environmental Geology* Volume 39, Number 6 (2000), 549-559, DOI: 10.1007/s002540050466  
And Main concepts of the "European approach" to karst-groundwater- vulnerability assessment and mapping (*Hydrogeology Journal* Volume 10, Number 2 (2002), 340-345, DOI: 10.1007/s10040-001-0185-1 )
80. Wattanasen K, Elming SA (2008) Direct and indirect methods for groundwater investigations: A case study of MRS and VES in the southern part Sweden. *Journal of Applied Geophysics* 66:104-117.
81. Waxman, M. and Smits, L., 1968, Electrical conductivity in oil bearing shaly sands. *Soc. Petrol. Eng. J.* 243, pp. 107–122.
82. Westaway, R. 1994. Evidence of dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 99, 20203-20223.
83. Wynn J, Pool D, Bultman M, Gettings M, Lemieux J (2000) Airborne EM as a 3D aquifer mapping tool. In: *Proceedings for SAGEEP 2000*, Washington D.C., pp 93–100.
84. Young M, Macumber P, Watts D, Toqy N (2004) Electromagnetic detection of deep freshwater lenses in a hyper-arid limestone terrain. *Journal of Applied Geophysics* 57:43
85. Adams B. and Foster S. (1992) Land-surface zoning for groundwater protection. *J Inst Water Environ Manage*, 6, pp.312–320. Albinet M. and Margat J. (1970) *Cartographie de la Vulnérabilité la Pollution des Nappes d'eau Souterraine Orleans*, Fr. *Bull. BRGM 2\_me Srie*, 4, pp.13–22.
86. Aller L., Bennett T., Lehr J.H., Petty R.J. and Hackett G. (1987) DRASTIC: a standardized system for evaluating ground water pollution potential using hydrogeologic settings, United States Environ Prot Agency, Ada, Oklahoma 74820, EPA 600/2-85/018, 455p.
87. American Society for Testing and Materials (ASTM), Standard Guide for Application of a Ground-Water Flow Model to a Site-Specific Problem. *ASTM Standard D 5447-93*, 6 p.
88. American Society for Testing and Materials (ASTM), Standard Guide for Comparing Ground-Water Flow Model Simulations to Site Specific Information. *ASTM Standard D 5490-93*, 7 p. Babiker I.S., Mohamed M.A.A. and Hiyama T. (2007) Assessing groundwater quality using GIS, *Water Resour Manage*, 21, pp.699–715 Doerfliger N. and Zwahlen F. (1995) EPIK: a new method for outlining of protection areas: a water vulnerability assessment in karst environment. In: *Proceedings of 5th International Symposium on karst waters and environmental impacts*, Antalya, Balkema, Rotterdam pp.117–123. Durnford D.S., Thompson K.R., Ellerbrook D.A., Loftis J.C. and Davies G.S. (1990) *Screening methods for ground water pollution potential from pesticide use in Colorado agriculture*. Completion Report Colorado Water Resources Research Institute, Fort
89. Collins, pp. 157–165. Evans B.M. and Myers W.L. (1990) A GIS-based approach to evaluating regional groundwater pollution potential with DRASTIC, *Journal of Soil and Water Conservation*, 90, pp.242–245.
90. Fabbri A.G. and Napolitano P. (1995) *The use of database management and geographical information systems for aquifer vulnerability analysis*. Contribution to the International Scientific Conference on the occasion of the 50th Anniversary of the founding of the Vysoka Skola Banska, Ostrava, Czech Republic. Fritch T.G., McKnight C.L., Yelderman Jr

91. J.C. and Arnold J.G. (2000) An aquifer vulnerability assessment of the paluxy aquifer, central Texas, USA, using GIS and a modified DRASTIC approach, *Environmental Management*, 25, pp.337–345.
92. Goldscheider N., Klute M., Sturm S. and Hotzl H. (2000) The PI method: a GIS-based approach to mapping groundwater vulnerability with special consideration of karst aquifers, *Z Angew Geol*, 463, pp.157–166.
- Halliday S.L. and Wolfe M.L. (1991) Assessing ground water pollution potential from nitrogen fertilizer using a geographic information system, *Water Resour. Bull.*, 27, pp.237–245.
- Johansson P.O., Scharp C., Alveteg T. and Choza A. (1999) Framework for ground-water protection the Managua Ground Water System as an example, *Ground Water*, 37(2), pp.204–213.
92. Kim Y.J. and Hamm S. (1999) Assessment of the potential for ground water contamination using the DRASTIC/EGIS technique, Cheongju area, South Korea. *Hydrogeol J.*, 7(2), pp.227–235.
- Lobo Ferreira J.P. and Oliveira M.M. (1997) DRASTIC groundwater vulnerability mapping of Portugal. In: *Groundwater: An Endangered Resource. Proceedings of Theme C of the 27th Congress of the International Association for Hydraulic Research*, San Francisco, USA.
- Lynch S.D., Reynders A.G. and Schulze R.E. (1997) A DRASTIC approach to ground water vulnerability in South Africa, *S African J Sci.*, 93(2), pp.59–60.
- Melloul M. and Collin M. (1998) A proposed index for aquifer water quality assessment: the case of Israel's Sharon region. *J Environ Manage*, 54(2), pp.131–142.
- Musa K.A., Akhir J.M. and Abdullah I. (2000) *Groundwater prediction potential zone in Langat Basin using the integration of remote sensing and GIS*. www.GISdevelopment.net (accessed on July 24, 2003)
- Rundquist D.C., Peters A.J., Di L., Rodekohr D.A., Ehrman R.L. and Murray G. (1991)
93. Statewide groundwater-vulnerability assessment in Nebraska using the DRASTIC/ GIS model, *Geocarto Int.*, 6(2), pp.51–57.
- Shukla S., Mostaghimi S., Shanholt V.O., Collins M.C. and Ross B.B. (2000) A county-level assessment of ground water contamination by pesticides, *Ground Water Monitor Rev.*, 20(1), pp.104–119.
- Soupios P., Kouli M., Vallianatos F., Vafidis A. and Stavroulakis G. (2007) Estimation of Aquifer Parameters from Surficial Geophysical Methods: A Case Study of Keritis Basin in Crete, *Journal of Hydrology*, 338, pp.122-131, doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.02.028.
- Tsagarakis P.K., Dialynas E.G. and Angelakis N.A. (2004) Water resources management in Crete (Greece) including water recycling and reuse and proposed quality criteria, *Agricultural Water Management*, 66(1), pp.35-47.
- Vías J.M., Andreo B., Perles M.J., Carrasco F., Vadillo I. and Jimenez P. (2006) Proposed method for groundwater vulnerability mapping in carbonate (karstic) aquifers: the COP method - Application in two pilot sites in Southern Spain, *Hydrogeology Journal*, 14, pp. 912–925, DOI 10.1007/s10040-006-0023-6
98. Vrba J. and Zaporozec A. (1994) Guidebook on mapping groundwater vulnerability. International Association of Hydrogeologists. *International contributions to hydrogeology*, 16, Heise, Hannover.
- Zabet T.A. (2002) Evaluation of aquifer vulnerability to contamination potential using the DRASTIC method, *Environ. Geol.*, 43, pp.203–208.