



Τ.Ε.Ι ΚΡΗΤΗΣ – ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ  
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ



**ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ, ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΚΑΙ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ  
ΤΟΥ ΟΡΟΥΣ ΓΙΟΥΧΤΑ ΣΤΟ ΔΗΜΟ ΑΡΧΑΝΩΝ ΤΟΥ ΝΟΜΟΥ  
ΗΡΑΚΛΕΙΟΥ ΚΡΗΤΗΣ**



ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

*Ιφιγένεια Β. Τζανάκη*

ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ 2009



Τ.Ε.Ι ΚΡΗΤΗΣ – ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ  
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ



***ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ, ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΚΑΙ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ  
ΤΟΥ ΟΡΟΥΣ ΓΙΟΥΧΤΑ ΣΤΟ ΔΗΜΟ ΑΡΧΑΝΩΝ ΤΟΥ ΝΟΜΟΥ  
ΗΡΑΚΛΕΙΟΥ ΚΡΗΤΗΣ***

**ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ**

*Ιφιγένεια Β. Τζανάκη*

**Επιβλέπουσα :** *Δρ. Κόκκινου Ελένη*  
*Επίκουρος Καθηγήτρια*

**Επιτροπή Αξιολόγησης :** *Δρ. Ελένη Κόκκινου*  
: *Δρ. Σάλτας Βασίλειος*  
: *Δρ. Χατζηαυγουστή Δέσποινα*

**Ημερομηνία Παρουσίασης :**

**Αύξων Αριθμός Πτυχιακής Εργασίας :**

### Ευχαριστίες

*Μέσα από αυτό το σημείωμα θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την καθηγήτριά μου, κυρία Ελένη Κόκκινου, για όλη την βοήθεια που μου προσέφερε στο διάστημα της επιμέλειας της πτυχιακής μου εργασίας. Αρχικά θέλω να την ευχαριστήσω για την επιλογή του θέματος, γιατί παρόλο που στην αρχή μου φάνηκε δύσκολο τελικά αποδείχθηκε αρκετά ενδιαφέρον. Χωρίς όμως την υπομονή, την κατανόηση, την διάθεσή της να μοιράζεται τις γνώσεις και την ικανότητά της να εξηγεί τους πιο σύνθετους όρους με τις πιο απλές λέξεις, δεν θα μπορούσα να καταφέρω τίποτα. Για αυτούς τους λόγους λοιπόν, όπως και για πολλούς άλλους, θέλω να της εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου και να της πω ένα μεγάλο ευχαριστώ. Για την υλοποίηση της συγκεκριμένης εργασίας πολύτιμη υπήρξε η συμβολή των Δρ. Καμπέρη Ευάγγελου από την δημόσια εταιρία Ελληνικά Πετρέλαια και του Δρ. Σαρρή Απόστολου από το Ινστιτούτο Μεσογειακών Σπουδών, τους οποίους ευχαριστώ ιδιαίτερα. Επίσης ευχαριστώ τον Δήμο Αρχανών για τις πληροφορίες που προσέφερε.*

*Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω τους γονείς μου για την αγάπη τους, για το ενδιαφέρον και για ότι μου έχουν χαρίσει όλα αυτά τα χρόνια και που για μένα ήταν πολύτιμο.*

### **Περίληψη**

Στόχος της συγκεκριμένης εργασίας είναι η γεωπεριβαλλοντική μελέτη του όρους Γιούχτα, το οποίο εντοπίζεται στην περιοχή του Δήμου Αρχανών και αποτελεί μια περιοχή ιδιαίτερου φυσικού κάλλους, γεωλογικού και αρχαιολογικού ενδιαφέροντος. Για την μελέτη της συγκεκριμένης περιοχής συνδυάστηκαν τρεις μεθοδολογίες χαρτογράφησης, δηλαδή, γεωλογική, τεκτονική και μαγνητική. Οι πληροφορίες που συλλέχθηκαν από τις εργασίες υπαίθρου σε συνδυασμό με πληροφορίες από παλαιότερες έρευνες εντάχθηκαν και αναλύθηκαν σε Γεωγραφικό Σύστημα Πληροφοριών. Για την τεκτονική επεξεργασία χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό FP Tectonics. Οι μαγνητικές αναλύσεις έγιναν στο εργαστήριο Γεωφυσικής και Σεισμολογίας.

### **Abstract**

Mount Giouchta is located in the municipality of Archanes south of Heraklion city, in Crete. It is a mountainous landscape with steep slopes and an altitude of 811 meters. The limestones of Tripolis zone prevail in this area. Apart from its great historical and archaeological value also possesses a very important ecological role in the wider region.

The main purpose of the present study is to investigate the geological and environmental conditions of mount Giouchta. For this reason geological mapping and tectonic analysis have been carried out for the study area. Additionally surface soil samples were collected in the wide area of mount Giouchta and analyzed in order to determine the magnetic susceptibility and other magnetic properties. GIS techniques were used for mapping the distribution of the various geological features and the magnetic measurements on the topographic relief of the area. Maps were created through interpolation algorithms indicating the spatial distribution of the above measurements.

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

<b>1</b>	<b>ΕΙΣΑΓΩΓΗ</b>	<b>- 7 -</b>
1.1	Σκοπός και αντικείμενο της εργασίας	- 7 -
1.2	Μεθοδολογία εκπόνησης	- 7 -
1.3	Γεωγραφική θέση και περιγραφή της ευρύτερης περιοχής	- 8 -
1.4	Ιστορικά στοιχεία για την περιοχή του Γιούχτα	- 11 -
1.5	Γενικά στοιχεία για το κλίμα της Κρήτης	- 12 -
<b>2.</b>	<b>ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ</b>	<b>- 21 -</b>
2.1	Εισαγωγή	- 21 -
2.2	Γεωμορφολογικά στοιχεία για την περιοχή του όρους Γιούχτα	- 21 -
2.3	Γεωλογικά στοιχεία για την περιοχή του όρους Γιούχτα	- 22 -
2.4	Στοιχεία από υδρογεωλογική έρευνα για την περιοχή των Αρχανών	- 26 -
<b>3.</b>	<b>ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ</b>	<b>- 30 -</b>
3.1	Εισαγωγή	- 30 -
3.2	Ρήγματα και μετατοπίσεις	- 30 -
3.3	Ρήγματα σμίκρυνσης ή ρήγματα συμπίεσης ή ανάστροφα ρήγματα	- 32 -
3.4	Ρήγματα απομάκρυνσης ή ρήγματα έκτασης ή κανονικά ρήγματα	- 34 -
3.5	Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης	- 35 -
3.6	Πλάγια ρήγματα	- 35 -
3.7	Σχέσεις μεταξύ της διεύθυνσης κλίσης των ρηξιγενών επιφανειών και των γεωλογικών σχηματισμών	- 36 -
3.8	Ρηξιγενής επιφάνεια και υλικά πλήρωσης των ρηγμάτων	- 36 -
3.9	Αναγνώριση ρηγμάτων στην ύπαιθρο	- 38 -
3.10	Γεωλογικά στοιχεία	- 40 -
3.11	Επιφανειακά στοιχεία	- 41 -
3.12	Γραμμικά στοιχεία	- 42 -
3.13	Καθορισμός της θέσεως στο χώρο των επιφανειακών στοιχείων	- 43 -
3.14	Μεταλλική τεκτονική	- 44 -

---

3.15 Αποτελέσματα της τεκτονικής χαρτογράφησης και επεξεργασίας στο όρος Γιούχτα _____	- 45 -
4. ΜΑΓΝΗΤΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΕΠΙΔΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑ _____	- 58 -
4.1 Εισαγωγή _____	- 58 -
4.2 Βασικές μαγνητικές ιδιότητες _____	- 59 -
4.3 Μαγνητική υστέρηση _____	- 59 -
4.4 Μαγνητική επιδεκτικότητα _____	- 63 -
4.5 Σχέση της μαγνητικής επιδεκτικότητας με την θερμοκρασία _____	- 65 -
4.6 Σχέση της μαγνητικής επιδεκτικότητας με την συχνότητα _____	- 66 -
4.7 Μέτρηση της μαγνητικής επιδεκτικότητας _____	- 67 -
4.8 Μέτρηση της μαγνητικής επιδεκτικότητας με το MS2 της Bartington _____	- 68 -
4.9 Σχέση μαγνητικών ορυκτών και βαρέων μετάλλων _____	- 74 -
4.10 Αποτελέσματα της μαγνητικής χαρτογράφησης του όρους Γιούχτα _____	- 75 -
5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ _____	- 79 -
5.1 Εισαγωγή _____	- 79 -
5.2 Συμπεράσματα και αξιολόγηση της μεθοδολογίας _____	- 79 -
6. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΡΤΗΣ ΘΕΣΕΩΝ ΦΩΤΟΓΡΑΦΗΣΗΣ ΚΑΙ ΦΩΤΟΓΡΑΦΙΕΣ _____	- 80 -
7. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ _____	- 87 -

# 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

## 1.1 Σκοπός και αντικείμενο της εργασίας

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η εφαρμογή των μεθόδων της γεωλογικής, τεκτονικής και μαγνητικής χαρτογράφησης στην ορεινή περιοχή του όρους Γιούχτα στο Δήμο Αρχανών, με στόχο την ανάδειξη των γεωπεριβαλλοντικών χαρακτηριστικών της περιοχής.

Αντικείμενο της παρούσας εργασίας είναι:

- Η λεπτομερής γεωλογική και τεκτονική χαρτογράφηση της περιοχής γύρω από το όρος Γιούχτα, κατά την οποία εξάγονται συμπεράσματα για την γεωλογική εξέλιξη της περιοχής και την ενεργότητα των ρηγματογενών ζωνών που την διέπουν.
- Η λεπτομερής γεωφυσική χαρτογράφηση των επιφανειακών στρωμάτων της περιοχής με την μέθοδο της μαγνητικής επιδεκτικότητας, κατά την οποία μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα αφενός για την ανθρωπογενή παρέμβαση στην περιοχή και αφετέρου για πιθανή ρύπανση
- Ο συνδυασμός των παραπάνω για εξεταστεί η σχέση ρηγματογόνου τεκτονικής και κατανομής της μαγνητικής επιδεκτικότητας.

## 1.2 Μεθοδολογία εκπόνησης

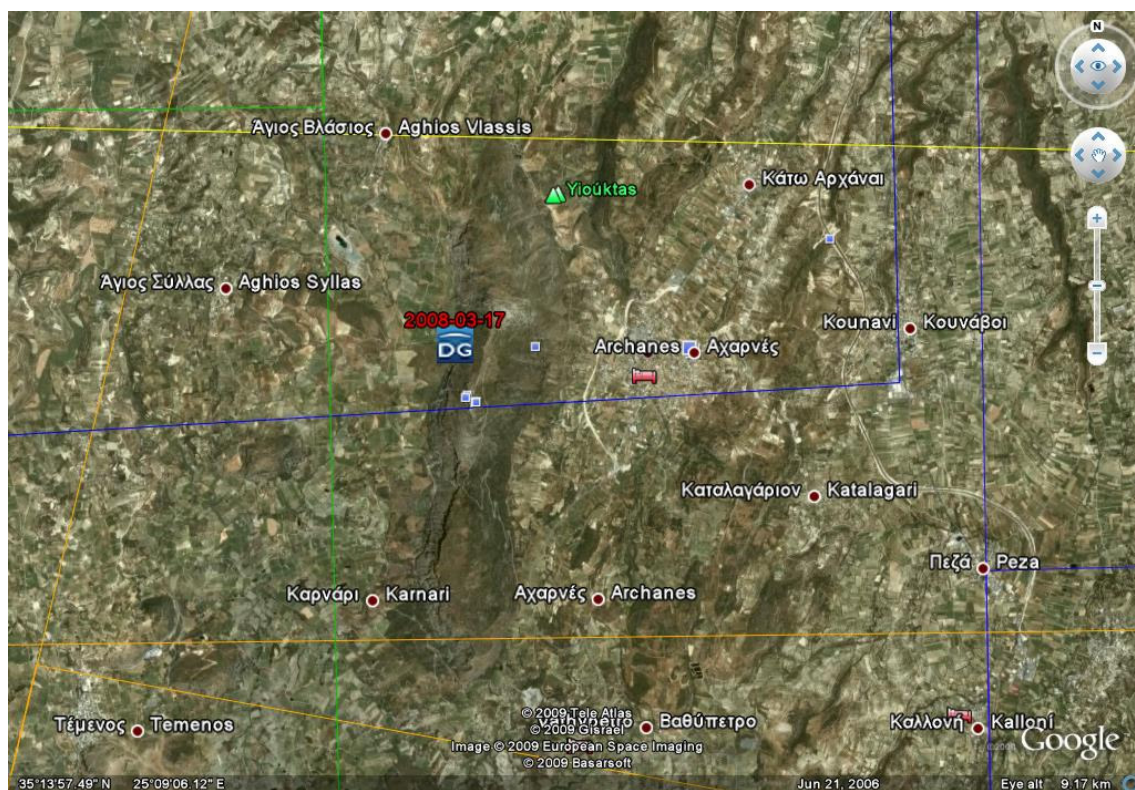
Η μεθοδολογία εκπόνησης της εργασίας περιλαμβάνει:

- Την συγκέντρωση των διαθέσιμων πληροφοριών και στοιχείων που αφορούν την περιοχή μελέτης και την ευρύτερη περιοχή από κάθε είδους γεωλογικές, υδρογεωλογικές, εδαφοτεχνικές μελέτες και έρευνες που έχουν εκπονηθεί από διάφορους ιδιωτικούς ή δημόσιους φορείς και επιστημονικές δημοσιεύσεις από την ελληνική και διεθνή βιβλιογραφία, καθώς και ερμηνεία αεροφωτογραφιών για τις περιοχές ενδιαφέροντος και την ευρύτερη περιοχή.
- Την έρευνα πεδίου και γεωλογική, τεκτονική και γεωφυσική χαρτογράφηση της εξεταζόμενης περιοχής.
- Την επεξεργασία και αξιολόγηση του συνόλου των δεδομένων χρησιμοποιώντας σύγχρονο λογισμικό.
- Σύνταξη της παρούσας εργασίας.



### 1.3 Γεωγραφική θέση και περιγραφή της ευρύτερης περιοχής

Οι περισσότερες από τις πληροφορίες που ακολουθούν έχουν υιοθετηθεί από τον δικτυακό τόπο του δήμου Αρχανών. Ο Γιούχτας είναι ένα εξ ολοκλήρου ασβεστολιθικό βουνό. Τα πετρώματά του είναι παλαιότερης ηλικίας από αυτά της ευρύτερης περιοχής. Δημιουργήθηκε πριν από εκατομμύρια χρόνια, κατά την Κρητιδική περίοδο (145-68 εκατ. χρόνια πριν), ενώ γύρω του υπάρχουν ιζήματα πιο πρόσφατα, της πλειοκαινικής περιόδου (5,3 - 1,6 εκατομμύρια χρόνια πριν). Βρίσκεται σε απόσταση 3 χλμ. δυτικά των Αρχανών και 18 χλμ. νότια από την πόλη του Ηρακλείου (Σχ. 1.1 και 1.2). Έχει συνολική έκταση 4.000 στρεμμάτων και το σχήμα του είναι επίμηκες με κατεύθυνση από Βορρά προς Νότο. Η υψηλότερη κορυφή του είναι 811 μέτρα. Οι δυτικές πλαγιές είναι απόκρημνες με κλίση μέχρι και 100%, ενώ οι ανατολικές ομαλότερες με κλίση έως 50%.



Σχήμα 1.1 Εικόνα της ευρύτερης περιοχής του δήμου Αρχανών (<http://earth.google.com/>)

Μέχρι σήμερα είναι γνωστά έντεκα σπήλαια στον Γιούχτα, από τα οποία έχουν εξερευνηθεί και χαρτογραφηθεί μερικώς μόνο τρία: τα Ανεμόσπηλια, το Χωστό Νερό και ο Σπήλιος του Στραβομύτη. Στις δύο ψηλότερες κορυφές του απαντούν ένας

τηλεπικοινωνιακός αναμεταδότης και μία εκκλησία. Στο βόρειο - βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής εντοπίζεται ένας χείμαρρος με σχετικά πλούσια παρόχθια βλάστηση και ένα μικρό φαράγγι. Η περιοχή περιλαμβάνεται στο Ευρωπαϊκό Δίκτυο Φύση (Natura) 2000 για τη "Διατήρηση των φυσικών οικοτόπων, καθώς και της άγριας χλωρίδας και πανίδας" και θεωρείται Σημαντική Περιοχή για τα Πουλιά (ΣΠΠ) της Ευρωπαϊκής Ένωσης. Προστατεύεται επίσης ως "Αρχαιολογικός Τόπος" και "Τοπίο Ιδιαιτέρου Φυσικού Κάλλους". Περιβάλλεται από εκτεταμένες καλλιέργειες αμπελιών και ελαιόδεντρων. Η επίδραση του ανθρώπου στο φυσικό περιβάλλον της περιοχής (υλοτομία, εκχέρσωση, καλλιέργειες, φωτιά) είχε ως αποτέλεσμα τη δραστική αλλαγή της φυσιογνωμίας της περιοχής, αν και κανείς δεν μπορεί να πει με βεβαιότητα πώς ήταν η περιοχή πριν αρχίσει τις επεμβάσεις του ο άνθρωπος. Οι μοναχικές βαλανιδιές, που υπάρχουν πολύ αραιά σκορπισμένες στο λεκανοπέδιο των Αρχανών, ίσως να αποτελούν τα υπολείμματα του είδους της βλάστησης που επικρατούσε. Γενικά οι ανθρώπινες επεμβάσεις ήταν και είναι λιγότερο έντονες στον Γιούχτα, και η βλάστηση, αν και έχει χλωριδικά διαφορετική ποσοτική και ποιοτική σύσταση από ό, τι είχε παλαιότερα, διατηρεί αρκετά από τα αρχέγονα χαρακτηριστικά της. Έχουν καταγραφεί περίπου 360 διαφορετικά είδη φυτών εκ των οποίων τα 18 είναι ενδημικά της Κρήτης ή και της Ελλάδας. Επικρατούν οι ξυλώδεις θάμνοι με μικρά χνουδωτά φύλλα και συχνά αγκαθωτούς βλαστούς (φρύγανα), φυτά χαρακτηριστικά της τυπικής μεσογειακής βλάστησης, όπως ο θύμιος, η αγκαραθιά, η αστοιβίδα, το χινοπόδι. Τοπικά, υπάρχουν αειφύλλα - πλατύφυλλα είδη, όπως το πρινάρι και η χαρουπιά, που σε μερικά σημεία έχουν ημιδενδρώδη μορφή. Πολλά ποώδη φυτά που εμφανίζονται με τις πρώτες βροχές κάνουν καταπράσινο το Γιούχτα μέχρι και την άνοιξη. Αρκετά είναι τα είδη που αναπτύσσονται στις απόκρημνες πλαγιές, όπως τα χασμόφιλα, και είναι τα μοναδικά που δεν έχουν επηρεαστεί από τον άνθρωπο. Ανάμεσά τους είναι και το δίκταμο, ο έβενος κ.ά. Η πανίδα του Γιούχτα δεν έχει μελετηθεί ιδιαίτερα, αν και παρουσιάζει ενδιαφέρον από πολλές απόψεις, καθώς υπάρχουν είδη που ολοκληρώνουν το βιολογικό τους κύκλο εκεί, είδη που τον επισκέπτονται περιστασιακά και είδη που τον χρησιμοποιούν ως τόπο φωλιάσματος. Ο αριθμός των ασπόνδυλων ανέρχεται σε αρκετές εκατοντάδες, ενώ αρκετά είναι και τα ενδημικά. Χοχλιοί, σαρανταποδαρούσες, αράχνες, έντομα φυτοφάγα, σαρκοφάγα ή σαπροφάγα υπάρχουν παντού, ακόμα και στα βάθη των σπηλιών. Από αμφίβια έχουν παρατηρηθεί, στους πρόποδες κυρίως, η κιτρινομπομπίνα και ο δενδροβάτραχος. Τα ερπετά αντιπροσωπεύονται από ένα είδος σαύρας (*Lacerta trilineata*) και δύο είδη ακίνδυνων φιδιών, το σπιτόφιδο που στην Κρήτη το ονομάζουν και όχεντρα (ενώ δεν έχει καμία σχέση με την οχιά) και το γατόφιδο. Από θηλαστικά έχει πιστοποιηθεί η ύπαρξη συνολικά οκτώ ειδών, εκ

των οποίων τρία είναι εντομοφάγα (η μικρορινολόφος νυχτερίδα, η μυγαλή, ο σκαντζόχοιρος) και τρία τρωκτικά (σπιτοποντικός, βραχοποντικός και αρουραίος), ένα λαγόμορφο (λαγός) τρία σαρκοφάγα (κρητικός ασβός ή άρκαλος, κρητικό κουνάβι ή ζουρίδα και κρητική νυφίτσα ή καλογιαννού).

Η ορνιθοπανίδα θεωρείται ιδιαίτερα σημαντική, καθώς έχουν παρατηρηθεί περίπου σαράντα είδη πουλιών και είναι σημαντική για την αναπαραγωγή του όρνιου. Επίσης απαντώνται και άλλα σπάνια ή/και απειλούμενα είδη όπως ο πετρίτης και ο μαυροπετρίτης.

Το "Οικολογικό-Αρχαιολογικό Πάρκο Γιούχτα" συνθέτουν το όρος Γιούχτα και τα φαράγγια Κνωσανό (Αγίας Ειρήνης), Ασπρακιανό και Κουναβιανό. Η μορφολογία της δυτικής πλευράς του όρους Γιούχτα σχηματίζει ένα τεράστιο ξαπλωμένο κεφάλι που ενισχύει το μύθο σύμφωνα με τον οποίο ο τάφος του Ολύμπιου θεού Δία βρίσκεται πάνω στο βουνό. Είναι το ιερό βουνό των Αρχανών από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα όπως φαίνεται από τα αρχαιολογικά ευρήματα. Στο βουνό βρίσκονται τέσσερα ιερά, τα δύο στις θέσεις Ψηλή Κορφή και Ανεμοσπηλιά και τα άλλα δύο στις σπηλιές Χωστό Νερό και Σπήλιος του Στραβομούτη, καθώς και το μινωικό νεκροταφείο στο Φούρνη. Ακόμα και σήμερα το σημαντικότερο κέντρο λατρείας των Αρχανών είναι η εκκλησία του Αφέντη Χριστού στην κορυφή του βουνού. Το φυσικό περιβάλλον του Γιούχτα έχει ιδιαίτερη σημασία με την παρουσία πολλών και σημαντικών ειδών χλωρίδας και πανίδας. Το Κνωσανό Φαράγγι αποτελεί φυσική συνέχεια του όρους Γιούχτα. Εκτείνεται νότια των Αρχανών (Άγιος Μάμας), διατρέχει τον οικισμό των Αρχανών στη θέση Κάτω Μύλος, την περιοχή Μυριστή, την υδατογέφυρα της Αγίας Ειρήνης (Σπηλιά), με συνολικό μήκος διαδρομής 6 χλμ. περίπου, και συνεχίζει βόρεια περνώντας από την Κνωσό. Το Κουναβιανό Φαράγγι ξεκινά από τον οικισμό Μυρτιά (Δήμου Ν. Καζαντζάκη) και από τον οικισμό των Κουνάβων (Δήμου Ν. Καζαντζάκη) δημιουργώντας δύο σκέλη. Και τα δύο σκέλη μαζί συμβάλλουν στο Ασπρακιανό Φαράγγι. Είναι δύσβατο λόγω βλάστησης και μορφολογίας του εδάφους και της κοίτης του, και έχει συνολικό μήκος διαδρομής 5 χλμ. Το Ασπρακιανό Φαράγγι είναι το εκτενέστερο της περιοχής, μήκους 12,5 χλμ. περίπου. Ξεκινά βορειοδυτικά από τη θέση Κολομόδι και διατρέχει την περιοχή Ασπρακών (Δήμου Ν. Καζαντζάκη), τις πηγές Μηλιάρá και τα όρια της κτηματικής περιφέρειας Καρτερού, σε μια διαδρομή πλούσια σε φυσικά, μορφολογικά και πολιτιστικά χαρακτηριστικά. Και στα τρία φαράγγια οι αρχαιολογικές και ιστορικές θέσεις είναι πολλές και σημαντικές (ενετική υδατογέφυρα στο Καρυδάκι και στην Αγία Ειρήνη στο Κνωσανό Φαράγγι, αρχαία

πόλη Ελτυνα στους Κουνάβους, μινωικό νεκροταφείο στους Αστράκους, μινωικός οικισμός στη Μυρτιά κ.ά.).

Στα φαράγγια επικρατεί μια πλούσια υδρόφιλη βλάστηση (πλατάνια, ιτιές, λυγαριές, βάτα κ.ά.). Η ποικιλότητα της χλωρίδας είναι μικρή λόγω της ύπαρξης σκίασης, ενώ υπάρχουν 11 ενδημικά είδη, από τα οποία τα δύο είναι σπάνια και τα εννέα κοινά για όλη την Κρήτη. Σε ό, τι αφορά την πανίδα, υπάρχουν πολλά είδη σπονδυλωτών, 44 είδη πουλιών και 7 είδη θηλαστικών.

#### **1.4 Ιστορικά στοιχεία για την περιοχή του Γιούχτα**

Το τοπωνύμιο Αρχάνες φαίνεται ότι είναι νεότερος τύπος της αρχαίας πόλης Αχάρνα, όπου βρισκόταν τέμενος προς τιμήν του θεού Άρχου (ή ήρωα), τον οποίο τιμούσαν οι Κνώσιοι και οι Τυλίσιοι, σύμφωνα με επιγραφή που βρέθηκε στο Άργος και χρονολογείται στα 450 π.Χ.. Η ύπαρξη αρχαίας πόλης στη θέση των σημερινών Αχαρνών επιβεβαιώνεται και από τις ανασκαφές που έγιναν το 1957, το 1964 και τα επόμενα χρόνια. Μέσα στην κωμόπολη ανακαλύφθηκε ανάκτορο της Υστερομινωικής Εποχής με βωμούς αμφίκιλους και τοιχογραφικό διάκοσμο (Κρητ. Χρον. ΙΑ', 329, ΙΗ', 282). Επίσης, στη θέση Φουρνί βρέθηκε εκτεταμένη μινωική νεκρόπολη και σε τάφο βασιλέα βρέθηκαν πολύτιμα κτερίσματα, δακτυλίδια, σφραγίδες και άλλα. Όλα αυτά πιστοποιούν την ύπαρξη σπουδαίας μινωικής πόλης στο χώρο των σημερινών Αρχανών.

Η παλαιότερη μνεία του ονόματος του οικισμού βρίσκεται σε συμβόλαιο του 1271: Leonardus Blanco habitator in casali Pano Archani, Albertus de vito habitator in Pano Archanne (A. Lombardo, Documenti della colonia Veneziana di Creta, Torino, p. 120-162). Την εποχή εκείνη αποτελούνται από μεμονωμένες συνοικίες: Arcanes Petrea με 151 κατ. και Arcanes Abramochori με 361 κατ. το 1583 (Καστροφύλακας, K 101).

Η κωμόπολη έχει ωραίες οικοδομές από την εποχή της Τουρκοκρατίας, των οποίων η ωραιότερη ήταν του Μουσταφά Ναΐλη πασά, με σιντριβάνια και κήπους. Στη βόρεια πλευρά της κοιλάδας είναι το γραφικό φαράγγι Παραδείσι. Οι Τούρκοι την ονόμαζαν Ακάρ Σουλάρ Νταγ (βουνό των τρεχάμενων νερών). Εντός του ιδίου φαραγγιού βρίσκεται και πηγή της οποίας τα νερά διοχέτευσε το 1628 ο Φραγκίσκος Μοροζίνι στο Ηράκλειο. Η πηγή σήμερα αποξηράνθηκε εξαιτίας υπεράντλησης που έγινε στην περιοχή.

Στην τελευταία περίοδο της Τουρκοκρατίας, η κωμόπολη των Αρχανών έγινε στόχος των Τούρκων, επειδή ήταν προμαχώνας και στρατόπεδο των Χριστιανών. Το 1897 έγινε στις Αρχάνες παγκρήτια συνέλευση. Στην περιοχή διεξήχθησαν αιματηρές μάχες. Το τάγμα επιλέκτων Κρητών με αρχηγό τον Ιωάννη Νταφώτη με τη βοήθεια των κατοίκων απέκρουσε τις ορδές των Τούρκων, σώζοντας την κωμόπολη.

Στην περιοχή των Αρχανών υπάρχουν παλιοί ναοί, όπως η Αγία Τριάδα η καμαροσκέπαστη των αρχών του 14ου αιώνα με ενδιαφέρουσες τοιχογραφίες της Αναλήψεως, της Γεννήσεως κλπ. και της επίσης καμαροσκέπαστης Αγίας Παρασκευής της ίδιας περιόδου. Υπάρχει επίσης η καμαροσκέπαστη εκκλησία του Ασωμάτου με τοιχογραφίες του 1315, μεταξύ των οποίων και η προσωπογραφία του κτήτορα Μιχαήλ Πατσιδιώτη με τη σύζυγό του. Στην περιοχή της εκκλησίας σώζονται τα ερείπια του συνοικισμού, ο οποίος αναφέρεται το 1583 με 26 κατοίκους.

### **1.5 Γενικά στοιχεία για το κλίμα της Κρήτης**

Η Κρήτη και γενικότερα σχεδόν ολόκληρη η Μεσόγειος θάλασσα βρίσκονται βορειότερα των περιοχών υποτροπικών νηνεμιών. Σ' αυτές τις περιοχές λόγω της διανομής ατμοσφαιρικής πίεσης και της κυκλοφορίας των ανέμων, παρατηρούνται δύο κυρίως εποχές: η βροχερή και η ξηρή. Εάν σαν βάση του διαχωρισμού χρησιμοποιηθεί η θερμοκρασία του αέρα, τότε και πάλι παρατηρούνται δύο εποχές: η ψυχρή και η θερμή. Στο μεσογειακό τύπο κλίματος, υπάρχει σαφής συσχετισμός ανάμεσα στην ψυχρή και βροχερή, καθώς και ανάμεσα στην ξηρή και θερμή εποχή.

Σαν θερμή εποχή χαρακτηρίζεται το διάστημα Ιουνίου – Σεπτεμβρίου και σαν ψυχρή εποχή το διάστημα Οκτωβρίου – Μαΐου, αν και οι μήνες Οκτώβριος και Μάιος μπορούν να θεωρηθούν μεταβατικοί μήνες.

Το κλίμα της Κρήτης είναι εύκρατο και πλησιάζει προς το θαλάσσιο. Σε υψηλά υψόμετρα, τείνει προς τον ορεινό τύπο κλίματος. Από την άποψη ηπιότητας και των μεταβολών, το κλίμα της Κρήτης θεωρείται προνομιούχο και οφείλεται στην κεντρική θέση που κατέχει το νησί στην ανατολική Μεσόγειο. Ο χειμώνας αρχίζει περίπου από τα μέσα Δεκεμβρίου και είναι ήπιος. Ο ψυχρότερος μήνας του έτους είναι ο Ιανουάριος που διαφέρει ελάχιστα θερμομετρικά από το Φεβρουάριο. Η διαφορά τους όμως τόσο με το Δεκέμβριο όσο και με το Μάρτιο, είναι αισθητή. Γενικά τα πεδινά της Ανατολικής Κρήτης είναι από τις θερμότερες περιοχές της Ελλάδας με μακρά ηλιοφάνεια ακόμα και κατά τους μήνες

Οκτώβριο μέχρι Απρίλιο. Η νέφωση είναι γενικά μικρή και μειώνεται από ανατολικά προς δυτικά. Το ανατολικό άκρο κατά τους χειμερινούς μήνες ανήκει σε περιοχή μεγίστου νεφώσεως. Οι βροχές αυξάνονται από τα ανατολικά προς δυτικά και από τα παράλια προς την ηπειρωτική χώρα.

**Κύρια χαρακτηριστικά του κλίματος στο νησί είναι:**

- Υψηλά ποσοστά βροχοπτώσεων με μη κανονική κατανομή τόσο τυπικά (αυξητική κλίμακα από ανατολικά προς δυτικά και μεγάλο ημερήσιο ποσοστό βροχοπτώσεων στην Κεντρική και Δυτική Κρήτη που φτάνει το 1/3) όσο και χρονικά (την περίοδο των έντονων βροχοπτώσεων, διαδέχονται περίοδοι με μεγάλη ξηρασία).
- Έντονη ηλιοφάνεια
- Ήπιες θερμοκρασιακές αποκλίσεις.
- Δεν παρατηρείται ποτέ παγετός.
- Η θερμοκρασία σπάνια πέφτει κάτω από τους 0°C.

## 1.6 Κλιματολογικά στοιχεία για την περιοχή μελέτης

Οι παράγοντες που επιδρούν στη διαμόρφωση του κλίματος της περιοχής είναι:

### 1. Θερμοκρασία του αέρα

Αποτελεί ένα από τα σημαντικότερα κλιματικά στοιχεία και τη βασική παράμετρο σε όλες τις κλιματικές κατατάξεις. Στον πίνακα 1.1 παρουσιάζονται οι τιμές της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας αέρα, καθώς και άλλων παραμέτρων καταδεικτικών του κλίματος της περιοχής για την περίοδο 1955 – 1993 από το ΜΣ Ηρακλείου.

Βάσει του πίνακα 1.1. και σε ό,τι αφορά στη θερμοκρασία αέρα, ο Ιανουάριος και ο Φεβρουάριος είναι οι δύο μήνες που εμφανίζουν τις ελάχιστες τιμές. Οι υπόλοιποι μήνες έχουν ανά ζεύγη παρεμφερείς τιμές θερμοκρασίας. Έτσι, κατά σειρά αυξανόμενης θερμοκρασίας παρατηρούνται τα εξής ζεύγη μηνών : Μάρτιος - Δεκέμβριος, Απρίλιος - Νοέμβριος, Μάιος - Οκτώβριος, Ιούνιος Σεπτέμβριος και το ζεύγος της μέγιστης τιμής Ιούλιος - Αύγουστος.

Το ετήσιο θερμομετρικό εύρος της περιόδου αυτής είναι 14,1° C και η μέση ετήσια θερμοκρασία 18,7° C. Η παρατηρούμενη μικρή και ομαλή αυξομείωση της θερμοκρασίας κατά τη διαδοχή των μηνών και την εναλλαγή των εποχών του έτους οφείλεται στη μεγάλη θερμοχωρητικότητα της θάλασσας, πράγμα το οποίο σημαίνει ότι η επίδρασή της είναι ιδιαίτερα σημαντική.

Σχετικά με την μεταβολή της θερμοκρασίας κατά τη διάδοση των τεσσάρων εποχών του έτους, διαπιστώνεται ότι η τιμή της άνοιξης είναι χαμηλότερη από την αντίστοιχη του φθινοπώρου κατά  $2,9^{\circ}\text{C}$  γεγονός που οφείλεται στην επίδραση της θάλασσας. Η μεταβολή της θερμοκρασίας κατά τη διαδοχή των μηνών του έτους παρουσιάζει διπλή κύμανση με δύο μέγιστα και δύο ελάχιστα.

**Πίνακας 1.1. - Κλιματικά δεδομένα για την περίοδο 1955-1993 από το ΜΣ Ηρακλείου**

ΜΗΝΕΣ	Μέση μηνιαία θερμοκρασία	Μέση μηνιαία βροχόπτωση	Μέση μηνιαία Μεγ. 24	Ατμ. Πίεση	Σχ. Υγρασία	Μέση Νέφωση
		Συν/κη ώρου	Μεγ. 24			
		$^{\circ}\text{C}$	mm	(millibar)	(%)	
Ιανουάριος	12,0	90,9	91,5		67,9	5,3
Φεβρουάριος	12,2	67,9	46,9	1015,9	66,1	5,1
Μάρτιος	13,5	53,4	66,7	1014,9	66,0	4,7
Απρίλιος	16,6	29,4	107,5	1013,2	61,9	3,9
Μάιος	20,2	15,0	73,8	1013,7	61,1	3,0
Ιούνιος	24,3	3,4	34,2	1012,7	56,5	1,4
Ιούλιος	26,1	1,0	12,8	1011,1	56,7	0,6
Αύγουστος	26,0	0,7	17,2	1011,4	58,2	0,7
Σεπτέμβριος	23,4	18,7	102,7	1014,7	61,2	1,7
Οκτώβριος	20,1	63,1	99,0	1016,7	65,4	3,6
Νοέμβριος	15,7	57,4	88,4	1017,6	67,5	4,5
Δεκέμβριος	13,7	79,8	62,4	1016,8	67,7	5,0

Οι μέσες μέγιστες και ελάχιστες τιμές της θερμοκρασίας του αέρα παρουσιάζουν απλή ετήσια κύμανση. Οι μεγαλύτερες τιμές εμφανίζονται το δίμηνο Ιουλίου - Αυγούστου και οι μικρότερες το δίμηνο Ιανουαρίου - Φεβρουαρίου.

Οι ακραίες τιμές της θερμοκρασίας αέρος (απολύτως μεγίστη - απολύτως ελαχίστη) σημειώθηκαν τον μήνα Ιούνιο  $41,3^{\circ}\text{C}$  και τους μήνες Ιανουάριο και Φεβρουάριο  $0,2^{\circ}\text{C}$ .

## 2. Ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα

Το νερό που ενδιαφέρει άμεσα την ανάπτυξη και κατανομή των φυτών είναι εκείνο που πέφτει πάνω στη γη με τη μορφή ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων. Το νερό αποτελεί το αφθονότερο συστατικό της ζωντανής ύλης. Τα σπουδαιότερα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα είναι η βροχή, το χιόνι και το χαλάζι.

## 3. Βροχόπτωση

Η ετήσια βροχόπτωση (ή αλλιώς το βροχομετρικό σύστημα μιας περιοχής) αποτελεί θεμελιώδες κλιματικό στοιχείο, ιδιαίτερα στις περιοχές όπου το μέσο ύψος βροχόπτωσης είναι είτε πολύ χαμηλό είτε πολύ υψηλό.

Στην περιοχή μελέτης και βάσει του πίνακα 1.1. η ετήσια βροχόπτωση παρουσιάζει διακύμανση με μέγιστη τιμή τον Ιανουάριο και ελάχιστη το δίμηνο Ιουλίου - Αυγούστου. Η ξηρή περίοδος διαρκεί 5 - 6 μήνες. Το 85 - 90% των βροχοπτώσεων σημειώνονται από τον

Οκτώβριο μέχρι το Μάρτιο. Από το Μάρτιο και μετά παρατηρείται μείωση του συνολικού ύψους βροχόπτωσης, ενώ από τον Απρίλιο μέχρι και το Σεπτέμβριο πέφτει το 10 - 15% του συνόλου των βροχοπτώσεων. Με την αύξηση του υψομέτρου αυξάνεται το ύψος της βροχής.

#### 4. Ημέρες καταιγίδας

Χαρακτηρίζονται από ογκώδη νέφη και ραγδαίες βροχές που πολλές φορές συνοδεύονται από χαλάζι, ισχυρούς ανέμους και ισχυρές ηλεκτρικές εκκενώσεις. Στον πίνακα 1.2 φαίνεται ο μέσος αριθμός ημερών καταιγίδας κατά μήνα για την περιοχή μελέτης από το ΜΣ Ηρακλείου. Γενικά παρουσιάζεται μια απότομη αύξηση στον αριθμό καταιγίδων τον μήνα Οκτώβριο, ενώ ο συνολικός ετήσιος αριθμός ημερών στις οποίες παρατηρήθηκε το φαινόμενο της καταιγίδας ανέρχεται σε 17,8.

**Πίνακας 1.2 - Μέσος μηνιαίος αριθμός ημερών καταιγίδας από το ΜΣ Ηρακλείου (Πέννας, 1977)**

ΜΗΝΕΣ													
ΣΤΑΘΜΟΙ	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ	Ε
Ηρακλείου	2,1	1,8	1,7	1,2	1,2	0,7	0,2	0	0,9	3,1	2,3	2,6	17,8

#### 5. Χαλάζι

Το φαινόμενο δημιουργείται πάντοτε σε νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης. Η χαλαζόπτωση είναι μικρής διάρκειας με αυστηρά τοπικό χαρακτήρα και παρακολουθεί την κίνηση του καταιγιδοφόρου νέφους. Η συχνότητα εμφάνισης του φαινομένου είναι μεγαλύτερη κατά τον χειμώνα. Γενικά η υπό μελέτη περιοχή δεν αναφέρεται στις περιοχές που χαρακτηρίζονται από συχνές χαλαζοπτώσεις.

#### 6. Χιονόπτωση

Στον πίνακα 1.3. παρατίθενται οι μέσες μηνιαίες τιμές χιονόπτωσης για την Κρήτη. Ο συνολικός ετήσιος αριθμός ημερών χιονιού, βάσει των στοιχείων του Πίνακα, ανέρχεται σε 1,8. Πρέπει να σημειωθεί ότι το υψόμετρο επιδρά σημαντικά στον αριθμό ημερών χιονιού.

**Πίνακας 1.3 – Μέσος μηνιαίος αριθμός ημερών χιονόπτωσης από το ΜΣ Ηρακλείου (Λιβαδάς, 1986)**

ΜΗΝΕΣ										
ΣΤΑΘΜΟ	Ιαν	Φεβ	Μαρ	Απρ	Μαι	Οκτ	Νοε	Δεκ	Ε	
Ηρακλείου	0,5	0,9	0,3	0,1	-	0,0	0,0	0,0	2,5	



## 7. Σχηματισμός παγετών

Ο σχηματισμός παγετών δεν ευνοείται στην περιοχή μελέτης σε αντίθεση με άλλες περιοχές στις οποίες η εμφάνιση του φαινομένου είναι συχνή. Γενικά η πιθανότητα εμφάνισης του φαινομένου κυμαίνεται μεταξύ 40 - 90%. Βάσει των διαθέσιμων στοιχείων για την περιοχή μελέτης (Κοτίνης-Ζαμπάκας, 1983), όλοι οι μήνες του έτους εμφανίζονται ως ελεύθερη από παγετούς περιόδους.

## 8. Σχετική υγρασία αέρα (RH)

Το ατμοσφαιρικό νερό αποτελεί ουσιαστικό παράγοντα του κλίματος και των κλιματικών μεταβολών με σημαντικό ρόλο στον κύκλο της ατμοσφαιρικής ενέργειας. Από τις παραμέτρους που εκφράζουν την υγρομετρική κατάσταση του ατμοσφαιρικού αέρα θα εξετασθεί η σχετική υγρασία.

Από τους πίνακες 1.4 και 1.5 που ακολουθούν προκύπτει ότι η ετήσια πορεία της σχετικής υγρασίας παρουσιάζει απλή διακύμανση με μέγιστες τιμές τον Ιανουάριο (για την περίοδο 1915-1977) και το Δεκέμβριο (για την περίοδο 1977-1991) και ελάχιστες τιμές τους μήνες Ιούνιο-Ιούλιο και Ιούνιο για τις αντίστοιχες περιόδους. Οι 4 μήνες Νοέμβριος, Δεκέμβριος, Ιανουάριος, Φεβρουάριος εμφανίζουν τις υψηλότερες τιμές σχετικής υγρασίας με ελάχιστες διαφορές μεταξύ τους, ακολουθούμενοι από τους ανοιξιάτικους μήνες. Βάσει των στοιχείων, η μέση ετήσια σχετική υγρασία αέρα ανέρχεται σε 65,2% για το διάστημα 1915-1977 και σε 62,2% για το διάστημα 1977-91, παρατηρείται δηλαδή μια ελάττωση του κλιματικού αυτού παράγοντα με την πάροδο των ετών.

Σε ό,τι αφορά την ημερήσια πορεία του παράγοντα, αυτή παρουσιάζει απλή διακύμανση με μέγιστο και ελάχιστο που σημειώνονται αντίστοιχα γύρω από το ελάχιστο και μέγιστο της θερμοκρασίας του αέρα.

**Πίνακας 1.4 - Μέσες μηνιαίες τιμές σχετικής υγρασίας του αέρα (%) για την περίοδο 1915 - 1977. Ώρες παρατηρήσεων 8, 14, 20 (Πέννας, 1977)**

ΜΗΝΕΣ													
ΣΤΑΘΜΟΙ	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ	Ε
Ηρακλείου	71	69	66	64	64	59	59	60	63	67	70	70	65

**Πίνακας 1.5 - Μέσες μηνιαίες τιμές σχετικής υγρασίας του αέρα (%) για την περίοδο 1977 - 1991. Ώρες παρατηρήσεων 6, 12, 18**

ΜΗΝΕΣ													
ΣΤΑΘΜΟΙ	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ	Ε
Ηρακλείου	65,7	65,1	66	60,9	58,9	55,8	56,9	58,7	61	64,2	65,9	66,9	62,1

## 9. Ηλιοφάνεια

Ως περίοδος ηλιοφάνειας ορίζεται το χρονικό διάστημα που η άμεση ακτινοβολία φθάνει μέχρι την επιφάνεια του εδάφους, δηλαδή, η περίοδος κατά την οποία ο ήλιος είναι ορατός ανεμπόδιστα από την επιφάνεια της γης. Η ηλιοφάνεια αποτελεί χρήσιμο στοιχείο της εφαρμοσμένης κλιματολογίας γιατί πέρα από τις άμεσες εφαρμογές της χρησιμοποιείται για την έμμεση εκτίμηση της ηλιακής ακτινοβολίας.

Στους πίνακες που ακολουθούν παρατίθενται στοιχεία μέσης μηνιαίας περιόδου ηλιοφάνειας για το διάστημα 1971-1980 και 1977 - 1990 καθώς και στοιχεία μέσης ημερήσιας περιόδου ηλιοφάνειας για το διάστημα 1971-1980. Από τα διαθέσιμα στοιχεία μπορούν να υπολογιστούν οι μέσες τιμές ηλιοφάνειας σε ετήσια βάση. Έτσι, η μέση μηνιαία ηλιοφάνεια ανέρχεται σε 230,61 ώρες για την περίοδο 1971-1980 και σε 228,53 για την περίοδο 1977-1990, ενώ η μέση ημερήσια ηλιοφάνεια ανέρχεται σε 7,56 ώρες για την περίοδο 1971-1980. Η ετήσια πορεία της περιόδου ηλιοφάνειας ακολουθεί απλή διακύμανση με μέγιστη τιμή τον Ιούλιο και ελάχιστη τιμή τους μήνες Δεκέμβριο-Ιανουάριο.

**Πίνακας 1.6 - Μέση μηνιαία διάρκεια ηλιοφάνειας (ώρες) περιόδου 1971 - 1980. (Μπλούτσος και Πέννας, 1986)**

<b>ΜΗΝΕΣ</b>							
<b>ΣΤΑΘΜΟΙ</b>	<b>Ιαν</b>	<b>Φεβ</b>	<b>Μαρ</b>	<b>Απρ</b>	<b>Μαι</b>	<b>Ιουν</b>	
Ηράκλειο	114	118	186,6	224,1	304,1	355,8	
	<b>Ιουλ</b>	<b>Αυγ</b>	<b>Σεπτ</b>	<b>Οκτ</b>	<b>Νοε</b>	<b>Δεκ</b>	<b>Ε</b>
	375,1	345,3	281,1	192,8	153	117,4	2768,9
<b>ΜΗΝΕΣ</b>							
<b>ΣΤΑΘΜΟΙ</b>	<b>Ιαν</b>	<b>Φεβ</b>	<b>Μαρ</b>	<b>Απρ</b>	<b>Μαι</b>	<b>Ιουν</b>	
Ηράκλειο	114	118	186,6	224,1	304,1	355,8	
	<b>Ιουλ</b>	<b>Αυγ</b>	<b>Σεπτ</b>	<b>Οκτ</b>	<b>Νοε</b>	<b>Δεκ</b>	<b>Ε</b>
	375,1	345,3	281,1	192,8	153	117,4	2768,9

**Πίνακας 1.7. - Μέση μηνιαία διάρκεια ηλιοφάνειας (ώρες) περιόδου 1977 - 1990.**

<b>ΜΗΝΕΣ</b>							
<b>ΣΤΑΘΜΟΙ</b>	<b>Ιαν</b>	<b>Φεβ</b>	<b>Μαρ</b>	<b>Απρ</b>	<b>Μαι</b>	<b>Ιουν</b>	
Ηράκλειο	120,9	119,8	178,3	229,1	292,7	351	
	<b>Ιουλ</b>	<b>Αυγ</b>	<b>Σεπτ</b>	<b>Οκτ</b>	<b>Νοε</b>	<b>Δεκ</b>	<b>Ε</b>
	367,2	342,5	279,3	200	140,2	121,4	2743,1

**Πίνακας 1.8. - Μέση ημερήσια διάρκεια ηλιοφάνειας (ώρες) περιόδου 1971 - 1980. (Μπλούτσος και Πέννας, 1986)**

ΜΗΝΕΣ							
ΣΤΑΘΜΟΙ	Ιαν	Φεβ	Μαρ	Απρ	Μαι	Ιουν	
Ηράκλειο	3,68	4,17	6,02	7,47	9,81	11,86	
	Ιουλ	Αυγ	Σεπτ	Οκτ	Νοε	Δεκ	Ε
	12,1	11,14	9,37	6,22	5,1	3,79	7,58

### 10. Ηλιακή ακτινοβολία

Ηλιακή ακτινοβολία ή ηλιακή ενέργεια είναι η ακτινοβολία που φθάνει στη γη από τον ήλιο. Η ολική ενέργεια που δέχεται ένα στρέμμα γης κατά την διάρκεια του έτους υπολογίζεται σε  $2.5 \cdot 10^{20}$  kcal ή 0,9 KWH.

Στον πίνακα 1.9 δίδονται οι μέσες τιμές ηλιακής ακτινοβολίας ανά μήνα. Από τα στοιχεία αυτά μπορεί να υπολογιστεί η μέση ετήσια ηλιακή ακτινοβολία, η οποία ανέρχεται σε 489,11. Επίσης από τον πίνακα προκύπτει ότι ο Ιούλιος εμφανίζει τις υψηλότερες τιμές ηλιακής ακτινοβολίας και ο Δεκέμβριος τις χαμηλότερες.

**Πίνακας 1.9 - Μέσες μηνιαίες και ετήσιες τιμές της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας**

ΜΗΝΕΣ							
ΣΤΑΘΜΟΙ	Ιαν	Φεβ	Μαρ	Απρ	Μαι	Ιουν	
Ηράκλειο	216	256,5	397,7	530,7	699,7	789	
	Ιουλ	Αυγ	Σεπτ	Οκτ	Νοε	Δεκ	Ε
	810	747,7	546,8	393,3	280,2	201,7	489

### 11. Νέφωση

Ως νέφωση ορίζεται το ποσοστό της έκτασης του ουράνιου θόλου που καλύπτεται από νέφη. Είναι σημαντικό στοιχείο του κλίματος μιας περιοχής και έχει άμεση επίδραση στις μεταβολές της θερμοκρασίας, στη διάρκεια της ηλιοφάνειας και στην ένταση της εξατμισοδιαπνοής. Ακολουθεί απλή ετήσια διακύμανση σε σχήμα U με μέγιστο κατά την ψυχρή περίοδο και ελάχιστο κατά τη θερμή.

Στον πίνακα 1.10 φαίνονται οι μέσες μηνιαίες τιμές νέφωσης (σε όγδοα). Τα μεγέθη αντιπροσωπεύουν το μέσο όρο των τριών (3) παρατηρήσεων που έχουν κατά συνθήκη υιοθετηθεί ( $8^{15}$ ,  $14^{15}$  και  $20^{15}$  ώρας της ημέρας) σε κλίμακα 0-8. Από τις μέσες τιμές του Πίνακα προκύπτει ότι η μέση μηνιαία τιμή νέφωσης, η οποία ανέρχεται σε 3,3/8 για την περίοδο 1915-1975 στην περιοχή του Ηρακλείου.

**Πίνακας 1.10 - Μέσες μηνιαίες τιμές νέφωσης (σε όγδοα) Περίοδου 1915 - 1975 (Πέννας, 1977)****ΜΗΝΕΣ**

ΣΤΑΘΜΟΙ	Ιαν	Φεβ	Μαρ	Απρ	Μαι	Ιουν	Ιουλ	Αυγ	Σεπτ	Οκτ	Νοε	Δεκ	Ε
Ηρακλείου	5,3	5,1	4,8	3,7	2,9	1,4	0,6	0,7	1,8	3,6	4,7	5,1	3,3

**12. Άνεμοι**

Η Κρήτη βρίσκεται υπό την επίδραση, είτε των υφέσεων που διαδρομούν τη Μεσόγειο είτε των αντικυκλωνικών προεκτάσεων από Βορρά ή Νότο. Η εναλλαγή των συνοπτικών παραγόντων, σε συνδυασμό με το έντονο ανάγλυφο έχουν ως αποτέλεσμα τις συχνές μεταβολές της έντασης και διεύθυνσης των ανέμων. Κατά τη χειμερινή περίοδο, οι άνεμοι που παρουσιάζουν μεγάλη συχνότητα είναι οι νότιοι - νοτιοδυτικοί ενώ ακολουθούν με μικρή διαφορά οι βόρειοι - βορειοδυτικοί. Στη δυτική Κρήτη επικρατούν οι νότιες συνιστώσες ενώ στην ανατολική, οι βόρειες. Σε περιόδους ελεύθερης υφειακής δραστηριότητας λόγω επικράτησης των προεκτάσεων του Σιβηρικού αντικυκλώνα, δημιουργείται βόρειο ρεύμα που στην περιοχή του Κρητικού πελάγους διχάζεται και δίνει ανέμους Β στη δυτική Κρήτη και ΒΔ στην κεντρική και ανατολική και κατ' επέκταση και στην υπό μελέτη έκταση. Το χειμώνα, οι εντάσεις των ανέμων -ανεξαρτήτως διεύθυνσης- δεν είναι μεγάλες, με επικράτηση των μέτριων και ακολούθως των ασθενών ανέμων. Οι ισχυροί άνεμοι παρουσιάζουν μικρή συχνότητα, ενώ οι θυελλώδεις εμφανίζονται σε μικρά ποσοστά στην κεντρική και ανατολική Κρήτη.

Κατά την περίοδο της άνοιξης παρουσιάζεται μείωση της συχνότητας των νότιων ανέμων και ενίσχυση του ρεύματος των βόρειων. Κατά τους θερινούς μήνες παρατηρείται πλήρης επικράτηση του συστήματος των ετησίων (μελτέμια).

Κατά τη φθινοπωρινή περίοδο, οι συχνότητες των διευθύνσεων των ανέμων δεν διαφέρουν πολύ από εκείνες του καλοκαιριού. Οι ανεμολογικές συνθήκες του Σεπτεμβρίου είναι όμοιες με αυτές των θερινών μηνών. Γενικά παρατηρείται ελάττωση των ΒΔ ανέμων και αύξηση των Ν ενώ οι υπόλοιπες διευθύνσεις παρουσιάζουν μικρή συχνότητα. Οι εντάσεις που κυριαρχούν είναι μέτριες 3 - 5 Beaufort.

Στην περιοχή μελέτης επικρατούν άνεμοι βόρειας συνιστώσας και ακολουθούν οι νότιας, ενώ τα ποσοστά εμφάνισης ανέμων άλλων διευθύνσεων είναι χαμηλά. Ως προς τις εντάσεις των ανέμων στην περιοχή μελέτης, υπερέχουν οι μέτριες και ακολουθούν οι ασθενείς. Οι ισχυροί καθώς και οι θυελλώδεις άνεμοι είναι μικρής συχνότητας. Το ποσοστό των ημερών άπνοιας πλησιάζει το 25%.

## **Κλιματολογική κατάταξη**

### **Βιοκλιματική κατάταξη κατά Μαυρομάτη.**

Από καθαρή βιοκλιματική άποψη και με βάση το ομβροθερμικό πηλίκιο του Emberger, η περιοχή Ηρακλείου κατατάσσεται στο ημίξηρο βιοκλιματικό όροφο με θερμό χειμώνα (Μαυρομάτης 1980). Η κατάταξη αυτή αντιστοιχεί σε ήπιους χειμώνες με μέση ελάχιστη θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα  $> 3^{\circ} \text{C}$ , μέση ετήσια βροχόπτωση μεταξύ 400 - 600mm και βλάστηση που σε αδιατάρακτη μορφή χαρακτηρίζεται από τη συνένωση χαρουπιάς, σχίνου για το γεωγραφικό χώρο της ανατολικής Μεσογείου.

## 2. ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

### 2.1 Εισαγωγή

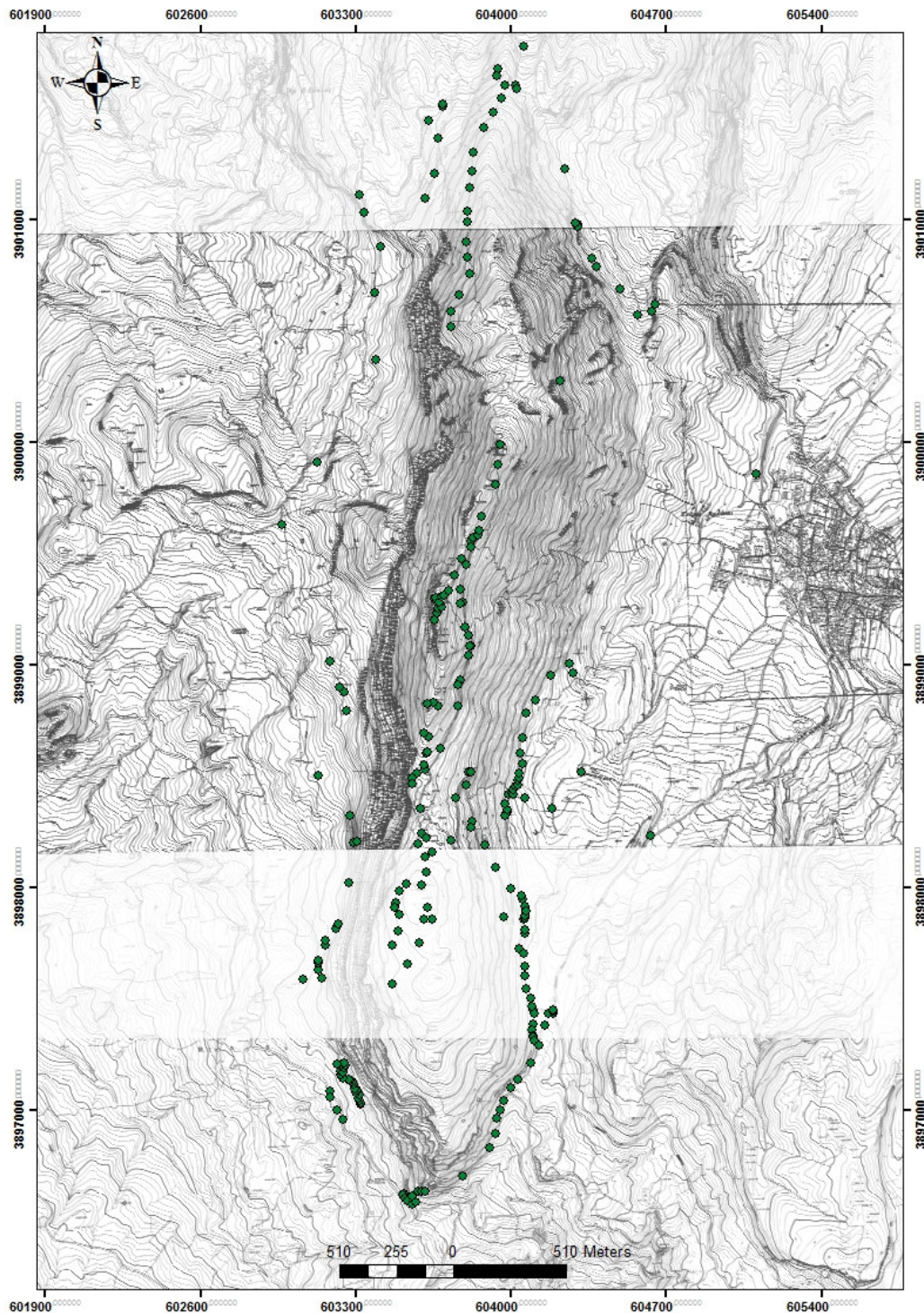
Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο θα παρουσιαστούν τα αποτελέσματα της γεωλογικής χαρτογράφησης του όρους Γιούχτα, τα οποία συνδυάστηκαν και με πληροφορίες από τους γεωλογικούς χάρτες Ηρακλείου και Αρχανών του ΙΓΜΕ. Αν και η τεκτονική θα παρουσιαστεί σε επόμενο κεφάλαιο, εντούτοις θεωρούμε απαραίτητο να συμπεριληφθούν οι ρηγματογενείς ζώνες και στους χάρτες του παρόντος κεφαλαίου.

### 2.2 Γεωμορφολογικά στοιχεία για την περιοχή του όρους Γιούχτα

Το όρος Γιούχτας έχει συνολική έκταση 4.000 στρεμμάτων και το σχήμα του είναι επίμηκες με κατεύθυνση από Βορρά προς Νότο (Σχ. 2.1, 2.2). Η υψηλότερη κορυφή του είναι 811 μέτρα. Οι δυτικές πλαγιές είναι απόκρημνες με κλίση μέχρι και 100%, ενώ οι ανατολικές ομαλότερες με κλίση έως 50%. Γεωλογικά αποτελεί ένα ασύμμετρο τεκτονικό κέρασ, το οποίο δομείται κυρίως από ασβεστολιθικό υλικό.



Σχήμα 2.1 Αεροφωτογραφία του όρους Γιούχτα (διατέθηκε από το Ινστιτούτο Μεσογειακών Σπουδών, Ι.Τ.Ε)



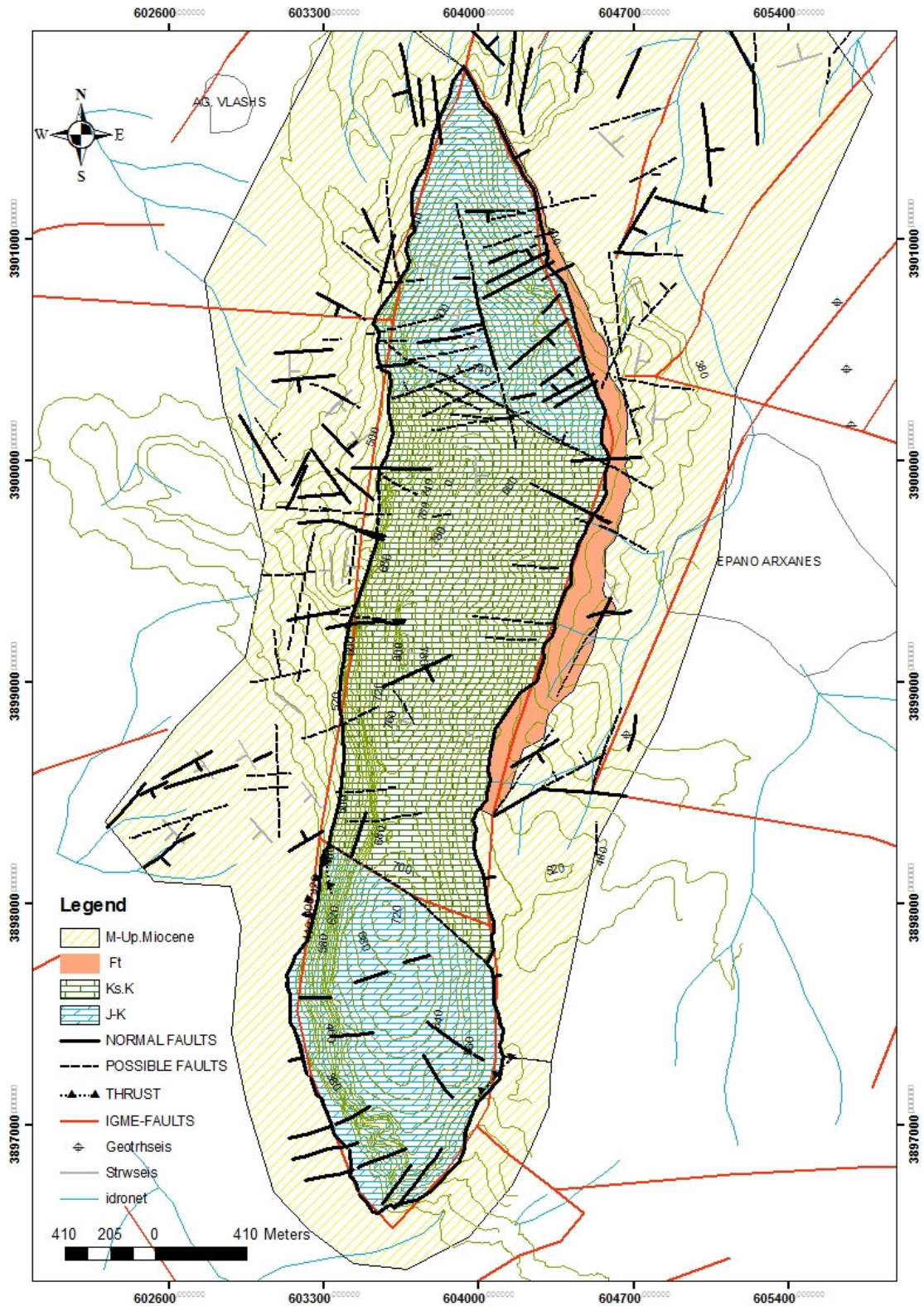
Σχήμα 2.2 Τοπογραφικός χάρτης της περιοχής μελέτης, όπου εμφανίζονται τα σημεία των μετρήσεων

### 2.3 Γεωλογικά στοιχεία για την περιοχή του όρους Γιούχτα

Η γεωλογική χαρτογράφηση του όρους Γιούχτας παρουσιάζεται στο σχήμα 2.3. Κατά την χαρτογράφηση δόθηκε έμφαση στους ασβεστολιθικούς σχηματισμούς και λιγότερο στα

νεογενή που δομούν την περιοχή. Πάνω στον χάρτη εμφανίζονται, το υπόβαθρο, οι γεωλογικοί σχηματισμοί που θα παρουσιαστούν με λεπτομέρεια στην συνέχεια, τα ρήγματα (μαύρο χρώμα) που αποτυπώθηκαν, τα ρήγματα κατά ΙΓΜΕ, οι στρώσεις, το υδρογραφικό δίκτυο κατά ΙΓΜΕ, οι γεωτρήσεις της περιοχής και οι οικισμοί.





Σχήμα 2.3 Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης.

**Οι Νεογενείς αποθέσεις (M-Up. Miocene)** που δομούν την περιοχή του Γιούχτα είναι :

### **1. Σχηματισμός Φοινικιάς- Κατώτερο - Μέσο Πλειόκαινο**

Ο σχηματισμός Φοινικιάς αποτελείται κυρίως από ομοιογενείς μάργες και στα σταχτιές αργίλους που παρουσιάζουν συχνά λεπτές καφέ ενστρώσεις. Επίσης εντός του σχηματισμού αυτού συναντώνται άσπρες έως υποκίτρινες απολιθωματοφόρες μάργες ενίοτε φυλλώδεις που περιέχουν απολιθώματα φυτών, ψαριών καθώς και σπόγγων. Το κατώτερο τμήμα του γεωλογικού σχηματισμού της Φοινικιάς αποτελείται από ένα όχι καλά σχηματισμένο μαργαϊκό λατυποπαγές αποτελούμενο από λευκές ομοιογενείς μάργες, ασβεστόλιθους καθώς επίσης και μάργες του σχηματισμού Αγίας Βαρβάρας. Ο σχηματισμός αυτός δεν εμφανίζεται στην στενότερη περιοχή της έρευνας, εμφανίζεται όμως στην ευρύτερη περιοχή.

### **2. Σχηματισμός Αγίας Βαρβάρας, Ανώτερο Τορτόνιο - Μεσσήνιο**

Ο σχηματισμός της Αγίας Βαρβάρας αποτελείται κυρίως από καλοστρωμένους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους. Τοπικά παρατηρούνται κροκαλοπαγή η λατυτοπαγή, με ενστρώσεις μαργών και ψαμιτών. Εντός του σχηματισμού αυτού παρατηρούνται και γύψη που παρεμβάλλονται στην κορυφή (περιοχή Πρ. Ηλία Τσαγκαράκη) ή εντός των καλοστρωμένων μαργών σε βάθος. Οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι είναι πλούσιοι σε απολιθώματα. Ο σχηματισμός αυτός είναι ηλικίας Ανώτερο Τορτόνιο - Μεσσήνιο και παρατηρείται στην περιοχή γύρω από τον δήμο Αρχανών καθώς και στην περιοχή μεταξύ Αγιο Σύλλα - Πρ. Ηλία.

### **3. Σχηματισμός Αμπελούζου - Τορτόνιο**

Ο σχηματισμός Αμπελούζου αποτελείται κυρίως από ανώμαλες διαδοχές θαλάσσιων υφάλμυρων και γλυκών φάσεων, κροκαλοπαγών, ψαμιτών, αργίλων και μαργών. Στην περιοχή έρευνας παρατηρείται νότια του δήμου Αρχανών και η ηλικία του είναι Τορτόνιο του Νεογενούς.

### **4. Σχηματισμός Ηλία - Ανώτερο - Μέσο Μειόκαινο**

Ο σχηματισμός Ηλίας αποτελείται κυρίως από νεογενής κιτρινωπές μάργες με παρεμβολές από ενστρώσεις γκρι μαργών, ψαμιτών και άμμων. Καταλαμβάνουν μεγάλη έκταση στην περιοχή και το πάχος τους σε μερικές περιοχές είναι πολύ μεγάλο, φτάνουν και σε βάθος περίπου 500 μέτρα.

**Ο φλύσσης και οι ασβεστόλιθοι που δομούν τον κύριο ασβεστολιθικό όγκο του Γιούχτα ανήκουν στην Ζώνη Τρίπολης:**

### **Φλύσχη - Ανώτερο Ηώκαινο – Ολιγόκαινο (ft)**

Ο σχηματισμός του φλύσχη της ζώνης Τρίπολης είναι εναλλαγές σοκολατοχρόων αργιλικών σχιστόλιθων και ψαμμιτών με μικρές ενστρώσεις τεφρών ασβεστολιθικών Τουρβιδιτών ηλικίας Ανώτερο Ιόκαινο έως Ολιγόκαινο. Ο φλύσχη αποτελεί το ανώτερο γεωλογικό σχηματισμό του τεκτονικού καλύμματος της ζώνης Τρίπολης και εμφανίζεται βορειοανατολικά του όρους Γιούχτα.

### **Ασβεστόλιθοι Παλαιόκαινο έως Ανώτερο Ιουρασικό**

Οι ασβεστόλιθοι της ζώνης Τρίπολης ανάλογα με την ηλικία τους χωρίζονται σε τρία στρώματα:

- Το στρώμα ηλικίας Ανώτερο Κρητιδικό (Ks.k) είναι τεφρόμαυροι ασβεστόλιθοι μεσοπαχυστρωματώδεις μέχρι άστρωτοι, βιτουμενιούχοι με πλούσια νηριτική πανίδα.
- Το κατώτερο στρώμα των ασβεστόλιθων της ζώνης Τρίπολης ηλικίας Άνω Τριοδικό Ανώτερο Ιουρασικό (J-K) είναι δολομιτικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες σε τεκτονική επαφή με την υποκείμενη φυλλιτική - χαλαζιακή σειρά, με αποτέλεσμα στην βάση τους να είναι κατά θέσεις μυλονιτωμένοι λόγω τεκτονισμού. Τα κατώτερα μέλη τους αποτελούνται από ημικρυσταλλικούς δολομιτικούς ασβεστόλιθους και δολομίτες παχυστρωματώδεις μέχρι άστρωτους, τεφρόμαυρους, ενώ τα ανώτερα μεταπίπτουν σε ασβεστόλιθους και δολομιτικούς ασβεστόλιθους μεσοστρωματώδεις, τεφρόλευκους μέχρι τεφρόμαυρους καρστικούς. Οι ασβεστόλιθοι της Τρίπολης αποτελούν συνήθως τα υψώματα της ευρύτερης περιοχής, έτσι εμφανίζονται στο όρος Γιούχτα. στον μικρό Γιούχτα και στην περιοχή της κοινότητας του Πρ. Ηλία.

### **2.4 Στοιχεία από υδρογεωλογική έρευνα για την περιοχή των Αρχανών**

Οι πληροφορίες που ακολουθούν προέρχονται από γεωφυσική έρευνα στην περιοχή μελέτης πριν αρκετά χρόνια και διατέθηκαν από τον δήμο Αρχανών. Η υδρογεωλογική έρευνα της περιοχής του δήμου Αρχανών Κεντρικής Κρήτης από πλευράς Γεωφυσικής βασίστηκε στην μέθοδο των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων. Οι γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις με την μέθοδο της ειδικής αντίστασης έγιναν με διάταξη ηλεκτροδίων κατά Schlumberger. Το ανάπτυγμα της γραμμής ρεύματος κυμαινόταν από 1600 έως 2600 μέτρα ανάλογα με το ζητούμενο βάθος και τις δυνατότητες πρόσβασης. Συνολικά έγιναν 4

γεωηλεκτρικές τομές με διεύθυνση περίπου Βοράς - Νότος, η δε διεύθυνση ανάπτυξης γραμμής ρεύματος είναι περίπου παράλληλη προς την κύρια διεύθυνση τεκτονισμού της περιοχής. Οι αποστάσεις μεταξύ των βυθοσκοπήσεων κυμαίνονται από 350 μέτρα έως 600 μέτρα με τις δυνατότητες πρόσβασης. Τα γεωηλεκτρικά όργανα που χρησιμοποιήθηκαν ήταν το Terrameter SAS300B της ABEM και ο Booster της ABEM. Επίσης έγιναν παραμετρικές βυθοσκοπήσεις στον ασβεστόλιθο της Τρίπολης και στον φυλλίτη για να βρεθούν οι διακυμάνσεις των τιμών της ειδικής αντίστασης.

### **ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ**

Η περιοχή των γεωφυσικών μετρήσεων βρίσκεται στα Ανατολικά και Δυτικά του ορεινού συγκροτήματος του Γιούχτα του δήμου Αρχανών κεντρικής Κρήτης. Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που απαντώνται στην περιοχή (από πάνω προς τα κάτω) είναι: Νεογενή (Μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, Μάργες κ.λ.π.), ασβεστόλιθος Τρίπολης, φυλλίτης, πλακώδεις ασβεστόλιθοι.)

#### **ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΓΙΟΥΧΤΑ**

Στην περιοχή αυτή εμφανίζονται γεωηλεκτρικοί σχηματισμοί με τιμές ειδικής αντίστασης που κυμαίνεται από 10-790  $\Omega m \cdot m$ . Ειδικότερα γεωηλεκτρικοί σχηματισμοί με τιμές ειδικής από 10-45  $\Omega m \cdot m$  αντιστοιχούν σε νεογενή μεγάλο πάχους (Μάργες, Μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι). Ο ασβεστόλιθος της Τρίπολης υπόκεινται των νεογενών και εμφανίζεται με τιμές ειδικής αντίστασης της τάξης των 250  $\Omega m \cdot m$ . Ο γεωηλεκτρικός σχηματισμός που εμφανίζεται κάτω από τον ασβεστόλιθο της Τρίπολης πιστεύεται ότι ανήκει στους φυλλίτες με τιμές ειδικής αντίστασης από 63-78  $\Omega m \cdot m$ . Στο συμπέρασμα αυτό καταλήξαμε διότι η τιμή της ειδικής αντίστασης που προέκυψε από την in situ μέτρηση στους φυλλίτες (βόρειο τμήμα του Γιούχτα) συμπίπτει 60-70  $\Omega m \cdot m$ . Τέλος υπάρχει το γεωηλεκτρικό υπόβαθρο με τιμές ειδικής αντίστασης από 650 - 790  $\Omega m \cdot m$  που πιστεύεται ότι αντιστοιχούν στους πλακώδεις ασβεστόλιθους της Ιονίου ζώνης.

#### **ΔΥΤΙΚΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΓΙΟΥΧΤΑ**

Το υπέδαφος της περιοχής αυτής μέχρι του διασκοπηθέντος βάθους των 400-500 μέτρων περίπου, παρουσιάζει ως επί το πλείστον τιμές ειδικών αντιστάσεων από 5-60  $\Omega m \cdot m$  και για το έντονα τεκτονισμένο ασβεστολιθικό υπόβαθρο τιμές της τάξης των 250  $\Omega m \cdot m$ . Γεωηλεκτρικοί σχηματισμοί που υπέρκειται το ασβεστόλιθου της Τρίπολης με τιμές ειδικής αντίστασης που κυμαίνονται από 5-60  $\Omega m \cdot m$  αντιστοιχούν σε νεογενή, το πάχος των οποίων εμφανίζεται της τάξης των 300-400 μέτρων.

#### **ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ**

Η περιοχή της έρευνας ανήκει δυτικά στην λεκάνη Γιόφυρου και ανατολικά στο βόρειο τμήμα της λεκάνης Κατσαμπαδιανού ή Κνωσσάνου. Οι βροχοπτώσεις στην περιοχή αυτή φτάνουν στο μέσο ετήσιο ύψος βροχής στα 750mm, τα στοιχεία πάρθηκαν από δύο βροχομετρικούς σταθμούς της ΥΕΒ που βρίσκεται στις περιοχές του Πρ. Ηλία και Φοινικιάς αντίστοιχα. Από τα σχεδιαγράμματα (βλέπε σχ. 1,2) φαίνεται ότι το μεγαλύτερο ύψος βροχής παρατηρείται κατά τους μήνες Νοέμβριο μέχρι Φλεβάρη, τους καλοκαιρινούς μήνες μέχρι και τέλος Σεπτεμβρίου δεν έχουμε σχεδόν καθόλου βροχοπτώσεις. Το ίδιο επίσης παρατηρείται και στις επιφανειακές απορροές των χειμάρρων Κνωσσανού και Γιόφυρου δηλαδή τους χειμερινούς μήνες παρατηρείται μια αυξημένη παροχή που σταδιακά μειώνεται και τους καλοκαιρινούς μήνες μηδενίζεται μέχρι και τον Οκτώβρη μήνα.

Σημειώνουμε ότι στην περιοχή έρευνας που ανήκει στην λεκάνη Γιόφυρου οι γεωτρήσεις που έγιναν δεν έδωσαν θετικά αποτελέσματα γιατί διέτρησαν μόνο μάργες. Σε αυτή την περιοχή εκφορτίζουν μόνο μερικές μικροπηγές στην επαφή των μαργαϊκών ασβεστόλιθων με την υποκείμενη μάργα όπως είναι οι πηγές Π8, Π9, Π10, Π12 και οι δύο πηγές τοπικού χαρακτήρα Π6, Π7 στην επαφή των ασβεστόλιθων του όρους Γιούχτα με τις μάργες. Οι πηγές αυτές ανήκουν στον δήμο Αρχανών γι' αυτό και έγινε συστηματική μέτρηση της παροχής τους που όπως βλέπουμε και από το σχεδιάγραμμα (σχήμα 3) σταδιακά μειώνεται τους καλοκαιρινούς μήνες.

Στην περιοχή έρευνας που ανήκει στην λεκάνη Κνωσσανού οι υδρολογικές συνθήκες αλλάζουν λόγω των σχηματισμών των πετρωμάτων που καλύπτουν την περιοχή αυτή. Έτσι έχουμε εδώ τις πηγές Π1 ,Π2 ,Π3 , Π4 ,Π5 οι οποίες εκφορτίζουν τα πετρώματα του σχηματισμού Αμπελούζου. Οι πηγές αυτές έχουν συνολική παροχή περίπου 15-25  $m^3/h$  , η παροχή τους δηλαδή έχει σχέση με τις βροχοπτώσεις γι' αυτό έχουμε αυτές τις διακυμάνσεις από ξηρά σε υγρά περίοδο.

Στην περιοχή που καλύπτεται από τον σχηματισμό Αγ. Βαρβάρας που έχει την δυνατότητα να αναπτύσσει υπόγειους υδροφόρους ορίζοντες, έχουν ανορυχθεί αρκετές γεωτρήσεις (βλέπε τοπογραφικό χάρτη Γ1, Γ2, Γ3, Γ4, Γ5, Γ6, Γ7) με παροχές που κυμαίνονται από 30 - 60  $m^3/h$  στον υδροφόρο όμως αυτό ορίζοντα πιστεύουμε ότι δεν έχουμε άλλες δυνατότητες διάνοιξης νέων γεωτρήσεων επειδή και αυτές οι ποσότητες νερών που αντλούνται είναι μεγαλύτερες από την δυνατότητα της μέσης ετήσιας αναπλήρωσης των νερών στο συγκεκριμένο υδροφόρο ορίζοντα. Στο συμπέρασμα αυτό μας οδήγησε η μεγάλη πτώση στάθμης που παρατηρήθηκε στις γεωτρήσεις αυτές από την ημερομηνία διάνοιξης τους μέχρι σήμερα. Παραθέτουμε μερικά ενδεικτικά στοιχεία.

---

Α.Α Γεώτρησης	Αρχική στάθμη ηρεμίας	Σημερινή στάθμη ηρεμίας	Πτώση στάθμης
Γ3	30 μέτρα 1971	53 μέτρα	23 μέτρα
Γ4	50 μέτρα 1985	62 μέτρα	12 μέτρα

### 3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

#### 3.1 Εισαγωγή

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο θα παρουσιαστεί η τεκτονική χαρτογράφηση και επεξεργασία. Μεγάλο μέρος του θεωρητικού τμήματος του συγκεκριμένου κεφαλαίου προέρχεται από το βιβλίο του καθηγητή Κίλια Α. (Αριστοτέλειο Παν., Τμήμα Γεωλογίας) με τίτλο «Εισαγωγή στην τεκτονική γεωλογία» - 1985. Η επεξεργασία των τεκτονικών καταγραφών έγινε με το λογισμικό FP Tectonics.

#### 3.2 Ρήγματα και μετατοπίσεις

Ρήγμα στην τεκτονική ονομάζουμε κάθε ρηξιγενή δομή εκατέρωθεν της οποίας παρατηρούνται μετακινήσεις των επί μέρους τμημάτων του γεωλογικού σχηματισμού που παραμορφώνεται. Οι μετατοπίσεις αυτές μπορεί να είναι της τάξης μεγέθους από 1cm μέχρι και πάνω από 1000m.

Οι ρηξιγενείς επιφάνειες μπορεί να είναι κατακόρυφες, κεκλιμένες ανάλογα ή οριζόντιες. Μπορεί να εμφανίζονται όπως και οι επιφάνειες των διακλάσεων, λείες επίπεδες, κεκαμμένες ή και σιγμοειδώς κεκαμμένες.

Συνήθως τα ρήγματα στους γεωλογικούς σχηματισμούς, είτε αυτοί είναι ιζηματογενείς, είτε μαγματογενείς, είτε μεταμορφωσιγενείς, προκαλούνται μετά το σχηματισμό τους, από την επίδραση μεταγενέστερων παραμορφωτικών δυνάμεων. Υπάρχουν περιπτώσεις ιδίως στα ιζηματογενή πετρώματα όπου ο σχηματισμός των ρηγμάτων μπορεί να γίνει κατά τη διάρκεια της ιζηματογένεσης. Τα ρήγματα αυτά αποτελούν μια ιδιαίτερη μεγάλης σημασίας για τη σχετική χρονολόγηση τεκτονικών συμβάντων στη φύση κατηγορία ρηγμάτων που χαρακτηρίζονται ως συνιζηματογενή ρήγματα.

Κατά μήκος των ρηγμάτων κυκλοφορεί συνήθως νερό, με αποτέλεσμα να εμφανίζονται πολλές φορές πηγές σε ορισμένα σημεία τους ανάλογα με τις γεωλογικές συνθήκες της ευρύτερης περιοχής. Υπάρχουν περιπτώσεις κατά τις οποίες διαπιστώθηκε ότι τα ρήγματα ιδίως αυτά που αναπτύσσονται κάθετα στη διεύθυνση ροής του νερού μέσα στο πέτρωμα και το υλικό πληρώσεως τους έχει συμπαγοποιηθεί, αποτελούν ανασταλτικό παράγοντα στην κίνηση του νερού σχηματίζοντας ένα αδιαπέρατο για το νερό διάφραγμα.

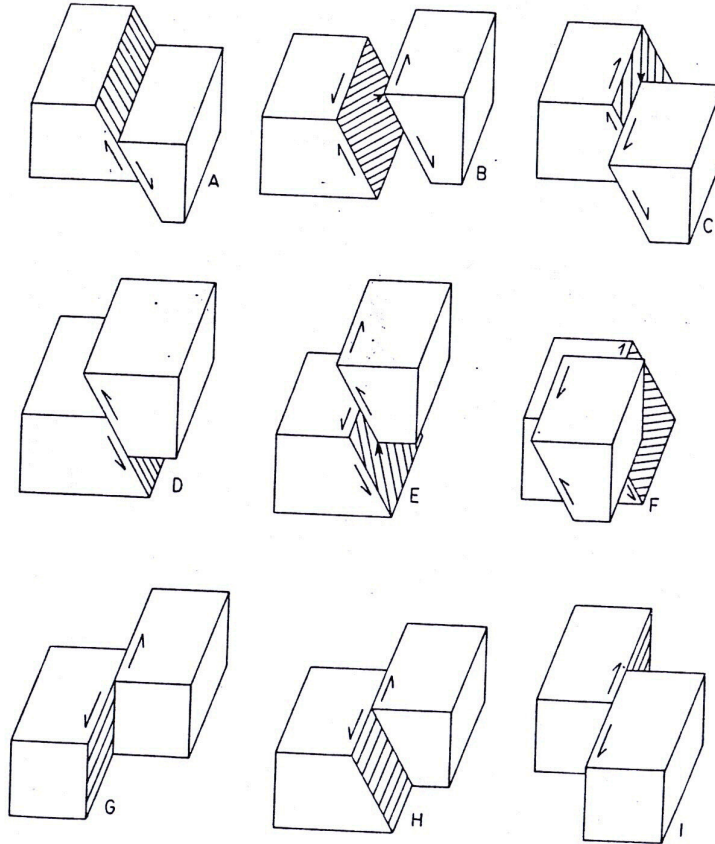
Ανάλογα με τον τρόπο κίνησης των επί μέρους τμημάτων του γεωλογικού σχηματισμού εκατέρωθεν του ρήγματος, διακρίνονται σε τρεις μεγάλες κατηγορίες (σχ. 3.1):

- α) ρήγματα σμίκρυνσης

β) ρήγματα απομάκρυνσης

γ) ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης

Πολλές φορές λοιπόν παρατηρούνται μεταβατικές μορφές μεταξύ των α και γ κατηγοριών ρηγμάτων καθώς και μεταξύ των β και γ κατηγοριών. Δημιουργούνται έτσι στην πρώτη περίπτωση τα πλάγια ανάστροφα ρήγματα ενώ στη δεύτερη τα πλάγια κανονικά.



Σχ. E.17. Οι κυριότεροι τύποι των ρηγμάτων. Α. κανονικό ρήγμα, Β. πλάγιο κανονικό ρήγμα αριστερόστροφο, C. πλάγιο κανονικό ρήγμα δεξιόστροφο, D. ανάστροφο ρήγμα. E. πλάγιο ανάστροφο ρήγμα αριστερόστροφο. F. πλάγιο ανάστροφο ρήγμα δεξιόστροφο, G. ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης με κατακόρυφη ρηξιγενή επιφάνεια αριστερόστροφο, H. ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης με κεκλιμμένη ρηξιγενή επιφάνεια αριστερόστροφο, I. ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης με κατακόρυφη ρηξιγενή επιφάνεια δεξιόστροφο. (C.T.H. 16, 1978).

### Σχήμα 3.1. Ταξινόμηση ρηγμάτων

Κατά τη γεωλογική εξέλιξη ενός ρήματος είναι δυνατόν να αλλάξει η αρχική φορά κίνησης των τμημάτων εκατέρωθεν της ρηξιγενούς επιφάνειας έτσι ώστε ένα ανάστροφο ρήγμα να μεταπίπτει σε ένα κανονικό ρήγμα ή και αντίστροφα. Αλλά και κατά μήκος του ίδιου του ρήματος συμβαίνει καμιά φορά οι παρατηρούμενες κινήσεις να έχουν αντίθετη φορά σε ορισμένα σημεία της ρηξιγενούς επιφάνειας με αποτέλεσμα το ίδιο ρήγμα αλλού να εμφανίζεται ως ανάστροφο και αλλού ως κανονικό.



Γενετικά τα ρήγματα θεωρούνται αντίθετα με τις διακλάσεις και ρωγμές ως διατμητικές ρηξιγενείς δομές που προκαλούνται έστω και δευτερογενώς από διατμητικές τάσεις, ως αποτέλεσμα συμπιεστικών ή εφελκυστικών κύριων δυνάμεων.

### **3.3 Ρήγματα σμίκρυνσης ή ρήγματα συμπίεσης ή ανάστροφα ρήγματα**

Στα ανάστροφα ρήγματα το τμήμα του γεωλογικού σχηματισμού που βρίσκεται πάνω από τη ρηξιγενή επιφάνεια κινείται προς τα πάνω, ενώ αυτό που βρίσκεται κάτω από τη ρηξιγενή επιφάνεια κινείται αντίθετα προς τα κάτω.

Τα ανάστροφα ρήγματα όπως φαίνεται και από το χαρακτηρισμό τους ως ρήγματα σμίκρυνσης, προκαλούν μια σμίκρυνση των διαστάσεων του γεωλογικού σχηματισμού κατά το οριζόντιο επίπεδο.

Γεωδυναμικά οι ρηξιγενείς αυτές τεκτονικές δομές αντιστοιχούν στο μεγαλύτερο μέρος των πτυχωσιγενών δομών, κατά τις οποίες δεν παρατηρείται καμιά ρήξη των γεωλογικών σχηματισμών. Και οι δύο αυτές τεκτονικές δομές δημιουργούνται από συμπιεστικές τάσεις και εμφανίζονται έτσι συχνά μαζί ή πολλές φορές η μια μορφή μεταπίπτει στην άλλη εφόσον είναι αποτέλεσμα της ίδιας παραμορφωτικής φάσης. Και οι δύο τεκτονικές δομές αναπτύσσονται συνήθως κάθετα στην ισχυρότερη και παράλληλα στη μικρότερη τεκτονική καταπόνηση που δέχεται ο γεωλογικός σχηματισμός.

Όταν παράλληλα περίπου μεταξύ τους ρήγματα επιπεύσεων ή επωθήσεων ακολουθούν το ένα πίσω από το άλλο σχηματίζεται τότε μια ζώνη που ονομάζεται ζώνη λεπιώσεων. Στα διάφορα λείπια που σχηματίζονται μεταξύ των ανάστροφων ρηγμάτων εμφανίζονται συχνά οι ίδιες εναλλαγές των γεωλογικών σχηματισμών. Η γεωτεκτονική ζώνη του Αξιού στον Ελληνικό χώρο, χαρακτηρίζεται ως μια τυπική ζώνη λεπιώσεων.

Ένα τεκτονικό φαινόμενο επακόλουθο της δράσης μικρής κλίσεως ή και οριζόντιων ανάστροφων ρηγμάτων αποτελεί η δημιουργία των τεκτονικών καλυμμάτων.

Ως τεκτονικό κάλυμμα χαρακτηρίζεται κάποιος γεωλογικός σχηματισμός ο οποίος από τη δράση ακριβώς τέτοιων ανάστροφων ρηγμάτων, αποχωρίζεται από την πρωταρχική του θέση και τοποθετείται τεκτονικά πάνω σε κάποιον άλλο γεωλογικό σχηματισμό.

Το τεκτονικό κάλυμμα αποτελεί τον αλλόχθονο γεωλογικό σχηματισμό ενώ ο γεωλογικός σχηματισμός πάνω στον οποίο επωθείται το τεκτονικό κάλυμμα, αποτελεί τον αυτόχθονο. Παρατηρείται συχνά σε μια περιοχή ο σχηματισμός αλληπάληλων τεκτονικών καλυμμάτων το ένα πάνω στο άλλο και όλα μαζί επωθημένα σε κάποιο αυτόχθονο σύστημα

πετρωμάτων που συχνά αποτελεί και τον νεότερης ηλικίας γεωλογικό σχηματισμό της περιοχής.

Σε κάθε τεκτονικό κάλυμμα διακρίνουμε τα εξής επί μέρους τμήματα:

α) βασικό σώμα : πρόκειται για τον κύριο όγκο του τεκτονικού καλύμματος

β) μέτωπο τεκτονικού καλύμματος: είναι το μπροστινό τμήμα του βασικού σώματος

γ) ράχη τεκτονικού καλύμματος: αποτελεί την οροφή του βασικού σώματος

δ) ρίζα του τεκτονικού καλύμματος: πρόκειται για το σημείο από όπου ξεκινάει το τεκτονικό κάλυμμα

ε) τεκτονικό ράκος ή απομονωμένο τεκτονικό κάλυμμα: πολλές φορές είναι δυνατό να αποκοπεί από τον κύριο όγκο του βασικού σώματος ένα κομμάτι και να εμφανίζεται ως ένα ανεξάρτητο και απομονωμένο τεκτονικό κάλυμμα, το απομονωμένο τμήμα χαρακτηρίζεται τεκτονικό ράκος

στ) βάση του τεκτονικού καλύμματος: πρόκειται για το κάτω μέρος του βασικού σώματος με το οποίο έρχεται σε επαφή με το αυτόχθονο σύστημα πετρωμάτων πάνω στο οποίο επωθείται.

Η βάση του τεκτονικού καλύμματος αποτελεί ένα από τα πιο σημαντικά τμήματα διότι στο σημείο αυτό μπορούμε να διαπιστώσουμε τη διεύθυνση κίνησης του τεκτονικού καλύμματος από τη μορφή και την ανάπτυξη των μικροδομών.

Στενά συνδεδεμένο με τη δημιουργία των τεκτονικών καλυμμάτων βρίσκεται ο σχηματισμός του τεκτονικού παράθυρου. Πολλές φορές σε κάποια περιοχή λόγω έντονης διάβρωσης ενός τμήματος του τεκτονικού καλύμματος αποκαλύπτονται στα μορφολογικά κατώτερα κατά κανόνα σημεία μέλη του αυτόχθονου συστήματος. Αναφερόμαστε λοιπόν στην παρουσία τεκτονικού παράθυρου.

Τεκτονικά παράθυρα στον Ελληνικό χώρο έχουμε στις περιοχές του Ολύμπου ,της Όσσας, των ΒΑ Πιερίων όπου λόγω της διάβρωσης των παλαιοζωικών κρυσταλλοσχιστωδών πετρωμάτων της Πελαγονικής ζώνης που αποτελεί στην προκειμένη περίπτωση το τεκτονικό κάλυμμα αποκαλύπτονται τα μεσοζωικά και νεότερα ανθρακικά πετρώματα του υποκείμενου αυτόχθονου συστήματος.

Η γένεση ενός τεκτονικού καλύμματος δεν οφείλεται πάντοτε στην παρουσία ανάστροφων ρηγμάτων.

### 3.4 Ρήγματα απομάκρυνσης ή ρήγματα έκτασης ή κανονικά ρήγματα

Η κατηγορία αυτή των ρηγμάτων, αντίθετα με την κατηγορία των ανάστροφων ρηγμάτων, προκαλείται από εφελκυστικές τάσεις, ενώ συνδέονται συνήθως με μια **επιμήκυνση ή έκταση** του γεωλογικού σχηματισμού κατά το οριζόντιο επίπεδο.

Τα κανονικά ρήγματα προκαλούν τις μεταπτώσεις των τμημάτων του γεωλογικού σχηματισμού που βρίσκονται εκατέρωθεν της ρηξιγενούς επιφάνειας με τρόπο ώστε το τμήμα που βρίσκεται πάνω από τη ρηξιγενή επιφάνεια κινείται προς τα κάτω ενώ το τμήμα που βρίσκεται κάτω από τη ρηξιγενή επιφάνεια κινείται αντίθετα προς τα πάνω.

Η γωνία κλίσης των ρηξιγενών επιφανειών των κανονικών ρηγμάτων είναι συνήθως μεγάλη και κυμαίνεται από 50-75 μοίρες. Το ποσό της επιμήκυνσης των γεωλογικών σχηματισμών από τη δράση των κανονικών ρηγμάτων προκύπτει από την απόσταση κατά το οριζόντιο επίπεδο μεταξύ ενός σημείου ενός στρώματος και του αντίστοιχου σημείου του ίδιου στρώματος, μετά τη μετάπτωση.

Είναι φανερό ότι όσο μεγαλύτερη γωνία κλίσης έχει η ρηξιγενής επιφάνεια του κανονικού ρήγματος, τόσο μικρότερη θα είναι και η αντίστοιχη επιμήκυνση του γεωλογικού σχηματισμού που παραμορφώνεται.

Η παρουσία πολλών κανονικών ρηγμάτων σε μια περιοχή έχει ως αποτέλεσμα ανάλογα με τις διευθύνσεις κλίσεων των αντίστοιχων ρηγμάτων τη δημιουργία χαρακτηριστικών τεκτονικών δομών που ονομάζονται **τεκτονικά κέρατα και τεκτονικές τάφροι ή τεκτονικά βυθίσματα**.

Παραδείγματα τέτοιων τεκτονικών κεράτων και τάφρων στην Ελλάδα υπάρχουν πολλά. Αναφέρουμε για παράδειγμα τα τεκτονικά βυθίσματα της Βόλβης- Ρεντίνας και του Ανθεμούντα τα οποία με ανάπτυξη BBA-NNΔ κόβουν εγκάρσια σε γενικές γραμμές την κύρια ανάπτυξη των γεωλογικών σχηματισμών της Σερβομακεδονικής μάζας στις περιοχές βορειοανατολικά και ανατολικά της Θεσσαλονίκης.

Στην περίπτωση που ένα πλήθος μεταπτωτικών ρηγμάτων με την ίδια διεύθυνση κλίσης προκαλεί σταδιακή ταπείνωση μιας περιοχής προς τη μια κατεύθυνση, τότε μιλάμε για κλιμακωτή εμφάνιση των ρηγμάτων αυτών.

Τα κανονικά ρήγματα αποτελούν στο μεγαλύτερο μέρος τους διατμητικές ρηξιγενείς δομές που προήλθαν όμως δευτερογενώς από τη μετατροπή ρηξιγενών δομών εφελκυσμού σε κάποιο μεταγενέστερο στάδιο. Η δημιουργία των ρηγμάτων αυτών θα πρέπει να αποδοθεί σε μεταγενέστερες κινήσεις που προκλήθηκαν από την επίδραση κάποιας νεότερης και

ανεξάρτητης ως προς την πτύχωση παραμορφωτικής φάσης με διαφορετικές ίσως διευθύνσεις και φορά τάσεων.

### 3.5 Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης

Τα ρήγματα αυτά προκαλούν οριζόντια μετατόπιση των τμημάτων του γεωλογικού σχηματισμού που βρίσκονται εκατέρωθεν της ρηξιγενούς επιφάνειας ενώ συγχρόνως δεν παρατηρείται καμιά αξιόλογη μεταβολή των διαστάσεων του γεωλογικού σχηματισμού. Μεγάλων διαστάσεων ρήγματα χαρακτηρίζονται ως παραφορές.

Ανάλογα με τις σχετικές κινήσεις που λαμβάνουν χώρα στα τμήματα του γεωλογικού σώματος εκατέρωθεν του ρήγματος διακρίνουμε δεξιόστροφα ή αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιων μετατοπίσεων.

Τα **ρήγματα μετασχηματισμού** ανήκουν στην κατηγορία των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης διαφέρουν όμως όπως τονίσθηκε από αυτά ως προς τον τρόπο γένεσης ενώ εμφανίζονται κατά κύριο λόγο στις περιοχές των μέσο-ωκεάνιων ράχων.

### 3.6 Πλάγια ρήγματα

Παραπάνω περιγράφηκαν ρήγματα στα οποία οι κινήσεις που έλαβαν χώρα ήταν κάθετα ή παράλληλα στην παράταξή τους. Με την παραδοχή αυτή διακρίθηκαν ανάλογα σε κανονικά ρήγματα σε ανάστροφα ρήγματα και σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Παρατηρούνται κινήσεις των δύο τμημάτων εκατέρωθεν του ρήγματος, πλάγια στην παράταξή του. Σε τέτοια ρήγματα λοιπόν οι μετατοπίσεις γίνονται κατά τη συνισταμένη μιας κάθετης και μιας παράλληλης προς την παράταξή τους κίνησης.

Σε τέτοιες περιπτώσεις αναφερόμαστε σε πλάγια κανονικά ή πλάγια ανάστροφα ρήγματα ανάλογα της κίνησης των δύο τεμαχίων εκατέρωθεν της ρηξιγενούς επιφάνειας.

Στα πλάγια ρήγματα όσο μεγαλώνει η συνιστώσα της οριζόντιας κίνησης, τόσο αυτά πλησιάζουν να μετατραπούν σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Αντίθετα όσο ελαττώνεται η συνιστώσα της οριζόντιας κίνησης τα πλάγια ρήγματα τείνουν να μετατραπούν σε κανονικά ή ανάστροφα ρήγματα.

### 3.7 Σχέσεις μεταξύ της διεύθυνσης κλίσης των ρηξιγενών επιφανειών και των γεωλογικών σχηματισμών

Τόσο σε κανονικά όσο και σε ανάστροφα ρήγματα η διεύθυνση κλίσης των ρηξιγενών επιφανειών τους, είναι δυνατόν να συμπίπτει ή να είναι αντίθετη με τη διεύθυνση κλίσης των γεωλογικών σχηματισμών που διαρηγνύουν.

Στην πρώτη περίπτωση μιλάμε για συνθετικά ρήγματα και στη δεύτερη για αντιθετικά ρήγματα. Ανάλογα λοιπόν με το χαρακτήρα του ρήγματος, διακρίνουμε αντιθετικά ή συνθετικά ανάστροφα ή πλάγια ανάστροφα ρήγματα, αντιθετικά ή συνθετικά κανονικά ή πλάγια κανονικά ρήγματα.

Οι γωνίες κλίσης των ρηξιγενών επιφανειών αντίστοιχα είναι δυνατόν να είναι είτε μικρότερες είτε μεγαλύτερες των γωνιών κλίσεων των γεωλογικών σχηματισμών. Μια σειρά σχέσεων μεταξύ των διευθύνσεων και γωνιών κλίσεων ρηξιγενών επιφανειών και επιφανειών στρώσεως ή σχιστότητας σε αντιθετικά και συνθετικά ρήγματα απεικονίζεται σε τομή στο παρακάτω σχήμα.

### 3.8 Ρηξιγενής επιφάνεια και υλικά πλήρωσης των ρηγμάτων

Οι επιφάνειες κατά μήκος των οποίων συμβαίνουν οι μετατοπίσεις των γεωλογικών σχηματισμών, αποτελούν τις **ρηξιγενείς επιφάνειες**. Οι ρηξιγενείς επιφάνειες εμφανίζονται συνήθως στιλπνές και λείες και χαρακτηρίζονται ως Harnisch- επιφάνειες ή ως «**καθρέφτης ρήγματος**» ή ως **κατοπτρικές επιφάνειες**. Το στιλβωμένο επικάλυμμα της ρηξιγενής επιφάνειας, αποτελείται από λεπτόκοκκο μυλονιτιωμένο πέτρωμα και συχνά φέρει φυλόμορφα ορυκτά, χαλαζία, ασβεστίτη, ορυκτά της αργίλου.

Πάνω στον «καθρέφτη» του ρήγματος αν δεν έχει επιδράσει σε μεγάλο βαθμό η διάβρωση, παρατηρούνται σχεδόν πάντα οι γραμμές ολίσθησης.

Οι γραμμές αυτές μοιάζουν με νυχιές πάνω στη ρηξιγενή επιφάνεια. Σχηματίζονται από την τριβή σκληρών υλικών τα οποία λόγω της αντίθετης κίνησης των δύο τεμαχών εκατέρωθεν του ρήγματος σύρθηκαν πάνω στη ρηξιγενή επιφάνεια. Πρόκειται λοιπόν για μικροαυλακώσεις και μικροράχεις που πολλές φορές φέρουν στη μικροκλίμακα μια ελαφριά κλίνουσα και μια απότομη κλίνουσα πλευρά, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται κλιμακωτές δομές που υποδηλώνουν έτσι τη φορά της κίνησης.

Οι γραμμές ολίσθησης κατά τη μελέτη των ρηγμάτων αποτελούν ένα σημαντικό γραμμικό στοιχείο, γιατί η διάταξη τους μας δείχνει τη διεύθυνση της τελευταίας κίνησης που έλαβε χώρα. Υπάρχουν περιπτώσεις όπου πάνω σε μια ρηξιγενή επιφάνεια

παρατηρούνται γραμμώσεις με διαφορετικές διευθύνσεις οπότε πλέον έχουμε ένα στοιχείο για τη μελέτη της κινητικής εξέλιξης του ρήγματος, διότι κάθε διαφορετική κίνηση θα δημιουργήσει και διαφορετικής διεύθυνσης γράμμωση ολίσθησης.

Οι γραμμές ολίσθησης σε επωθήσεις ή μεταπτώσεις τοποθετούνται κάθετα στην παράταξη του ρήγματος ή παράλληλα στη διεύθυνση κλίσης του. Αντίθετα σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης τοποθετούνται παράλληλα στην παράταξη ή κάθετα στη διεύθυνση κλίσης του ρήγματος.

Κατά τη παρατήρηση στο ύπαιθρο θα πρέπει να εξακριβώσουμε και τη σχετική φορά κίνησης των τεμαχίων εκατέρωθεν του ρήγματος που αποτελεί σημαντικό στοιχείο για την τεκτονική ανάλυση μιας ρηξιγενούς δομής.

Οι παρακάτω ενδείξεις θα μας οδηγήσουν στην ανάλυση της φοράς των επιμέρους κινήσεων εκατέρωθεν του ρήγματος:

α) Λόγω της **κλιμακωτής μικροδομής** των γραμμώσεων ολίσθησης, εάν τοποθετήσουμε την παλάμη μας πάνω στη ρηξιγενή επιφάνεια και την κινήσουμε πάνω κατά τη διεύθυνση της κίνησης που θα μας τη φανερώσουν οι γραμμές κίνησης τότε η φορά της κίνησης του τμήματος που βρίσκεται προς το μέρος που στεκόμαστε θα πρέπει να είναι αντίθετη προς τη φορά κίνησης του χεριού που θα παρατηρηθεί η μεγαλύτερη αντίσταση.

β) Οι **μικροκάμψεις** των γεωλογικών σχηματισμών εκατέρωθεν της ρηξιγενούς επιφάνειας.

γ) **Η παρουσία πτεροειδών διακλάσεων** Ο τρόπος της αναγνώρισης των σχετικών κινήσεων σύμφωνα με την τοποθέτηση των πτεροειδών διακλάσεων.

δ) **Η παρουσία ασύμμετρων μικροπτυχών** με φορά κοντά στη ρηξιγενή επιφάνεια. Η φορά των πτυχών μας δείχνει και τη φορά της κίνησης.

ε) **Η παρουσία σφηνοειδών ρωγμών**. Η φορά της κίνησης τοποθετείται κατά την ανάπτυξη της οξείας γωνίας που σχηματίζεται από τη σφηνοειδή ρωγμωση και τη ρηξιγενή επιφάνεια. Οι σφηνοειδείς ρωγμές εμφανίζονται συνήθως πληρωμένες με μεταγενέστερο υλικό που μπορεί να είναι αργιλικό, ασβεστιτικό, χαλαζιακό.

στ) **Η διάταξη τεμαχίων** που αποκολλήθηκαν από τον ένα από τους δύο σχηματισμούς εκατέρωθεν του ρήγματος και ενσωματώθηκαν στον άλλον κατά την κίνηση, μας δείχνει τη φορά των επί μέρους κινήσεων. Η διεύθυνση κλίσης αυτών βρίσκεται συνήθως αντίθετη της φοράς της κίνησης.

Μέσα στα ρήγματα ή σε ζώνες ρηγμάτων παρατηρούνται ισχυρά τεκτονισμένα μέλη των πετρωμάτων που παραμορφώνονται και τα οποία συνοδεύονται από υλικά που αποθέτει

το νερό που κυκλοφορεί στο ρήγμα όπως ασβεσίτη, χαλαζία, άργιλλο. Τα υλικά αυτά αποτελούν τα υλικά πλήρωσης των ρηξιγενών δομών.

Από την ισχυρή τριβή που αναπτύσσεται στα σημεία των ρηγμάτων λόγω της αντίθετης κίνησης των δύο τεμαχών εκατέρωθεν της ρηξιγενής επιφάνειας δημιουργείται αρχικά ένα τεκτονικό λατυποπαγές. Αυτό αποτελεί ένα συνεκτικό κατακλασμένο σχηματισμό που συνίσταται από συνδετική ύλη και γωνιώδη θραύσματα των γειτονικών πετρωμάτων, σε αντίθεση με το ιζηματογενές λατυποπαγές, στο οποίο δεν παρατηρείται η ισχυρή κατάκλαση και η τέλεια γωνιώδη ανάπτυξη των συστατικών του.

Συχνή είναι η εμφάνιση πολλών διαδοχικών ρηξιγενών επιφανειών μεταξύ δύο κύριων ακραίων ρηγμάτων οπότε στην προκειμένη περίπτωση μιλάμε για μια ρηξιγενή ζώνη. Μεταξύ των δύο ακραίων ρηγμάτων της ρηξιγενής ζώνης μετατοπίζονται τα διάφορα τεμάχια κατά μήκος των συνοδών ρηξιγενών επιφανειών με αποτέλεσμα να εμφανίζονται ισχυρά τεκτονισμένα και να συνοδεύονται από τη δημιουργία διαδοχικών μυλωνιτών σε όλο το πλάτος της ρηξιγενής ζώνης.

Ρηξιγενείς ζώνες αναπτύσσονται τόσο από ανάστροφα όσο και από κανονικά ρήγματα. Στην πρώτη περίπτωση μιλάμε για ζώνη λεπιώσεων και στη δεύτερη περίπτωση για ζώνη κλιμακωτών μεταπτώσεων.

### **3.9 Αναγνώριση ρηγμάτων στην ύπαιθρο**

Κάποιοι παράγοντες όπως η διάβρωση, η φυτική κάλυψη, οι νέες προσχώσεις, η οικιστική ανάπτυξη δυσχεραίνουν συχνά την αναγνώριση ή χαρτογράφηση του ρήγματος στο ύπαιθρο έτσι ώστε μόνο με έμμεσες παρατηρήσεις να αποφανθούμε για την ύπαρξη ενός ρήγματος. Κατά την αναγνώριση ενός ρήγματος πρέπει να είμαστε προσεχτικοί στην εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τον χαρακτηρισμό, το μέγεθος της ανάπτυξης, την κινητική και τη δυναμική του κατάσταση.

Παρακάτω αναφέρονται κάποιες βασικές ενδείξεις που βοηθάνε στην αναγνώριση και στη μελέτη του ρήγματος.

α) Η παρουσία μιας κατοπτρικής επιφάνειας μας φανερώνει την ύπαρξη ενός ρήγματος μεταπτωτικού χαρακτήρα.

β) Η απότομη μεταβολή της γεωλογικής δομής και της πετρογραφικής σύστασης μιας περιοχής καθώς και της γωνίας κλίσης ή της παράταξης ενός γεωλογικού σχηματισμού αποτελούν σημαντικές ενδείξεις για την παρουσία ενός δείγματος. Εξ άλλου η απότομη

αύξηση του πάχους προσχώσεων ή νεογενών σχηματισμών στην επαφή τους με κάποιο υπόβαθρο, φανερώνει την ύπαρξη κάποιας ρηξιγενούς δομής.

γ) **Τεκτονικά λατυποπαγή ή υλικό μυλωνίτου**, διατεταγμένα κατά ζώνες αποτελούν σημαντικό κριτήριο για την αναγνώριση ρηξιγενών δομών. Τα τεκτονικά λατυποπαγή τοποθετούνται συνήθως σε γωνιώδη ασυμφωνία με τα γειτονικά πετρώματα. Στα τεκτονικά λατυποπαγή που συνδέονται με επωθήσεις ή επιπτεύσεις η συνδετική ύλη και τα γωνιώδη θραύσματα αποτελούνται από το ίδιο υλικό. Η συνδετική τους ύλη εμφανίζεται συνήθως ως μυλωνίτης και δεν περιέχει φερτά ξένα υλικά, λόγω της μικρής δυνατότητας κυκλοφορίας των διαλυμάτων σε ζώνες τέτοιων λατυποπαγών.

Αντίθετα στα τεκτονικά λατυποπαγή, που συνδέονται με μεταπτωτικά ρήγματα ή ρωγμώσεις η συνδετική ύλη αποτελείται και από φερτά υλικά ή νεοσχηματισθέντα ορυκτά που αποτίθενται από τα διαλύματα που κυκλοφορούν σε ζώνες τέτοιων λατυποπαγών.

Οποσδήποτε όμως μια σειρά συμπληρωματικών παραγόντων είναι δυνατόν να αλλοιώσει τα γενικά χαρακτηριστικά των τεκτονικών λατυποπαγών έτσι ώστε για την αναγνώριση μιας επώθησης ή μιας μετάπτωσης δεν μπορούμε να στηριχθούμε μόνο στο χαρακτήρα των διάφορων τεκτονικών λατυποπαγών.

δ) Η **μορφολογία μιας περιοχής** μας βοηθάει πολλές φορές στην ανεύρεση ενός ρήγματος.

ε) Η **διαφορά της βλάστησης** σε ορισμένες περιοχές συνδέεται πολλές φορές με την ύπαρξη ρηγμάτων.

στ) Οι **αεροφωτογραφίες** αποτελούν ένα από τα σημαντικότερα διαγνωστικά μέσα των ρηξιγενών δομών. Ρήγματα και μεγάλα συστήματα ρωγμώσεων που αναγνωρίζονται πολύ δύσκολα κατά τις εργασίες υπαίθρου είναι δυνατόν να αποκαλυφθούν με μεγάλη ακρίβεια στην αεροφωτογραφία και να τοποθετηθούν στο γεωλογικό χάρτη.

ζ) Στην περίπτωση που διαπιστώσουμε από στρωματογραφικά ή τεκτονικά δεδομένα, ότι ένας παλιότερης ηλικίας σχηματισμός υπέρκειται ενός νεότερης ηλικίας είμαστε σίγουροι ότι η μεταξύ τους σχέση θα είναι τεκτονική και ότι ο υπερκείμενος γεωλογικός σχηματισμός επωθήθηκε πάνω στον υποκείμενο νεότερό του.

Αντίθετα η αναγνώριση επωθητικών ρηγμάτων στην περίπτωση που νεότερης ηλικίας γεωλογικοί σχηματισμοί επωθούνται πάνω σε παλαιότερης ηλικίας πετρώματα, ιδίως όταν οι στρώσεις των νεότερων ή και των παλαιότερων σχηματισμών βρίσκονται σε συμφωνία με την επιφάνεια της επώθησης αποτελεί τις περισσότερες φορές ένα πολύ δύσκολο πρόβλημα.



Σε μια τέτοια διάταξη γεωλογικών σχηματισμών βρισκόμαστε πάντα σε αμφιβολία εάν μεταξύ τους υπάρχει στρωματογραφική συμφωνία ή ασυμφωνία ή αν υπάρχει τεκτονική επαφή.

Η ανεύρεση τεκτονικών λατυποπαγών ή σχιστοποιημένων ζωνών στα όρια των σχηματισμών δεν αποτελεί σοβαρό κριτήριο για την τεκτονική τους σχέση. Διότι ακόμη και όταν υπάρχει στρωματογραφική επαφή μεταξύ δύο ανομοιογενών υλικών είναι δυνατόν, χωρίς τη δράση κάποιου αξιόλογου ανάστροφου ρήγματος, να δημιουργηθούν τεκτονικά λατυποπαγή ή ζώνες τεκτονισμού.

Η ανεύρεση ενός κροκαλοπαγούς επίκλυσης θα έδινε σοβαρά στοιχεία για τον χαρακτηρισμό της επαφής τους ως στρωματογραφική.

Μια επιφάνεια επαφής ανώμαλη που θα προήλθε προφανώς από τη διάβρωση του υποκείμενου σχηματισμού σε περίοδο χέρσευσης, θα έδινε πρόσθετα στοιχεία για μια στρωματογραφική επαφή.

Βαθμιαία μετάβαση του υποκείμενου γεωλογικού σχηματισμού προς τον υπερκείμενο, δείχνει επίσης μια στρωματογραφική επαφή.

Υπολείματα καρστικών σχηματισμών ή γενικά ενδείξεις ηπειρωτικής επεξεργασίας του υποκείμενου σχηματισμού στην επαφή του με τον υπερκείμενο συνηγορούν για στρωματογραφική επαφή.

Αντίθετα η παρατήρηση θραυσμάτων του υποκείμενου σχηματισμού ενσωματωμένα στη βάση του υπερκείμενου σχηματισμού σε συνδυασμό με μια έντονη τεκτονική καταπόνηση της περιοχής επαφής των δύο σχηματισμών δείχνει σαφώς τεκτονική επαφή.

Όταν η στρώση του νεότερου υπερκείμενου σχηματισμού βρίσκεται σε ασυμφωνία με μια ισχυρά τεκτονισμένη επιφάνεια επαφής των δύο σχηματισμών, τότε μιλάμε για επωθητικό φαινόμενο.

### 3.10 Γεωλογικά στοιχεία

Τα επιφανειακά και γραμμικά στοιχεία αποτελούν εκφράσεις των τεκτονικών-γεωλογικών δομών. Το μεγαλύτερο μέρος των γεωλογικών-τεκτονικών δομών εκφράζεται είτε ως επιφανειακό είτε ως γραμμικό στοιχείο. Η γένεσή τους αποδίδεται σε φαινόμενα ιζηματογένεσης, διαγένεσης, μεταμόρφωσης, μαγματισμού και τεκτογένεσης.

- Τα **ιζηματογενή φαινόμενα** είναι διεργασίες που γίνονται στην επιφάνεια της γης και στηρίζονται στις επί μέρους διεργασίες της διάβρωσης, αποσάθρωσης, μεταφοράς και απόθεσης υλικών.

- Τα φαινόμενα της **διαγένεσης** είναι διεργασίες που γίνονται στην επιφάνεια της γης ή σε ένα μικρό βάθος κάτω από την επιφάνεια και επιδρούν στα ιζηματογενή πετρώματα μετά το στάδιο της απόθεσης τους. Με αυτά συνδέεται η αποξήρανση και μετατροπή του ιζήματος σε συμπαγή σχηματισμό, καθώς επίσης η ανακρυστάλλωση ή ο σχηματισμός νέων ορυκτών.

- **Μαγματικά** φαινόμενα είναι διεργασίες κατά τις οποίες από την ψύξη και κρυστάλλωση ενός πυριτικού τήγματος(μάγμα), σχηματίζονται τα μαγματικά πετρώματα. Όταν η κρυστάλλωση αυτή γίνει στην επιφάνεια της γης ή σε μικρό βάθος δημιουργούνται ως γνωστό τα ηφαιστειακά πετρώματα όπως για παράδειγμα βασάλτης. Κρυστάλλωση του μάγματος σε μεγαλύτερο βάθος έχει ως αποτέλεσμα το σχηματισμό των πλουτωνικών πετρωμάτων καθώς επίσης και μεγάλου μέρους των φλεβικών πετρωμάτων.

- **Φαινόμενα μεταμόρφωσης** αποτελούν διεργασίες κατά τις οποίες προκαλούνται μεταβολές στις ορυκτολογικές παραγενέσεις των πετρωμάτων καθώς και στην υφή τους. Οι μεταβολές αυτές γίνονται συνήθως ενώ ακόμη το πέτρωμα βρίσκεται σε στερεά κατάσταση και οφείλονται στο γεγονός ότι το πέτρωμα βρέθηκε για μια ορισμένη αιτία σε διαφορετικές φυσικό-χημικές συνθήκες από αυτές του πρωταρχικού περιβάλλοντος όπου σχηματίσθηκε.

- **Τεκτονικά φαινόμενα** είναι οι διεργασίες κατά τις οποίες δημιουργούνται μηχανικές παραμορφώσεις στους γεωλογικούς σχηματισμούς από την επίδραση τεκτονικών δυνάμεων. Εκφράζονται σε κάμψεις και σε διαρρήξεις.

### 3.11 Επιφανειακά στοιχεία

**1.Επιφάνειες στρώσεως.** Παράλληλες στη στρώση των ιζηματογενών πετρωμάτων επιφάνειες διαχωρισμού. Διαχωρίζουν τα ιζηματογενή πετρώματα στις επί μέρους μικρομονάδες, τα στρώματα.

**2.Επιφάνειες ασυνεχειών.** Αποτελούν επιφάνειες διαχωρισμού γεωλογικών σωμάτων και διαχωρίζουν σειρές ή τύπους πετρωμάτων διαφορετικής συστάσεως, αποχρώσεως, υφής και πολλές φορές ηλικίας. Συνήθως φανερώνουν ένα χρονικό κενό μεταξύ των σχηματισμών που διαχωρίζουν.

Οφείλονται σε φαινόμενα ιζηματογενή, μαγματικά, μεταμόρφωσης και τεκτονικά. Τα πετρώματα που διαχωρίζουν οι επιφάνειες αυτές βρίσκονται σε συμφωνία ή ασυμφωνία.

**3.Επιφάνειες διασταυρωμένης στρώσης.** Κεκαμμένες επιφάνειες μέσα σε στρώματα ιζηματογενών πετρωμάτων που προήλθαν λόγω μεγαλύτερης ταχύτητας ροής του νερού στα σημεία.

**4.Τραπεζοειδείς επιφάνειες.** Επιφάνειες αποχωρισμού, με μικρή συνήθως γωνία κλίσεως σε μαγματίτες και μεταμορφωμένα πετρώματα, αποτέλεσμα προσανατολισμού ορυκτών.

**5.Επιφάνειες κατατμήσεων.** Επιφάνειες διαχωρισμού στα πετρώματα. Σχηματίζονται είτε από τεκτονική παραμόρφωση, είτε στο στάδιο της διαγένεσης ενός ιζήματος, είτε στο στάδιο κρυσταλλώσεως ενός μάγματος.

Ανάλογα με τη γεωμετρική τοποθέτησή τους ως προς τα υπόλοιπα στοιχεία δομής των γεωλογικών σχηματισμών, είναι δυνατόν οι κατατμήσεις να διακριθούν σε επιμήκεις, εγκάρσιες, οριζόντιες και διαγώνιες.

**6. Επιφάνειες ρηγμάτων.** Τεκτονικές επιφάνειες διαχωρισμού κατά μήκος των οποίων μετατοπίζονται οι γεωλογικοί σχηματισμοί.

Ανάλογα με τη σχετική κίνηση των τμημάτων του πετρώματος που βρίσκονται εκατέρωθεν της ρηξιγενούς επιφάνειας, τα ρήγματα διακρίνονται σε τρεις μεγάλες ομάδες:

- α) Ανάστροφα
- β)Κανονικά
- γ)Ρήγματα οριζόντιων μετατοπίσεων.

**7.Επιφάνειες σχιστότητας.** Παράλληλες ή ριπιδοειδείς διατεταγμένες επιφάνειες διαχωρισμού σε τεκτονικά παραμορφωμένα πετρώματα. Οι επιφάνειες αυτές βρίσκονται συνήθως σε μικρή απόσταση μεταξύ τους. Κατά μήκος των επιφανειών αυτών παρατηρούνται μικρής κλίμακας μετακινήσεις των τμημάτων του πετρώματος, φαινόμενα διαλύσεως, ανακρυστάλλωσης ορυκτών και σχηματισμός νέων ορυκτών.

### 3.12 Γραμμικά στοιχεία

- α) Τεκτονικά γραμμικά στοιχεία

α1) **Γράμμωση διατομής.** Πρόκειται για γράμμωση που προκύπτει από την τομή δύο διασταυρωμένων επιφανειών, ετεροειδών ή ομοειδών.

α2) **Άξονες πτυχής.** Γράμμωση που προκύπτει από τη σύνδεση των σημείων της εντονότερης κάμψης ενός κεκαμμένου γεωλογικού σχηματισμού. Από τη σύνδεση των υψηλότερων ή χαμηλότερων σημείων της κάμψης προκύπτει η κορυφαία και πυθμιαία γράμμωση της πτυχής.

α3) **Γράμμωση ολίσθησης.** Γραμμώσεις στις επιφάνειες των ρηγμάτων, που αποτελούν ενδείξεις των επί μέρους κινήσεων, των τμημάτων που βρίσκονται εκατέρωθεν του ρήγματος.

α4) **Γράμμωση** που προκύπτει από τον **προσανατολισμό επιμήκων ή επιμηκυσμένων**, μετά από τεκτονική καταπόνηση, **ορυκτών, κροκάλων** ή και **ορυκτολογικών συσσωματωμάτων**. Συνδέεται, κυρίως, με μεταμορφωμένα ή ισχυρά τεκτονισμένα πετρώματα τους τεκτονίτες.

β) Γραμμώσεις συνδεδεμένες με ιζηματογένεση

β1) **Στενές αυλακώσεις** στις πάνω επιφάνειες στρωμάτων των ιζηματογενών πετρωμάτων. Προκύπτουν από τη μεταφορά και την τριβή πάνω στο μαλακό ίζημα σκληρότερων υλικών όπως απολιθωμάτων, κροκάλων που γίνεται από τη δράση ισχυρών ρευμάτων ροής.

β2) Ρυτιδώσεις στις επιφάνειες των ιζημάτων που προκύπτουν από τη δράση του ανέμου, ρευμάτων ροής ή κυματοειδών κινήσεων του νερού.

β3) Γραμμώσεις στις επιφάνειες γεωλογικών σχηματισμών ή των μοραίων που προκύπτουν κατά την κίνηση των παγετώνων. Σκληρά υλικά που κουβαλάει ο παγετώνας στη βάση του τρίβονται πάνω στο υπόβαθρο, όπου κινείται ο παγετώνας με αποτέλεσμα τη δημιουργία των χαρακτηριστικών γραμμώσεων.

γ) Γραμμώσεις σε μαγματίτες

γ1) Γράμμωση που προκύπτει από τον προσανατολισμό επίμηκων ορυκτών ή ορυκτολογικών συσσωματωμάτων ως αποτέλεσμα της κίνησης του μάγματος. Η γράμμωση αυτή αντιγράφει συνεπώς τη διεύθυνση της ροής του μάγματος.

γ2) **Γραμμικοί σχηματισμοί** πάνω στην εξωτερική επιφάνεια ηφαιστειακών πετρωμάτων που σχηματίζονται λόγω της ροής του μάγματος.

γ3) **Γραμμικός προσανατολισμός** από φυσαλίδες αερίων σε ηφαιστειακά πετρώματα.

### 3.13 Καθορισμός της θέσεως στο χώρο των επιφανειακών στοιχείων

Η θέση μιας γεωλογικής επιφάνειας καθορίζεται και αναπαριστάται πλήρως με τρεις παραμέτρους:

1) **Παράταξη(διεύθυνση)** Ως παράταξη επιφάνειας χαρακτηρίζεται η γωνία (αζιμούθιο) που σχηματίζει η διεύθυνση μιας οριζόντιας ευθείας πάνω στην επιφάνεια αυτή, με το μαγνητικό βορρά. Η παράταξη μιας κεκλιμμένης ή κατακόρυφης επιφάνειας είναι ίδια σε κάθε σημείο της επιφάνειας αυτής. Αντίθετα η

παράταξη μιας οριζόντιας επιφάνειας μπορεί να λάβει άπειρες τιμές, με αποτέλεσμα στην περίπτωση αυτή να μην είναι δυνατός ο ορισμός της.

**2) Γωνία κλίσης** Ως γωνία κλίσης επιφάνειας χαρακτηρίζεται η γωνία που σχηματίζει το οριζόντιο επίπεδο με τη μέγιστη κλίση της επιφάνειας.

**3) Διεύθυνση κλίσης** Ως διεύθυνση χαρακτηρίζεται η διεύθυνση προς την οποία βυθίζεται η επιφάνεια. Η διεύθυνση αυτή βρίσκεται κάθετα στην παράταξη.

### 3.14 Μεταλλική τεκτονική

Από τις τεκτονικές κινήσεις, οι οποίες έδρασαν στην διάρκεια του γεωλογικού χρόνου στην περιοχή της Κρήτης και επηρέασαν την δομή της, ενδιαφέρον για την παρούσα μελέτη παρουσιάζει η νεοτεκτονική δράση (Kiliias et al., 1993) η οποία εξακολουθεί να δρα έως και σήμερα. Οι νεοτεκτονικές κινήσεις οφείλονται σε γενικότερη περιστροφή του νησιού γύρω από οριζόντιο άξονα διεύθυνσης ΒΑ - ΝΔ (Fytrolakis, 1980). Στην κίνηση αυτή το νησί συμμετέχει σαν ένα σύστημα τεκτονικών τεμαχών διαφορετικού μεγέθους και φοράς κίνησης.

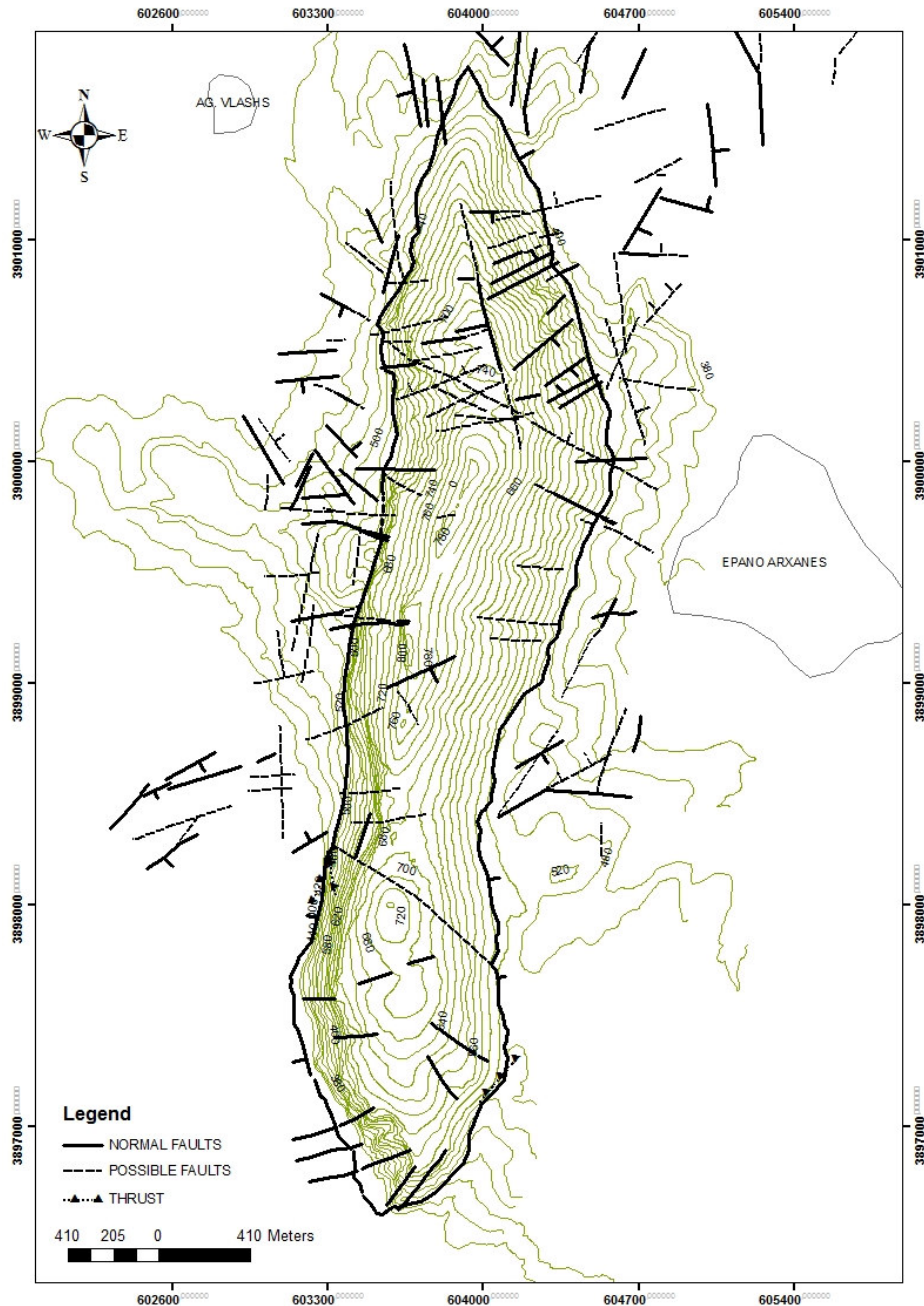
Ενδεικτικό του είδους του τεκτονισμού που έχει επηρεάσει την ευρύτερη περιοχή ενδιαφέροντος αποτελούν οι εναλλαγές επιφανειών ισοπέδωσης και χαραδρώσεων - ενεργών κοιτών του υδρογραφικού δικτύου.

Η τεκτονική κατά την διάρκεια του Νεογενούς για την περιοχή της Κρήτης είναι κυρίως εφελκυστική με πιθανά διαλείμματα συμπιεστικών φάσεων. Από το Μειόκαινο έως σήμερα δύο μεγάλα γεωδυναμικά γεγονότα καθορίζουν την γεωλογική εξέλιξη της Κρήτης: η σύγκλιση Αφρικής και Ευρασίας και της διαφυγής της μικροπλάκας της Ανατολίας προς τα νοτιοδυτικά. Τρεις μεγάλες ομάδες ρηγμάτων προέκυψαν από τις εφελκυστικές φάσεις που έπληξαν την Κρήτη από το Μειόκαινο έως σήμερα.

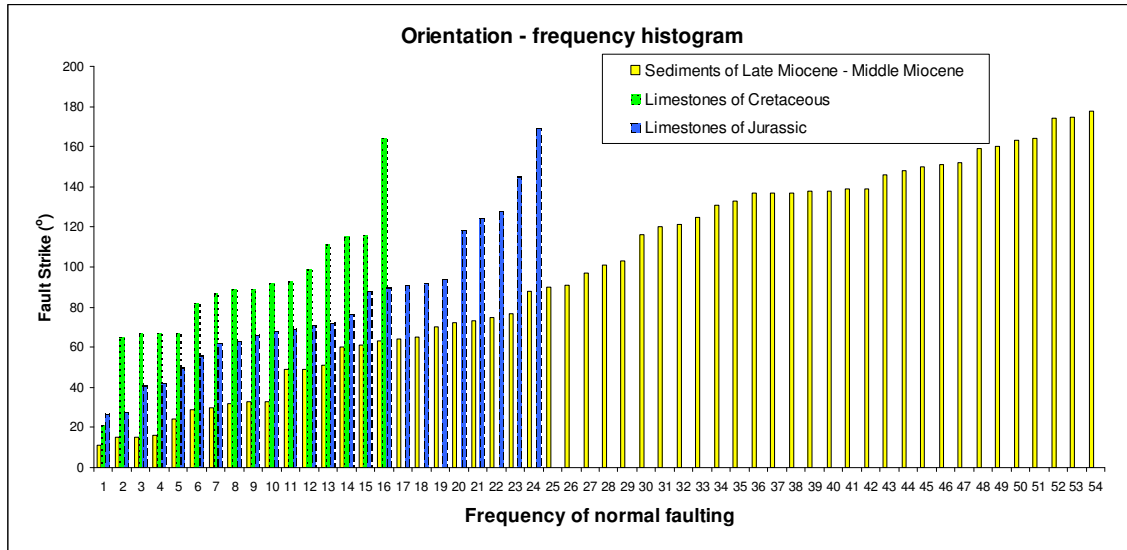
Η πρώτη και παλαιότερη ομάδα αποτελείται από ρήγματα γενικής διεύθυνσης Α-Δ με ηλικία Μέσο/Ανω Μειόκαινο με αρχές Μεσσηνίου. Οι λεκάνες που είναι προσανατολισμένες στην διεύθυνση Α-Δ είναι αποτέλεσμα αυτών των ρηγμάτων. Τα ρήγματα γενικής διεύθυνσης Β-Ν και ηλικίας περίπου τέλος Μεσσηνίου με μέσο Πλειόκαινο αποτελούν την δεύτερη μεγάλη ομάδα, υπεύθυνη για την δημιουργία των λεκανών του Ηρακλείου, Ιεράπετρας και Καστελίου Χανίων. Τέλος η τρίτη και νεότερη ομάδα αποτελείται από ρήγματα γενικής διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ και ΒΔ-ΝΑ. Πολλά από αυτά τα ρήγματα είναι ακόμα ενεργά.

Τα πιο αξιόλογα τεκτονικά στοιχεία στην ευρύτερη περιοχή (Σχήμα 2.2) είναι η παρουσία ρηξιγενούς ζώνης διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ στο βορειοανατολικό τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής.

### 3.15 Αποτελέσματα της τεκτονικής χαρτογράφησης και επεξεργασίας στο όρος Γιούχτα



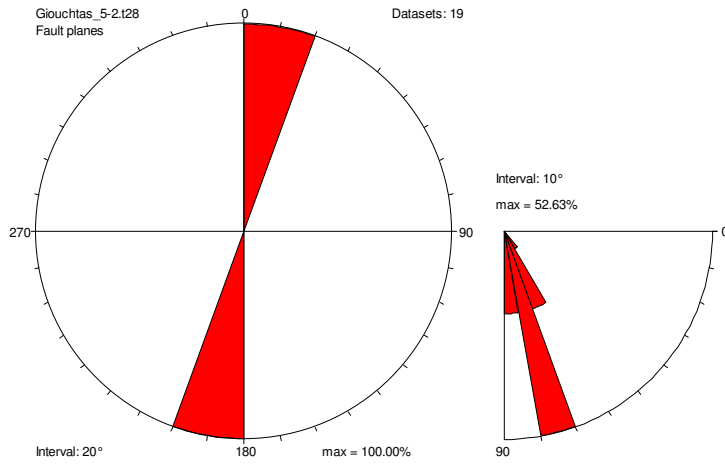
Σχήμα 3.2. Χαρτογράφηση ρηγμάτων στο όρος Γιούχτα



Σχήμα 3.3. Κατανομή των κανονικών ρηγμάτων με βάση τους γεωλογικούς σχηματισμούς

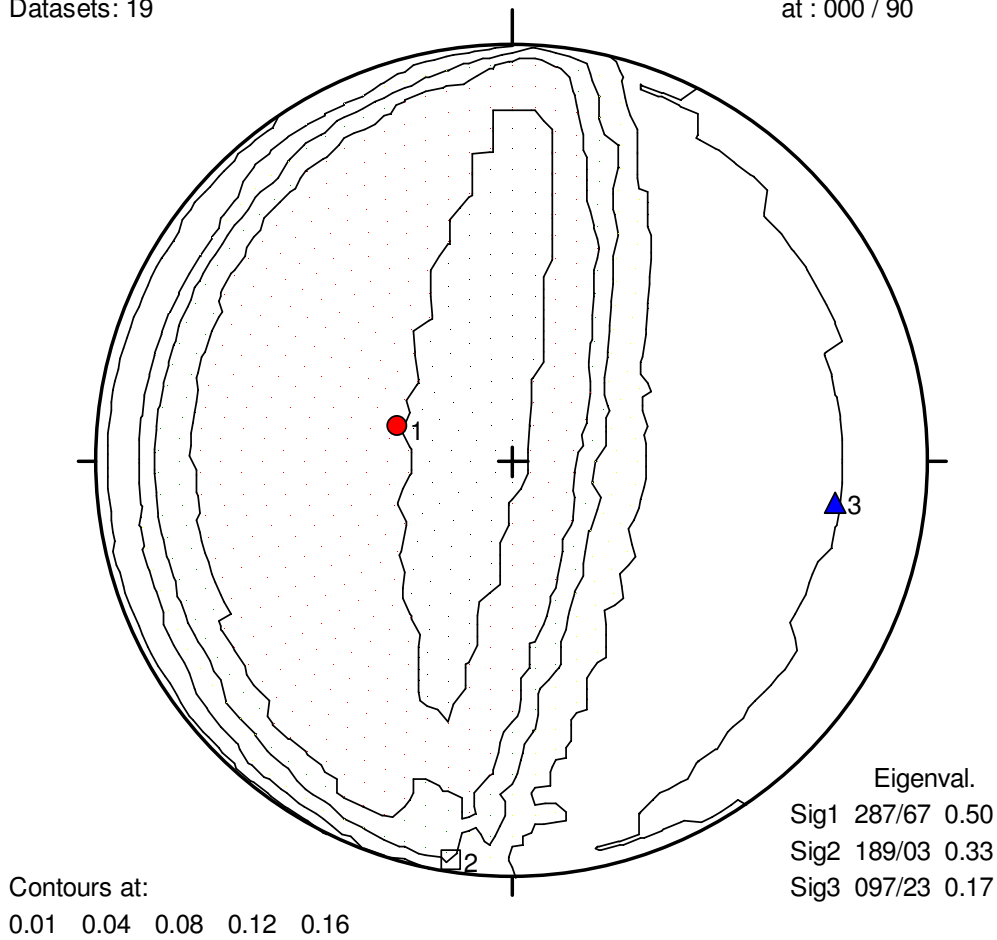
Ακολουθούν τα σχήματα που δείχνουν την ταξινόμηση των ρηγμάτων κατά κατηγορία και διεύθυνση και με τον μηχανισμό γένεσης και τέλος (σχ. 3.4) ο πίνακας ταξινόμησης κατά κατηγορία, διεύθυνση και ηλικία.

# NORMAL FAULTS



Giouchtas\_5-2.t28  
Datasets: 19

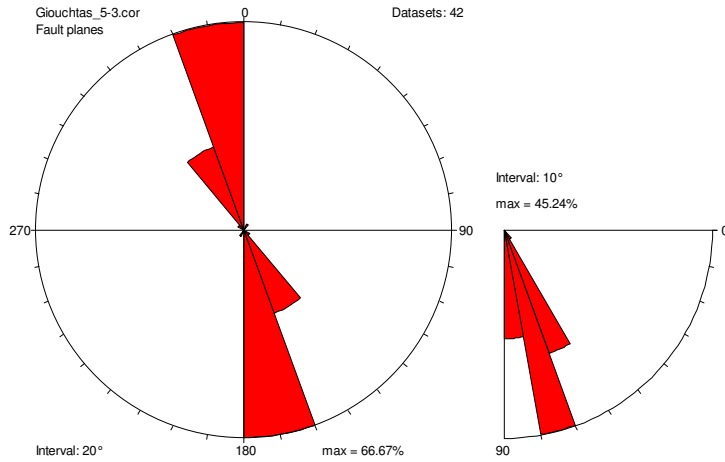
Max. value: 0.17%  
at : 000 / 90



Contours at:  
0.01 0.04 0.08 0.12 0.16

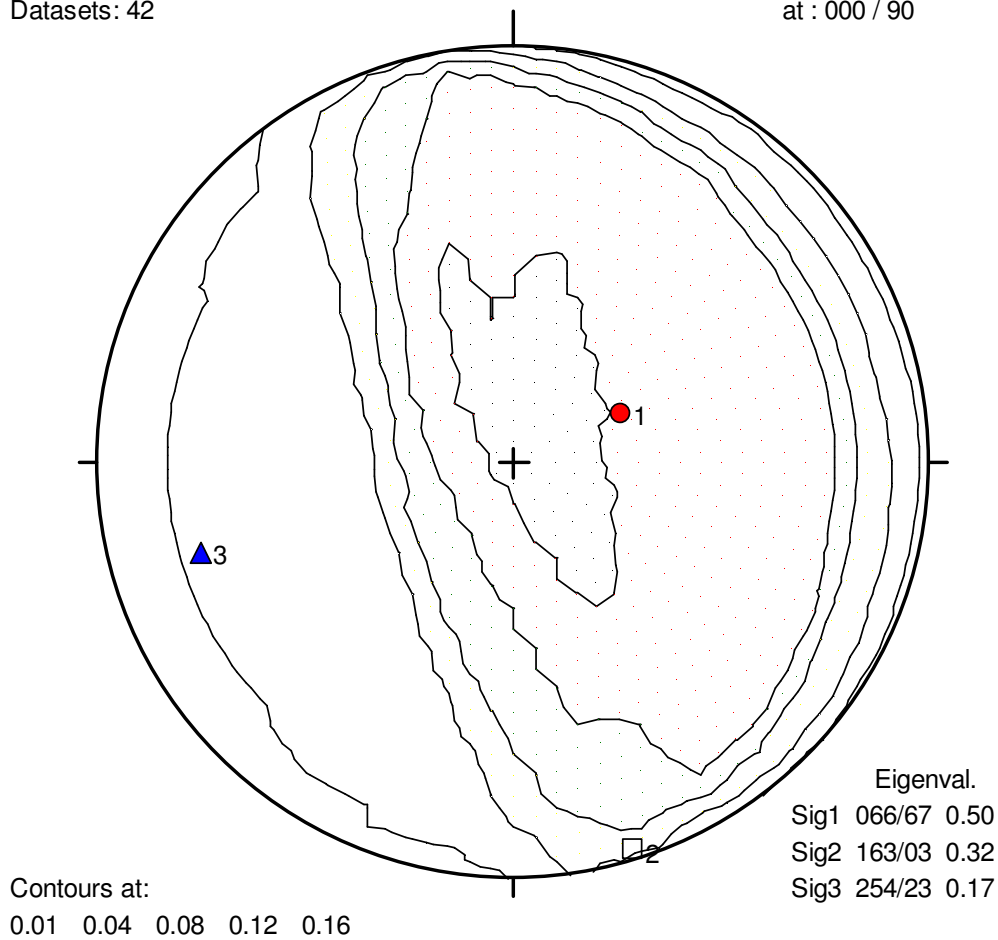
Eigenval.  
Sig1 287/67 0.50  
Sig2 189/03 0.33  
Sig3 097/23 0.17

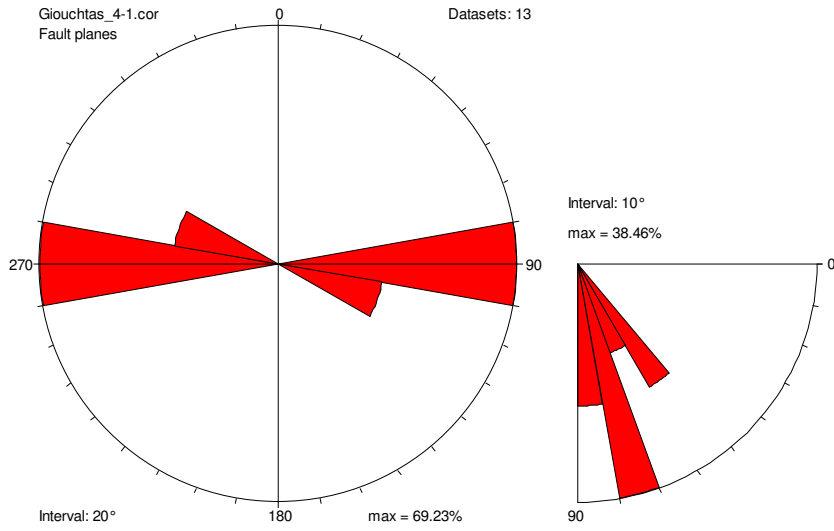




Giouchtas\_5-3.t28  
Datasets: 42

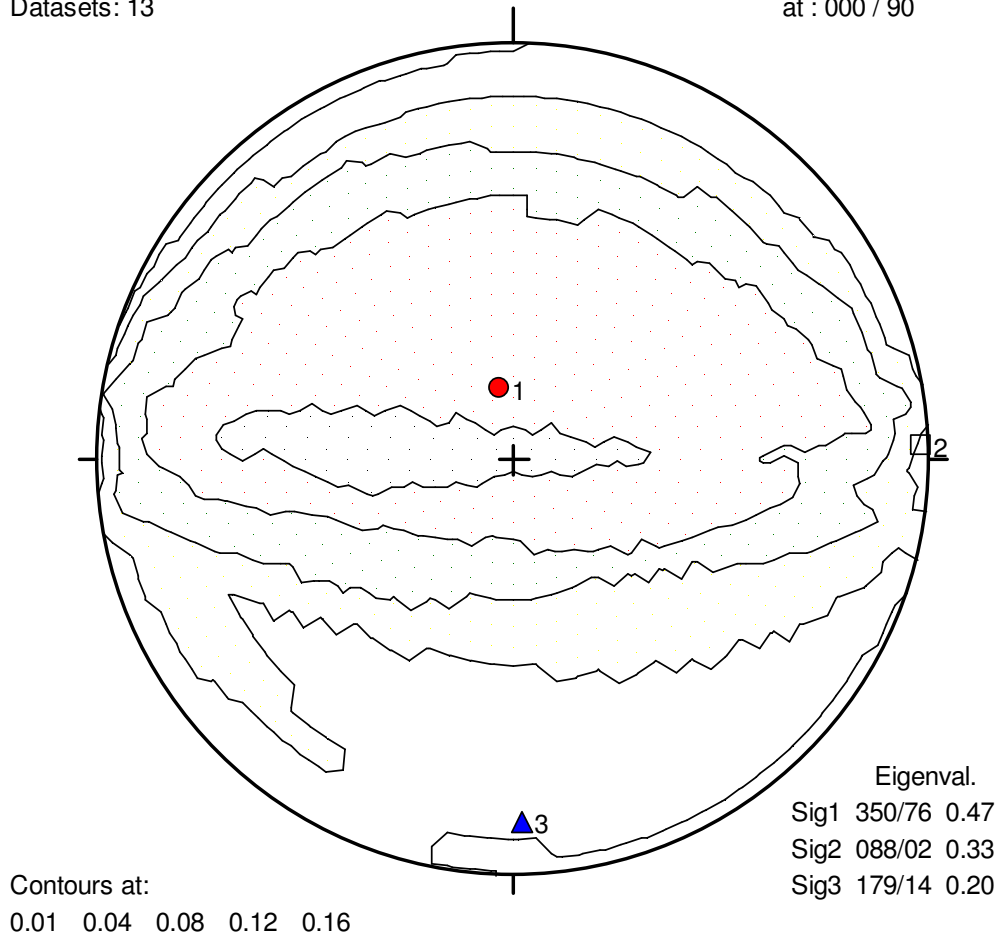
Max. value: 0.17%  
at : 000 / 90

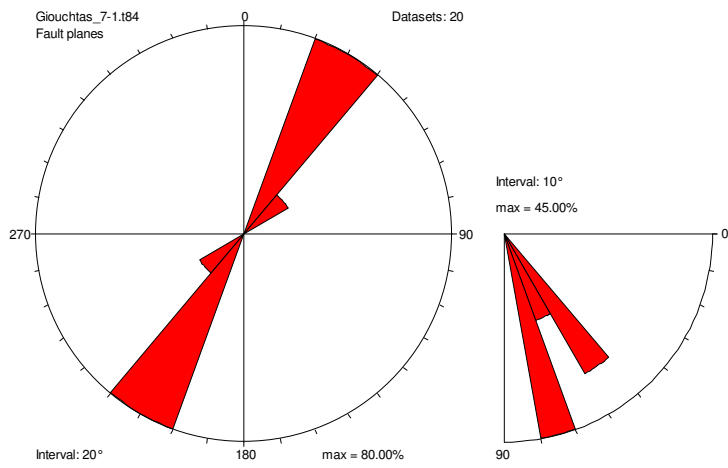




Giouchtas\_4-1.t18  
Datasets: 13

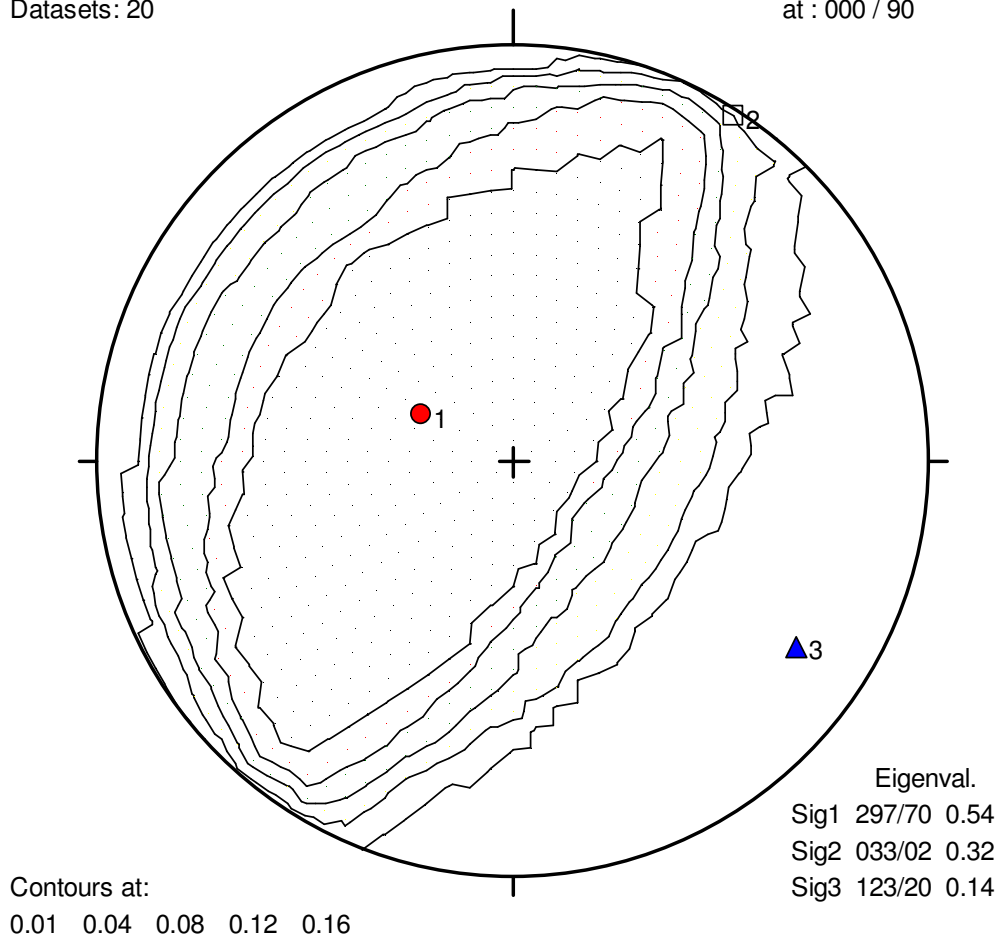
Max. value: 0.17%  
at : 000 / 90

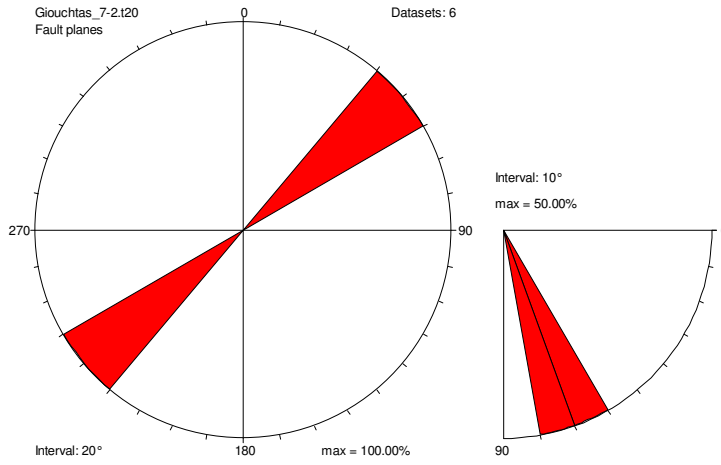




Giouchtas\_7-1.t84  
Datasets: 20

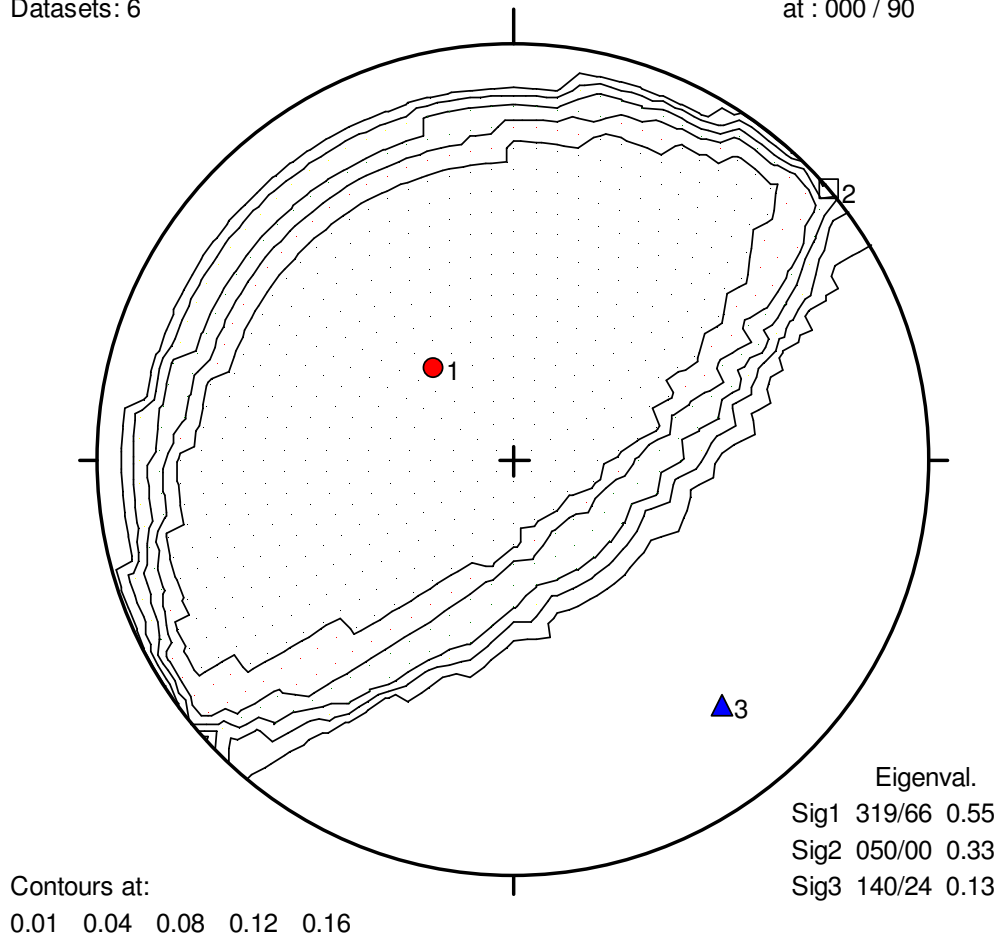
Max. value: 0.17%  
at : 000 / 90

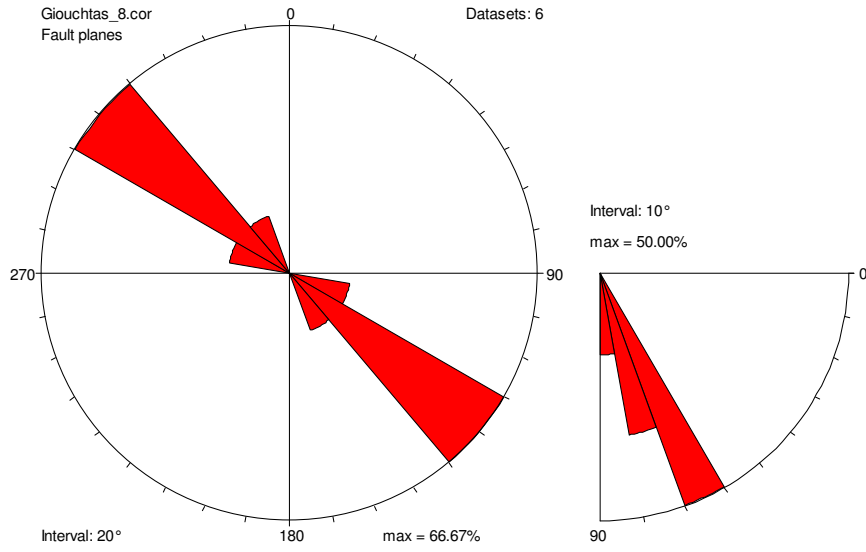




Giouchtas\_7-2.t20  
Datasets: 6

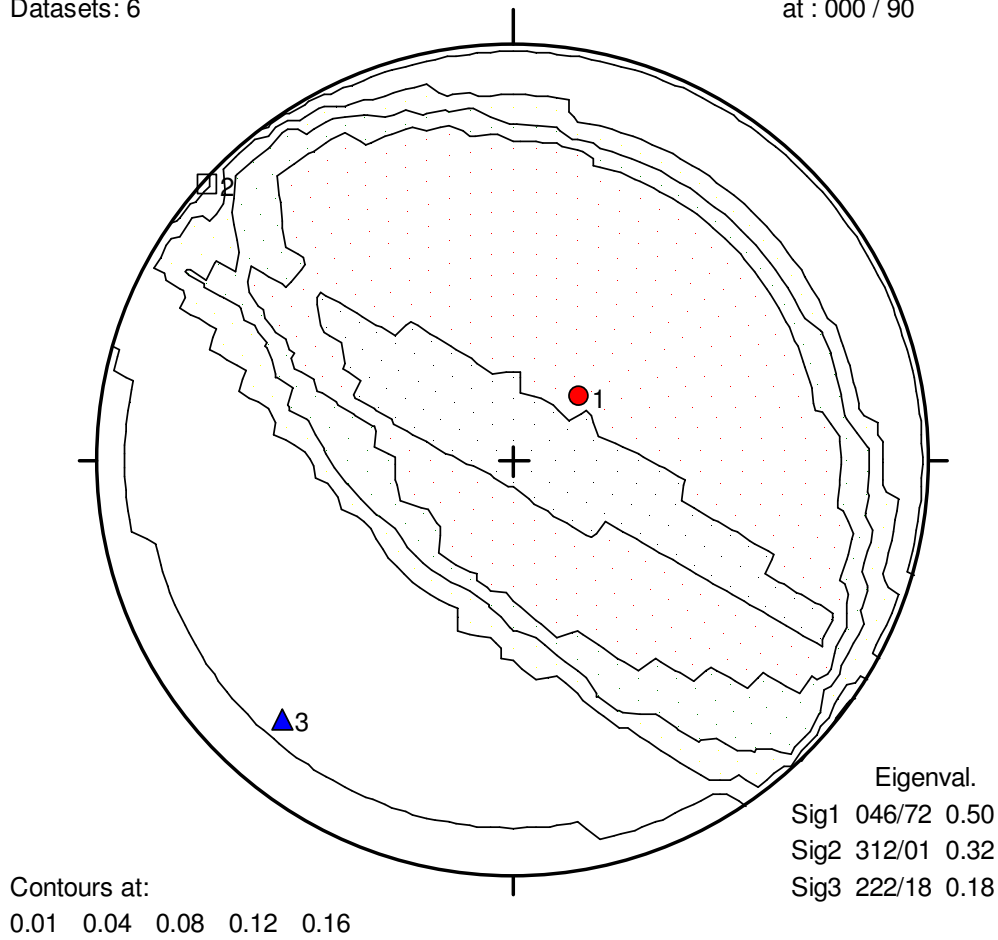
Max. value: 0.17%  
at : 000 / 90



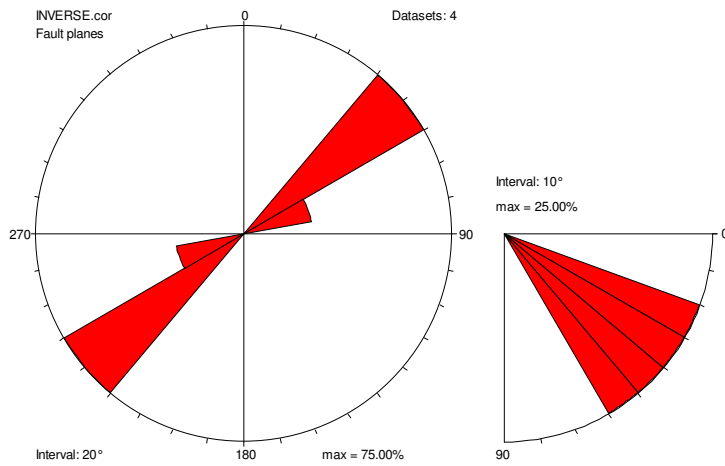


Giouchtas\_8.t24  
Datasets: 6

Max. value: 0.17%  
at : 000 / 90

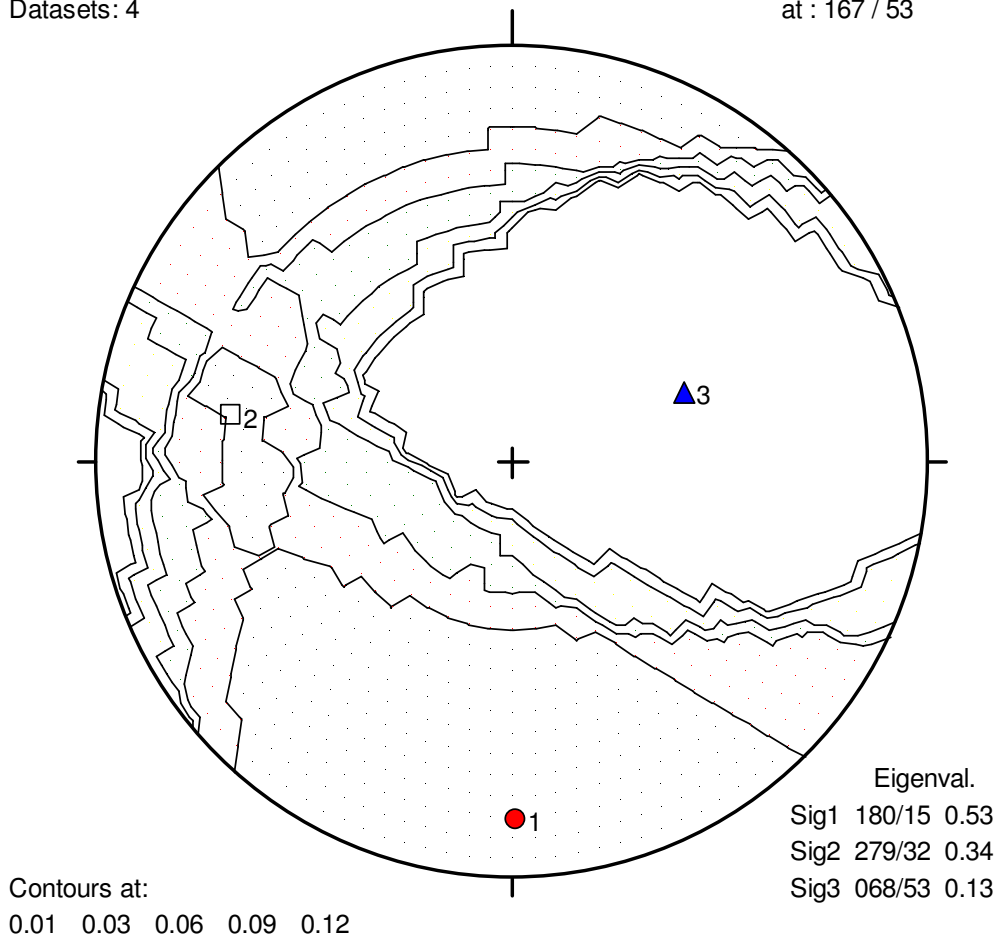


REVERSE FAULTS – EASTERN FLANK



INVERSE.t12  
Datasets: 4

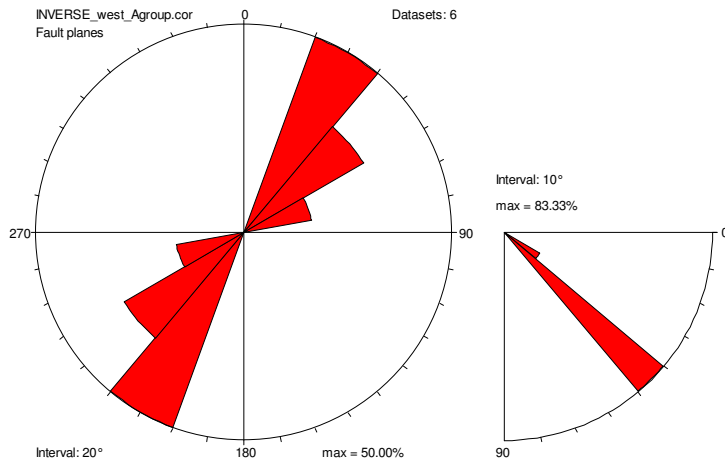
Max. value: 0.16%  
at : 167 / 53



Contours at:  
0.01 0.03 0.06 0.09 0.12

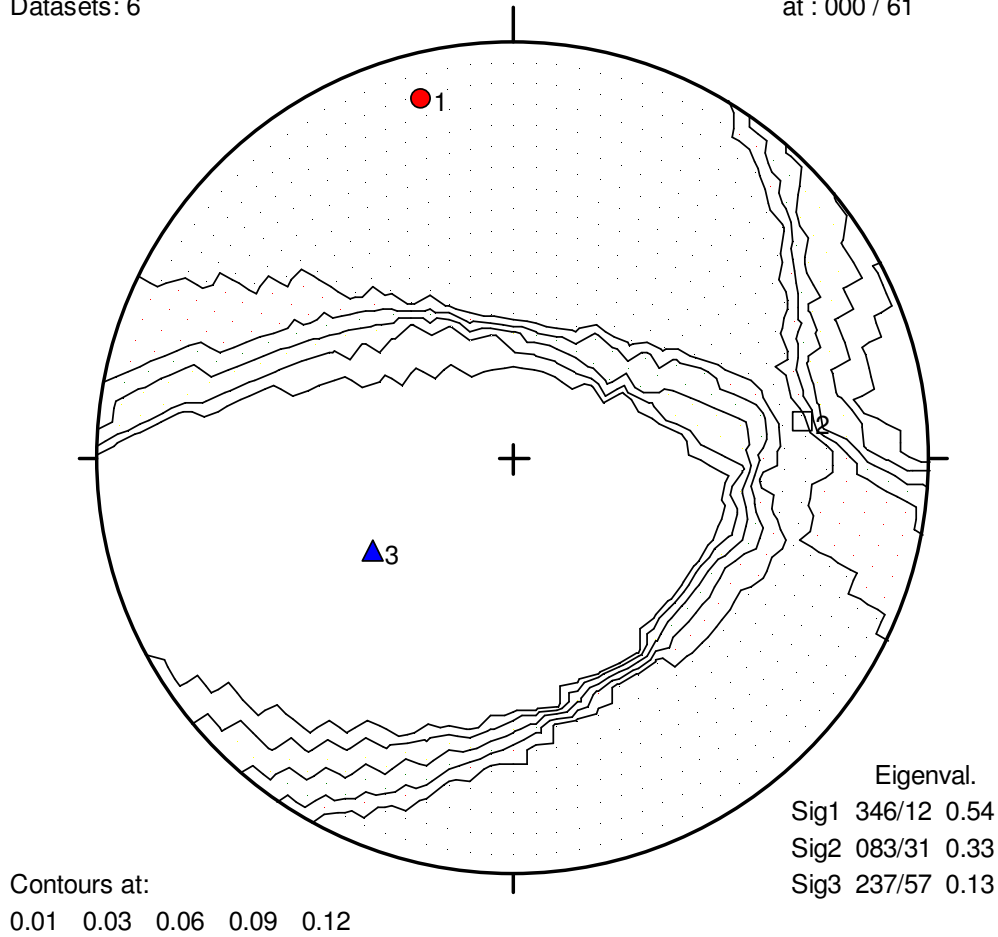
Eigenval.  
Sig1 180/15 0.53  
Sig2 279/32 0.34  
Sig3 068/53 0.13

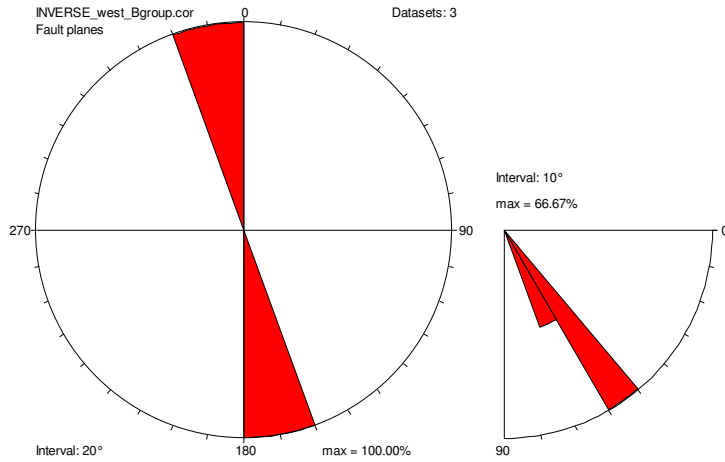
REVERSE FAULTS – WESTERN FLANK



INVERSE\_west\_Agroup.t20  
Datasets: 6

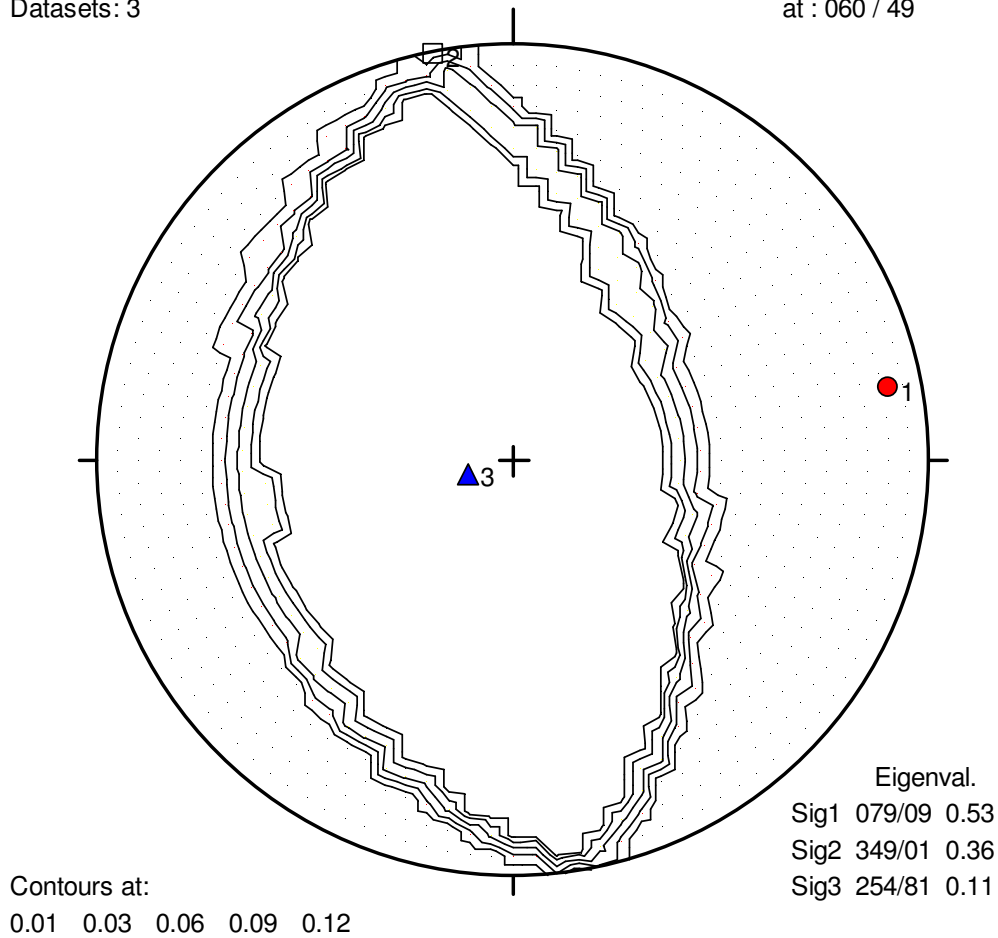
Max. value: 0.15%  
at : 000 / 61





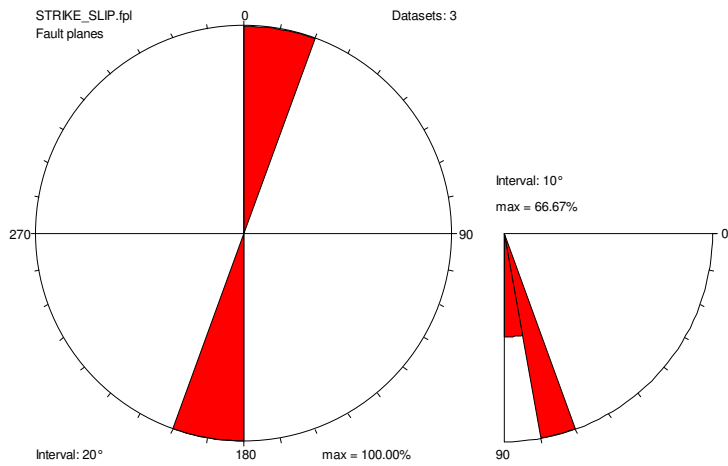
INVERSE\_west\_Bgroup.t84  
Datasets: 3

Max. value: 0.15%  
at : 060 / 49



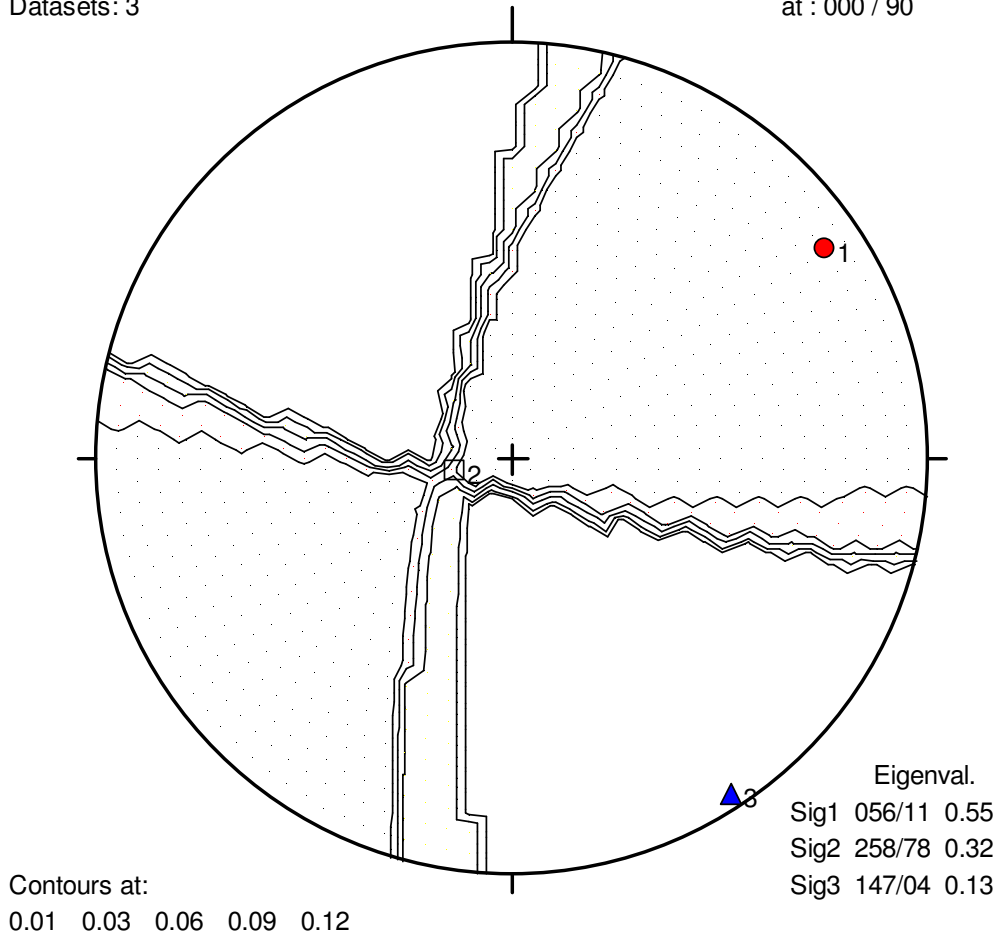


### STRIKE-SLIP – EASTERN FLANK



STRIKE\_SLIP.t84  
Datasets: 3

Max. value: 0.16%  
at : 000 / 90



0.0 Ma		Fault classification						
Quaternary	Planktonic Forms	Fault Strike ①			Stress field		Stress field & f. strike ③	
		Normal	Inverse	Strike slip	①	②		
Quaternary	Holocene					L-Ca	 N160°E - N050°E	
	Pleistocene	Late Early				M		
Pliocene	Piacenzian	Globorotalia inflata G. Bononiensis				B, Me	 N075°E	
	Zanclian	G. Margaritae				A, B, Me Fa		
Miocene	Messinian	G. Falconensis (Blow) BOLLI and BERMUDEZ Globorotalia Conomiozea	$\sigma_3 = 179^\circ$			④	 active strike slip since (7 Ma)	
	Late	Neogloboguardrina Acostaensis (BLOW)	$\sigma_3 = 123^\circ$					
	Tortonian		$\sigma_3 = 97^\circ$			Fa, B A		
	Early		$\sigma_3 = 292^\circ$	$\sigma_3 = 258^\circ$ $\sigma_1 = 147^\circ$				C
	Serravalian		$\sigma_3 = 179^\circ$	$\sigma_1 = 79^\circ$				Fa
20	Langhian	Catapsydrax classimilis					 Pre - Late Serravalian	
	Burdigalian							
	Eocene - early Oligocene		$\sigma_3 = 346^\circ$					
	Mesozoic+ Paleozoic							

① Giouchtas Mt. ② Central Crete :B = Benda (1974) (A) = Angelier (1979 a,b) Me = Meulenkamp (1979) M = Mercier (1981,89)  
 L- Ca = Lyon - Cayen, (1988) Fr = Frydas (1998) Fa = Fassoulas (2001) ③ Central / Eastern Crete (ten Veen and Postma, 1999)  
 Planktonic Forms by authors (2) and Tsaila - Monopolis St. ④ by authors et. al. ( article in preparation / for Axos - Anogia basin)

## 4. ΜΑΓΝΗΤΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΕΠΙΔΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑ

### 4.1 Εισαγωγή

Οι μαγνητικές ιδιότητες των ορυκτών έχουν μεγάλη σημασία αφενός για την μακροσκοπική τους αναγνώριση και αφετέρου για τον διαχωρισμό τους από μείγματα διαμαγνητικών, παραμαγνητικών και παραμαγνητικών ορυκτών. Ο διαχωρισμός τους γίνεται με την βοήθεια ειδικών μαγνητικών συσκευών, που ονομάζονται μαγνητικοί διαχωριστές.

Ως σιδηρομαγνητικά χαρακτηρίζονται τα υλικά, τα οποία όταν εκτεθούν στην δράση μαγνητικού πεδίου, διατηρούν τμήμα της μαγνήτισής τους ακόμα και όταν αυτό παύσει να υφίσταται. Με θέρμανση πάνω από την θερμοκρασία Curie, την κρίσιμη θερμοκρασία μετατροπής ενός σιδηρομαγνητικού υλικού σε παραμαγνητικό, τα σιδηρομαγνητικά υλικά χάνουν το μόνιμο μαγνητισμό τους και μεταπίπτουν σε παραμαγνητικά. Φυσικά σιδηρομαγνητικά ορυκτά είναι ο μαγνητίτης, ο μαγνητοπυρίτης και ο μαγκεμίτης.

Παραμαγνητικά ονομάζονται τα ορυκτά, οι κρύσταλλοι των οποίων περιέχουν ιόντα που χαρακτηρίζονται από παράλληλη ταξινόμηση των ιδιοπεριστροφών (spins) των ηλεκτρονίων τους. Τα μαγνητικά δίπολα των ορυκτών αυτών χαρακτηρίζονται από τυχαία κατανομή, παρουσιάζουν γενικά μικρή επιδεκτικότητα και έλκονται ελαφρά από το μαγνητικό πεδίο. Γνωστά παραμαγνητικά ορυκτά είναι οι πυρόξενοι, ο ολιβίνης και ο βιοτίτης.

Διαμαγνητικά ονομάζονται τα ορυκτά οι κρύσταλλοι των οποίων περιέχουν στοιχεία, τα ηλεκτρόνια των οποίων χαρακτηρίζονται για την περιστροφή τους γύρω από τον πυρήνα του ατόμου. Παρουσιάζουν μηδενική ή ελάχιστη μαγνητική επιδεκτικότητα.

Στις παραγράφους που ακολουθούν περιγράφονται αναλυτικά οι βασικές έννοιες του μαγνητισμού και της μαγνητικής επιδεκτικότητας, ο τρόπος που μετράται καθώς και η χρήση της μαγνητικής επιδεκτικότητας στην επίλυση περιβαλλοντικών προβλημάτων. Επιβάλλεται να αναφερθεί ότι η πλειονότητα των θεωρητικών στοιχείων προέρχεται από το βιβλίο των Thompson and Oldfield (1986), Environmental Magnetism. Επιπρόσθετα παρατίθενται και παραδείγματα από περιπτώσεις περιοχών με περιβαλλοντικά προβλήματα, όπου χρησιμοποιήθηκε η μαγνητική επιδεκτικότητα ως δείκτης για τον εντοπισμό τους.

## 4.2 Βασικές μαγνητικές ιδιότητες

Διαμαγνητισμός (Diamagnetism). Πρόκειται για μια ασθενή αρνητική μαγνήτιση (magnetization) που προκύπτει κατά την αλληλεπίδραση ενός εφαρμοζόμενου μαγνητικού πεδίου με το πεδίο που προκύπτει κατά την τροχιακή (orbital) κίνηση των ηλεκτρονίων γύρω από τον πυρήνα του ατόμου. Ο διαμαγνητισμός είναι ανεξάρτητος της θερμοκρασίας και χαρακτηρίζει υλικά όπως ο χαλαζίας, ο ασβεστίτης, ο μαρμαρυγίας και το νερό.

Παραμαγνητισμός (Paramagnetism). Γενικά παραμαγνητική συμπεριφορά παρουσιάζουν άτομα, ιόντα ή μόρια, τα οποία εμφανίζονται μόνιμα ως μαγνητικά δίπολα και τα οποία τείνουν να προσανατολιστούν παράλληλα στην διεύθυνση εφαρμοζόμενου μαγνητικού πεδίου με αποτέλεσμα να προκληθεί μια ασθενής θετική μαγνήτιση. Παρόλα αυτά, μόλις παύσει η δράση του μαγνητικού πεδίου, η μαγνήτιση του παραμαγνητικού υλικού χάνεται.

Σιδηρομαγνητισμός (Ferromagnetism). Ήδη έχει αναφερθεί ότι τα σιδηρομαγνητικά ορυκτά χαρακτηρίζονται από την ιδιότητα, στην θερμοκρασία Curie να αλλάζουν δραματικά οι μαγνητικές ιδιότητες τους. Κάτω από την θερμοκρασία Curie το σιδηρομαγνητικό υλικό παρουσιάζει μια ισχυρή παραμένουσα μαγνήτιση, ενώ πάνω από την θερμοκρασία Curie συμπεριφέρεται ως παραμαγνητικό υλικό.

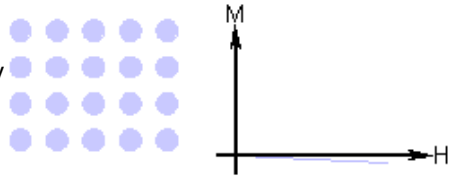
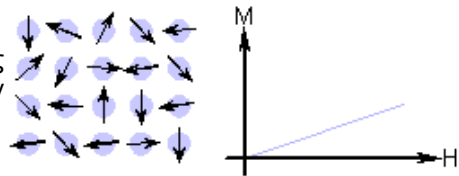
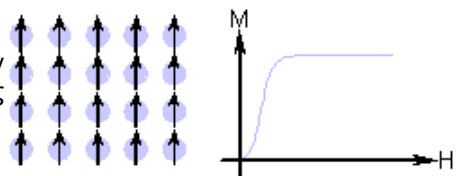
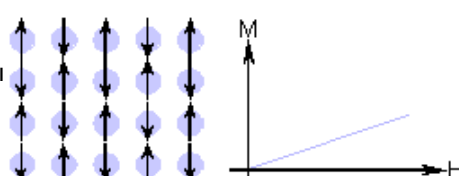
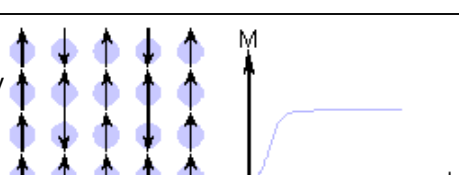
Παραμένουσα μαγνήτιση είναι η ιδιότητα των σιδηρομαγνητικών υλικών να διατηρούν τις μαγνητικές ιδιότητες τους ακόμη και κατά την απουσία εξωτερικού μαγνητικού πεδίου.

Στον Πίνακα (4.1) δίνονται συγκεντρωτικά όλα τα είδη μαγνήτισης διάφορων υλικών.

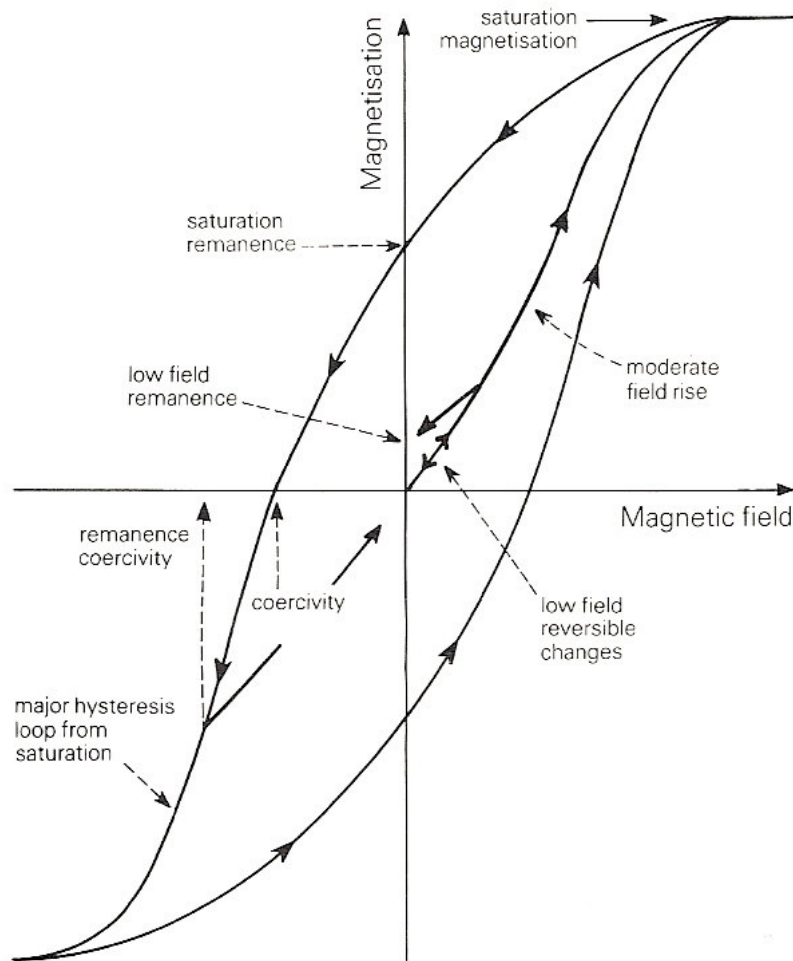
## 4.3 Μαγνητική υστέρηση

Το μαγνητικό καθεστώς μια ράβδου σιδήρου εξαρτάται από το μαγνητικό πεδίο, στο οποίο εκτίθεται και την μαγνητική ιστορία της ράβδου. Το σχήμα 4.1 παρουσιάζει την σχέση της μαγνήτισης μιας ράβδου σιδήρου με το εφαρμοζόμενο μαγνητικό πεδίο.

Αν θεωρήσουμε μια μη μαγνητισμένη ράβδο, η οποία εισάγεται σε ένα ασθενές μαγνητικό πεδίο, από το σχήμα 4.1 φαίνεται ότι η μαγνήτιση αυξάνει αργά. Όταν παύσει η δράση του μαγνητικού πεδίου, η μαγνήτιση της ράβδου μηδενίζεται. Αν στην συνέχεια εφαρμοστεί ισχυρότερο μαγνητικό πεδίο, η μαγνήτιση της ράβδου δεν είναι πλέον αντιστρεπτή και εμφανίζεται το φαινόμενο της υστέρησης. Εφόσον απομακρυνθεί το μαγνητικό πεδίο η ράβδος σιδήρου διατηρεί παραμένουσα μαγνήτιση.

Τύπος μαγνήτισης	Μαγνητική επιδεκτικότητα	Σχέση Μαγνήτισης – Εφαρμοζόμενου πεδίου	Παραδείγματα υλικών επιδεκτικότητας
Διαμαγνητισμός	Μικρή και αρνητική	Τα άτομα δεν έχουν μαγνητική ροπή 	Au Cu $-2.74 \times 10^{-6}$ $-0.77 \times 10^{-6}$
Παραμαγνητισμός	Μικρή και θετική	Τυχαίος προσανατολισμός των μαγνητικών ροπών των ατόμων 	$\beta$ -Sn Pt Mn $0.19 \times 10^{-6}$ $21.04 \times 10^{-6}$ $66.10 \times 10^{-6}$
Σιδηρομαγνητισμός	Μεγάλη και θετική, συνάρτηση του εφαρμοζόμενου πεδίου, εξαρτάται από τη μικροδομή.	Τα άτομα έχουν παράλληλες μαγνητικές ροπές 	Fe $\sim 100,000$
Αντισιδηρομαγνητισμός	Μικρή και θετική	Ανάμειξη παράλληλων και αντιπαράλληλων μαγνητικών ροπών 	Cr $3.6 \times 10^{-6}$
Σιδηριμαγνητισμός	Μεγάλη και θετική, συνάρτηση του εφαρμοζόμενου πεδίου, εξαρτάται από τη μικροδομή	Τα άτομα έχουν αντιπαράλληλες μαγνητικές ροπές 	Ba ferrite $\sim 3$

Πίνακας 4.1. Συγκεντρωτικός πίνακας όλων των τρόπων μαγνήτισης διάφορων υλικών



Σχήμα 4.1 Διάγραμμα της μαγνητικής υστέρησης και της καμπύλης της μαγνήτισης (Thompson and Oldfield, 1986).

Αν εφαρμοστεί αρκετά ισχυρό μαγνητικό πεδίο το υλικό αποκτά την μαγνήτιση κορεσμού και η καμπύλη της υστέρησης μια σταθερή τιμή.

Οι βασικές παράμετροι που χαρακτηρίζουν την καμπύλη της υστέρησης συνοψίζονται ως ακολούθως:

Η κορεσμένη μαγνήτιση  $M_S$ , δηλαδή η μαγνήτιση που επάγεται από ισχυρά μαγνητικά πεδία ( $>1T$ ).

Κατά την απομάκρυνση τέτοιων πεδίων η μαγνήτιση δεν μηδενίζεται και ονομάζεται παραμένουσα μαγνήτιση κορεσμού (saturation remanent magnetization) MRS.

Εάν εφαρμοστεί νέο μαγνητικό πεδίο, αντίθετης διεύθυνσης με το πρώτο, η επαγόμενη μαγνήτιση μπορεί να μηδενιστεί. Το αντίθετης διεύθυνσης πεδίο, που μηδενίζει την μαγνήτιση, ονομάζεται *συνεκτικό πεδίο κορεσμού*  $HC$  και συμβολίζεται με  $(B_0)c$ .

Το ακόμη ισχυρότερο πεδίο που απαιτείται για να μηδενιστεί η παραμένουσα μαγνήτιση ονομάζεται *συνεκτικό πεδίο παραμένουσας μαγνήτισης*  $(B_0)CR$ .

Η κλίση της καμπύλης μαγνήτισης ονομάζεται *αρχική μαγνητική επιδεκτικότητα*  $\kappa$  (initial magnetic susceptibility).

Στον πίνακα (4.2) παρουσιάζονται οι μονάδες που χρησιμοποιούνται στον μαγνητισμό και στον πίνακα (4.3) η μαγνήτιση κορεσμού για διάφορα φυσικά υλικά.

Πίνακας (4.2) μονάδες που χρησιμοποιούνται στον μαγνητισμό (Thompson and Oldfield 1986).

Quantity	SI	CGS (emu)	Relationship
induction in free space (field)	$B_0$ tesla (T)	$B$ gauss (G)	$1 \text{ T} = 10^4 \text{ G}$
magnetic force (field)	$H$ $\text{A m}^{-1}$	$H$ oersted (Oe)	$1 \text{ A m}^{-1} = 4\pi \times 10^{-3} \text{ Oe}$
permeability of a vacuum	$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H m}^{-1}$	$\mu_0 = 1$	$1 \text{ H m}^{-1}$ equivalent to $10^7/4\pi \text{ G Oe}^{-1}$
induction in free space (field)	$B_0 = \mu_0 H$	$B = H$	$1 \text{ T}$ equivalent to $10^4 \text{ Oe}$
induction in medium	$B = B_0 + \mu_0 M$	$B = H + 4\pi I$	$1 \text{ T} = 10^4 \text{ G}$
magnetisation per unit volume	$M$ $\text{A m}^{-1}$	$I$ G	$1 \text{ A m}^{-1} = 10^{-3} \text{ G}$
magnetisation per unit mass	$\sigma = M/\rho$ $\text{A m}^2 \text{ kg}^{-1}$ $\rho = \text{density}$	$\sigma = I/\rho$ $\text{G cm}^3 \text{ g}^{-1}$	$1 \text{ A m}^2 \text{ kg}^{-1} = 1 \text{ G cm}^3 \text{ g}^{-1}$
susceptibility per unit volume	$\kappa = M/H$	$\kappa = I/H$	$1 \text{ (SI unit)} = 4\pi \text{ G Oe}^{-1}$
susceptibility per unit mass	$\chi = \kappa/\rho$ $\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$	$\chi = \kappa/\rho$ $\text{G Oe}^{-1} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$	$1 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} = 4\pi \times 10^{-3} \text{ G Oe}^{-1} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

Πίνακας (4.3) Μαγνήτιση κορεσμού για διάφορα φυσικά υλικά (Thompson and Oldfield, 1986).

Mineral	Composition	Curie	Room temperature
		temperature (°C)	(20°C) saturation magnetisation $M_s$ ( $\text{A m}^2 \text{ kg}^{-1}$ )
magnetite	$\text{Fe}_3\text{O}_4$	585	93
ulvospinel	$\text{Fe}_2\text{TiO}_4$	-153	—
haematite	$\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$	675	0.5
ilmenite	$\text{FeTiO}_3$	-218	—
maghaemite	$\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$	~740	85
pyrrhotite	~ $\text{Fe}_7\text{S}_8$	~300	~20
iron	$\alpha\text{Fe}$	780	200
goethite	$\alpha\text{FeO.OH}$	120	~1
lepidocrocite	$\gamma\text{FeO.OH}$	-196	—
magnesioferrite	$\text{MgFe}_2\text{O}_4$	440	21
jacobsite	$\text{MnFe}_2\text{O}_4$	310	77

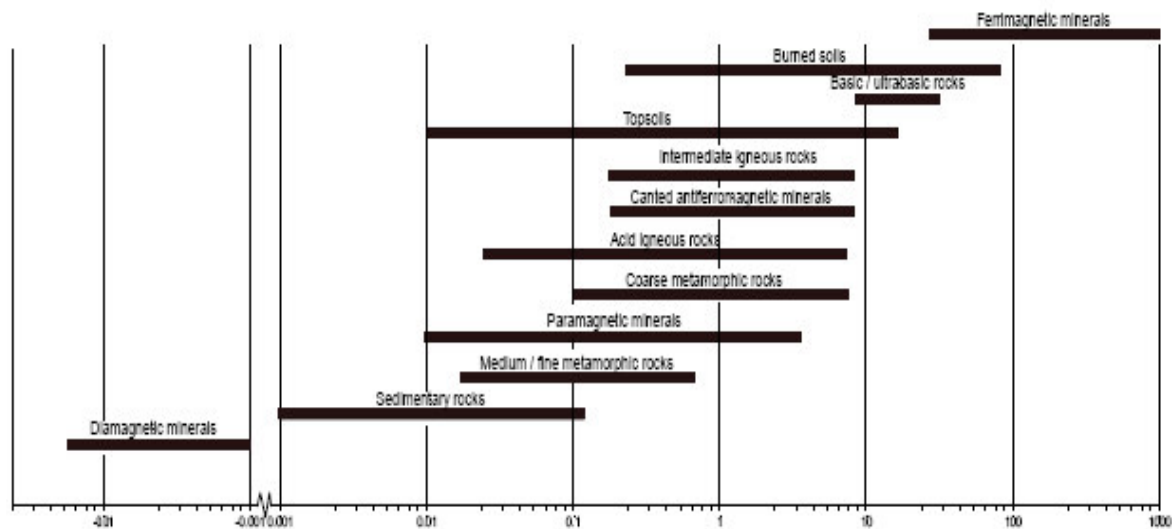
#### 4.4 Μαγνητική επιδεκτικότητα

Η μαγνητική επιδεκτικότητα είναι ένα μέτρο της ευκολίας με την οποία μαγνητίζεται ένα υλικό. Η μαγνητική επιδεκτικότητα κατ' όγκο ορίζεται από την σχέση:  $\kappa = M/H$ , όπου  $M$  η κατ' όγκο μαγνήτιση που αποκτά ένα υλικό επιδεκτικότητας  $\kappa$ , όταν εφαρμοστεί πεδίο έντασης  $H$ . Η μαγνητική επιδεκτικότητα δηλαδή, είναι η σταθερά αναλογίας μεταξύ αποτελέσματος (μαγνήτισης) και αιτίου (πεδίου). Τιμές μαγνητικής επιδεκτικότητας για διάφορες κατηγορίες υλικών (μαγνητικών και μη), δίνονται στους Πίνακες 4.4 και 4.5.

Η ειδική επιδεκτικότητα,  $\chi$ , ορίζεται από την σχέση:  $\chi = \kappa/\rho$ , όπου  $\rho$  η πυκνότητα και εκφράζεται σε  $m^3/Kgr$ . Η επιδεκτικότητα μετράται γενικά σε ασθενή πεδία έντασης λιγότερο από 1mT. Ο λόγος είναι ότι σε τέτοια πεδία η επιδεκτικότητα είναι γενικά ανεξάρτητη από την ένταση του εφαρμοζόμενου πεδίου.

Όταν ένα υλικό μαγνητίζεται, το εσωτερικό μαγνητικό πεδίο του είναι μικρότερο από το εξωτερικό. Η εσωτερική μαγνητική επιδεκτικότητα συμβολίζεται με  $k_i$ , ενώ η εξωτερική με  $k_e$ , την οποία και μετράμε. Η σχέση μεταξύ  $k_i$  και  $k_e$  είναι:  $k_e = k_i / (1+N \cdot k_i)$  όπου  $N$  ο παράγοντας απομαγνήτισης. Για ένα ισχυρό μαγνητικό ορυκτό (μαγνητίτης)  $N \cdot k_i > 1$ , οπότε και το  $\kappa$  είναι κατά προσέγγιση ίσο με  $1/N$ . Εφόσον το  $N$  είναι γνωστό, η σχέση μεταξύ της μετρούμενης επιδεκτικότητας και της συγκέντρωσης των σιδηρομαγνητικών κόκκων είναι απλή. Στην πράξη έχει βρεθεί ότι για φυσικά δείγματα το  $N$  έχει μια τιμή περίπου 1/3.

Πίνακας (4.4) Τιμές της μαγνητικής επιδεκτικότητας για διάφορες κατηγορίες υλικών.





Πίνακας (4.5) Τιμές μαγνητικής επιδεκτικότητας για διάφορα υλικά (Thompson and Oldfield 1986)

Remanence-carrying minerals ( $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ )		Other iron-bearing minerals ( $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ )		Other minerals and materials ( $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ )	
iron ( $\infty$ Fe)	$2 \times 10^7$	olivines (Mg, Fe) $_2$ SiO $_4$	1→130	water (H $_2$ O)	-0.9
magnetite (Fe $_3$ O $_4$ )	$5 \times 10^4$	amphiboles (Mg, Fe, Al silicates)	16→100	halite (NaCl)	-0.9
maghaemite (Fe $_2$ O $_3$ )	$4 \times 10^4$	siderite (FeCO $_3$ )	~100	quartz (SiO $_2$ )	-0.6
pyrrhotite (Fe $_7$ S $_9$ )	$\sim 5 \times 10^3$	pyroxenes (Mg, Fe) $_2$ Si $_2$ O $_6$	5→100	calcite (CaCO $_3$ )	-0.5
ilmenite (FeTiO $_3$ )*	~200	biotites (Mg, Fe, Al silicates)	5→ 95	feldspar (Ca, Na, K, Al silicate)	-0.5
lepidocrocite (FeOOH)*	70	nontronite (Fe-rich clay)	~ 90	kaolinite (clay mineral)	-2
goethite ( $\infty$ FeOOH)	70	chamosite (Oxidised chlorite)	~ 90	montmorillonite (clay)	~5
haematite (I $_2$ O $_3$ )	60	epidote (Ca, Fe, Al silicate)	~ 30	illite (clay mineral)	~15
		pyrite (FeS $_2$ )	~ 30	plastic (e.g. perspex, PVC)	~-0.5
		chalcopyrite (CuFeS $_2$ )	~ 3		

\* Only remanence carrying at temperatures well below room temperature.

Ακολουθούν οι ορισμοί κάποιων επιμέρους μεγεθών που σχετίζονται με την μαγνητική επιδεκτικότητα:

**1. Παραμένουσα μαγνήτιση εναπόθεσης (Detrital or depositional remanent magnetization, DRM)** – αφορά την παραμένουσα μαγνήτιση που αποκτούν τα ιζήματα κατά την απόθεση τους.

**2. Μέγιστη παραμένουσα μαγνήτιση (Saturation isothermal remanent magnetization, SIRM or MRS or  $\sigma$ RS).** Είναι η μέγιστη παραμένουσα μαγνήτιση που μπορεί να παρατηρηθεί και αποκτάται κατά την εφαρμογή και απομάκρυνση ενός ισχυρού μαγνητικού πεδίου.

**3. Μέγιστη μαγνήτιση (saturation magnetization MS or  $\sigma$ S).** Είναι η μέγιστη μαγνήτιση που μπορεί να παρατηρηθεί σε ένα δείγμα κατά την εφαρμογή ισχυρού μαγνητικού πεδίου.

**4. Θερμοπαραμένουσα μαγνήτιση (Thermoremanent magnetization, TRM).** Αφορά την παραμένουσα μαγνήτιση που αποκτά ένα υλικό καθώς παγώνει κάτω από την θερμοκρασία Curie.

**5. Η μεταβολή του μαγνητικού πεδίου με το χρόνο (Viscosity).**

**6. Χρονικά εξαρτώμενη παραμένουσα μαγνήτιση (viscous remanent magnetization VRM).** Η παραμένουσα μαγνήτιση που αποκτά ένα υλικό, όταν εφαρμόζεται ασθενές μαγνητικό πεδίο για μεγάλο χρονικό διάστημα.

**7. Ανισοτροπία της μαγνητικής επιδεκτικότητας (anisotropy of magn. Susceptibility).** Η μεταβολή της μαγνητικής επιδεκτικότητας με την διεύθυνση.

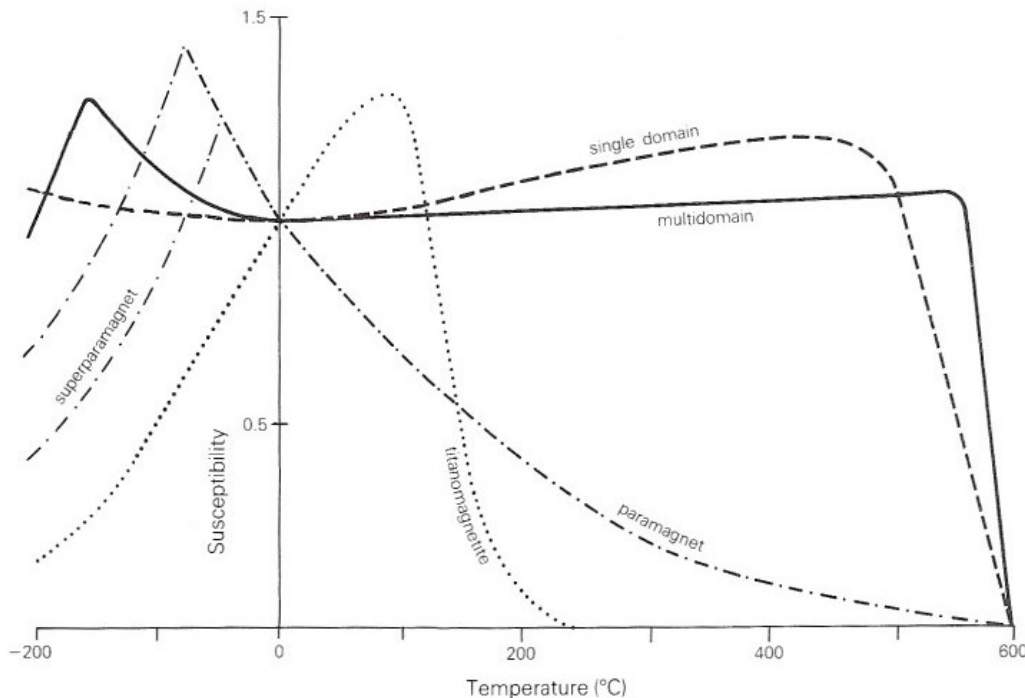
**8. Anhysteretic remanent magnetization (ARM).** Η παραμένουσα μαγνήτιση που δημιουργείται κατά την ομαλή απομείωση ενός ισχυρού εναλλασσόμενου μαγνητικού πεδίου, παρουσία ενός ασθενούς σταθερού πεδίου.

**9. Υπερ-παραμαγνητισμός (superparamagnetism).** Είναι το φαινόμενο της ταχύτατης μείωσης της παραμένουσας μαγνήτισης των σιδηρομαγνητικών υλικών, όταν οι κόκκοι τους είναι μικρότεροι από μια κρίσιμη διάμετρο (10-8 m). Τα υλικά αυτά χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές μαγνητικής επιδεκτικότητας.

#### 4.5 Σχέση της μαγνητικής επιδεκτικότητας με την θερμοκρασία

Η μαγνητική επιδεκτικότητα,  $\kappa$ , γενικά μεταβάλλεται με την θερμοκρασία λόγω των εσωτερικών τάσεων και της ανισοτροπίας των κρυστάλλων.

Στο σχήμα 4.2 παρουσιάζονται τυπικές μεταβολές της μαγνητικής επιδεκτικότητας κρυστάλλων μαγνητίτη διαφόρων μεγεθών και διαφορετικής σύστασης. Όλες οι καμπύλες έχουν κανονικοποιηθεί, έτσι ώστε η τιμή της επιδεκτικότητας στους  $0^{\circ}\text{C}$  να ισούται με την μονάδα.



Σχήμα 4.2 Καμπύλες μαγνητικής επιδεκτικότητας (ασθενές εφαρμοζόμενο μαγνητικό πεδίο) σε σχέση με την θερμοκρασία για διαφορετικού μεγέθους και σύστασης κρυστάλλους μαγνητίτη: Τιτανομαγνητίτης (στικτή), μικρού μεγέθους κόκκοι  $<20\mu\text{m}$  (διακεκομμένη), μεγάλου μεγέθους κόκκοι  $>20\mu\text{m}$  (συμπαγής), υπερ-μαγνητικοί κόκκοι (διακεκομμένη με τελείες) (Thompson and Oldfield 1986).

#### 4.6 Σχέση της μαγνητικής επιδεκτικότητας με την συχνότητα

Γενικά η χρονική καθυστέρηση μεταξύ της εφαρμογής ενός μαγνητικού πεδίου και της απόκρισης της μαγνήτισης δημιουργεί εξάρτηση της μαγνητικής επιδεκτικότητας ( $\chi_{fd}$ ) από την συχνότητα. Η μεταβολή αυτή είναι γνωστή με τον όρο φάσμα της μαγνητικής επιδεκτικότητας. Στις υψηλές συχνότητες τα φαινόμενα αποκατάστασης (relaxation phenomena) προκαλούν ελάττωση της μαγνητικής επιδεκτικότητας και απώλειες ενέργειας με την μορφή θερμότητας.

Η μαγνητική επιδεκτικότητα μετριέται συνήθως με την μέθοδο a.c και έχει δύο συνιστώσες, την σε φάση (in phase) και την φανταστική συνιστώσα (Quadrature or out of phase).

Η χρονική καθυστέρηση μεταξύ της εφαρμογής ενός μαγνητικού πεδίου και της πλήρους μαγνητικής απόκρισης, ερευνάται με μέτρηση της φανταστικής συνιστώσας της μαγνητικής επιδεκτικότητας. Όσο πιο έντονη είναι η μετατόπιση της μαγνητικής απόκρισης τόσο πιο σημαντική αποδεικνύεται η φανταστική συνιστώσα της μαγνητικής επιδεκτικότητας.

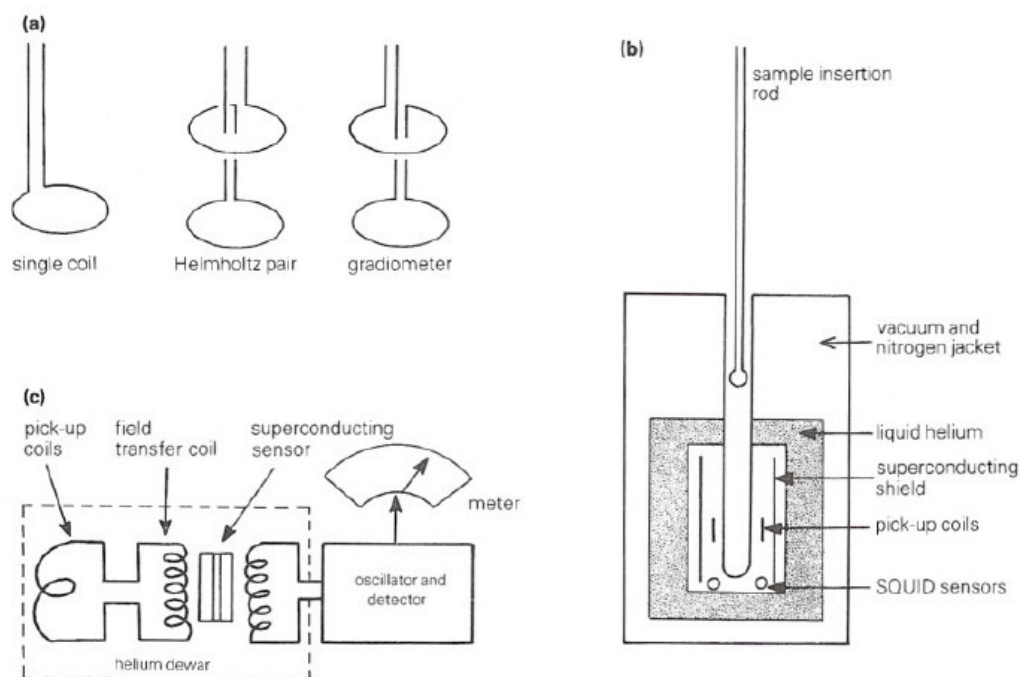
Στις χαμηλές συχνότητες η σε φάση συνιστώσα της μαγνητικής επιδεκτικότητας έχει τιμή πλησίον της πραγματικής. Καθώς όμως η συχνότητα αυξάνεται τα φαινόμενα αποκατάστασης γίνονται πιο σημαντικά και η σε φάση συνιστώσα μετά από μια μικρή αύξηση (Spoek, 1948), μειώνεται σταθερά ενώ η τιμή της φανταστικής συνιστώσας αυξάνει, φτάνει σε μία μέγιστη τιμή και στην συνέχεια μηδενίζεται. Η μέγιστη τιμή της φανταστικής συνιστώσας και η απότομη μείωση της πραγματικής θεωρητικά συμβαίνουν στην ίδια συχνότητα. Παρόλα αυτά η γενική τάση που εμφανίζεται είναι μείωση της μαγνητικής επιδεκτικότητας με αύξηση της συχνότητας.

Με προσεκτική επιλογή της συχνότητας είναι δυνατόν να διερευνηθεί το φάσμα της επιδεκτικότητας, κάνοντας απλά και μόνο δύο μετρήσεις. Το όργανο της Bartington, που χρησιμοποιήθηκε και στην συγκεκριμένη περίπτωση μετράει σε συχνότητες 1 και 10 KHz και σε μια μέγιστη ένταση εναλλασσόμενου μαγνητικού πεδίου  $3 \times 10^{-4}$  T (3Oe). Η εισαγωγή του δείγματος μέσα στο πηνίο ανίχνευσης προκαλεί μια μικρή μετατόπιση της συχνότητας. Η διαφορά στην μετατόπιση στα 1 και 10 KHz λαμβάνεται ως μέτρηση της εξαρτώμενης από την συχνότητα μαγνητικής επιδεκτικότητας, η οποία συμβολίζεται με ( $\chi_{fd}$ ). Συνήθως το εύρος των τιμών για την εξαρτώμενη από την συχνότητα μαγνητική επιδεκτικότητα εκφράζεται ως ποσοστό επί της ολικής επιδεκτικότητας ( $\chi_{fd}/\chi$ ) και κυμαίνεται μεταξύ 0 και 24%.

Η μέγιστη μεταβολή της εξαρτώμενης από την συχνότητα μαγνητικής επιδεκτικότητας για αδρομερή μαγνητίτη είναι μικρότερη από 26% (Bhathal and Stacey (1969), ενώ οι υψηλότερες διαφορές βρέθηκαν σε σκόνη αιωρούμενων ιζημάτων.

#### 4.7 Μέτρηση της μαγνητικής επιδεκτικότητας

Συνήθως η μέτρηση της μαγνητικής επιδεκτικότητας γίνεται με την μέθοδο a.c (σχ. 4.3). Το δείγμα τοποθετείται σε ένα μαγνητικό πεδίο που παράγεται από ένα πηνίο. Ένα δεύτερο πηνίο χρησιμοποιείται για την ανίχνευση της επαγόμενης μαγνήτισης, που είναι ανάλογη της επιδεκτικότητας του δείγματος. Το σήμα που λαμβάνεται, ενισχύεται και μετράται σε millivolts. Τα μοντέρνα όργανα μαγνητικής επιδεκτικότητας χρησιμοποιούν μαγνητικά πεδία της τάξης 0.1mT (10e) σε συχνότητες μεταξύ 1-10KHz. Η A.C μετρούμενη μαγνητική επιδεκτικότητα μπορεί να διακριθεί στην “in phase” και την “quadrature”. Επίσης η επιδεκτικότητα μετράται σε διάφορες συχνότητες. Η μεταβολή της επιδεκτικότητας με την συχνότητα είναι γνωστή ως φάσμα επιδεκτικότητας. Σε χαμηλές συχνότητες η μαγνήτιση του δείγματος είναι σε φάση με το εφαρμοζόμενο πεδίο, οπότε η “in phase” επιδεκτικότητα έχει μια τιμή κοντά στην απευθείας επιδεκτικότητα του δείγματος, ενώ η “quadrature” συνιστώσα πλησιάζει το μηδέν. Καθώς αυξάνει η συχνότητα η “in phase” επιδεκτικότητα μετά από μια μικρή αύξηση, ελαττώνεται σταθερά, ενώ η “quadrature” επιδεκτικότητα αυξάνει.



Σχήμα 4.3 Μέτρηση της μαγνητικής επιδεκτικότητας (Thompson and Oldfield 1986).

#### 4.8 Μέτρηση της μαγνητικής επιδεκτικότητας με το MS2 της Bartington

Το σύστημα MS2 Bartington (Σχήμα 3.4) χρησιμοποιείται για την μέτρηση της μαγνητικής επιδεκτικότητας πυριγενών, μεταμορφωμένων και ιζηματογενών πετρωμάτων με ανάλυση  $2 \times 10^{-6}$  SI units. Μετρήσεις μπορούν να διεξαχθούν τόσο στο εργαστήριο, όσο και σε εξωτερικούς χώρους, αφού το μετρητικό σύστημα είναι φορητό και ανάλογα με την εφαρμογή, μπορεί να προσαρμόζεται διαφορετικός αισθητήρας. Εφαρμόζεται σε γεωλογικές, παλαιομαγνητικές, αρχαιολογικές, παλαιοκλιματολογικές, υδρολογικές, ιζηματολογικές, έρευνες και σε πυρηνοληψίες.



Σχήμα 4.4 Το μετρητικό σύστημα MS2 του οίκου Bartington με διάφορους αισθητήρες μέτρησης της μαγνητικής επιδεκτικότητας.

Οι μετρήσεις είναι μη καταστροφικές και οι χαμηλές συχνότητες που χρησιμοποιούνται διασφαλίζουν το γεγονός ότι τα αποτελέσματα δεν επηρεάζονται από την αγωγιμότητα του δείγματος. Ακολουθούν οι προδιαγραφές του μετρητή MS2 καθώς και των αισθητήρων που χρησιμοποιούνται ανάλογα με το είδος του δείγματος (στερεό, υγρό ή υπό μορφή κόνεως) και το είδος της μέτρησης (εργαστηριακή ή μέτρηση πεδίου).

**Specification - MS2 Meter**

Measuring range - volume specific - mass specific	1-9999 x 10 <sup>-5</sup> SI (x10 <sup>-6</sup> CGS) 1-9999 x 10 <sup>-8</sup> SI (x10 <sup>-6</sup> CGS)
Resolution - volume specific	2 x 10 <sup>-5</sup> SI (2 x 10 <sup>-7</sup> CGS) on x 0.1 range. The resolution achieved will depend on temperature drift and environmental noise.
Internal battery	0.6 Ah sealed Ni-Cad give 8 hours continuous use before recharge is required.
Enclosure material	high impact ABS
Operating temperature	-10°C to 40°C
Weight	1.3kg
Dimensions	255 x 158 x 50mm
Sensor cable	50 ohm TNC to TNC, 1m length (alternative lengths to 100m on request)
Battery charger inlet	2.1mm socket, 6-14Vd.c., 100mA maximum, polarity protected
RS232 interface	1200/9600 baud selected on rear panel
Interface connector	4-way rear panel Fischer socket

**Specification - MS2B Sensor**

Calibration accuracy	1% (10ml calibration sample provided)
Measurement period: x 1 range CGS (SI) x 0.1range CGS (SI)	1.2 seconds (1.5s) 12 seconds (15s)
Operating frequencies: LF HF	0.465kHz ±1% 4.65kHz ±1%
Amplitude of applied field	250μT peak ±10% (LF & HF)
Maximum resolution	2 x 10 <sup>-7</sup> CGS (LF & HF)
HF/LF Cross calibration	0.1% worst case
Temperature induced drift: Sample to Sensor Differential Calibration sample	±0.05 x 10 <sup>-6</sup> CGS/°C/minute +0.006/°C
Enclosure material	high impact ABS
Weight	0.8kg
Dimensions	200 x 145 x 110mm



**Specification - MS2C Sensor**

Loop internal diameter	36, 40, 45, 60, 72, 80, 90, 100, 125, 130, 135, 140, 145, 150, 160 or 162mm standard <i>Intermediate sizes can be provided at an additional charge</i>
Calibration accuracy	5% (calibration sample provided)
Measurement period - x 1 range - x 0.1range	0.9 seconds 9 seconds
Operating frequency	0.565kHz
Drift at room temperature	$<2 \times 10^{-6}$ CGS in 10 minutes after 5 minutes operation
Enclosure material	white polyacetal
Weight	2-2.65kg depending on diameter
Dimensions	290 x 200 x 144mm

**Specification - MS2D probe**

Depth of response	50% at 15mm, 10% at 60mm
Measurement period - x 1 range - x 0.1 range	0.5 seconds 5 seconds
Operating frequency	0.958kHz
Drift at room temperature	$<10 \times 10^{-6}$ CGS in 20 minutes after 20 minutes operation
Enclosure material	reinforced epoxy
Weight	0.5kg
Dimensions	mean diameter 185mm, overall height 100mm



**Specification - MS2E Sensor**

Area of response	3.8mm x 10.5mm at the end of the ceramic cylinder
Depth of response	50% at 1mm, 10% at 3.5mm
Measurement period - x 1 range - x 0.1 range	1.2 seconds 12 seconds
Operating frequency	2kHz
Drift at room temperature	$<5 \times 10^{-6}$ CGS in 5 minutes after 5 minutes operation
Enclosure material	high impact ABS and ceramic
Weight	0.22kg
Dimensions	64 x 25 x 140mm

**Specification - MS2F probe**

Area of response	end face and cylinder wall up to the shoulder
Depth of response	10% at 6mm from end face and 4.5mm from outer diameter of end cap
Measurement period - x 1 range - x 0.1 range	0.9 seconds 9 seconds
Operating frequency	0.58kHz
Drift at room temperature	$<10 \times 10^{-6}$ CGS in 20 minutes after 20 minutes operation
Enclosure material	Nylon 66
Weight	0.075kg
Dimensions - sensitive volume - overall	15mm diameter x 20mm 35mm diameter x 85mm





**Specification - MS2G Sensor**

Calibration accuracy	2% (1ml calibration check sample provided)
Measurement period - x 1 range - x 0.1 range	0.7 seconds 7 seconds
Operating frequency	1.3kHz
Drift at room temperature	$<2 \times 10^{-6}$ CGS in 5 minutes after 5 minutes operation
Enclosure	aluminium and ceramic
Sample cavity dimensions	8.5mm diameter x 28mm in height
Sensitive region	5mm height at centre of cavity
Weight	670g
Dimensions (mm)	189 x 91 x 67
Sample vial - 1ml volume	Kartell part number 730

**Specification - MS2K Probe**

Area of response	25.4mm diameter full-width-half-maximum
Depth of response	50% at 3mm, 10% at 8mm
Measurement period - x 1 range - x 0.1 range	1 second 10 seconds
Drift at room temperature	$< \pm 2 \times 10^{-6}$ CGS in 5 minutes after 5 minutes operation
Operating frequency	930Hz
Weight	270gms; 1695g (with carrying case)
Dimensions	180 x 170 x 50mm
Environmental	May be used under wet conditions – not suitable for immersion

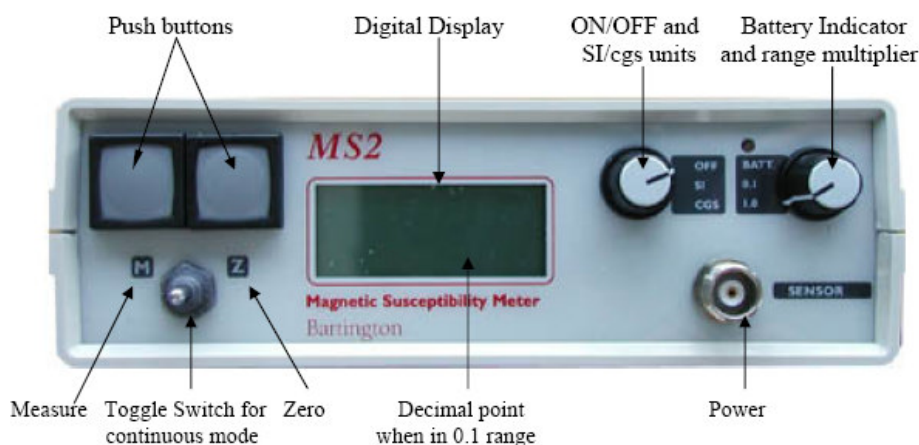
**Specification - MS2 Probe Handle**

Weight	0.65kg
Dimensions - upper section - lower section	430mm length 360mm length



Διαδικασία μέτρησης μαγνητικής επιδεκτικότητας δειγμάτων (Σχήμα 4.5)

1. Οι καλύτερες μετρήσεις γίνονται γενικά όταν η θερμοκρασία είναι σταθερή και γενικά σε χαμηλά επίπεδα. Πρέπει να αποφεύγονται οι μετρήσεις όταν υπάρχει υγρασία.
2. Τα δείγματα κοσκινίζονται πριν την μέτρηση έτσι ώστε να απομακρυνθούν τυχόν μικρά μεταλλικά αντικείμενα, αλλά και να είναι ομογενή.
3. Το σύστημα μέτρησης δεν πρέπει να τοποθετείται κοντά σε μεταλλικά αντικείμενα ή σε υψηλής τάσης μηχανήματα.
4. Ρυθμίζεται η συχνότητα στο low. Αφού μετρηθούν όλα τα δείγματα, επαναλαμβάνεται με την συχνότητα στο high.
5. Η ευαισθησία ρυθμίζεται στο εύρος  $\times 1.0$ .
6. Πιέζεται το κουμπί που γράφει zero (Z), χωρίς δείγμα μέσα στην συσκευή. Στην συνέχεια επιλέγεται continuous measurements (M). Επίσης αν μεταβάλλεται η τιμή που δείχνει το όργανο κατά  $\pm 1$  σημαίνει ότι υπάρχει θόρυβος.
7. Τοποθετούνται 10gr δείγματος (μετρημένα με ζυγαριά ακριβείας) μέσα στο ειδικό δοχείο και στην συνέχεια στον αισθητήρα. Πιέζεται το κουμπί που γράφει measure (M) και σημειώνεται η μέτρηση. Υπάρχει η δυνατότητα συνεχούς μέτρησης και καταγραφής - αποθήκευσης σε H/Y μέσω σειριακής θύρας, ώστε να λαμβάνεται η μέση τιμή των μετρήσεων.



Σχήμα 4.5 Πρόσοψη του μετρητικού συστήματος MS2 του οίκου Bartington.

#### 4.9 Σχέση μαγνητικών ορυκτών και βαρέων μετάλλων

Αν και η σχέση μαγνητικών οξειδίων και βαρέων μετάλλων στην ιπτάμενη τέφρα και τις βιομηχανικές εκπομπές αερίων έχει κατανοηθεί έως τώρα πολύ λίγο, ωστόσο αρκετές συγγραφείς επιβεβαιώνουν στις εργασίες τους τα παραπάνω.

Οι Theis and Wirth (1977) εντόπισαν σε αναλύσεις επιφανειακών δειγμάτων ιπτάμενης τέφρας από καύση γαιάνθρακα, σχέση μεταξύ του χαλκού, χρωμίου, αρσενικού και ψευδάργυρου με συγκεκριμένα οξείδια του σιδήρου, μαγγανίου και αργιλίου. Ο χαλκός, το χρώμιο, το αρσενικό και ο ψευδάργυρος, στις περισσότερες περιπτώσεις σχετίζονταν με την παρουσία οξειδίων του σιδήρου. Επίσης το κάδμιο και το νικέλιο σχετίζονταν με την παρουσία μαγγανίου και τέλος ο μόλυβδος με την παρουσία άλλων στοιχείων.

Οι Hansen et al. (1981) απέδειξαν ότι το χρώμιο, το μαγγάνιο το νικέλιο ο χαλκός ο ψευδάργυρος και το βηρύλλιο ήταν όλα εμπλουτισμένα σε μαγνητικό κλάσμα από ιπτάμενη τέφρα καύσης γαιανθράκων. Οι Olson and Skogerboe (1975) και Linton et al. (1980) εντόπισαν την σχέση μεταξύ του «μαγνητικού σιδήρου» και του μόλυβδου σε εκπομπές καυσαερίων από οχήματα.

Οι Petrovsky et al. (2001) ανέλυσαν δείγματα από αλλουβιακό έδαφος γύρω από μια περιοχή που λειτουργούσε χυτήριο μόλυβδου, για να καθορίσουν την μαγνητική επιδεκτικότητα αλλά και τις συγκεντρώσεις μόλυβδου, ψευδαργύρου και καδμίου. Κατέληξαν ότι υπάρχει σχέση ανάμεσα στην μαγνητική επιδεκτικότητα και τις συγκεντρώσεις των παραπάνω βαρέων μετάλλων και ότι η μέθοδος μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον διαχωρισμό ρυπασμένων και μη περιοχών.

Οι Lecoanet et al. (2003) μελέτησαν δείγματα εδάφους από μια περιοχή της νότιας Γαλλίας η οποία περικλείει αυτοκινητόδρομο, αεροδρόμιο και βιομηχανίες σιδήρου και χάλυβα με στόχο να καθορίσουν τους συνδυασμούς των μαγνητικών παραμέτρων που απαιτούνταν για τον χαρακτηρισμό τους. Για την ακρίβεια μελέτησαν τις σχέσεις SIRM-χ, IRM\_200mT/SIRM-IRM\_20mT/SIRM και ARM\_40mT/SARM-χ και κατάφεραν να καθορίσουν τις πηγές ρύπανσης αλλά και να παρακολουθήσουν την μεταβολή της μαγνητικής επιδεκτικότητας με το βάθος.

Οι Boyko et al. (2004) προσπάθησαν να παρακολουθήσουν την χρονική μεταβολή της μαγνητικής επιδεκτικότητας σε ένα κάμναβο 10x10 Km στην βόρεια και νότια Αυστρία. Πραγματοποίησαν δειγματοληψίες σε δύο χρονικές φάσεις (καλοκαίρι 2000 και 2001). Κατέληξαν ότι η επαναληπτικότητα των μετρήσεων επηρεάζεται από την ανομοιογένεια του

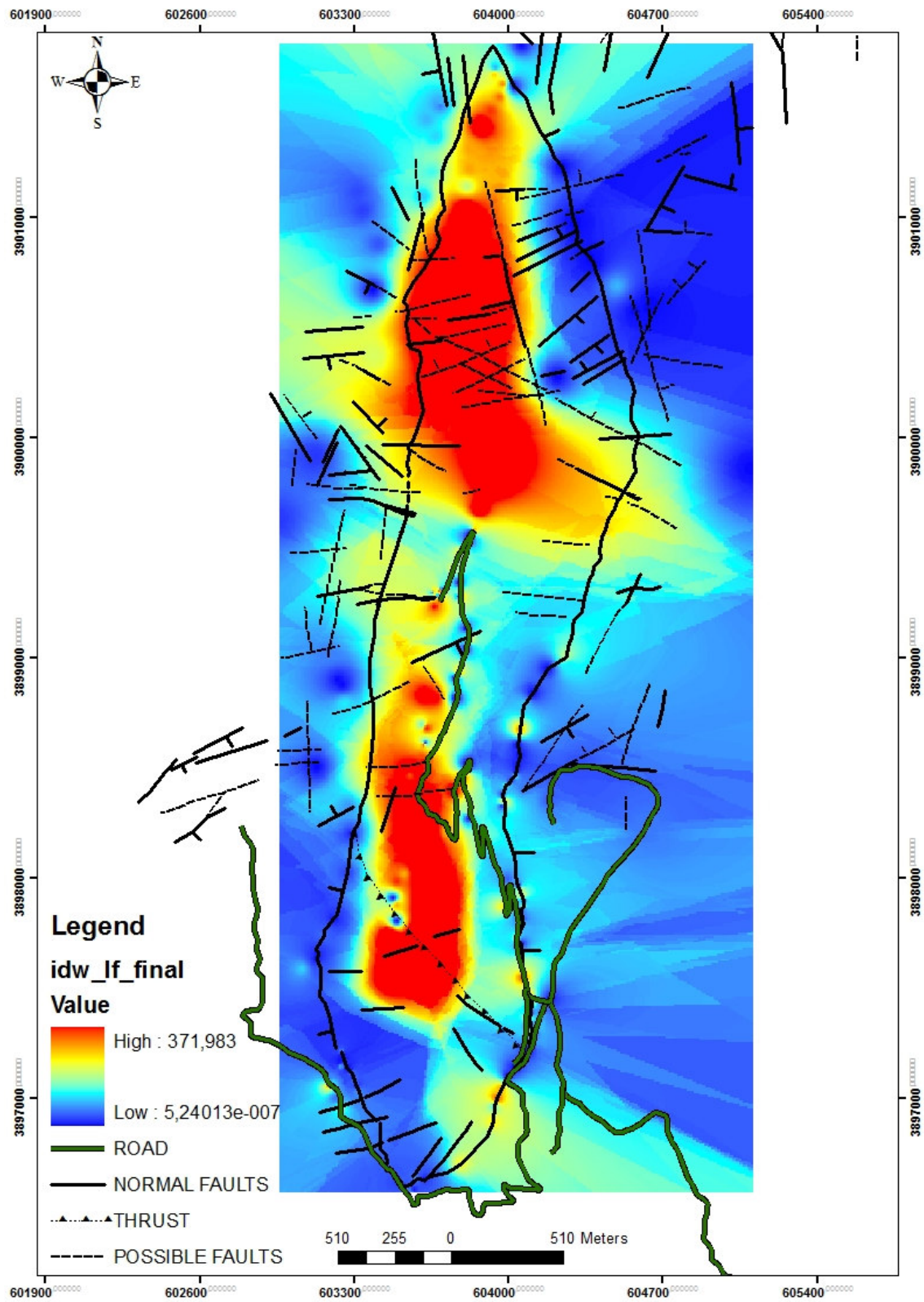
εδάφους, του σημείου μέτρησης, την ακρίβεια καθορισμού της θέσης, τον εξοπλισμό την βλάστηση και τις ανθρωπογενείς δραστηριότητες.

#### 4.10 Αποτελέσματα της μαγνητικής χαρτογράφησης του όρους Γιούχτα

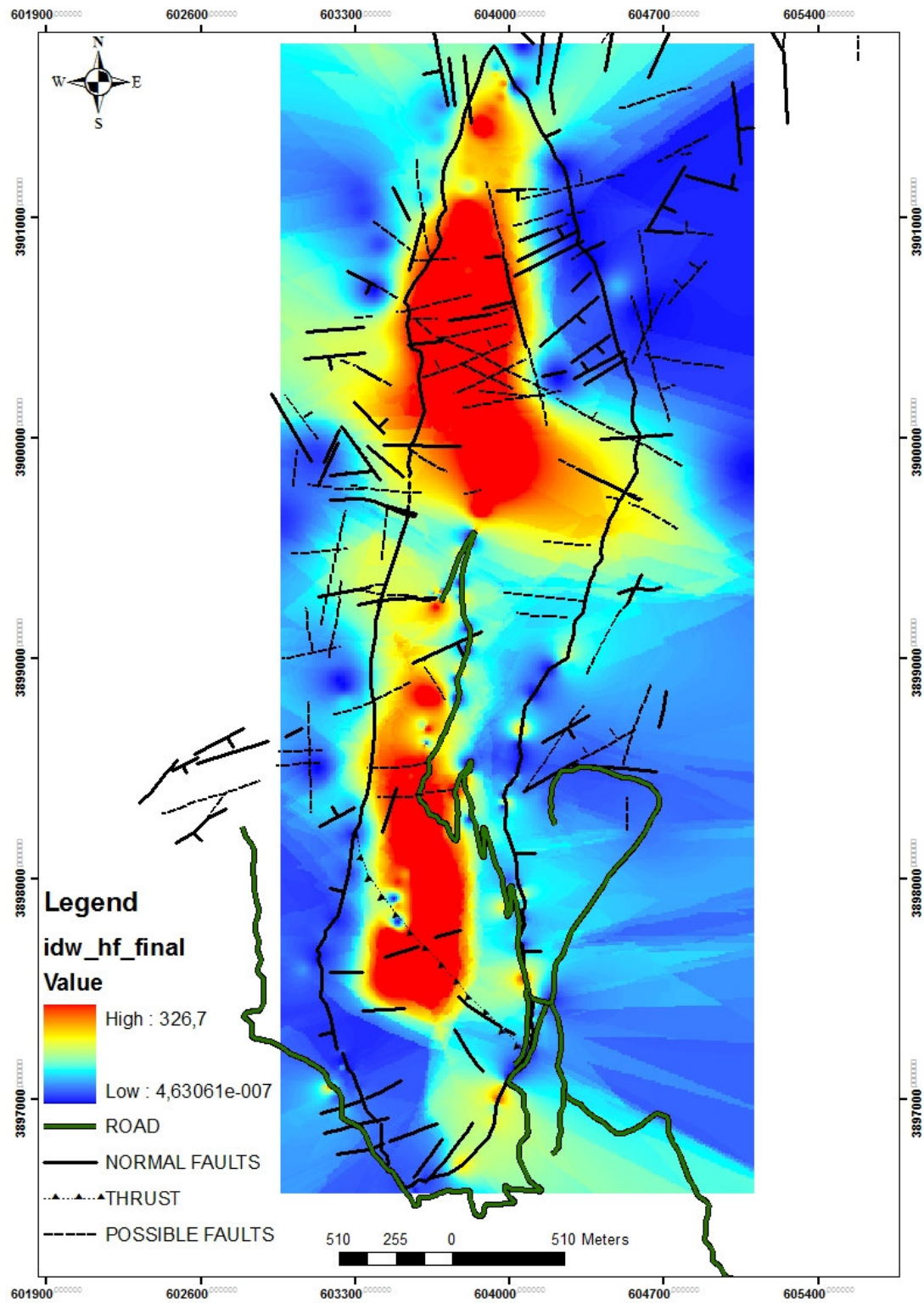
Οι χάρτες που θα παρουσιαστούν στην συνέχεια έχουν προκύψει από επεξεργασία των παραπάνω χαρτών με την βοήθεια του προγράμματος GIS (Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών). Αφού δημιουργήθηκαν τα αρχεία των δεδομένων εφαρμόστηκε η διαδικασία της παρεμβολής (inverse distance weighted, IDW), η οποία επιλέχθηκε μετά από αρκετές δοκιμές μεθόδων παρεμβολής. Με την συγκεκριμένη μέθοδο καθορίζεται η τιμή σε κάθε κυψέλη, από το μέσο όρο των γειτονικών σημείων. Η βαθμός βαρύτητας κάθε σημείου που συμμετέχει στον υπολογισμό της μέσης τιμής μιας κυψέλης εξαρτάται από την απόσταση του.

Στο σχήμα 4.6 παρουσιάζεται η απεικόνιση της κατανομής της μαγνητικής επιδεκτικότητας σε χαμηλή συχνότητα, η οποία αντιπροσωπεύει την πραγματική επιδεκτικότητα. Υψηλές τιμές, που προβληματίζουν για την πιθανή παρουσία αυξημένων συγκεντρώσεων οξειδίων του σιδήρου και κατά συνέπεια ανθρωπογενούς παρέμβασης, εμφανίζονται στις περιοχές με τα μεγαλύτερα υψόμετρα στον Γιούχτα. Στο σχήμα 4.7 παρουσιάζεται η απεικόνιση της κατανομής της μαγνητικής επιδεκτικότητας σε υψηλή συχνότητα, η οποία αντιπροσωπεύει την φανταστική συνιστώσα της επιδεκτικότητας και παρουσιάζει την ίδια κατανομή με την πραγματική επιδεκτικότητα που παρουσιάστηκε προηγουμένως. Η χωρική κατανομή των ρηγματογενών ζωνών δεν φαίνεται να σχετίζεται με τις δύο προηγούμενες παραμέτρους.

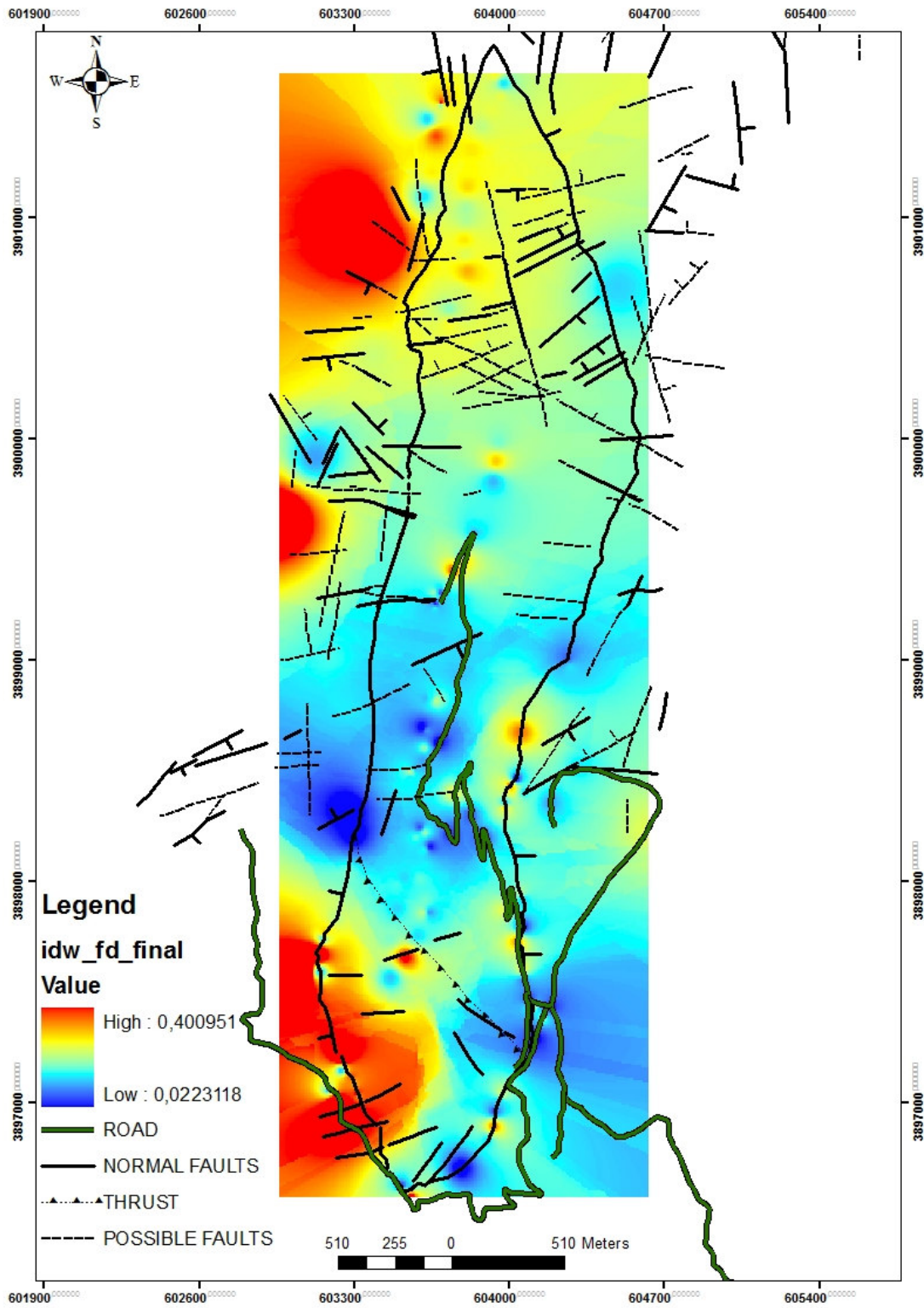
Επίσης προσδιορίστηκε και η μαγνητική επιδεκτικότητα που εξαρτάται από την συχνότητα με βάση την σχέση  $FD \text{ susceptibility} = [MS(\text{Low}) - MS(\text{High})] / MS(\text{Low})$ . Στο σχήμα 4.8 παρουσιάζεται η κατανομή της εξαρτώμενης από την συχνότητα επιδεκτικότητας, η οποία πιθανόν να σχετίζεται με τα γεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής. Γενικά η συγκεκριμένη παράμετρος λαμβάνει τιμές στο διάστημα 0.05 – 0.4. Η χωρική κατανομή των ρηγματογενών ζωνών πιθανότατα σχετίζεται με την κατανομή των τιμών της συγκεκριμένης παραμέτρου. Πιο συγκεκριμένα παρουσιάζονται περιοχές με πολύ υψηλές τιμές που φαίνεται να περιορίζονται από τις ρηγματογενείς ζώνες.



Σχήμα 4.6 Κατανομή της μαγνητικής επιδεκτικότητας (SI units) σε χαμηλή συχνότητα με την μέθοδο παρεμβολής IDW



Σχήμα 4.7 Κατανομή της μαγνητικής επιδεκτικότητας (SI units) σε υψηλή συχνότητα με την μέθοδο παρεμβολής IDW



Σχήμα 4.8 Απεικόνιση της κατανομής της εξαρτώμενης από την συχνότητα μαγνητικής επιδεκτικότητας

## 5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

### 5.1 Εισαγωγή

Στα πλαίσια της συγκεκριμένης εργασίας γεωπεριβαλλοντική μελέτη του όρους Γιούχτα, το οποίο εντοπίζεται στην περιοχή του Δήμου Αρχανών και αποτελεί μια περιοχή ιδιαίτερου φυσικού κάλλους, γεωλογικού και αρχαιολογικού ενδιαφέροντος. Για την μελέτη της συγκεκριμένης περιοχής συνδυάστηκαν τρεις μεθοδολογίες χαρτογράφησης, δηλαδή, γεωλογική, τεκτονική και μαγνητική. Οι πληροφορίες που συλλέχθηκαν από τις εργασίες υπαίθρου σε συνδυασμό με πληροφορίες από παλαιότερες έρευνες εντάχθηκαν και αναλύθηκαν σε Γεωγραφικό Σύστημα Πληροφοριών.

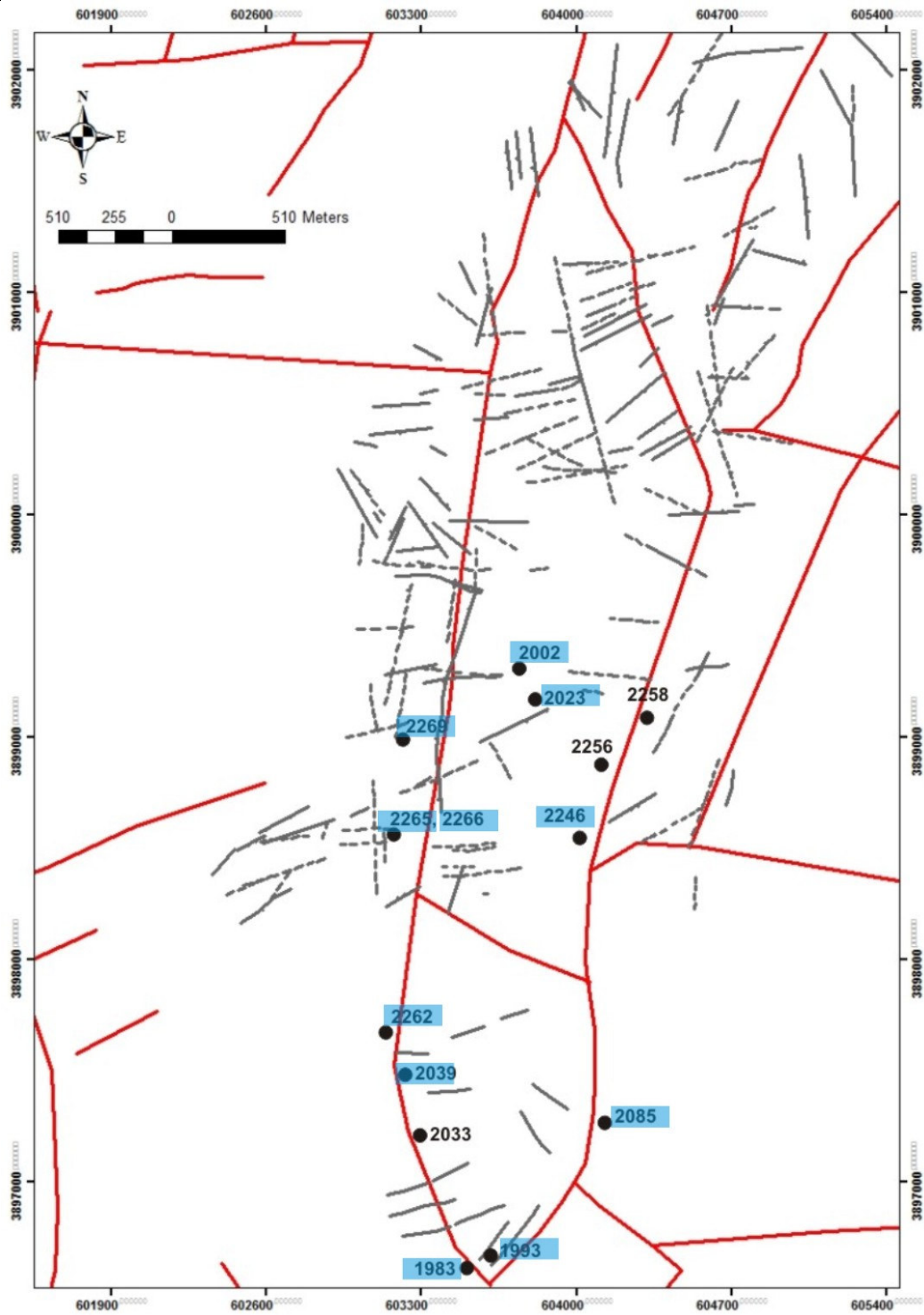
### 5.2 Συμπεράσματα και αξιολόγηση της μεθοδολογίας

Κάνοντας μια ανασκόπηση των όσων έχουν παρουσιαστεί στα προηγούμενα κεφάλαια παρουσιάζομε τα κυριότερα συμπεράσματα.

- Το όρος Γιούχτα δομείται από Ανωκρητιδικούς και Ιουρασικούς ασβεστόλιθους και αποτελεί ένα ασύμμετρο τεκτονικό κέρασ.
- Σύμφωνα με την χρονολόγηση των ρηγματογενών ζωνών, η έναρξη της διαδικασίας δημιουργίας του Γιούχτα ανάγεται στο Ηώκαινο – Κατώτερο Ολιγόκαινο με συμπίεστική τεκτονική. Μεταγενέστερα επέδρασαν αρκετές τεκτονικές φάσεις μέχρι να φτάσει στην σημερινή του μορφή. Κάποιες από τις τεκτονικές ζώνες εμφανίζονται ενεργές μέχρι σήμερα.
- Η κατανομή της πραγματικής μαγνητικής επιδεκτικότητας παρουσιάζει υψηλές τιμές, που δεν συνάδουν με την παρουσία ασβεστολιθικού υλικού. Η παρουσία ερυθρογής θα μπορούσε εν μέρει να δικαιολογήσει τέτοιες τιμές, όμως το γεγονός της παρουσίας ιερών κορυφής για την λατρεία του Δία στην αρχαιότητα, παραπέμπει περισσότερο σε ανθρωπογενή δραστηριότητα.
- Η κατανομή της εξαρτώμενης από την συχνότητα επιδεκτικότητας, λαμβάνει τιμές στο διάστημα 0.05 – 0.4. Η χωρική κατανομή των ρηγματογενών ζωνών πιθανότατα σχετίζεται με την κατανομή των τιμών της συγκεκριμένης παραμέτρου. Πιο συγκεκριμένα παρουσιάζονται περιοχές με πολύ υψηλές τιμές που φαίνεται να περιορίζονται από τις ρηγματογενείς ζώνες.



**6. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΡΤΗΣ ΘΕΣΕΩΝ ΦΩΤΟΓΡΑΦΗΣΗΣ ΚΑΙ ΦΩΤΟΓΡΑΦΙΕΣ**





ΦΟΤΟ 1983 – Το ρήγμα μετρήθηκε σε πολλά σημεία (239/78, 246/78, 239/80)



ΦΟΤΟ 1993 Πρόκειται για συζυγή ρήγματα Η Ιφιγένεια μετράει την επιφάνεια προς την οποία είναι εστραμμένη 288/85



FOTO 2002 – 260/45



FOTO 2023 - 209/85



FOTO 2033 – 260/65



FOTO 2039 – 260/55



FOTO 2085 312/72, 155/30



FOTO 2246



FOTO 2262

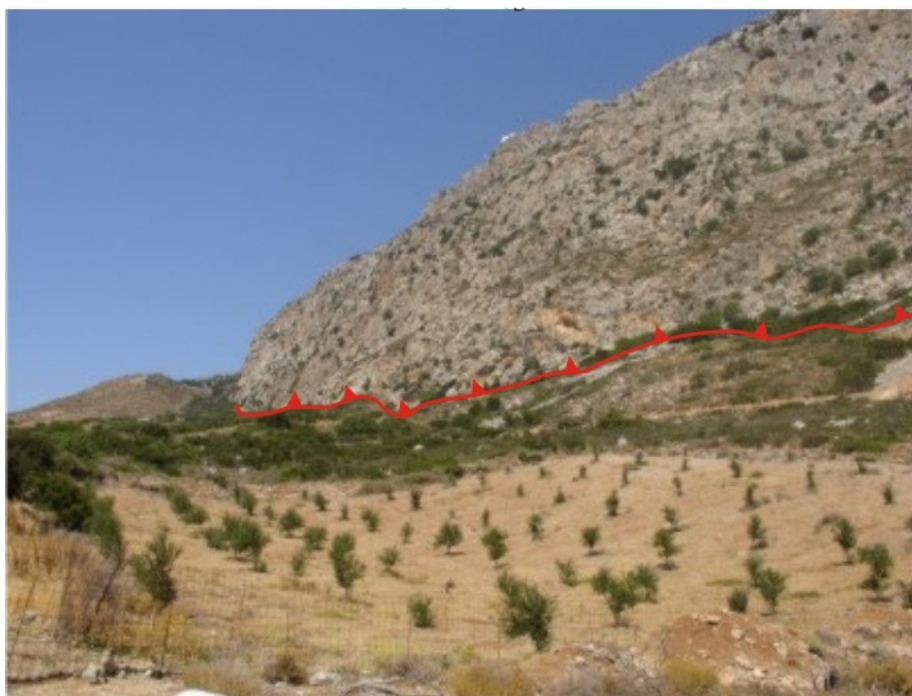


FOTO 2265 10/25



FOTO 2266 10/25



FOTO 2269

## 7. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Kiliyas, A., Fassoulas, C., Mountrakis, D., 1993, Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis metamorphic core complex at the central part of the Hellenic arc, *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXVIII, 297-314.
2. Fytrolakis, N., 1980, The geological structure of Crete: Problems, observations and conclusions, *Habil. Thesis, Nat. Tech. Univ., Athens*.
3. Alloway, B.J. (ed), 1990. Heavy metals in soils, Glasgow, *Blackie*, 1-339.
4. Bhathal, R.S. and Stacey F.D., 1969, Frequency independence of low field susceptibility of rocks, *J. Geophys. Res.* 74, 2025-7.
5. Boyko, T., Scholger, R., Stanjek, H., MAGPROX Team, 2004, Topsoil magnetic susceptibility mapping as a tool for pollution monitoring repeatability of in situ measurements, *Journal of Applied Geophysics* 55, 249-259.
6. Lecoanet, H., Leveque, F., Ambrosi, J.-P., 2003, Combination of magnetic parameters: an efficient way to discriminate soil-contamination sources, *Environmental Pollution* 122, 229-234.
7. Petrovsky, E., Kapicka, A., Jordanova, N., Borucka, L., 2001, Magnetic Properties of alluvial soils, contaminated with lead, zinc and cadmium, *Journal of Applied Geophysics* 48, 127-136.
8. Snoek, J.L., 1948, Dispersion and absorption in magnetic ferrites at frequencies above one megacycle, *Physica* 14, 207-17.
9. Thompson, R. and Oldfield, F., 1986, *Environmental Magnetism*, Allen & Unwin Ltd.
10. Zeng, X., Jin, T., Jiang, X., Kong, Q., Ye, T., Nordberg, G.F., 2004. Effects on the prostate of environmental cadmium exposure – A cross-sectional population study in China, *BioMetals*, vol. 17, no. 5, pp. 559-566(8), Kluwer Academic Publishers.

### Βιβλιογραφία για την τεκτονική

ALTHERR. R., SCHLIESTEDT, M., OKRUSCH. M. SEIDEL E., KREUZER. H., HARRE, W., LENZ, H., WENDT, I. & WAGNER, G. (1979): Geochronology of high-pressure rocks on Sifnos (Greece, Cyclades). -*Contr. J. Geol. Petrol.* 70, 245-255.

ALTHERR, R., KREUZER, H., WENDT, I., LENZ, H., WAGNER. G.-A., KELLER, J., HARRE, W. & HOHNDORF, A. (1982): A late Oligocene/early Miocene high temperature belt in the Attico-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). -*GeoJ. Ib.*, E23, 97-164.

AND RIESS EN, P.-A., BOELRUK, N.-A., HERBEDA, E.-H., PRIEM, H.-M., VERDURMEN, E.-A., & VERSCHURE, R.-H. (1979): Dating the events of metamorphism



- and granitic magmatism in the Alpine Orogen at Naxos (Cyclades, Greece). -Contr. Miner. & Petrol., 69,215-225.
- ANGELIER, I. (1979): Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. -Tectonophysics, 56, T17-T26.
- ANGELIER, J., LYBERIS, N., LE PICHON, X., BARRIER, E. & HUCHON, F. (1986): The tectonic development of the Hellenic arc and the sea of Crete: A synthesis. -Tectonophysics, 86, 159-196.
- AVIGAD, D. & CARFUNKEL, Z. (1989): Low-angle faults above and below a blueschist belt, Tinos Is., Cyclades, Greece. -Tera Nova, 1, 182-187.
- AVIGAD, D. & CARFUNKEL, Z. (1991): Uplift and exhumation of high pressure metamorphic terrains: the example of the Cycladic blueschist belt. Tectonophysics, 188,357-372.
- AUBOUIN, J. (1959): Contribution a l' etude geologique de la Grece septentrionale: les confins de l' Epire et de la Thessalie. -Ann. geol. Pays Hellen., 10, 1-483.
- AUBOUIN, J., (1965): Geosynclines. -Developments in Geotectonics, vol. I, Elsevier ed., Amsterdam, 335p.
- AUBOUIN, J., (1973): Des tectoniques superposees et de leur simplification, par rapport aux modeles geophysiques: l'exemple des Dinarides, paleotectonique, tectonique, tarditectonique, neotectonique. -Bull. Soc. Geol. France, (7), 15,42c
- AUBOUIN, J. & DEDOUPT, J., (1965): Sur la geologie de l' Ege: regard sur la Crete (Grece). -Bull. Soc. Geol. France, (7), 7, 787-821.
- AUBOUIN, J., DERCOURT, J., NEUMANN, M. & SIGAL, J. (1965): Un element externe de la zone du Pinde: la serie d'Ethia (Crete, Grece). -Bull. Soc. Geol. France, (7), 7, 753-757.
- BARBER, D.J. (1985): Dislocations and microstructures. -In H.R. Wenk (ed): Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks. An Introduction to modern texture analysis. Academic Press, London, 149-182.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J., & LE PICHON, X., (1977): From the Tethys ocean to the mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. -In B. Biju-Duval and L. Montadert (eds), Histoire Structurale Des Bassins Mediterranees. Split, Yougoslavie. Editions Technip. Paris, 143-164.
- BIZON, C & THIEBAULT, F. (1974): Donnees nouvelles sur l'age des marbres et quartzites du Taygete (Peloponnese meridionale, Grece). -C R. Acad. Sc.. Serie D, 278, 9-12.
- BLAKE, M.-C, BONNEAU, M., GEYSSANT, J., KIENAST, J.-R. LEPVIER, C. MALUSKI, H. & PAPANIKOLAOU, D. (1981): A geological reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece. -Bull. Geol. Soc. Amer., 92, 247-254.
- BOCCALETTI, M. (1973): Mesogea, Mesoparathethys. Mediterranean and Paratethys: Their possible relations with the Tethys ocean development. -Ofioliti, 4, 83-96.
- BONNEAU, M. (1970): Les lambeaux allochtones du revers septentrional du massif des Psiloriti (Crete moyenne, Grece). -Bull. Soc. Geol. France, (7), 12, 1124-1129.
- BONNEAU, M. (1972a): Existence d'un lambeau de cristallin charrié sur la serie du Pinde en Crete moyenne (Grece). -C R. Acad. Sc. Paris. 274, 2133-2136.
- BONNEAU, M. (1972b): La nappe metamorphique de l'Asteroussia, lambeau d'affinites pelagoniennes charrie jusque sur la zone de Tripolitza de la Crete moyenne (Grece). -C R. Acad. Sc. Paris, 275, 2303-2306.
- BONNEAU, M. (1973): Sur les affinites ioniennes des "calcaires en plaquettes" epimetamorphiques de la Crete, le charriage de la serie de Gavrovo- Tripolitza et la structure de l'arc Egeen. -C R. Acad. Sc. Paris, 277, 2453-2456.
- BONNEAU, M. (1976): Esquisse structurale de la Crete alpine. -Rapp. 5, Call. Geol. regions Egeennes; Orsay. Bull. Soc. Geol. France, 2, 155-157

- BONNEAU, M. (1982): Evolution dynamique de l'Arc Egeen depuis le Jurassique superieur jusqu'au Miocene. -Bull. Soc. Geol. France, 24, 229-242.
- BONNEAU, M. (1984): Correlation of the Hellenides nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. -Geol. Soc. London, sp. publ., 17, 517-527.
- BONNEAU, M. & FLEURY, J.-J. (1971): Precisions sur la serie d' Ethia (Crete, Grece): existence d' un premier flysch mesocretace. -CR. Acad. Sc. Paris, 272, 1840-1842.
- BONNEAU, M. & ZAMBETAKIS, A. (1975): La serie Mangassa de la Crete orientale (Grece): une klippe d'origine pindique externe. -C R. Acad. Sc. Paris, 281, 1719.
- BONNEAU, M., BEAUDVAIS, L. & MIDDLEMISS, F.-A. (1974): L' unite de Miamou (Crete, Grece) et sa macrofaune d'age Jurassique superieur (Brachiopods, Madreporaires). -Ann. soc. geol. Nord. 94, 71-85.
- BROWN, E.H. (1977): Crossite content of Ca-amphibole. -1. Petrol. 18, 53-72.
- BRUN, J.P., SOKOUTIS, D. & VAN DEN DRIESSCHE, J.L. (1994): Analogue modelling of detachment fault systems and core complexes. -Geology, 22, 3193-22.
- BRUNN, J.H. (1956): Etude geologique du Pindos septentrional et de la Macedoine occidentale. -Ann. geol. Pays Hellen., 7, 1-358.
- BUICK, I.-S. (1991): Mylonite fabric development on Naxos, Greece. -1. Struct. Geol., 13, 643-655.
- BURCHFIEL, B., ZHILIANG, C., HODGES, K., YUPING, L., ROYDEN, L., CHANG RONG, D. & JIENE, X. (1992): The south Tibetan detachment System, Himalayan Orogen: Extension contemporaneous with and parallel to Shortening in a collisional Mountain belt. -Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 269, 141.
- BURG, J.P., IVANOV, Z., RICOU, E.L., OIMOR, D. & KLAİN, L. (1990): Implications of shear-sense criteria for the Tectonic evolution of the central Rhodope massif, S. Bulgaria. -Geology, 18, 451-454.
- CARMIGNANI, L. & KLIEGFELD, R. (1990): Crustal extension in the northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. - Tectonics, 9, 1275-1305.
- CA YEUX, L. (1902): Sur la composition et l'age des terrains metamorphiques de la Crete. -e. R. Acad. Sc. Paris, 134, 1116-1119.
- CHALIKIOPOYLOS, L. (1903): Sitia, die Osthalbinsel Kretas. - Veroeff. d. Inst. f. Meerskunde, 4.
- CHOUKROUNE, P., GAPAIS, D. & MERLE, O. (1987): Shear criteria and structural symmetry. -1. Struct. Geol., 9, 525-530.
- CLOOS, M. (1982): Flow melanges: numerical modeling and geological constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. -Bull. Geol. Soc. Am., 93, 330-345.
- CRESPI, J.-M. (1986): Some guidelines for the practical application of Fry's method of strain analysis. -J. Struct. Geol., 8, 799-808, 1986.
- CREUTZBURG, N. (1961): Über junge Verschüttungserscheinungen auf der Insel Kreta und ihre Beziehungen zum Klima des Pleistozans. -Ann. Geol. d. Pays Hell., 12, 1-11.
- CREUTZBURG, N. & SEIDEL, E. (1975): Zum Stand der Geologie des präneogens auf Kreta. -N. Jb. Geol. Palaont. Abh., 149, 363-383.
- CREUTZBURG, N., DROOGER, C.-W., MEULENKAMP, I.-E., PAPASTAMATI, I., SANNEMANN, W., SEIDEL, E. & TATARIS, A. (1977): General geological map of Crete (scale 1:200,000). -Institute of Geological and Mining Research, Athens.
- DAVIS, G.-H. (1983): A shear zone model for the origin of metamorphic core complexes. -Geology, 11, 342-346.
- DERCOURT, I. (1972): The Canadian cordillera, the Hellenides and the sea floor spreading theory. -Can. J. Earth. Sci., 9, 709-743.

- DEWEY, J., PITMAN, W., RYAN, W. & BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. -*GeoJ. Soc. Am. Bull.*, 84, 3137-3180.
- DING, Z. (1984): Some formulae for calculating the parameters of the strain eUipse. *Tectonophysics*, 110, 167-175.
- DUNNET, D. (1969): A technique of finite strain analysis using eUiptical panicles. *Tectonophysics*, 7, 117-136.
- DURR, S., ALTHERR, R., KELLER, J., OKRliSCH, M. & SEIDEL E. (1978): The median Aegean Crystalline Belt. *Stratigraphy, Structure, Metamorphism. Magmatism.* -In: Cloos H., Roeder D. & Schmidt k., *Alps, Appenines, Hellenides*, Stuttgart.
- ENGELDER, J.T. (1974): Cataclasis and the generation of fault gouge. -*Bull. geol. Soc. Am.*, 85, 1515-1522.
- ETCHECOPAR, A. & VASSEUR, G. (1987): A 3-D Kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples. -1. *Struct. Geol.*, 9, 705-717.
- ETHERDGE, M.A., WALL, V.J., COX, S.F. & VERNON, R.H. (1984): High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. -1. *geophys. Res.*, 89, 4344-4358.
- EPTING, M., KUDRASS, H. & SCHAFFER, A. (1972): *Stratiographie et position des series metamorphiques aux Talea Ori.* -z. dt. geol. Ges., 123, 365-370.
- EVIRGEN, M. & ATAMAN, G. (1981): Study of metamorphisnl of the central Menderes Massif: isograds, pressure and temperature. - *Yebilimleri (Hacatepe Univ.)* 7, 15-26.
- FASSOULAS, c., KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D. (1994): Post-nappe stacking extension and exhumation of the HP /L T rocks in the island of Crete, Greece. *Tectonics*, 13, 1, 127-138.
- FASSOULAS, c., KILIAS, A., MOUNTRAKIS, D. & MARKOPOULOS, T. (1993): Miocene extension in the Psiloritis Metamorphic core complex, Central Crete, Greece. -In *National Technical University of .the'ls* (eds): Special issue dedicated to ProA. Panagos, 885-903.
- FRY, N. (1979): Randomly distributions and strain meassurements in rocks. *Tectonophysics*, 60, 89-105.
- FRANTZ, L. (1992): *Die polymetamorphe Entwicklung des Altkristalline auf Kreta und im Dodekanes (Griechenland): eine geologische. geochemische und petrologische Bestandsaufnahme.* - (Diss). Enke Verlag, Stuttgart.
- GAUTIER, P. & BRUN, J.P. (1994): Crustal-scale geometry and kinematics of lateorogenic extension in the central Aegean. Cyclades and Evvia island. *Tectonophysics*, 238, 399-424.
- GRAHAM, C. & POWEL, R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona schist, Southern California. *J. Met. Geol.*, 2, 13-31.
- GREILING, R. (1982): The metamorphic and structural evolution of the phyllite-quartzite nappe of westrn Crete. -1. *Struct. geol.*, 4/3, 291-297.
- HALL, R. (19C:;7): Basement and cover rock history in western Tethys: HT-LP metamorphism associated with extensional rifting of Gondwana. -In *AudleyCharles, M.G. & Hallam, A. (eds): Gondwana and Tethys. Geol. Soc. spec. Publ.*, 37, 41-50.
- HALL, R. & AUDLEY-CHARLES, M.G. (1983): The structure and regional significance of the Talea ori, Crete. -*J. Struct. Geol.*, 5, 167-179.
- HALL, R., AUDLEY-CHARLES, M.G. & CARTER, D.I. (1984): -The significance of Crete for the evolution of the eastern Meditf'-.anean. -*Geol. soc. rondon, sp. publ.*, 17, 4Q9-516.
- HANCOCK, M. (1985): Brittle microtectonics: Principles and practise. -1. *Struct. Geol.*, V7, 3/4, 437-457.

- HANNA, S. & FRY, N. (1979): A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Dided (Pembrokeshire) and adjacent areas. -1. *Struc. GeoJ.*, 1, 156-162
- HARMS, T., JA YKO, A. & BLAKE. M.-C.jr (1992): Kinematic evidence for extensional unroofing of the Franciscan complex along the Coast Range Fault, northern Diablo Range. California. -*Tectonics*, 11, 228-241.
- HOBBS, B. (1971): The analysis of strain in folded layers. -*Tectonophysics*, 6, 353-401.
- HOBBS, B. MEANS. W. & VILLIAMS. P. (1970): An outline of structural geology. John Wiley & SONS, Inc. New York, 571pp.
- HOBBS, B.E. & ORD. A. & TEYSSIER, C. (1986): Earthquakes in the ductile regime. *Pure & Appl. Geophys.*, 124, 309-336.
- HSU, T. (1966): The characteristics of coaxial and non-coaxial strain-paths. -1. *Strain. Anal.*, 1, 216-222.
- HYNES, A.J. & NISBET. E.G. & SMITH, A.G., WELLAND, W.J.P. & REX. D.C. (1972): Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othris region (eastern central Greece). -2. *Geol. J. Oes.*, 123, 455-468.
- JACOBSHAGEN, v., MAKRIS, J., RICHTER, D., BACHMANN, H.G., DOERT, D., GIESE, P. & RISCH, H. (1976): Alpidischer Gebirgsbau und Krustenstruktur des Peloponnes. -2. *Geol. Ges.*, 127, 337-363.
- KARAKITSIOS, V. (1979): Contribution a l'etude geologique des Hellenides. Etude de la region de Sellia (Crete moyenne, Grece). -These 3e cJ,de. UniY. P. et M. Curie. Paris, 155pp.
- KALISKI, G. (1977): La structure tectonique d'Attique et d'ile d'Eubee -*Proc. 6 Coli. Geol. Aegean Region*, 211-228.
- KAUFFMAN, G., KOCKEL, F. & MOLLAT, H. (1976): Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the Innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece). -*Bull. Soc. geol. France*, 18, 225-230.
- KILIAS, 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. Geoph. res. Special Issue*, 101, 211-223.
- KILIAS, A, FRISCH, W., RASCHBACHER L. & SFEIKOS, A (1990): Structural evolution and P/T conditions of metamorphism of blue schists of E. Thessaly (Greece). -*Bull. Geol. Soc. Greece*, XXI/I, 81-99.
- KILIAS, A, FASSOULAS, c., PRINIOTAKIS, M., FRISCH, W. & SFEIKOS, A (1991): Deformation and HP/LT Metamorphic conditions at the tectonic window of Kranea (W. Thessaly, N. Greece). -2. *Geol. Ges.*, 142, 87-96p.
- KILIAS, A, FASSOULAS, CH. & MOYNIOTAKIS, D. (1994): Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis "Metamorphic core complex", in the central part of the Hellenic arc (Crete, Greece), -*Geol. Rundsch*, 83, 417-430.
- KLIGFIELD, R., CARMIGMANI, L. & OWENS, W. (1981): Strain analysis of a Northern Apennine shear zone using deformed marble breccias. -1. *Struc. GeoJ.*, 3, 421-436.
- KNIPPE, R.J. (1989): Deformation mechanisms recognized from natural tectonites. -1. *Struc. Geol.*, 11, 127-146.
- KNIPPE, R.J. & LAW, R.D. (1987): The influence of crystallographic orientation and grain boundary migration in microstructural and textural evolution in an S-C mylonite. -*Tectonophysics*, 135, 153-169.
- KOBER, L. (1952): Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens. -*Serb. Akad. Wiss.*, 189.
- KOCKEL. F. & WALTER, H. (1968): Zur Geologischen Entwicklung des Sudlichen Serbomazedonischen massivs (Nordgriechenland). -*Bulg. Akad. Sc. Bull. Geol. Inst. Geot. Str. Lyth. KH. XVII*, 133-142.
- KOENIG, H. & KUSS, S. (1980): Neue Daten zur Biostratigraphie des permotriadischen Autochthons der Insel Kreta. -*N. Jh. Geol. Palaont. Mh.*, 1980, 525.

- KOPP, K.-O., OTI, E. (1977): Spezialkartierungen in Umkreis neuer Fossilfunde im Trypali- und Tripolitsa-Kalken West-Kretas. -N. Ib. Geol. Palaont. Mh., 1977,(5),217-238.
- KRAHL, J. (1982): The significance of the Blue-schists in the area of Monastery Preveli, south-western part of central Crete, Greece. -In H.E.A. T., proc., vol. 1, 298-305, Athens.
- KRAHL, J., HERBART, H. & KATZENBERGER, S. (1982): Subdivision of the allocthonous Ophiolites-bearing formation upon the Pindos group. south-western part of central Crete, Greece. -In H.E.A. T., proc., vol. 1, 32-1--3-1-2., Athens.
- KRAHL, J., KAUFMANN, G., KOZUR, H., RICHTER, D., FORSTER, O. & HEINRITZI, F. (1983): Neue Daten zur Biostratigraphie und zur tektonischen Lagerung der Phyllit-Gruppe und der Trypali-Gruppe auf der Insel Kreta (Griechenland). -Geol. Rdsch., 72, 1147-1166.
- KRANTZ, R.L. (1983): Microcracks in rocks. A review. - Tectonoph. J., 100, 449-480.
- KRONBERG, P., MEYER, W. & PILGER, A. (1970): Geologie der Rila-Rhodope Masse zwischen Strimon und Nestos. -Seith. Genf. Jb. 83. 133-190.
- KUSS, S.-E. & THORBECKE, G. (1974): Die präneogene Gesteine der Insel Kreta und ihre Korrelierbarkeit im Agäischen Raum. -Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg, 64, 39-75.
- LAW, R.D. (1987): Heterogeneous deformation and quartz crystallographic fabric transitions: natural examples from the Stack of Glencoul, northern Assynt. -1. Struct. Geol., 9, 819-833.
- LEE, J. & LISTER, G. (1992): Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. -Geology, 20, 121-124.
- LE PICHON, X. & ANGELIER, J. (1979): The Hellenic Arc and Trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. Tectonophysics, 69, 1-42.
- LE PICHON, X., CHAMOT-ROOKE, N., HUCHON, P. & LUXEY, P. (1993): Implications des nouvelles mesures de géodésie spatiale en Grèce et en Turquie sur l'extrusion latérale de l'Arc de la Crète et de l'Égée. -C.R. Acad. Sci. Paris., 316, 983-990.
- LIN, S. & WILLIAMS, F. P. (1992): The geometrical relationship between the stretching lineation and the movement direction of shear zones. -J. struct. Geol., 14, 491-497.
- LISLE, R. (1977): Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from Aberystwyth grits, Wales. - Tectonophysics, 39, 381-395.
- LISLE, R. (1985): Geological strain analysis. -Pergamon Press, Oxford.
- LISTER, G.-S. & WILLIAMS, P.-T. (1979): Fabric development in shear zones, theoretical controls and observed phenomena. -1. Struct. Geol., 1, 283-299.
- LISTER, G.-S. & HOBBS, B.-E. (1980): The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. -J. Struct. Geol., 2, 355-370.
- LISTER, G.-S. & WILLIAMS, P.-T. (1983): The partitioning of deformation in flowing rock masses. - Tectonophysics, 92, 1-33.
- LISTER, G.-S. & SNOKE, A.-W. (1984): S-C Mylonites. -1. Struct. Geol., 6, 617-138.
- LISTER, G.-S. & DAVIS, G.-A. (1989): The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. -1. Struct. Geol., 11, 65-94.
- LISTER, G.-S., BANGA, G. & FEENSTRA, A. (1984): Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. -Geology, 12, 221-225.
- MARINOS, G. (1957): Zur Gliederung Ostgriechenlands in tektonische Zonen. -Geol. Rdsch. 46. 2, 421-426.
- MATTHEWES, P., BOND, R. & VAN DEN BERG, J. (1971): Analysis and structural implications of a kinematic model of similar folding. -Tectonophysics, 12, 129-154.
- MERCIER, J. (1968): Etude géologique des zones internes des Hellenides en Macédoine centrale (Grèce). Contribution à l'étude du métamorphisme et de l'évolution magmatique des zones internes des Hellenides. - Thèses, Paris 1966, Ann. Geol. Paris, 20. 1-792.

- MERCIER, L. M., SOREL, D. & SIMEAKIS, K. (1987): Changes in the state at stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the Present. -Ann. Tectonicae, I, 20-39
- MEULENKAMP, J-E., JONKERS, A & SPPAK P. (1977): Late Miocene to early Pliocene development of Crete. - VI Col. Geol. Aegean region, Athen. 269-280
- MEULENKAMP, J.-E., WORTEL, M.-J.-R., VAN WAMEL, W.-A, SPAKMAN, W. & HOOGERDUYNSTRATING, E. (1988): On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. -Tectonophysics, 146, 203-215.
- MILLER, D.-M. & CHRISTIE, J.-M. (1981): Comparison of quartz microfabric with strain in recrystallized quartzite. -1. Struct. Geol., 3, 129-141.
- MOUNTRAKIS, D., SAPOUNTZIS, E., KILLAS, A, ELEITHERIADIS, G., & CHRISTOFIDES, G., (1983): Paleogeographic conditions in the western pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area. Canad. J. Earth Sci., 20, 1673-1681.
- MOUNTRAKIS, D., KILIAS, A & ZOUROS, N. (1993): Kinematic analysis and Tertiary evolution of Pindos-Vourinos Ophiolites (Epirus-Western Macedonia, Greece). -Bull. Geol. Soc. Greece, XXII/I,
- OLENSEN, N.O. (1987): Plagioclase fabric development in a high grade shear zone, Jotunheimen, Norway. - Tectonophysics, 142, 291-308.
- ORD, A & CHRISTIE, J.M. (1984): Flow stresses from microstructures in mylonitic quartzites from the Moine Thrust Zone, Assynt area, Scotland. -J. Struct. Geol., 6, 639-655.
- PAPANIKOLAOU, D. (1984): The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. -Spec. Publ. Geol. Soc. London, 7, 551-561.
- PAPANIKOLAOU, D. (1987): Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea, Greece). -In: Helgeson H.-C & Schilling R.-D. (eds), Chemical Transport in Metasomatic Processes. 429-450.
- PAPASTAMATIOY, J. & REICHEL, M. (1956): Sur l'age des phyllades de l'île de Crete. -Eclogae geol. helv., 49, 147-149.
- PARASKEV AIDIS, I. (1961): Über die Geologie des östlichen Asteroussiagebirges auf der Insel Kreta. -Ann. Geol. d. Pays Hell., 12, 139-148.
- PASCHIER C-W. (1982): Pseudotachylite and the development of ultra-mylonite bands in the St. Bathelmy Massif, Pyrenees. -1. Struct. Geol., 4, 69-79.
- PASCHIER C- W. & SIMPSON C (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicators. -1. Struct. Geol., 8, 831-843.
- PAVLIDES, S., MOYNTAKHS, D., KILIAS, A & TRANOS, M. (1990): The role of strike-slip movements in the extensional area of Northern Aegean (Greece). A case of transtensional tectonics. -Ann Tectonicae, IV /2, 196-211.
- PEACH, C & LISLE, R. (1979): A Fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. -Comput. Geo-Sci., 5, 325-334.
- PLATT, J.-P. (1975): Metamorphic and deformational processes in the Franciscan Complex, California: Some insights from the Catalina schist terrane. -Bull. Geol. Soc. Am., 86, 1337-1347.
- PLATT, J.-P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. -Geol. Soc. America Bull., 97, 1037-1053.
- PLATT, J.-P. (1987): The uplift of high-pressure-low-temperature metamorphic rocks. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A321, 87-103.
- PLATT, J.-P. (1988): The mechanics of frontal imbrication: a first-order analysis. -Geol. J., 3, 357-389.
- PLATT, J.-P. & BEHRMANN H. J. (1986): Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. -1. Struct. Geol., 8, 15-33.

- PLATT, J.-P. & VISSERS R.-L.-M. (1989): Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. -*Geology*, 17, 350-343.
- POIRIER, J.P. (1985): *Creep of Crystals*. -Cambridge University Press.
- POWELL, C. (1979): A morphological classification of rock cleavage. -*Tectonophysics*, 53,21-34.
- RAMSEY, J. (1967): Jointing and fracturing of rocks. -*Journal of Geology*, New York, 568.
- RAMSAY, G. H. & HUBER I., M. (1983/1987): *The techniques of modern structural geology*. vol. 1 & 2. -Academic press Inc. XII +307 S. & XII + 700 S.
- RATSCHBACHER, L. (1987): Quantification of deformation: Evaluation and comparison of strain-analysis techniques in metaconglomerates and phyllites of the Veitsch Nappe (eastern Alps). - *Journal of Paleontology*, 6,332-356.
- RATSCHBACHER, L. MERLE, O. & DAVY, P. & COBBOLD, P. (1990a): Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. -*Tectonics*, 10, 245-256.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER H.-G. & MERLE, O. (1990b): Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 2: Structural analysis. -*Tectonics*, 10, 257-271.
- RATSCHBACHER, L., WENK H. R. & SINTUBIN, M. (1991): Calcite textures: examples from nappes with strain-path partitioning. -*Journal of Structural Geology*, 13, 369-384.
- RATSCHBACHER, L., RILLER, O., MESCHEDER, M., HERMANN O. & FRISCH, W. (1991): Second look at suspect terranes in southern Mexico. - *Geology*, 19, 1233-1236.
- REINECKE, T. (1982): Remnants of a Late Cretaceous high temperature belt on the island of Anafi (Cyclades, Greece). -*Journal of Paleontology*, 1-15, 17-182.
- RENTZ, C. (1947): Eine zusammenfassende Übersicht über die Mesozoische Fauna der Insel Kreta. -*Zeitschrift für Geologie in der Schweiz*, 40, 379-384.
- RING, O. (1989): Tectonogenesis of the Penninic/Austroalpine Boundary zone: The Arosa zone. - *Dissertation, Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, A3, 178p., Tübingen.
- RING, U. & MERLE, O. (1992): Forethrusting, backfolding and lateral gravitational escape in the northern part of the Western Alps (Monte Rosa region). -*Bulletin of the Geological Society of America*, 104, 901-914.
- RUBIE, D. (1984): A thermal-tectonic model for High-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, western Alps. -*Journal of Geology*, 92, 21-36.
- RUITER, E.H. (1983): Pressure solution in nature theory and experiment. -*Journal of Geology*, 140, 725-740.
- SANDERSON, D. (1982): Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. -*Tectonophysics*, 88, 201-233.
- SANNEMANN, W. & SEIDEL, E. (1976): Die Trias-Schichten von RawdichajNWKreta. Ihre Stellung im Kretischen Deckenbau. -*Journal of Paleontology*, 1976, 221-228.
- SCHERMER, E.R, LUX, D.R. & BURCHFIEL, B.C. (1989): Age and tectonic significance of metamorphic events in the Mt. Olympos region, Greece. -*Bulletin of the Geological Society of Greece*, 23, 13-27.
- SCHMID, S.M. (1982): Microfabric studies as conditions of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. -In Hsu, K.L. (ed): *Mountain Building Processes*. Academic Press., London, 95-110.
- SCHMID, S.M. & CASEY, M. (1986): Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C Axis patterns. -In Hobbs, B.E. & Heard, M.C. (eds): *Mineral and Rock Deformation Laboratory Studies- The Paterson volume*, Am. Geophys. Un. Geophys. Monogr., 36.
- SCHMID, S.M., PANOZZO, R. & BAUER, S. (1987): Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric (Special Research Paper). -*Journal of Structural Geology*, 9, 747-778.

- SEIDEL, E. (1968): Tri-oli-a und Pindosserie iul RaUIY\von PaleochGr d (SW kreta Griechenl: 1d). -Dis<; rJniv. Wurtzburg.
- SEIDEL, E. (1971): Die Pindos-Serie in West Kreta. auf der Insel Gavdos und im Kedros-Gebiet (Mittelkreta). -N lb. Geoi. Palaont. Abh., 137, 443-460.
- SEIDEL, E. (1977): Lawsonite-bearing meta-sediments in the Phyllite-Quartzite series of SW-Crete (Greece). -N jb. Mi .... Abh .. 130, 134-1
- SEIDFEL, E. (1978): Zur p .'ologie der Phyllit-Quarzit-Serie Kretas ... HabiJ.-Sc.'lr., Techn. Univ. Braunschweig, 145 S.
- SEIDEL, E. & OKRUSCH, M. (1976): Eo-Alpine metamorphism in the uppermost unit of the Cretan nappe system- petrology and geochronology. -Contr. Min. PetroJ., 57, 259-275.
- SEIDEL, E., OKRUSCH, M., KREUZER, H., RASCHKA, H. & HARRE, W. (1981): Eo-Alpine metamorphism in the uppermost unit of the Cretan nappe system, petrology and geochronology: Part 2. Synopsis of high temperature metamorphics and associated ophiolites. -Contr. Min. PetroJ., 76,351-361.
- SEIDEL, E., KREUZER, H. & HARRE, W. (1982): A Late Oligocene/Early Miocene High Pressure Belt in the external Hellenides. -Geol. lb., E 23, 165-206.
- SENGOR, A.M.C. (1979): Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. -Nature, 279, 590-609.
- SENGOR, A.M.C. GORUR, N. & SAROGLOY. F. '(1985): Strikeslip faulting and related bassin formation in zones of tectonic escape. Turkey as a case study. -In: Biddle K.. Christie-Blick N.: strikeslip deformation, basin formation. And sedimentation, Tusla Spec. PubJ. Soc. Eeon. Palaeont., }"finer., 37, 227-244.
- SHACKLETON M. R. & RIES C. A. (1984): Relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. -f. Struct. GeoJ., 6, 111-117.
- SIBSON, R.H. (1986): Brecciation processes in fault zones. Iferences from earthquake rupturing. -Pure and Appl. Geophys., 124, 159-175.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. -GeoJ. Soc. Am. Bull., 94, 1281-1288.
- SIMPSON, C. & DE PAOR G. D. (1993): Strain and kinematic analysis in general shear zones. -f. Struct. GeoJ., 15, 1-20.
- SMITH, A.G (1971): Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediteranean and Atlantic. -GeoJ. Soc. Am. Bull., 82, 2039-2071.
- SWART H. J. (1962): On the determination of polymetamorphic mineral assGciations and its application to the bosoft area (central Pyrenees). -GeoJ. Rdsch., 52, 3 ' . 65.
- SUPPE, J. (1989): Principles of structural geology -Prondice Hall. Inc., Englewood ChIts, New Jersey 07632.
- TAPPONNIER, P., (1977): Evolution tectonique du system alpin en Mediterranee; poinconnement et ecrasement rigite-plastique. -Bull. Soc. GeoJ. Fr., 7, 19,437460
- THEYE, T., SEIDEL, E. & VIDAL, O. (1992): Carphollite, sudoite and chloritoid in low high-pressure metapelites from Crete and the Peloponneses, Greece. -Bur. f. Mineral, 4, 487 507.
- THORBECKE. G. (1973): Die Gesteine der Ophiolith-Decke von Anogia/Mittel heta. ~Jichte Naturforsc: Gesell. Freiburg, 63, 81-92
- TWISS, R.J. (1986): Variable sensitivity piezometric equations for dislocation density and sub-grain diameter and their relevance to olivine and quartz. -In Hobbs, B.E. & Heard, M.C. (eds): Mineral and Rock Deformation Laboratory Studies- The Paterson volume, Am. Geophys. Un. Geophys. Monogr., 36.
- VICENTE, J. C. (1970): Etude geologique de j'lle de Gavdos (Grece), la plus meridionale de l' Europe. -Bull. Geol. Soc. France, (7), XII, 481-495.



- WHITE, S.H., BURROWS, S.E., CARRERAS. 1.. SHA.W, N.D. & HUMPHREYS. f"'. (1980); On mylonites in ductile shear zones. -J. Struct. Geol., 2, 175-18-.
- WHITE, S.H .. BRETAN P.G. & RUTrER, E.H. (1986): Fault-zone reactivation: kinematic and mechanisms. -Phil. Trans. R. Sac. Lond., A317. 81-97.
- WILLIAMS F. P. (1985): Multiply deformed terrains-problems of correlation .. 1. StmcL Geal.. 7. 269-280.
- WURM, A. (1950): Zur Kenntis des Metamorphikurms der Insel Kreta. -1\ueus Jhrb. Geai. Pala eont., Monatsh., 206-239.
- ZAGER, D. (1972): Sedimentologie der Tripolitsakarbonate im nordlichen Mittelkreta. -Diss., Univ. Freiburg, 1-165 .
- ZAMBETAKIS-LEKKAS, A. (1977): La serie de Mangassa. Stratigraphie, Paleogeographie, Tectonique. - VI Callaquirrm on the Geology nf the Aegean region, I, 103-109.