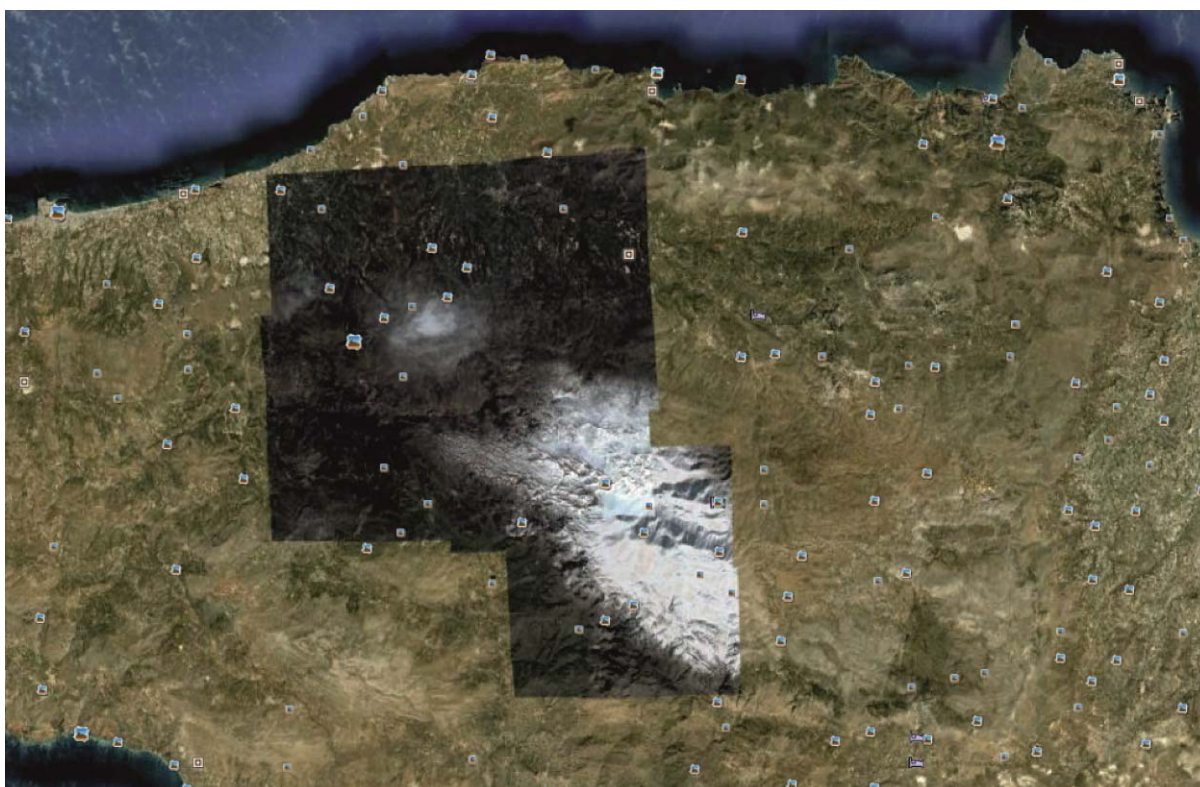




Τ.Ε.Ι ΚΡΗΤΗΣ – ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ



**ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΑΠΟ ΤΗΝ
ΕΥΥΡΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΨΗΛΟΡΕΙΤΗ**



ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Κούρκουλος Σπυρίδων - Γιανακκός Γεώργιος

Μάιος 2014



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



**ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΑΠΟ ΤΗΝ
ΕΥΥΡΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΨΗΛΟΡΕΙΤΗ**

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Κούρκουλος Σπυρίδων - Γιανακός Γεώργιος

Επιβλέπουσα : *Δρ. Κόκκινου Ελένη*
Αναπληρώτρια Καθηγήτρια

Επιτροπή Αξιολόγησης : *Δρ. Κόκκινου Ελένη*
: *Δρ. Σάλτας Βασίλειος*
: *Δρ. Σουπιός Παντελής*

Ημερομηνία Παρουσίασης :

Αύξων Αριθμός Πτυχιακής Εργασίας :

Ευχαριστίες

Μέσα από αυτό το σημείωμα θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε θερμά την καθηγήτριά μας, κυρία Ελένη Κόκκινου, για όλη την βοήθεια που μας προσέφερε στο διάστημα της επιμέλειας της πτυχιακής μας εργασίας. Αρχικά θέλουμε να την ευχαριστήσουμε για την επιλογή του θέματος, γιατί παρόλο που στην αρχή μας 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 μπορούσαμε να καταφέρουμε τίποτα. Για αυτούς τους λόγους λοιπόν, όπως και για πολλούς άλλους, θέλουμε να της εκφράσουμε την ευγνωμοσύνη μας και να της πούμε ένα μεγάλο ευχαριστώ.

Τα δεδομένα για την υλοποίηση της παρούσας εργασίας προέρχονται από την χαρτογράφηση της ευρύτερης περιοχής του Μυλοπόταμου στην Κρήτη, η οποία έχει διενεργηθεί από τους Δρ. Καμπέρη Ευάγγελο και Δρ. Κόκκινου Ελένη και έχει εν μέρει δημοσιευθεί (Καμπέρης, Ε., Κόκκινου, Ε., Μονόπωλης, Δ., 2004). Για οποιάδήποτε αντιγραφή – αναδημοσίευση του χαρτογραφικού υλικού που παρουσιάζεται στην παρούσα εργασία απαιτείται η άδεια των Δρ. Καμπέρη Ευάγγελου και Δρ. Κόκκινου Ελένης.

Τέλος θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε τους γονείς μας για την αγάπη τους, για το ενδιαφέρον και για ότι μας έχουν χαρίσει όλα αυτά τα χρόνια.

Περίληψη

Στόχος της συγκεκριμένης εργασίας είναι η τεκτονική μελέτη της ευρύτερης περιοχής του Ψηλορείτη στην κεντρική Κρήτη. Τα δεδομένα για την υλοποίηση της παρούσας εργασίας προέρχονται από την χαρτογράφηση της ευρύτερης περιοχής του Μυλοπόταμου στην Κρήτη, η οποία έχει διενεργηθεί από τους Δρ. Καμπέρη Ευάγγελο και Δρ. Κόκκινου Ελένη και έχει εν μέρει δημοσιευθεί (Καμπέρης, Ε., Κόκκινου, Ε., Μονόπωλης, Δ., 2004). Για οποιάδήποτε αντιγραφή – αναδημοσίευση του χαρτογραφικού υλικού που παρουσιάζεται στην παρούσα εργασία απαιτείται η άδεια των Δρ. Καμπέρη Ευάγγελου και Δρ. Κόκκινου Ελένης.

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.

Abstract

The main purpose of the present study is to investigate the conditions of the wide area of Psiloritis in central Crete. For this reason geological mapping and tectonic analysis have been carried out for the study area. GIS techniques were used for mapping the distribution of the various geological features on the topographic relief of the area.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	- 8 -
	1.1 Σκοπός και αντικείμενο της εργασίας	- 8 -
	1.2 Μεθοδολογία εκπόνησης	- 8 -
	1.3 Γεωγραφική θέση και περιγραφή της ευρύτερης περιοχής (http://www.milopotamos.com)	- 8 -
2.	ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ	- 12 -
	2.1 Εισαγωγή	- 12 -
	2.2 Γεωμορφολογικά στοιχεία για την περιοχή του Ψηλορείτη	- 12 -
	2.3 Γεωλογικά στοιχεία για την περιοχή μελέτης	- 12 -
3.	ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗΝ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ	- 18 -
	3.1 Εισαγωγή	- 18 -
	3.2 Ρήγματα και μετατοπίσεις	- 18 -
	3.3 Ρήγματα σμίκρυνσης ή ρήγματα συμπίεσης ή ανάστροφα ρήγματα	- 20 -
	3.4 Ρήγματα απομάκρυνσης ή ρήγματα έκτασης ή κανονικά ρήγματα	- 22 -
	3.5 Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης	- 24 -
	3.6 Πλάγια ρήγματα	- 25 -
	3.7 Σχέσεις μεταξύ της διεύθυνσης κλίσης των ρηξιγενών επιφανειών και των γεωλογικών σχηματισμών	- 26 -
	3.8 Ρηξιγενής επιφάνεια και υλικά πλήρωσης των ρηγμάτων	- 26 -
	3.9 Αναγνώριση ρηγμάτων στην ύπαιθρο	- 30 -
	3.10 Γεωλογικά στοιχεία	- 33 -
	3.11 Επιφανειακά στοιχεία	- 34 -
	3.12 Γραμμικά στοιχεία	- 35 -
	3.13 Καθορισμός της θέσεως στο χώρο των επιφανειακών στοιχείων	- 36 -
4.	ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΔΕΛΟΜΕΝΩΝ	- 38 -
	4.1 Εισαγωγή	- 38 -
	4.2 Η τάση και η παραμόρφωση	- 38 -

4.3 Μέθοδοι καθορισμού του προσανατολισμού των τεκτονικών τάσεων	- 41 -
4.4 Μεταλλική τεκτονική	- 45 -
4.5 Αποτελέσματα της τεκτονικής χαρτογράφησης και επεξεργασίας στην ευρύτερη περιοχή του Ψηλορείτη	- 46 -
5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	- 76 -
5.1 Εισαγωγή	- 76 -
5.2 Συμπεράσματα	- 76 -
6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	- 77 -

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Σκοπός και αντικείμενο της εργασίας

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η εφαρμογή των μεθόδων της τεκτονικής χαρτογράφησης και επεξεργασίας δεδομένων στην ορεινή περιοχή του Ψηλορείτη στην κεντρική Κρήτη με στόχο την μελέτη της τεκτονικής δομής στην υπόψιν περιοχή.

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 (τεκτονική 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 (<http://www.milopotamos.com>)

Ο Ψηλορείτης (ή Ίδη, σχ. 1.1) είναι το ψηλότερο βουνό της Κρήτης με 2456 μ. ύψος. Έχει 5 κορυφές οι οποίες ξεπερνούν τα 2000 μέτρα: ο Τίμιος Σταυρός (2456 μ.), ο Αγκαθιάς (2424 μ.), η Στολίστρα (2325 μ.), η Βουλομένου (2267 μ.) και ο Κούσσακας (2209 μ.). Η πρόσβαση στις κορυφές γίνεται από αρκετά μονοπάτια. Το πιο συνηθισμένο και καλά σημαδεμένο μονοπάτι (Ε4) είναι από το οροπέδιο της Νίδας (η πεζοπορία υπολογίζεται στις 5 ώρες περίπου).

Στον Ψηλορείτη βρίσκεται και το Ιδαίο άντρο (υψόμετρο 1.495 μ.), αρχαιολογικός τόπος και σπήλαιο. Κατά την ελληνική μυθολογία είναι το μέρος όπου ανατράφηκε ο Δίας από τους Κουρήτες και τη νύμφη Αμάλθεια. Λίγο χαμηλότερα, σε υψόμετρο 1.187 μ.

βρίσκεται ο αρχαιολογικός χώρος της Ζωμίνθου, όπου υπάρχει μία εγκατάσταση της μινωικής εποχής.

Το οροπέδιο Νίδα είναι μια εύφορη πεδιάδα σε ύψος 1.400 μέτρα πάνω στον Ψηλορείτη κι απέχει 24 χιλιόμετρα από τα Ανώγεια, 78 χιλιόμετρα από το Ρέθυμνο και 60 χιλιόμετρα από το Ηράκλειο. Χρησιμοποιείται ως θερινός βοσκότοπος. Στη Νίδα ο επισκέπτης μπορεί να δει τον παραδοσιακό χώρο παραγωγής τυριού, τα μιτάτα, το χιονοδρομικό κέντρο του Ψηλορείτη και τη σπηλιά "Ιδαίον Άντρον". Κατά τη διάρκεια του χειμώνα το χιόνι στην περιοχή είναι αρκετό και κάτω από το λόφο, στη βάση της κορυφής του Ψηλορείτη, λειτουργεί ένα χιονοδρομικό κέντρο. Ύστερα από την άφιξη στο οροπέδιο της Νίδας, ο δρόμος κατεβαίνει και μια δεξιά στροφή οδηγεί στο χιονοδρομικό κέντρο.

Σχεδόν το μισό χρόνο, είναι σκεπασμένος με χιόνια, που διατηρούνται και τον άλλο μισό, μέσα στις βαθιές σπηλιές του.

Από την κορφή του Ψηλορείτη, απολαμβάνει ο ορειβάτης, αξέχαστο θέαμα: Βλέπει ολόκληρη σχεδόν την Κρήτη, μεγάλη έκταση από το Λυβικό πέλαγος προς τα νότια, και το Κρητικό πέλαγος προς τα βόρεια. Πολλά από τα νησιά του Αιγαίου Πελάγους και προ πάντων η Σαντορίνη (θήρα), φαίνονται καθαρά, καθώς και οι νότιες ακτές της Πελοποννήσου (ο Ταΰγετος), αν τύχει να είναι καθαρή η ατμόσφαιρα, πράγμα που δεν συμβαίνει πάντοτε.

Η ανάβαση στην κορυφή του Ψηλορείτη, είναι δύσκολη και πολύωρη, και γίνεται κυρίως το καλοκαιρινό τρίμηνο Ιούνη - Ιούλη - Αύγουστο. Ευκολότερη είναι η ανάβαση από την επαρχία Αμαρίου (Κουρούτες, Βυζάρι, Νίθαυρη, Βισταγή κλπ.) και από την επαρχία Μυλοποτάμου (Ανώγεια, Λειβαδιά, Ζωνιανά, Αξός κλπ.).

Ο Ψηλορείτης υπήρξε, από τους πανάρχαιους χρόνους, το σπουδαιότερο θρησκευτικό κέντρο. Έχει συνδεθεί με τους αρχαιότερους θρησκευτικούς μύθους και θρύλους, και στάθηκε για πολλούς αιώνες ιερός τόπος λατρείας. Τούτο μαρτυρούν συγγραφείς και παραδόσεις, αλλά και το πολυξακουσμένο σπήλαιο «Ιδαίον Άντρον», που βρίσκεται στην Β.Α. πλευρά του, με τα πολύτιμα ευρήματα - αφιερώματα του.

Εκείνο όμως που έδωσε στον Ψηλορείτη τόση δόξα και ιερότητα, είναι πως, το Ιδαίον Άντρον, στάθηκε το λίκνο του Πατέρα των θεών και των ανθρώπων, του Δία, όπως αναφέρει ο μεγάλος υμνογράφος Πίνδαρος.

Το σπήλαιο αυτό, το γνωρίζουν από παλιά, οι βοσκοί της περιοχής της Νίδας, με το όνομα «Σπηλιάρα της βοσκοπούλας». Βρίσκεται στη δυτική πλαγιά του «κάμπου της Νίδας», σε ύψος 1538 μέτρα, και απέχει περίπου 22 χιλιόμετρα, από την ηρωική κωμόπολη Ανώγεια.

Σύμφωνα με παλιά παράδοση οι βοσκοί πίστευαν, πως εκεί κοντά βρίσκεται ο τάφος της γυναίκας του βασιλόπουλου της Κρήτης Χαρίδημου, που την σκότωσε άθελα του, όπως περιγράφει στον «Ερωτόκριτο» του, ο ποιητής Βιτσέντζος Κορνάρος.

Το Σπήλαιο παρουσιάζει στην διαρρύθμιση του, τη μορφή αρχαίου ναού. Αυτό υπήρξε το κρησφύγετο, που κατά την μυθολογία, η Ρέα, η γυναίκα του Κρόνου, παλιού κυρίαρχου του Κόσμου, έκρυψε το στερνοπαίδι της, το Δία, για να τον γλιτώσει από την αδηφάγο μανία του πατέρα του.

Τη φύλαξη και φροντίδα του μωρού, ανάθεσε η Ρέα, στους πιστούς της φύλακες Ιδαίους Δακτύλους και τους Κουρήτες, που, με τις βροντώδεις ασπίδες των και τους θορυβώδεις χορούς των, μπροστά στη σπηλιά, έπνιγαν τα κλάματα του μωρού, μην πάρει είδηση ο πατέρας του.

Οι Μέλισσες με το μέλι των και η αίγα Αμάλθεια με το γάλα της, έτρεφαν το θείο Βρέφος.

Έτσι γλίτωσε και ανατράφηκε ο νέος κυρίαρχος του ουρανού και της Γής, που ήλθε να φέρει νέα τάξη στον κόσμο και ημερότερα ήθη στους ανθρώπους, εκθρονίζοντας τον πατέρα του Κρόνο.

Το Σπήλαιο θεωρήθηκε σαν η «Βηθλεέμ της Αρχαιότητας».

Εδώ ερχόταν οι άνθρωποι από τα πέρατα του αρχαίου κόσμου, να προσφέρουν τη λατρεία τους και τα δώρα τους στο Μεγάλο θεό, και να ζητήσουν τη βοήθεια του. Τούτο πιστοποιούν τα πολύτιμα ευρήματα που ανακάλυψε η πρώτη ανασκαφή στο χώρο του Ιδαίου Άντρου το 1885, και όσες άλλες ανασκαφές ακολούθησαν μέχρι πρόσφατα. Όλα τα αρχαία ευρήματα μεταφέρονται και τοποθετούνται στο Αρχαιολογικό Μουσείο Ηρακλείου, προς φύλαξη και συντήρηση. Τα ευρήματα αυτά λατρευτικά αντικείμενα και άλλα, χρονολογούνται από το 13ο π.Χ. αιώνα, μέχρι και τους ρωμαϊκούς χρόνους.

Αλλά και η Χριστιανική θρησκεία δεν παράλειψε να καθαγιάσει το «ιερό Βουνό» (τον Ψηλορείτη), με τους ευκτήριους οίκους» της.

Έτσι, την πιο ψηλή κορυφή του στεφανώνει το λιθόκτιστο (ξεροπέτρινο) εκκλησάκι του «Τιμίου Σταυρού», βοήθεια και καταφύγιο των βοσκών και όλων των χριστιανών. Στη βορειοδυτική του πλαγιά, υψώνεται το ιστορικό, ηρωικό και θυρλικό Μοναστήρι του Αρκαδίου.

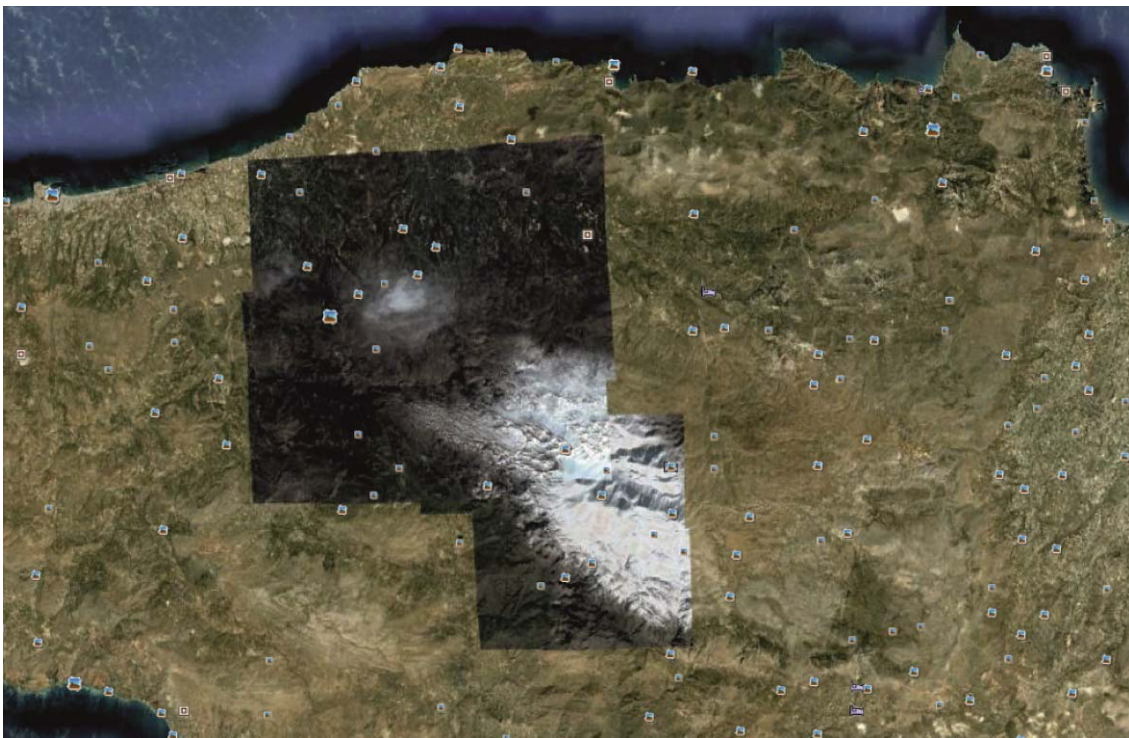
Στους βόρειους πρόποδες του, κοντά στα χωριά Λιβάδια, Βενί και Αξός, βρίσκεται το Μοναστήρι του Δισκουριού, που σύμφωνα με παράδοση ιδρύθηκε από την εποχή του Μεγάλου Κωνσταντίνου.

Τέλος, στο μέσον περίπου της μεγάλης κοιλάδας του Απάνω Μυλοπόταμου, που σχηματίζεται ανάμεσα στον Ψηλορείτη και τον Κουλούκωνα, βρίσκεται η Μονή Χαλέπας, με τη μακρόχρονη ιστορία και τα πολλά ενδιαφέροντα της.

Τα παλιά χρόνια ο Ψηλορείτης ήταν γεμάτος από πυκνά δάση, όπως μαρτυρεί και ο Ηρόδοτος, όπου ζούσαν όλα τα άγρια ζώα της κρητικής πανίδας, λαγοί, πέρδικες, κουνάβια, αλεπούδες, αγρίμια (η Κρητική αίγαγρος), κλπ. Η προσπάθεια του Γ. Κοκονά για την αναδάσωση του Ψηλορείτη και των άλλων Κρητικών βουνών, είναι αξιέπαινη, και πρέπει να ενισχυθεί από παντού.

Τελευταία, άρχισε η τουριστική αξιοποίηση του Ψηλορείτη με την κατασκευή ορειβατικού καταφυγίου και τη μελέτη δημιουργίας χιονοδρομικού κέντρου.

Επίσης, πρόσφατα κατασκευάστηκε ειδικό κτίριο, και εγκαταστάθηκε, σε ψηλή κορυφή του Ψηλορείτη, αστεροσκοπείο, με τη προσπάθεια του Πανεπιστημίου Κρήτης και του Κράτους, για τις αστρονομικές παρατηρήσεις και ιδιαίτερα του κομήτη του Χάλεϋ, που ύστερα από 76 χρόνια (το 1910), επισκέπτεται πάλι τη γη



Σχήμα 1.1 Εικόνα της ευρύτερης περιοχής του Ψηλορείτη (από google earth)

2. ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

2.1 Εισαγωγή

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο θα παρουσιαστούν τα αποτελέσματα της γεωλογικής χαρτογράφησης της ευρύτερης περιοχής του Ψηλορείτη, τα οποία συνδυάστηκαν και με πληροφορίες από τους γεωλογικούς χάρτες Ηρακλείου και Ρεθύμνου 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. Επιπρόσθετα παρουσιάζονται και τα υδρογεωλογικά στοιχεία για την συγκεκριμένη περιοχή.

2.2 Γεωμορφολογικά στοιχεία για την περιοχή του Ψηλορείτη

Στο σχήμα 2.1 παρουσιάζεται ο χάρτης κλίσεων της ευρύτερης περιοχής του Ψηλορείτη. Οι μέγιστες κλίσεις ανέρχονται στις 40°. Η περιοχή είναι γενικά προσανατολισμένη ΒΔ-ΝΑ. Στο ΒΑ τμήμα της περιοχής μελέτης και μεταξύ των οικισμών Δαμάστας – Αϊδονοχωρίου είναι χαρακτηριστική η παρουσία ελλειπτικών καταβυθίσεων, με το μεγάλο άξονα της έλλειψης να είναι προσανατολισμένος Α-Δ έως ΒΑ-ΝΔ.

2.3 Γεωλογικά στοιχεία για την περιοχή μελέτης

Η περιοχή που μελετήθηκε περιλαμβάνεται στο τοπογραφικό φύλλο Ανώγεια και οριοθετείται από τα χωριά Ανώγεια, Αξός, Δαφνέδες, Δοξαρό, Δαμάστα, Αστυράκι και Γωνιές (σχ. 2.2), απόσπασμα γεωλογικού χάρτη Κρήτης, Ι.Γ.Μ.Ε., ενημερωμένο). Η υπόψιν περιοχή δομείται από αλπικές και μεταορογενετικές ακολουθίες ιζημάτων (Νεογενές – Τεταρτογενές), οι οποίες έχουν τοποθετηθεί ασύμφωνα πάνω στις αλπικές.

Οι αλπικές ακολουθίες ιζημάτων διακρίνονται (Bonneau 1973, Fassoulas 1999) στα κατώτερα καλύμματα («φυλλίτες», «πλακώδεις ασβεστόλιθοι») της ζώνης της Ίδης και στα ανώτερα αλλόχθονα καλύμματα (ζώνες Γαβρόβου - Τρίπολης και Εθιάς). Στα ανώτερα περιλαμβάνονται και οι ακολουθίες ιζημάτων των εσωτερικών ζωνών (σειρά Άρβης, οφιολιθικό σύμπλεγμα) οι οποίες όμως λόγω της μικρής έκτασής και της λιθολογίας τους δεν επηρεάζουν το υδρολογικό ισοζύγιο της περιοχής.

Το γεωλογικό υπόβαθρο των αλλόχθονων αλπικών ακολουθιών αποτελείται από τα μέλη της σειράς της Ίδης (Bonneau 1984, Kiliias et al. 1993). Στην βάση της σειράς, που είναι ανεστραμμένη, εμφανίζονται «φυλλίτες» και δολομίτες του Περμίου (Μέσο – Ανώτερο) με

Fusulines και δολομίτες του Τριαδικού και του Λιάσιου και στην συνέχεια η σειρά των «πλακωδών ασβεστολίθων» ηλικίας νεότερης του Λιάσιου (Fytrolakis 1980). Οι νεότεροι σχετικά ορίζοντες των «πλακωδών ασβεστολίθων» (ερυθρωποί μικροκροκαλοπαγείς ασβεστόλιθοι) και ο μεταφλύσχος εμφανίζονται νότια του χωριού Αξός. Η σειρά των «πλακωδών ασβεστολίθων» εμφανίζεται έντονα καρστικοποιημένη.

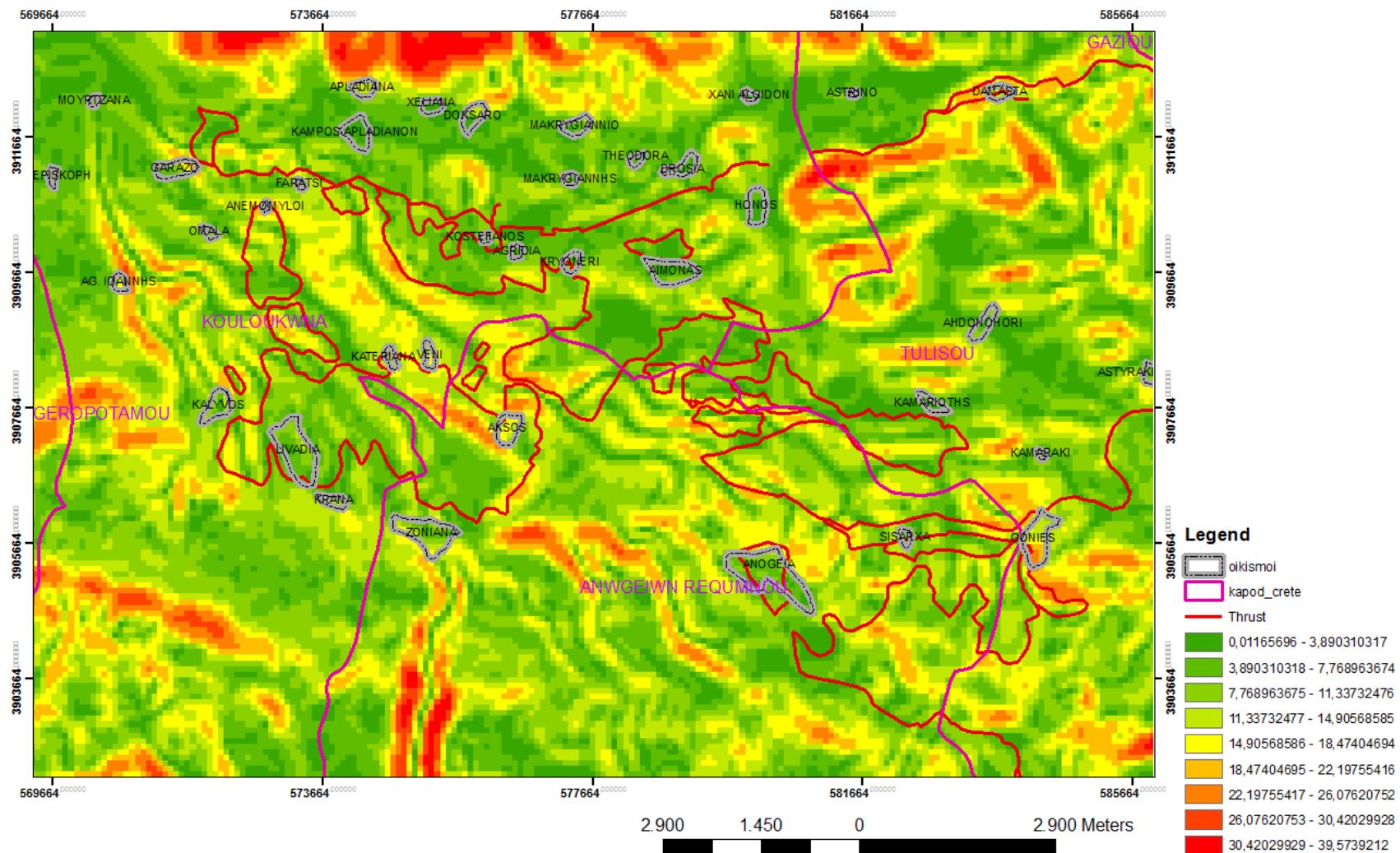
Η ζώνη της Τρίπολης εμφανίζεται επωθημένη στην παρααυτόχθονη σειρά της Ίδης. Μεταξύ των ανωτέρων καλυμμάτων η ζώνη Γαβρόβου - Τρίπολης αποτελεί – συγκριτικά - την πιο σημαντική παράμετρο στο υπολογισμό του υδρολογικού ισοζυγίου της περιοχής. Η ζώνη Τρίπολης περιλαμβάνει μαργαϊκούς ασβεστόλιθους (σχηματισμός «Ραβδούχων») ηλικίας Ανωτ. Καρνίου - Κατ. Νορίου και νηριτικής φάσης ανθρακικά ιζήματα (Τριαδικό - Λουτήσιο) καθώς και φλύσχη σε στρωματογραφική ασυνέχεια επί των «Ραβδούχων» (Καρακίτσιος 1986). Ο σχηματισμός των «Ραβδούχων» μεταβαίνει προς τα κάτω σε κλαστικές φάσεις («φυλλίτες») οι οποίες αποτελούν το μεταμορφωμένο υπόβαθρο της ζώνης Τρίπολης. Τα ιζήματα της ζώνης της Εθιάς (ζ. Πίνδου) αποτελούνται από μέλη της ραδιολαριτικής σειράς και του «πρώτου φλύσχη» (Κατ. Κρητιδικό).

Τα καλύμματα των εσωτερικών ζωνών απαντώνται στην περιοχή μεταξύ των χωριών Ανώγεια και Γωνιές (σχ. 2.2). Το οφιολιθικό σύμπλεγμα αποτελείται από αδιαπέρατους ορίζοντες περιδοτιτών, χαλαζιτών και αποκολλημένους σχιστόλιθους της «φυλλιτικής σειράς» της ζώνης Γαβρόβου - Τρίπολης. Η σειρά της Άρβης αποτελεί σύμπλεγμα τεμαχών με χαοτική ανάμιξη ερυθρών ασβεστόλιθων με *Globotruncanae* και βασικών πετρωμάτων (βασάλτες «Pillow λάβες») μέσα σε φλυσχοειδή σχηματισμό (Bonneau 1973). Το πάχος τους στην εξεταζόμενη περιοχή είναι δύσκολο να προσδιοριστεί. Σύμφωνα όμως με τα δεδομένα από μια υδρευτική γεώτρηση, που εκτελέστηκε στην περιοχή των Ανωγείων, ξεπερνά τα 150 m. Η ηλικία των μελών της ενότητας είναι Ανωτ. Κρητιδικό (Φ. Τυμπάκι, I.G.M.E.)

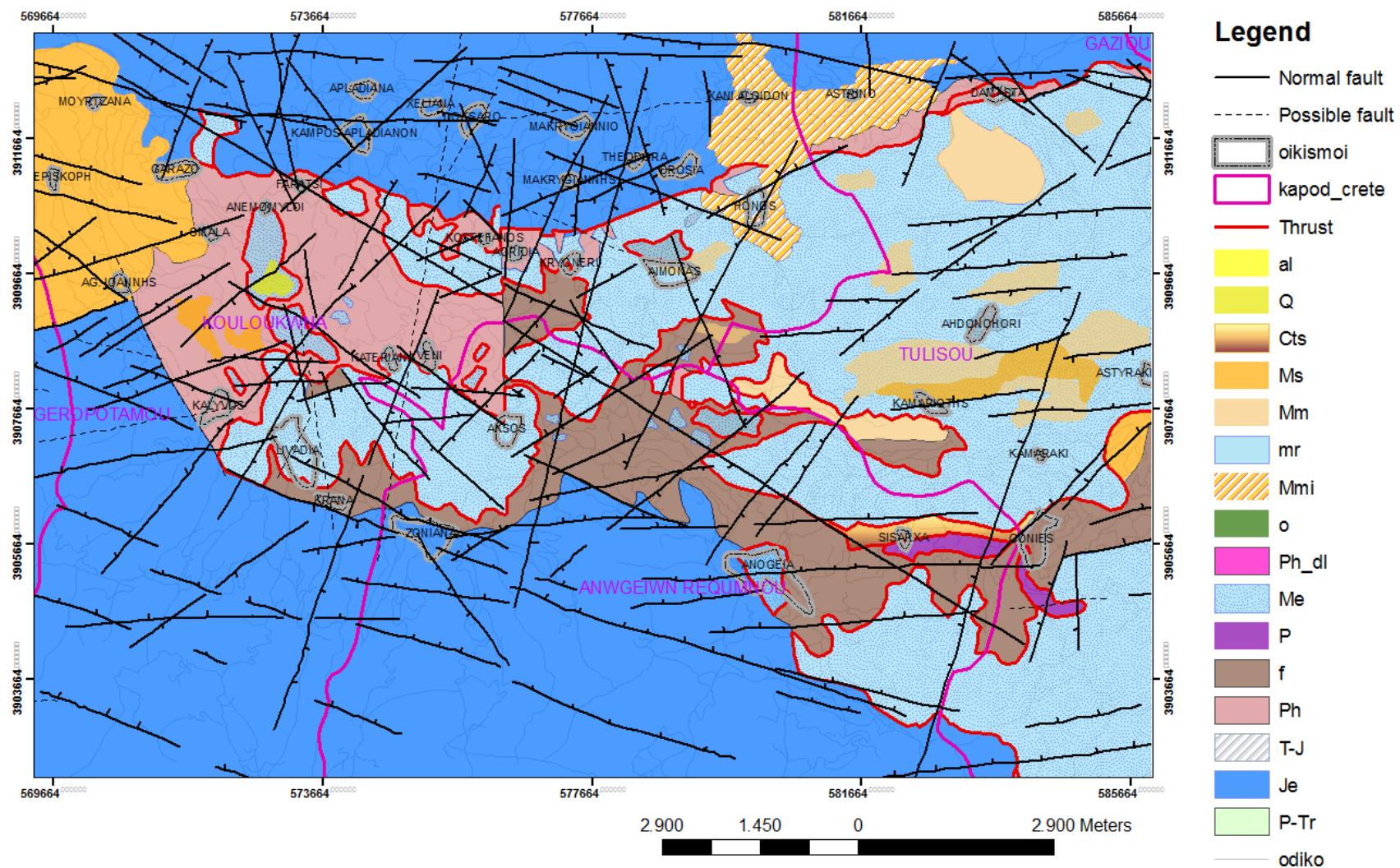
Οι εμφανίσεις του Νεογενούς περιλαμβάνουν κλαστικές αποθέσεις, οι οποίες διακρίνονται στους ακόλουθους τρεις σχηματισμούς από τον παλαιότερο προς το νεότερο: Αστρινού, Καμαριώτη και Γαράζο. Το συνολικό πάχος των μεταλλικών αποθέσεων υπερβαίνει τα 300 m. Ο σχηματισμός Αστρινού αποτελείται από άμμους με ψηφίδες και κροκαλοπαγή με λιμνοχερσαίο χαρακτήρα (ανώτερα μέλη) καθώς και ιλυούχες αργίλους, μαργαϊκούς ασβεστόλιθους ρηχής θάλασσας (κατώτερα μέλη) ηλικίας Κατ. - Μέσου Μειοκαίνου. Οι υπερκείμενες στρωματογραφικά αποθέσεις περιλαμβάνουν κροκαλοπαγή, ψηφιδοπαγή και ψαμμίτες (σχηματισμός Καμαριώτη) με λιμνοθαλάσσιο χαρακτήρα του Μέσου - Ανωτ.(;) Μειοκαίνου. Τέλος, μεταξύ των νεότερων αποθέσεων του Νεογενούς

(σχηματισμός Γαράζου) επικρατούν ιλυούχες μάργες και άμμοι με χαρακτήρες ρηχής θάλασσας, ηλικίας Ανωτ. Μειοκαίνου - Κατ. Πλειοκαίνου.

Το Τεταρτογενές αντιπροσωπεύεται από ερυθρές άμμους και κροκαλοπαγή (χερσαίας φάσης) μικρού πάχους (έως 20 m) και αλλούβια.



Σχήμα 2.1 Χάρτης κλίσεων της περιοχής μελέτης



Σχήμα 2.2 Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης

3. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗΝ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

3.1 Εισαγωγή

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο θα παρουσιαστεί η τεκτονική επεξεργασία των στοιχείων. 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.

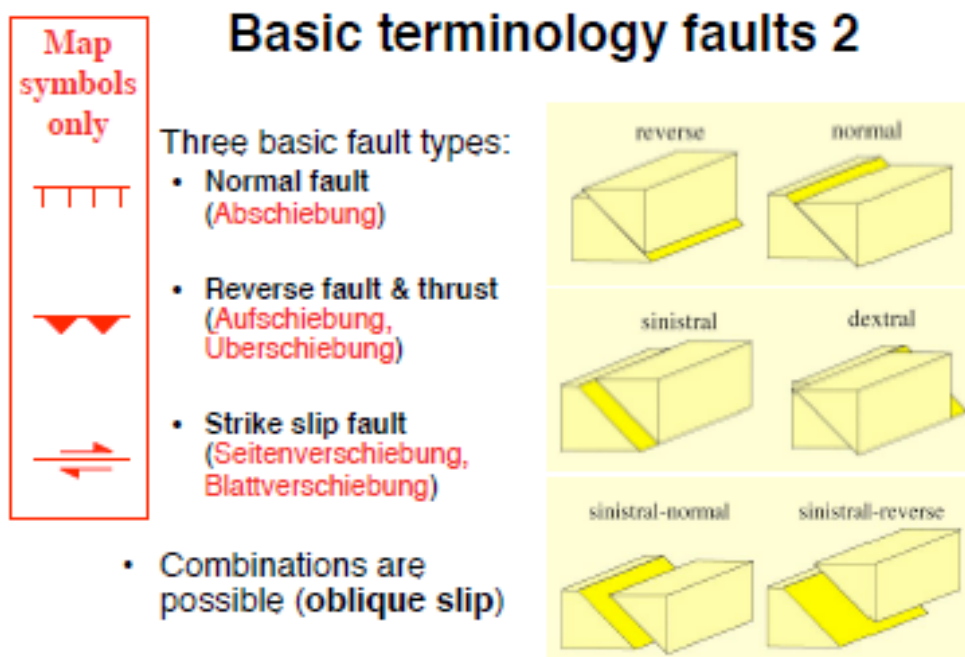
Συνήθως τα ρήγματα στους γεωλογικούς σχηματισμούς, είτε αυτοί είναι ιζηματογενείς, είτε μαγματογενείς, είτε μεταμορφωσιγενείς, προκαλούνται μετά το σχηματισμό τους, από την επίδραση μεταγενέστερων παραμορφωτικών δυνάμεων. Υπάρχουν περιπτώσεις ιδίως στα ιζηματογενή πετρώματα όπου ο σχηματισμός των ρηγμάτων 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.



Σχήμα 3.1. Ταξινόμηση ρηγμάτων

Κατά τη γεωλογική εξέλιξη ενός ρήγματος 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 ρήγματος 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 ρωγμώνσεις 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 (σχ. 3.2) 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 αλληπάλληλων 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 Περίων όπου λόγω της διάβρωσης των παλαιozoικών 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.



(α)



(β)

Σχήμα 3.2. α,β Παραδείγματα 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 (σχ. 3.3) 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.



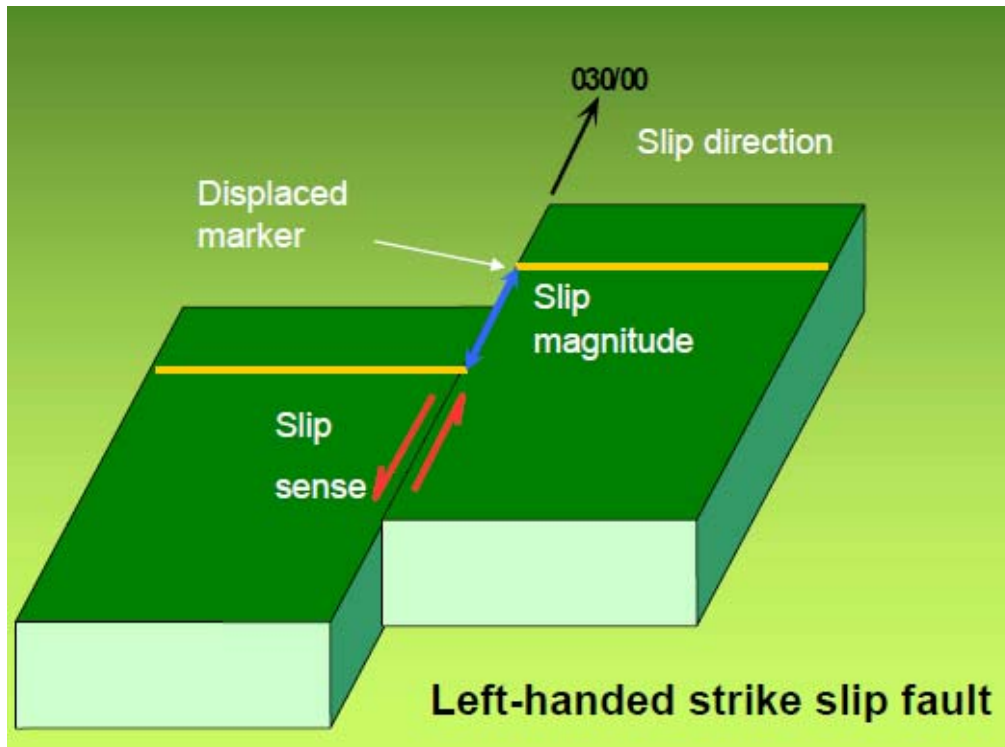
Σχήμα 3.3. Παραδείγματα κανονικών ρηγμάτων

3.5 Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης

Τα ρήγματα αυτά προκαλούν οριζόντια μετατόπιση (σχ. 3.4) 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.



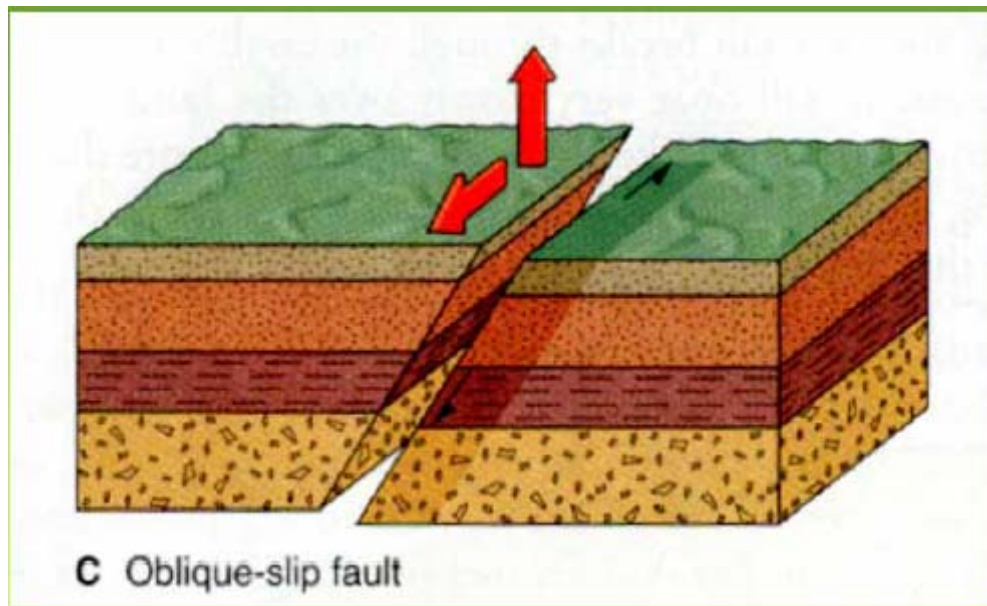
Σχήμα 3.4. Ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης

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. Υπάρχουν όμως και περιπτώσεις που 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 (σχ. 3.5) ανάλογα της κίνησης των δύο τεμαχών 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.



Σχήμα 3.5. Πλάγια 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** (σχ. 3.6α). 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 (σχ. 3.6β).



(α)



Σχήμα 3.6. α Ρηξιγενής επιφάνεια και β 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 (σχ. 3.7) 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 ρηγματών παρατηρούνται ισχυρά τεκτονισμένα μέλη των πετρωμάτων που παραμορφώνονται και τα οποία συνοδεύονται από υλικά που αποθέτει το νερό που κυκλοφορεί στο ρήγμα όπως ασβεστίτη, χαλαζία, άργιλλο. Τα υλικά αυτά αποτελούν τα υλικά πλήρωσης των ρηξιγενών δομών.

Από την ισχυρή τριβή που αναπτύσσεται στα σημεία των ρηγματών 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 ρηγματών οπότε στην προκειμένη περίπτωση μιλάμε για μια ρηξιγενή ζώνη. Μεταξύ των δύο ακραίων ρηγματών 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.

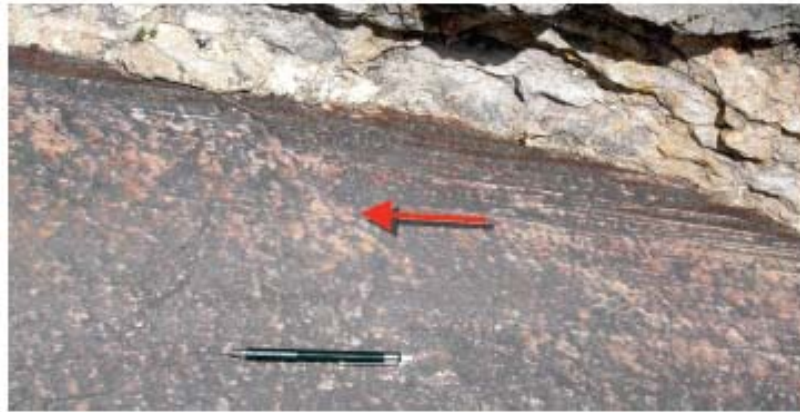
Ρηξιγενείς ζώνες αναπτύσσονται τόσο από ανάστροφα όσο και από κανονικά ρήγματα. Στην πρώτη περίπτωση μιλάμε για ζώνη λεπιώσεων και στη δεύτερη περίπτωση για ζώνη κλιμακωτών μεταπτώσεων.



• Slickensides



Quartz, calcite,
Chlorite, etc



▪ Fault striations (**Striungung**)

Σχήμα 3.7. Παραδείγματα στοιχείων ολίσθησης

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 ρήγματος. 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** (σχ. 3.8), 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 μιλωνίτης 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 ρωγμές 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.



• Fault breccia / mélange

(α)



• Fault breccia / mélange

(β)

Σχήμα 3.8. α, β Παραδείγματα τεκτονικού λατυποπαγούς

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 ρωγμών 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 σχηματίστηκε.

- **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 πυθμαία 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 μοραίνων 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.

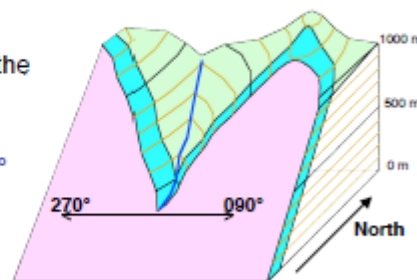
2) **Γωνία κλίσης** Ως γωνία κλίσης επιφάνειας χαρακτηρίζεται η γωνία που σχηματίζει το οριζόντιο επίπεδο με τη μέγιστη κλίση της επιφάνειας.

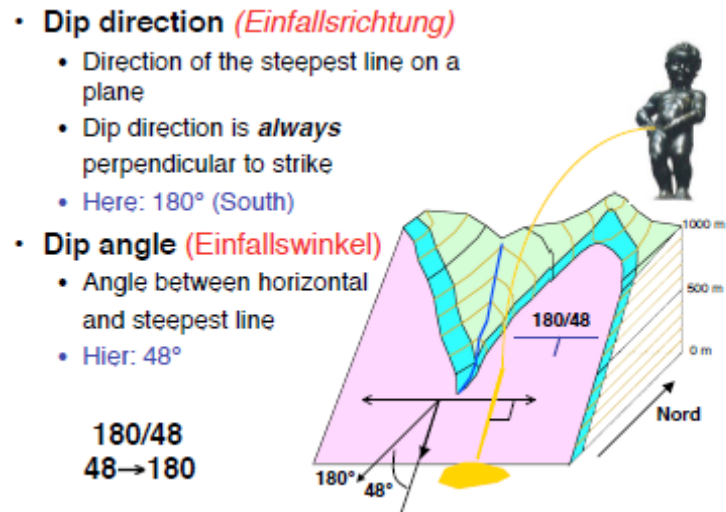
3) **Διεύθυνση κλίσης** Ως διεύθυνση χαρακτηρίζεται η διεύθυνση προς την οποία βυθίζεται η επιφάνεια. Η διεύθυνση αυτή βρίσκεται κάθετα στην παράταξη.

• **Strike (Streichen)**

- The direction of a horizontal line on the plane

- Here: 090° or 270°





Σχήμα 3.9. Παράμετροι που καθορίζουν την θέση ενός επιφανειακού στοιχείου στο χώρο

4. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

4.1 Εισαγωγή

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο θα παρουσιαστεί η τεκτονική επεξεργασία των στοιχείων. Μεγάλο μέρος του θεωρητικού τμήματος του συγκεκριμένου κεφαλαίου προέρχεται από το βιβλίο των καθηγητών Παυλίδη Σ. και Μουντράκη Δ. (Αριστοτέλειο Παν., Τμήμα Γεωλογίας) με τίτλο «Νεοτεκτονική - Εισαγωγή στη μελέτη των πρόσφατων γεωλογικών δομών» - 1985. Η επεξεργασία των τεκτονικών δεδομένων έγινε με το λογισμικό FP Tectonics.

4.2 Η τάση και η παραμόρφωση

Με τον όρο τάση (stress, contrainte) ορίζουμε ένα σύστημα εσωτερικών δυνάμεων ενός σώματος, που σχηματίζονται σαν συνέπεια της αντίδρασης απέναντι σε μια εξωτερική δύναμη η οποία επενεργεί πάνω στο σώμα και μεταβάλλει το σχήμα ή τον όγκο του. Δηλαδή, το σώμα που είναι σε κατάσταση ισορροπίας επειδή σ' αυτό δρουν ίσες και αντίθετες δυνάμεις βρίσκεται σε μια «κατάσταση έντασης». Η τάση είναι δύναμη ανά μονάδα επιφάνειας. Οι γεωλόγοι γενικά χρησιμοποιούν τον όρο τάση με ευρύτερη έννοια, για να περιγράψουν το αποτέλεσμα των τεκτονικών δυνάμεων στα πετρώματα.

Η παραμόρφωση (deformation) - και συγκεκριμένα το τελικό της στάδιο - που οφείλεται στο σύστημα των τάσεων έχει στην αγγλική βιβλιογραφία τον εξειδικευμένο όρο strain, εννοώντας ανηγμένη παραμόρφωση ή παραμορφωτική τάση (etat fini de la deformation στη Γαλλική). Η παραμόρφωση μπορεί να είναι αλλαγή του όγκου (dilation) ή του σχήματος (distortion) ή και τα δύο. Η παραμόρφωση είναι το αποτέλεσμα της τάσης.

Όπως είναι γνωστό, το διάνυσμα της τάσης που δρα πάνω σε μια στοιχειώδη επιφάνεια dS βρίσκεται στη διεύθυνση της δύναμης που επενεργεί στην επιφάνεια και έχει τη φορά της ($\sigma =$). Η τάση δηλαδή έχει τις διαστάσεις της πίεσης, και ορίζεται από το όριο στο οποίο τείνει το πηλίκον dF/dS . όταν η επιφάνεια dS τείνει προς το μηδέν

$$\sigma = \lim \frac{dF}{dS}$$

$$dS \rightarrow 0$$

Με τον όρο τάση (stress, contrainte) ορίζουμε ένα σύστημα εσωτερικών δυνάμεων ενός σώματος, που σχηματίζονται σαν συνέπεια της αντίδρασης απέναντι σε μια εξωτερική δύναμη η οποία επενεργεί πάνω στο σώμα και μεταβάλλει το σχήμα ή τον όγκο του. Δηλαδή,

το σώμα που είναι σε κατάσταση ισορροπίας επειδή σ' αυτό δρουν ίσες και αντίθετες δυνάμεις βρίσκεται σε μια «κατάσταση έντασης». Η τάση είναι δύναμη ανά μονάδα επιφάνειας. Οι γεωλόγοι γενικά χρησιμοποιούν τον όρο τάση με ευρύτερη έννοια, για να περιγράψουν το αποτέλεσμα των τεκτονικών δυνάμεων στα πετρώματα.

Το διάνυσμα της τάσης μπορεί να αναλυθεί σε τρεις συνιστώσες τάσης κατά μήκος των αξόνων ενός τρισσορθογώνιου συστήματος (Ox , Oy , Oz), οι δύο άξονες από τους οποίους κείνται πάνω στη στοιχειώδη επιφάνεια και ο τρίτος είναι κάθετος σ' αυτήν. Οι δυο πρώτες συνιστώσες τάσης ονομάζονται διατμητικές ή εφαπτομενικές (tangential or shear stress componets, tangentielle ou cisaillement) σ_{xy} και σ_{xz} , ενώ η τρίτη ονομάζεται κάθετη ή κανονική τάση (normal stress) σ_{xx} .

Το διάνυσμα της τάσης όμως περιγράφει τις συνθήκες της τάσης ως προς μια τυχούσα επιφάνεια π.χ. επίπεδο ενός ρήγματος. Για τον καθορισμό της τάσης σε κάθε σημείο του χώρου καθορίζονται οι τάσεις σε σχέση με ένα τρισσορθογώνιο σύστημα επιπέδων. Συνεπώς η τάση για κάθε τυχόν σημείο του σώματος περιγράφεται καλύτερα από έναν Τανυστή δεύτερης τάξης (εννέα συνιστώσες τάσης). Όπως είναι γνωστό από τη θεωρία της ελαστικότητας ο τανυστής τάσης είναι ένας συμμετρικός τανυστής. Δηλαδή στα τρία κάθετα αυτά επίπεδα οι διατμητικές τάσεις είναι μηδενικές και συνεπώς ενεργούν μόνο κανονικές τάσεις. Τα επίπεδα αυτά ονομάζονται κύρια επίπεδα (principal planes).

Η κατάσταση της μέσης τάσης, σε τοπική κλίμακα, προσδιορίζεται ολοκληρωτικά από τρεις ορθογώνιες κύριες διευθύνσεις, δηλαδή από τους άξονες συμμετρίας του ελλειψοειδούς των τάσεων. Οι άξονες αυτοί ονομάζονται στην κινηματική τεκτονική κύριοι άξονες της τάσης (principal axes of stress, contraintes principales) και είναι:

- σ_1 : κύρια μέγιστη τάση (maximum stress, contrainte maximale).
 - σ_2 : ενδιάμεση κύρια τάση (intermediate stress, contrainte intermediaire),
 - σ_3 : ελάχιστη κύρια τάση (minimum stress, contrainte minimale)
- ή $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$

Οι άξονες σ_1 , σ_2 , και σ_3 , περιγράφουν την περίπτωση που όλες οι κύριες τάσεις είναι θετικές (συμπιεστικές) ή ακόμη όταν όλες είναι αρνητικές (εφελκυστικές), οπότε η σ_1 , θα είναι η μικρότερη κύρια εφελκυστική τάση και η σ_3 , η μεγαλύτερη.

Η κατάσταση της μέσης τάσης λοιπόν που χαρακτηρίζει τους σ_1 , σ_2 , και σ_3 μπορεί να εκφραστεί καλύτερα από τον τανυστή των τάσεων

$$T_0 = \begin{vmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{vmatrix}$$

Δηλαδή, από έναν ισότροπο τανυστή δεύτερης τάξης του οποίου οι συνιστώσες δεν επηρεάζονται από την εναλλαγή των τριών αξόνων του τρισσορθογώνιου συστήματος των αξόνων.

Βασικό πρόβλημα στις τεκτονικές μελέτες για την περιγραφή της κατάστασης των ιάσεων, που έδρασαν σε μια περιοχή ή και εξακολουθούν να δρουν και σήμερα, αποτελεί ο προσανατολισμός του τριαξονικού των τάσεων, δηλαδή η απεικόνιση των διευθύνσεων των κύριων αξόνων τάσης σε ένα σύστημα αναφοράς xyz. όπως είναι το γεωγραφικό (όπου x: Ανατολή, y: Βορράς και z: κατακόρυφη διεύθυνση ενός τόπου). Έτσι οι διευθύνσεις των κύριων τάσεων χαρακτηρίζονται από τις συντεταγμένες (x_1, y_1, z_1) , (x_2, y_2, z_2) , (x_3, y_3, z_3) και των τριών μοναδιαίων ορθογώνιων διανυσμάτων \hat{x} , \hat{y} , \hat{z} που αντιστοιχούν στους άξονες σ_1 , σ_2 , σ_3 . Άρα, οι τελικές συντεταγμένες των κύριων αξόνων τάσης είναι $(x_1 \sigma_1, y_1 \sigma_1, z_1 \sigma_1)$, $(x_2 \sigma_2, y_2 \sigma_2, z_2 \sigma_2)$, $(x_3 \sigma_3, y_3 \sigma_3, z_3 \sigma_3)$ και ο τανυστής τάσης, σε σχέση με τα δύο συστήματα αναφοράς το γεωγραφικό και το σύστημα που ορίζουν οι κύριοι άξονες τάσης, είναι:

$$T_0 = \begin{vmatrix} x_1 & x_2 & x_3 \\ y_1 & y_2 & y_3 \\ z_1 & z_2 & z_3 \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} x_1 & y_1 & z_1 \\ x_2 & y_2 & z_2 \\ x_3 & y_3 & z_3 \end{vmatrix}$$

Ο τανυστής των τάσεων (T_0) επιτρέπει να υπολογιστεί το διάνυσμα της τάσης σ , που δρα πάνω σε μια επιφάνεια (π.χ. ρηξιγενής επιφάνεια) σε σχέση με το αντίστοιχο μοναδιαίο κάθετο στην επιφάνεια διάνυσμα \hat{n} , από την εξίσωση $\sigma = T_0 \cdot \hat{n}$

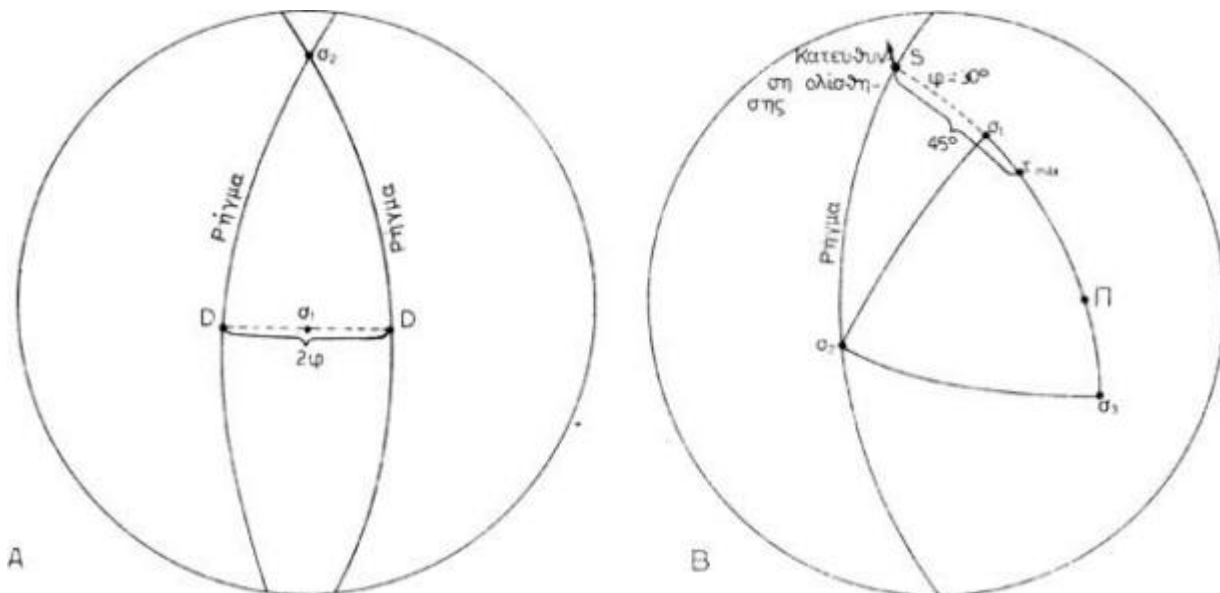
Η νεοτεκτονική χρησιμοποιεί διάφορες μεθόδους για να καθορίσει σε μια δοσμένη περιοχή τις διευθύνσεις των τάσεων (κύριοι άξονες τάσης ελλειψοειδούς), οι οποίες ήταν υπεύθυνες για τη δημιουργία ή επαναδραστηριοποίηση των ρηγμάτων της περιοχής. Δηλαδή, προσπαθεί να καθορίσει τα αζιμούθια (γωνία με το Βορρά, 0° - 360°) και τις κλίσεις (γωνία με το οριζόντιο επίπεδο, 0 - 90°) των τριών κύριων αξόνων τάσης που αναφέρθηκαν παραπάνω. Για το σκοπό αυτό πέρα από τις μετρήσεις στο ύπαιθρο των διευθύνσεων και κλίσεων των ρηγμάτων γίνεται προσπάθεια να ανιχνευτούν και να μετρηθούν στοιχεία που να καθορίζουν το είδος, τη διεύθυνση και τη φορά των τεκτονικών κινήσεων.

4.3 Μέθοδοι καθορισμού του προσανατολισμού των τεκτονικών τάσεων

1. Απλή γραφική μέθοδος όταν δίνονται ένα ρήγμα και η αντίστοιχη γράμμωση ολίσθησης

Η ακολουθούμενη πορεία στην περίπτωση αυτή είναι η εξής (σχ. 4.1): Προβάλλονται κατά τα γνωστά το ρήγμα σε στερεογραφική προβολή σαν μέγιστος κύκλος και η αντίστοιχη γράμμωση σαν πόλος (s). Ο χαρακτήρας του ρήγματος (κανονικό ή ανάστροφο) δείχνεται με μικρό βέλος όπως αναφέρθηκε προηγούμενα. Η προβολή του άξονα σ_2 βρίσκεται επί του επιπέδου του ρήγματος (μέγιστος κύκλος) και σε γωνιακή απόσταση 90° από τον πόλο της γράμμωσης ολίσθησης. Οι άλλες δύο κύριες διευθύνσεις των τάσεων (σ_1 και σ_3) βρίσκονται επί μεγίστου κύκλου ο οποίος ορίζεται από τον πόλο της γράμμωσης (s) και τον πόλο του επιπέδου (π) (επίπεδο κίνησης).

Όταν είναι γνωστή η γωνία εσωτερικής τριβής (φ) των πετρωμάτων μπορούν να οριστούν ακριβώς οι άξονες σ_1 και σ_3 . Συνήθως η γωνία φ κυμαίνεται μεταξύ 30° - 35° και για το λόγο αυτό ο άξονας μέγιστης τάσης σ_1 ορίζεται πάνω στο μέγιστο κύκλο που ορίζουν οι πόλοι s και π (επίπεδο κίνησης) σε γωνιακή απόσταση 30° - 35° από τον πόλο της γράμμωσης (σχ. 4.1) και σε φορά αντίθετη προς την κλίση του ρήγματος όταν πρόκειται για κανονικό ρήγμα και αντίστροφα όταν πρόκειται για ανάστροφο ρήγμα. Ο άξονας σ_3 βρίσκεται πάνω στον ίδιο μέγιστο κύκλο και σε απόσταση 90° από τον σ_1 .

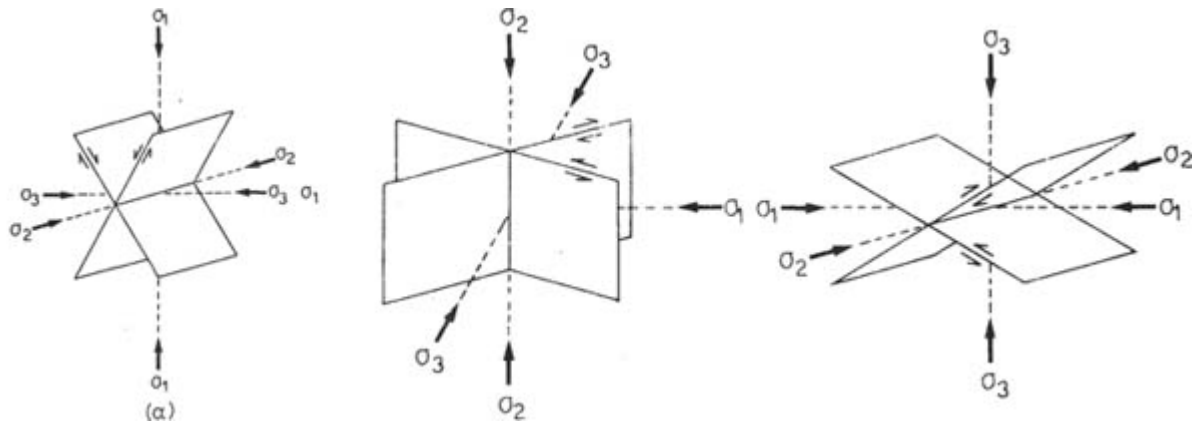


Σχ. 4.1 Καθορισμός του προσανατολισμού των τάσεων για την περίπτωση ζεύγους συζυγών ρηγμάτων (A) και για την περίπτωση ενός ρήγματος με την αντίστοιχη γράμμωση ολίσθησης, φ : γωνία εσωτερικής τριβής υλικού, D : προβολές των γραμμώσεων ολίσθησης, π : πόλος επίπεδου ρήγματος, s : πόλος γράμμωσης ολίσθησης. (Τροποποιημένο σχήμα από Ragan 1968)

Όταν δεν είναι γνωστή η γωνία εσωτερικής τριβής των υλικών στα οποία έγινε η διάρρηξη τότε, σύμφωνα πάντα με το θεωρητικό μοντέλο διάτμησης του Anderson, ο σ_1 μπορεί να οριστεί σε γωνιακή απόσταση 45° (τ_{\max} στο σχ. 4.1) από τον πόλο της γράμμωσης s , και αντίστοιχα ορίζεται ο πόλος του άξονα σ_3 .

2. Η μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών (right dihedrons, diedres droits)

Η μέθοδος αυτή στηρίζεται στο κλασικό μοντέλο της δυναμικής των ρηγμάτων του Anderson (1942) (σχ. 4.2), σύμφωνα με το οποίο μπορεί να καθοριστεί ο προσανατολισμός των διαρρήξεων σε σχέση με τους κύριους άξονες του τριαξονικού ελλειψοειδούς των τάσεων. Είναι ανάλογη με τη μέθοδο του μηχανισμού γένεσης των σεισμών (fault plane solution ή focal mechanism of earthquakes, mecanisme au foyer des seismes).



Σχ. 4.2. Δυναμική ταξινόμηση των ρηγμάτων (κλασικό μοντέλο του Anderson 1942). α: Κανονικό ρήγμα (σ_1 κάθετος), β: Ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης ή διεύθυνσης ολίσθησης (σ_2 κάθετος), γ: Ανάστροφο ρήγμα (σ_3 κάθετος)

Σύμφωνα με τη μέθοδο των ορθών διέδρων γωνιών όταν γνωρίζουμε τον προσανατολισμό ενός ρήγματος (παράταξη, κλίση και διεύθυνση κλίσης) καθώς και τη διεύθυνση, τη φορά και το είδος της σχετικής ολίσθησης του ρήγματος, θεωρούμε ένα δεύτερο «βοηθητικό επίπεδο» κάθετο στο επίπεδο του ρήγματος και στη διεύθυνση της τεκτονικής γράμμωσης.

Από πρακτική πλευρά πάνω σε ένα δίκτυο Wulf ή Schmidt προβάλλεται το επίπεδο του ρήγματος (EP) κατά τα γνωστά και η γράμμωση ολίσθησης (s ή A) ως πόλος, και κατόπιν προσδιορίζεται επί της προβολής του επιπέδου του ρήγματος σημείο (B) που απέχει από τον πόλο της γράμμωσης (A) γωνιακή απόσταση 90° . Το βοηθητικό επίπεδο (BE) ορίζεται από το μεσημβρινό (μέγιστος κύκλος δικτύου) που διέρχεται από τον πόλο του επιπέδου του

ρήγματος και το σημείο B, είναι δηλαδή κάθετο στο επίπεδο του ρήγματος. Τα δύο επίπεδα (του ρήγματος και το βοηθητικό) ορίζουν τέσσερις ορθές διέδρες γωνίες από τις οποίες, στις περιπτώσεις των μηχανισμών γένεσης των σεισμών, οι δύο κατακορυφήν αντιστοιχούν στις συμπίεσεις (C) των πρώτων αποκλίσεων των επιμηκών (P) κυμάτων και κατά συνέπεια περιέχουν τον άξονα ελάχιστης τάσης (εφελκυσμού, T) και οι άλλες δύο τις αραιώσεις (D) και άρα περιέχουν τους άξονες μέγιστης τάσης (συμπίεσης, P). Το σημείο τομής των δύο επιπέδων ορίζει τον άξονα ενδιάμεσης τάσης (B).

Αντίστοιχα, με τη μέθοδο των ορθών διέδρων γωνιών ορίζονται οι χώροι πάνω στο δίκτυο της στερεογραφικής προβολής μέσα στους οποίους βρίσκονται οι προβολές των κύριων αξόνων τάσης. Στο σχήμα 61 A είναι γκριζος ο χώρος που περιέχει την προβολή του άξονα συμπίεσης και άσπρος ο αντίστοιχος χώρος για τον άξονα εφελκυσμού. Από το συνδυασμό δύο ρηγμάτων διαφορετικού προσανατολισμού, που έδρασαν κάτω από το ίδιο πεδίο τάσεων, ο χώρος αυτός περιορίζεται, και προσεγγίζεται έτσι με μεγαλύτερη πιθανότητα η ακριβής θέση των κύριων αξόνων τάσης.

Στο σημείο αυτό πρέπει να τονιστεί ότι στην πορεία εργασίας για τη λύση των μηχανισμών γένεσης των σεισμών το πρόβλημα μπαίνει αντίστροφα απ' ότι στην τεκτονική μέθοδο των ορθών διέδρων γωνιών. Δηλαδή, δίνονται οι περιοχές συμπίεσεων και αραιώσεων και αναζητούνται δύο επίπεδα κάθετα μεταξύ τους που να περικλείουν τους παραπάνω χώρους σε τέσσερις διέδρες γωνίες. Από τα επίπεδα αυτά το ένα θα αντιστοιχεί στο επίπεδο του ρήγματος και το άλλο στο βοηθητικό. Στη συνέχεια μπορούν να οριστούν το διάνυσμα της κίνησης και οι κύριοι άξονες τάσης. Ενώ κατά τη μέθοδο της τεκτονικής των ορθών διέδρων γωνιών είναι γνωστά: το επίπεδο του ρήγματος και το διάνυσμα κίνησης, από μετρήσεις στο ύπαιθρο (παράταξη και κλίση ρήγματος, διεύθυνση και φορά γράμμωσης ολίσθησης), και αναζητούνται οι κύριοι άξονες τάσης.

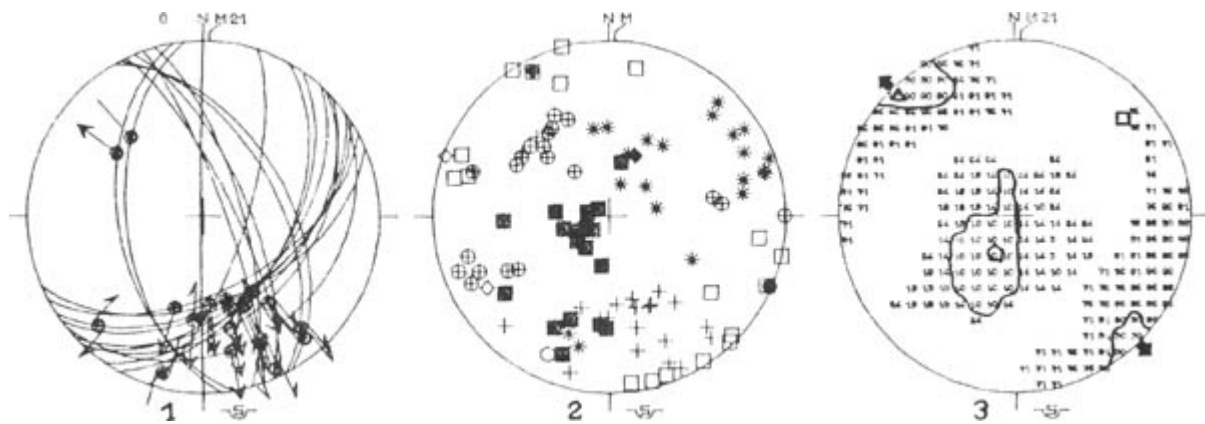
Το πλεονέκτημα αυτής της μεθόδου συνίσταται στο ότι θεωρεί πως ολόκληρος ο χώρος των κατακόρυφην ορθών διέδρων γωνιών περιέχει τους κύριους άξονες συμπίεσης και εφελκυσμού αντίστοιχα, η ακριβής θέση των οποίων αναζητείται. Ενώ κατά κανόνα στη μέθοδο του μηχανισμού γένεσης των σεισμών οι κύριοι άξονες τάσης συμπίεσης (P) και εφελκυσμού (T) υπολογίζονται στη διεύθυνση των αξόνων συμμετρίας (διχοτόμοι) των διέδρων γωνιών, το οποίο ισχύει για ομογενές και ισότροπο μέσο και αποτελεί μια ακραία ιδανική περίπτωση. Αντίθετα, στη φύση και ιδιαίτερα στ' ανώτερα στρώματα του φλοιού, τα οποία υπόκεινται στην άμεση γεωλογική παρατήρηση, δεν επικρατούν τέτοιες ιδανικές συνθήκες.

Η μέθοδος εφαρμόζεται γραφικά, αλλά πολύ καλύτερα μπορεί να εφαρμοστεί με υπολογιστικό τρόπο και με τη χρήση του ηλεκτρονικού υπολογιστή. Στο σχήμα 4.3 παρουσιάζεται η εφαρμογή σ' ένα συγκεκριμένο παράδειγμα για μια ομάδα ρηγμάτων, η οποία θεωρείται ότι λειτούργησε μέσα στο ίδιο σύστημα κύριων αξόνων τάσης. Για παράδειγμα οι περιοχές με τις τιμές 90 καθορίζουν τις περιοχές όπου ο άξονας εφελκυσμού σ_3 έχει πιθανότητα εντοπισμού μεγαλύτερη του 90% (αντίστοιχα ο σιλιγότερο του 10%).

Οι υπολογιζόμενοι μ' αυτό τον τρόπο άξονες είναι διαφορετικοί από τους μέσους κύριους άξονες, που προσδιορίζονται με μαθηματικό τρόπο όπως θα αναλυθεί παρακάτω. Στην πραγματικότητα καθορίζεται απλά και μόνο μια ζώνη εμπιστοσύνης, περισσότερο ή λιγότερο στενή ανάλογα με την περίπτωση, μέσα στην οποία ο αναζητούμενος άξονας μπορεί να καταλάβει διάφορες θέσεις. Το βαρύκεντρο αυτής της περιοχής υπολογίζεται επίσης με την παραπάνω μέθοδο (γεωμετρικός άξονας). Οι τρεις ορθογώνιοι κύριοι άξονες τάσης που υπολογίζονται με τη μέθοδο αυτή ονομάζονται N_1 , N_2 , και N_3 για να διακρίνονται από εκείνους (σ_1 , σ_2 , σ_3) που υπολογίζονται με μαθηματικό τρόπο.

Για την ομάδα ρηγμάτων που παρατηρούνται μέσα σ' έναν όγκο (μια περιοχή) με προϋπάρχουσες ασυνέχειες και η οποία μελετιέται σαν ενιαίο σύνολο που συνδέεται με την ίδια τεκτονική φάση, γίνεται η υπόθεση ότι λειτούργησε σε συνάρτηση, και μόνο σε συνάρτηση, με μια μέση κατάσταση τάσης, ομοιόμορφη για το μελετούμενο όγκο πετρώματος. παρόλα αυτά στη πραγματικότητα η κατάσταση τάσης ποικίλλει σε σχέση με τις ανομοιογένειες και τις ασυνέχειες του υλικού, καθώς επίσης και κατά τη διάρκεια της κίνησης (ολίσθηση) κατά μήκος των ρηγμάτων. επιπλέον, οι κινήσεις πάνω σε διαφορετικά επίπεδα ρήγματος δεν είναι πάντα. Για την ομάδα ρηγμάτων που παρατηρούνται μέσα σ' έναν όγκο (μια περιοχή) με προϋπάρχουσες ασυνέχειες και η οποία μελετιέται σαν ενιαίο σύνολο που συνδέεται με την ίδια τεκτονική φάση, γίνεται η υπόθεση ότι λειτούργησε σε συνάρτηση, και μόνο σε συνάρτηση, με μια μέση κατάσταση τάσης, ομοιόμορφη για το μελετούμενο όγκο πετρώματος. Παρ' όλα αυτά στην πραγματικότητα η κατάσταση τάσης ποικίλλει σε σχέση με τις ανομοιογένειες και τις ασυνέχειες του υλικού, καθώς επίσης και κατά τη διάρκεια της κίνησης (ολίσθηση) κατά μήκος των ρηγμάτων. Επιπλέον, οι κινήσεις πάνω σε διαφορετικά επίπεδα ρήγματος δεν είναι πάντα ανεξάρτητες αλλά αλληλοεπηρεάζονται.

Τα παραπάνω φαίνεται ότι αποτελούν μειονεκτήματα της μεθόδου, ώστε η έννοια της μέσης κατάστασης τάσης σαν μόνη υπεύθυνη των κινήσεων θα μπορούσε να θεωρηθεί στην αρχή της ανακρίβης. Εντούτοις αποτελεί μια αναπόφευκτη απλοποίηση μέσα στην παρούσα κατάσταση των τρόπων μέτρησης και υπολογισμών, που μπορεί να αιτιολογηθεί μόνο εκ των υστέρων με τη συνοχή των αποτελεσμάτων.



Σχ. 4.3. Μέθοδος των ορθών διέδρων γωνιών. Εφαρμογή της σε μια ομάδα ρηγμάτων στην περιοχή ενός μεγάλου ρήγματος στη λίμνη Βεγορίτιδα (ΒΔ Μακεδονία). 1) Προβολή των επίπεδων των ρηγμάτων σαν μέγιστοι κύκλοι και των αντίστοιχοι γραμμώσεων τεκτονικής ολίσθησης σαν βέλη, τα οποία δείχνουν τη φορά και το είδος της σχετικής κίνησης (απλά βέλη - κανονική κίνηση, διπλά βέλη = κίνηση οριζόντιας μετατόπισης, απλές γραμμές - οι κινήσεις με αβέβαιη φορά). 2) Υπολογισμός των γεωμετρικών στοιχείων (μικροί κύκλοι με σταυρό O = πόλοι των επιπέδων των ρηγμάτων, απλός σταυρός $+$ = Θέσεις των γραμμώσεων τεκτονικής ολίσθησης, αστερίσκοι $*$ = πόλοι των ενδιάμεσων αξόνων ($N2$), τετράγωνα π = πόλοι των

αξόνων ελάχιστης συμπίεσης (εφελκυσμού, $N3$), γραμμοσκιασμένα τετράγωνα = πόλοι των αξόνων μέγιστης συμπίεσης ($N1$). 3) Αποτελέσματα της μεθόδου. Στην προβολή σημειώνονται οι περιοχές μέγιστης πιθανότητας ύπαρξης των κύριων αξόνων τάσης (συμπίεσης και εφελκυσμού), δηλαδή η περιοχή με την ένδειξη 90 δηλώνει το χώρο ο οποίος παρουσιάζει πιθανότητα μεγαλύτερη του 90% μέσα στον οποίο πρέπει να βρίσκεται ο άξονας εφελκυσμού και η περιοχή 10 το χώρο με πιθανότητα μεγαλύτερη του 90% να υπάρχει ο άξονας συμπίεσης. Το σύμβολο του πενταγώνου (\square) δηλώνει τον πόλο του άξονα $N1$ του τετραγώνου (\square) τον άξονα $N2$ και του τριγώνου (\triangle) τον $N3$. Τα βέλη δείχνουν τον επικρατούντα άξονα, δηλαδή τον άξονα που έχει τη μικρότερη κλίση με το οριζόντιο επίπεδο, ο οποίος στην περίπτωση αυτή είναι ο $N3$ (εφελκυσμός). Τα στοιχεία που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο των ορθών διέδρων γωνιών για τους κύριους άξονες τάσης είναι το αξιμούθιο (D) και η κλίση (ρ), τα οποία δίνονται

		παρακάτω		σε		μοίρες:
$N1$:	D	=	305,	ρ	=	64
$N2$:	D	=	108,	ρ	=	25
$N3$:	D	=	201,	ρ	=	7

Όλες οι παραπάνω προβολές είναι στερεογραφικές (δίκτυο Schmidt), νότιο ημισφαίριο (το σύμβολο) και γίνονται αυτόματα από τον ηλεκτρονικό υπολογιστή. (N : γεωγραφικός και M : μαγνητικός Βορράς). Η τιμή της μαγνητικής απόκλισης στην περιοχή είναι $\sim + 2$. (Κατά Παυλίδη 1985)

4.4 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 (Kilias 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 τεμαχίων 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.

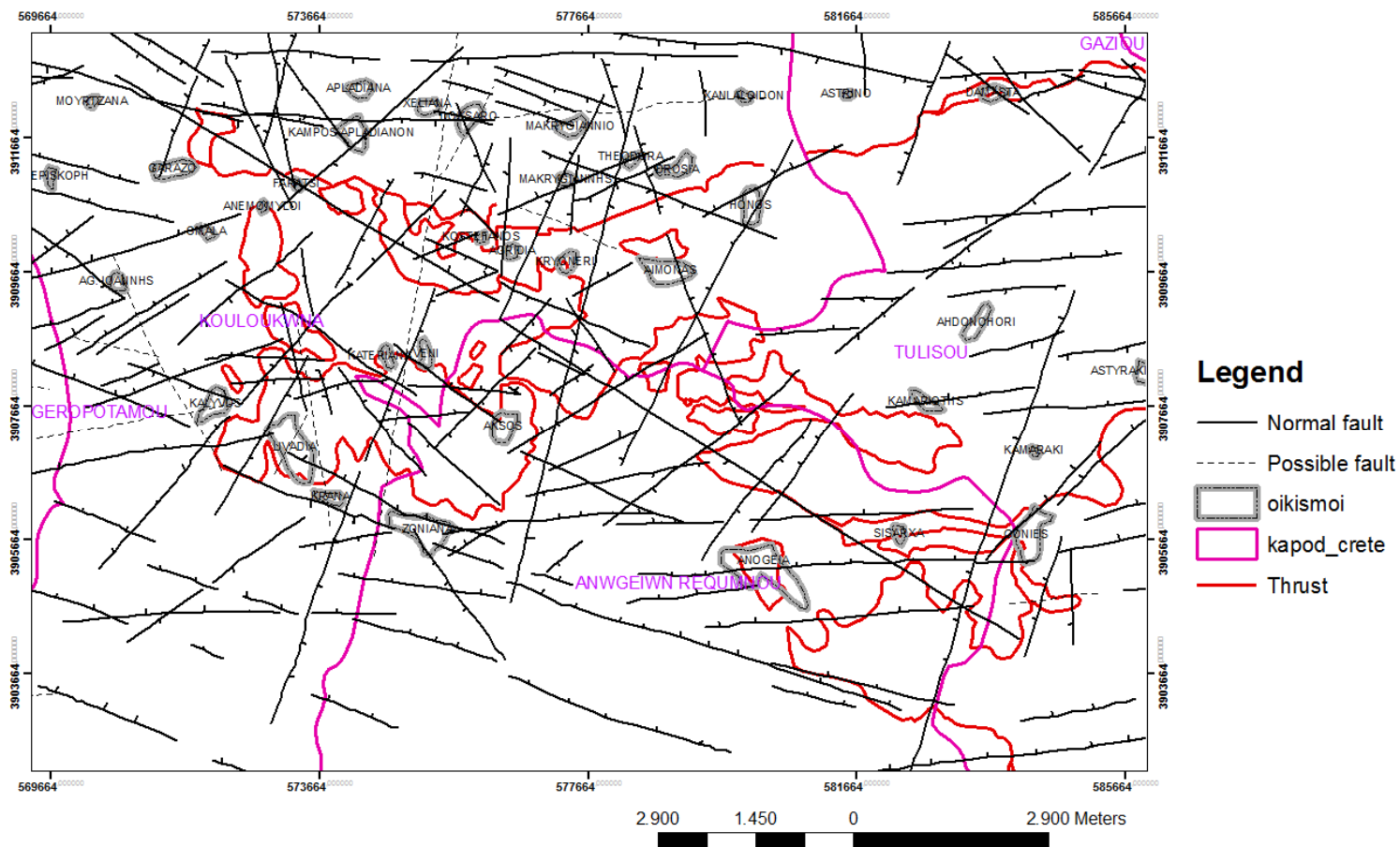
Η τεκτονική κατά την διάρκεια του Νεογενούς για την περιοχή της Κρήτης είναι κυρίως εφελκυστική με πιθανά διαλείμματα συμπιεστικών φάσεων. Από το Μειόκαινο έως σήμερα δύο μεγάλα γεωδυναμικά γεγονότα καθορίζουν την γεωλογική εξέλιξη της Κρήτης: η σύγκλιση Αφρικής και Ευρασίας και της διαφυγής της μικροπλάκας 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/Άνω 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.

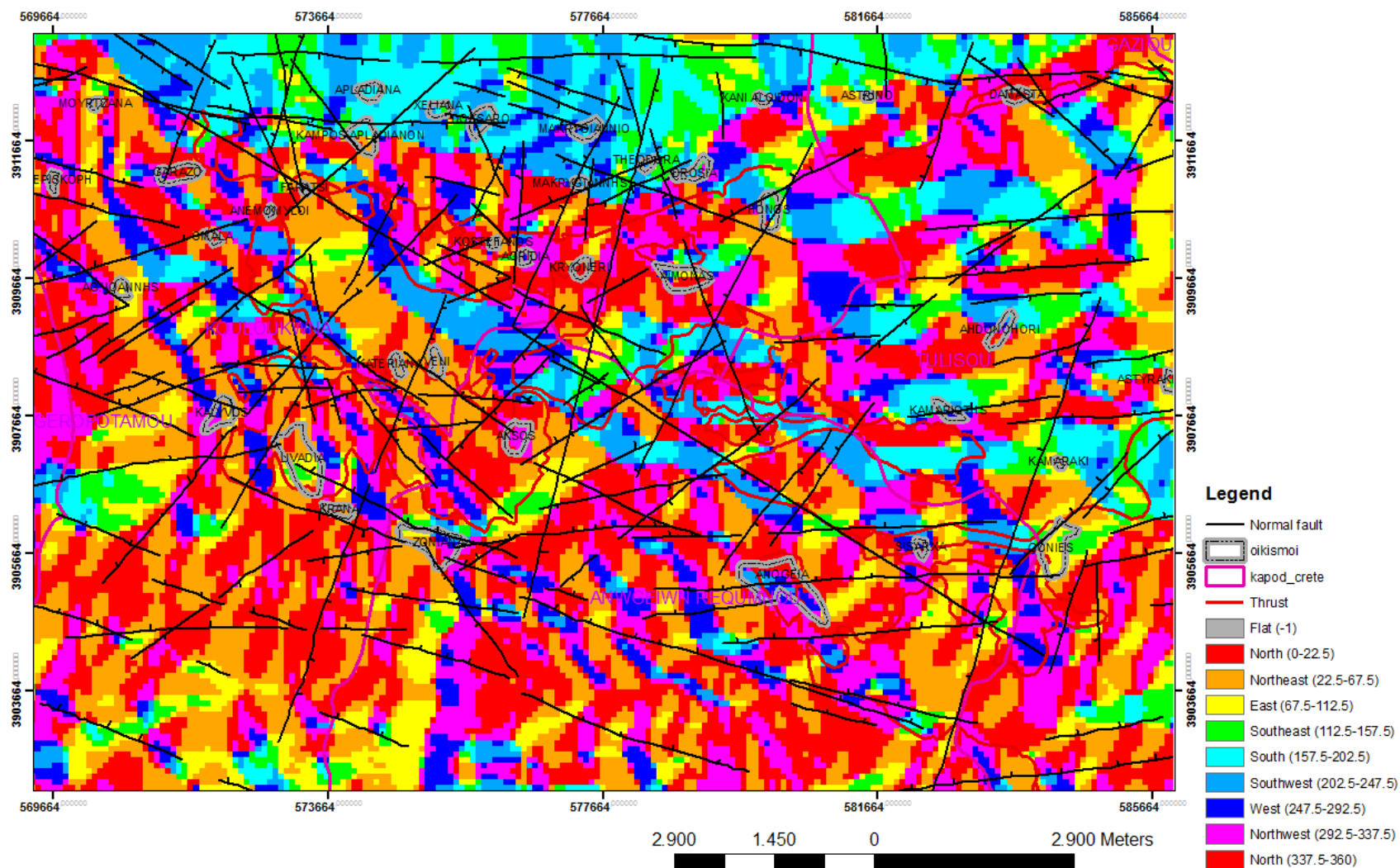
4.5 Αποτελέσματα της τεκτονικής χαρτογράφησης και επεξεργασίας στην ευρύτερη περιοχή του Ψηλορείτη

Ο νεότερος ρηξιγενής ιστός της περιοχής μελέτης χαρακτηρίζεται από ένα σύνολο ενεργών ρηγμάτων τα οποία έχουν επηρεάσει τόσο τα αλπικά όσο και τα μεταλπικά ιζήματα. Τα παραπάνω ρήγματα διακρίνονται με βάση την διεύθυνση τους σε τέσσερις κύριες ομάδες (σχ. 4.4), των οποίων τα ίχνη συμπίπτουν με γραμμικά στοιχεία που προκύπτουν από την μελέτη αεροφωτογραφιών της Γ.Υ.Σ. (κλίμακας 1:33000). Στο σχήμα 4.5 παρουσιάζεται χάρτης που απεικονίζει τις επικρατούσες διευθύνσεις των τοπογραφικών στοιχείων της περιοχής μελέτης σε συνδυασμό με της τεκτονική χαρτογράφηση. Γενικά η τοπογραφία της περιοχής ελέγχεται ισχυρά από την τεκτονική. Στα σχήματα 4.6, 4.7, 4.8 παρουσιάζονται παραδείγματα της επεξεργασίας και ανάλυση ζτων τάσεων από τις περιοχές των Ανωγείων και των Σισσών.

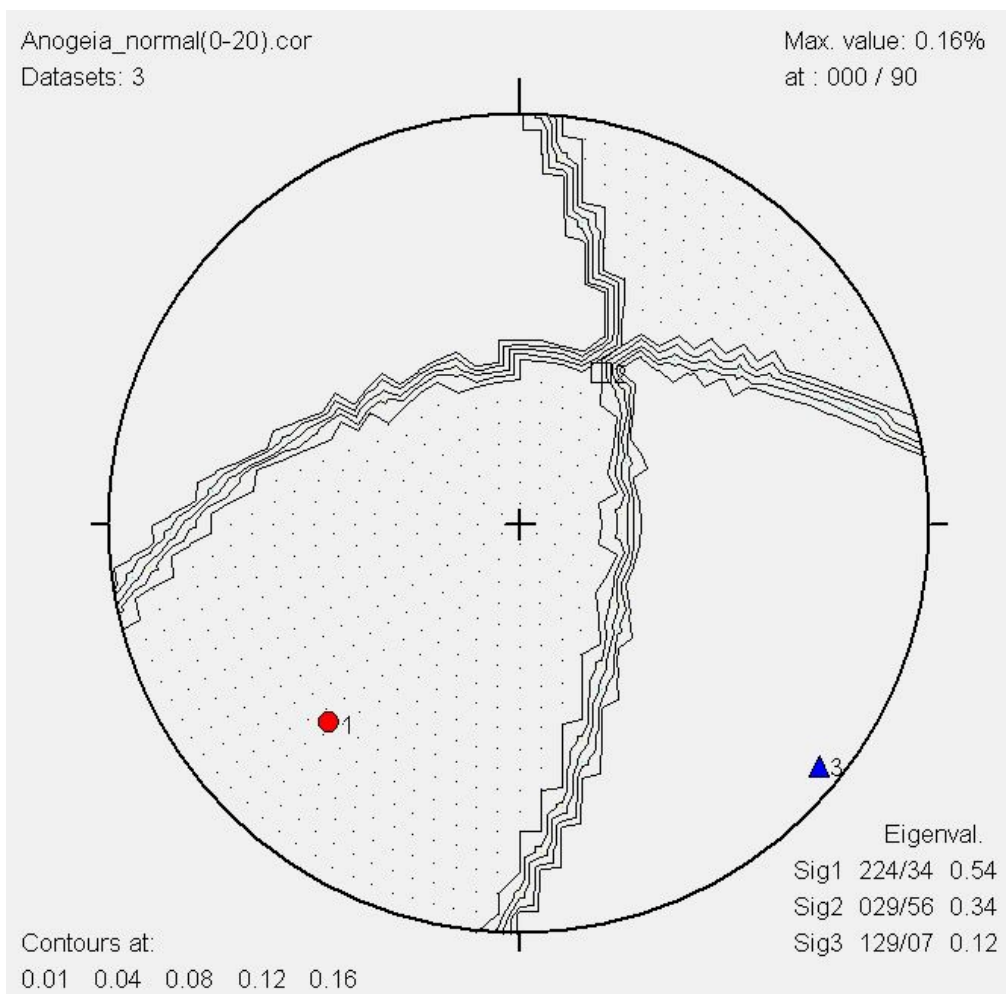
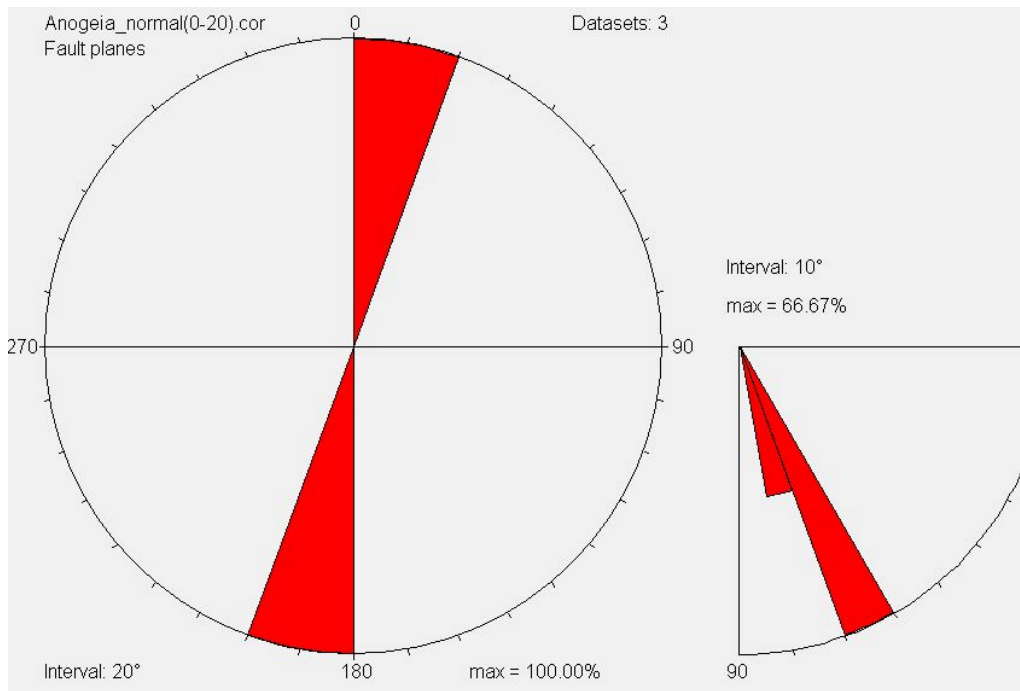
Η πρώτη πολυπληθής ομάδα ρηγμάτων περιλαμβάνει μεγάλου μήκους (έως και 20 Km) κανονικά ρήγματα της πρώτης γενιάς (Σεραβάλλιο), με γενική διεύθυνση Α – Δ. Με τα ρήγματα αυτά συνδέεται η δημιουργία της τάφρου της Αξού, η οποία αναπτύσσεται μεταξύ του ορεινού όγκου του Ψηλορείτη προς το νότο και των Ταλαίων ορέων προς το βορρά. Η δεύτερη ομάδα περιλαμβάνει ρήγματα γενικής διεύθυνσης Β – Ν, τα οποία επηρεάζουν τα μέλη της πρώτης ομάδας (Ανωτ. Μειόκαινο - Κατ. Πλειόκαινο). Η τρίτη, επίσης, πολυπληθής ομάδα αντιπροσωπεύει μεγάλες ρηξιγενείς γραμμές, με διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ, οι οποίες αναπτύσσονται τόσο στα αλπικά όσο και στα μεταλπικά ιζήματα. Τέλος, η τέταρτη ομάδα αντιπροσωπεύει κανονικά, κλιμακωτά ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ, τα οποία επικρατούν κυρίως στο δυτικό και το νοτιοδυτικό τμήμα της λεκάνης. Τα μέλη των δύο τελευταίων ομάδων (Ανωτ. Πλειόκαινο) επηρεάζουν τις παλαιότερες - συγκριτικά - εφελκυστικές δομές.

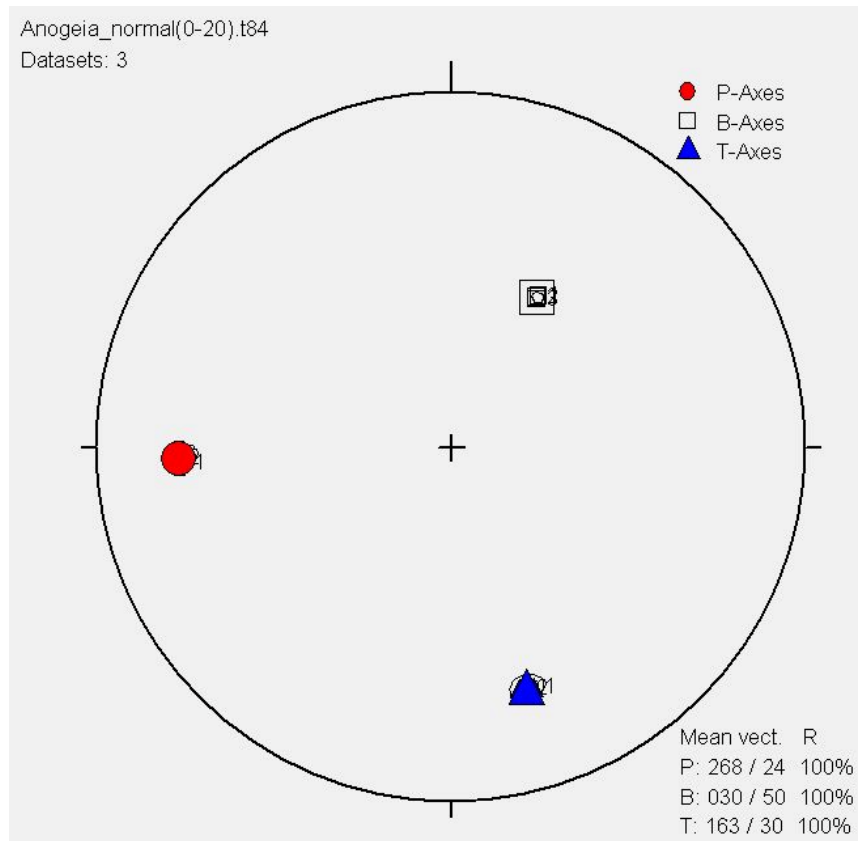


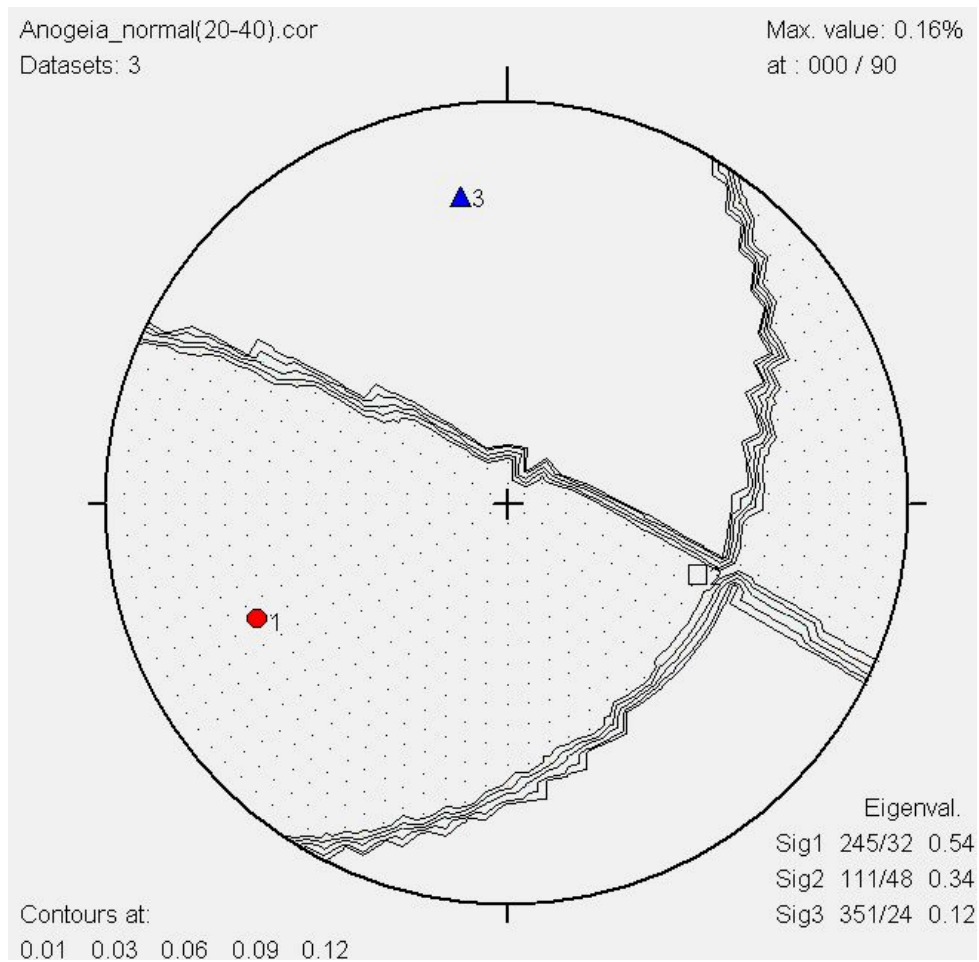
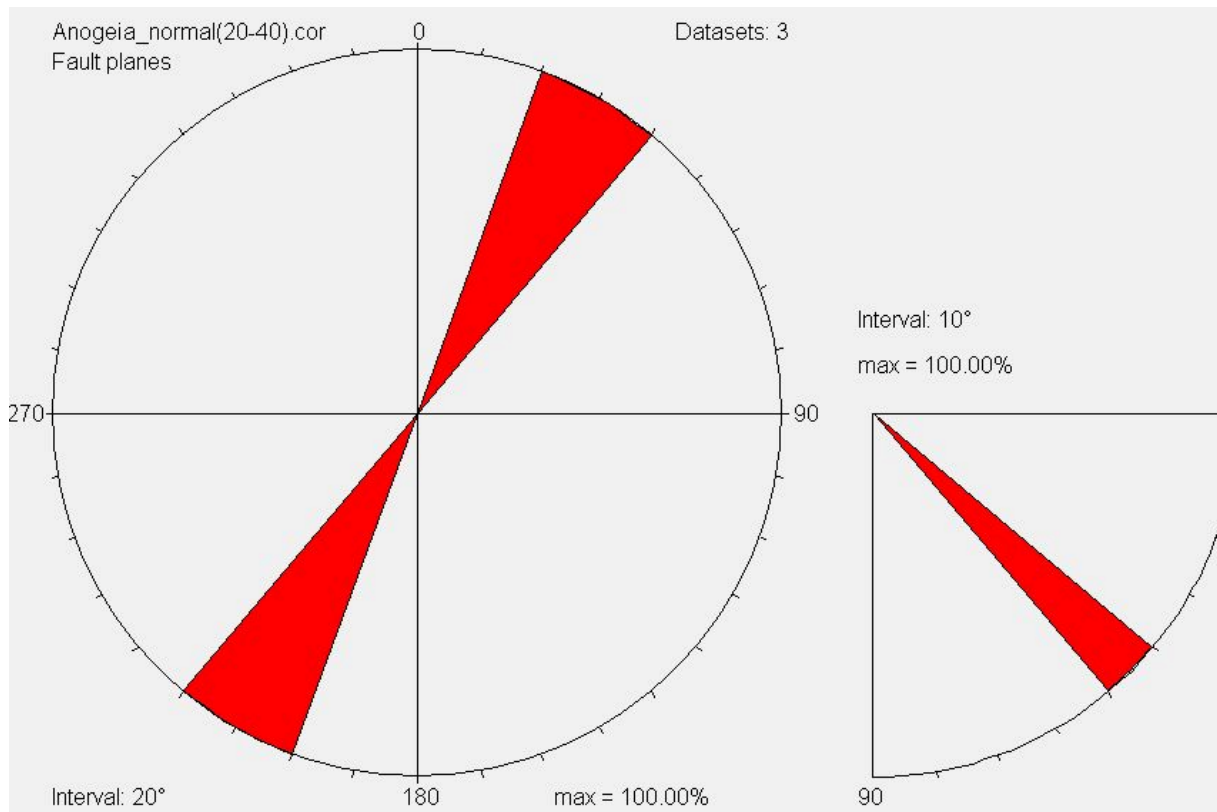
Σχήμα 4.4. Χαρτογράφηση ρηγμάτων στην ευρύτερη περιοχή του Ψηλορείτη

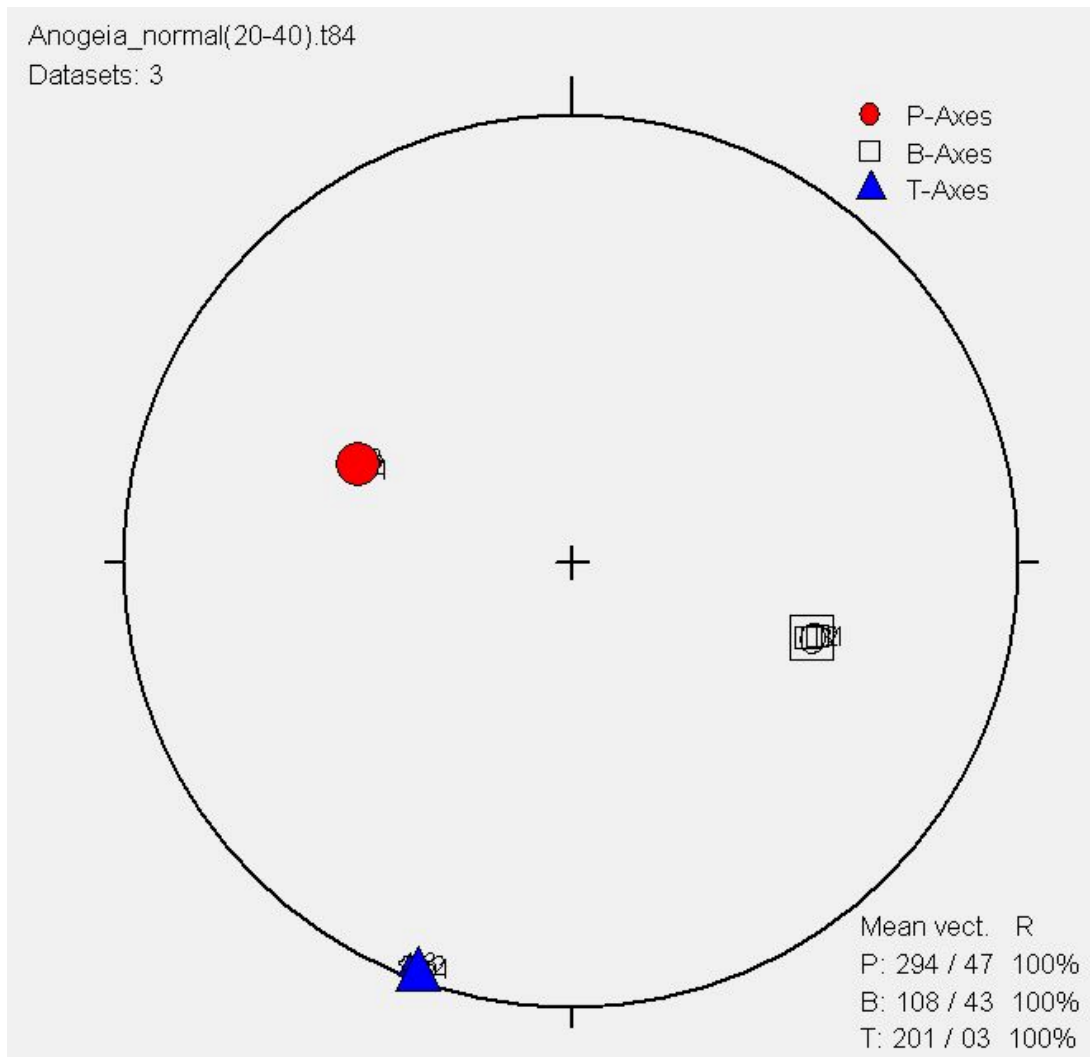


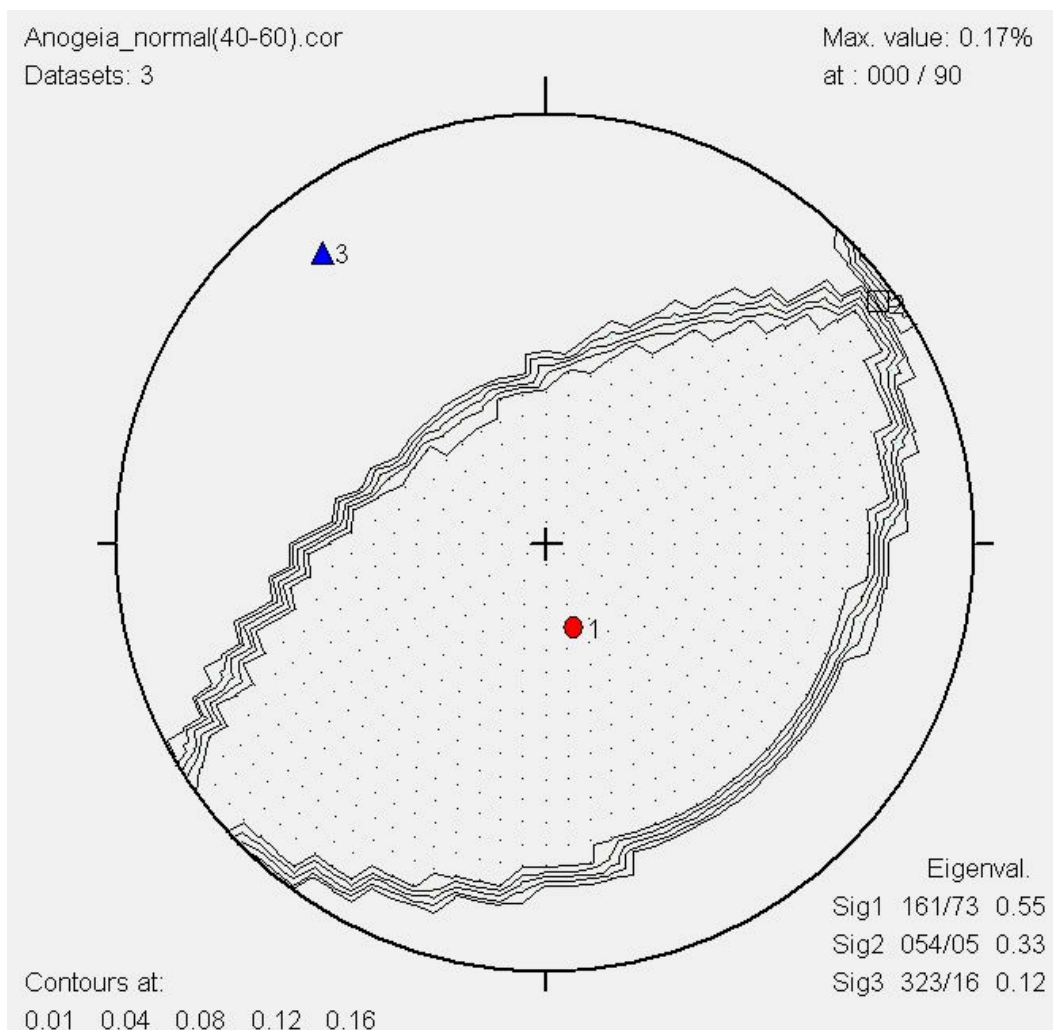
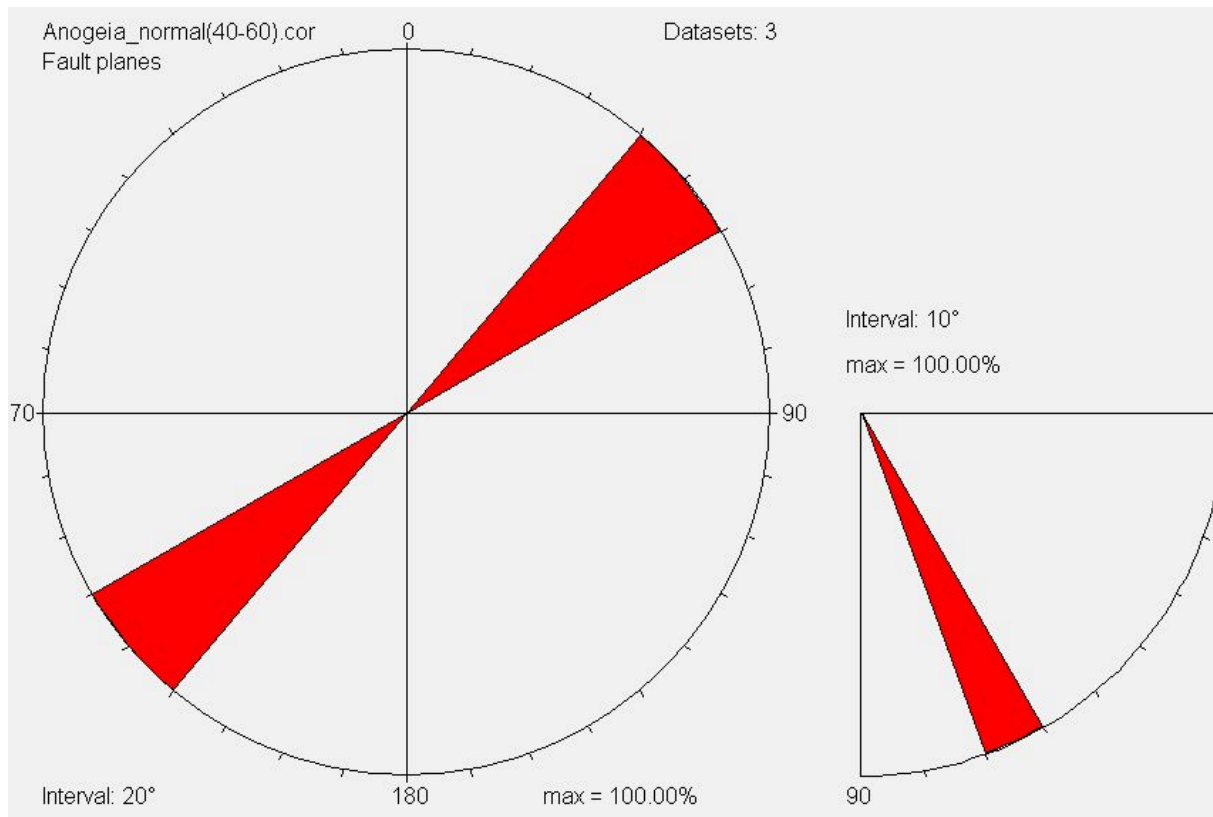
Σχήμα 4.5. Χάρτης που απεικονίζει τις επικρατούσες διευθύνσεις των τοπογραφικών στοιχείων της περιοχής μελέτης σε συνδυασμό με της τεκτονική χαρτογράφηση

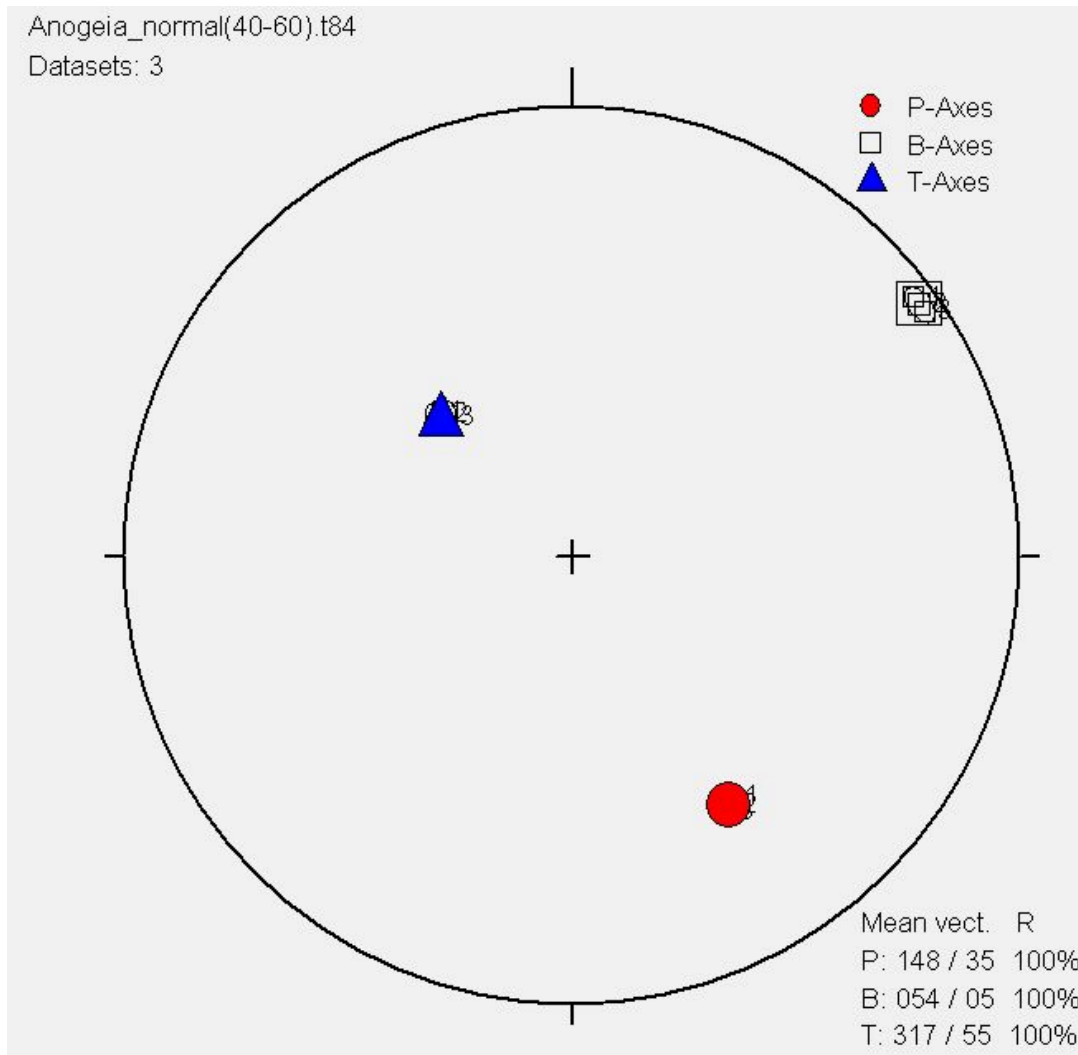


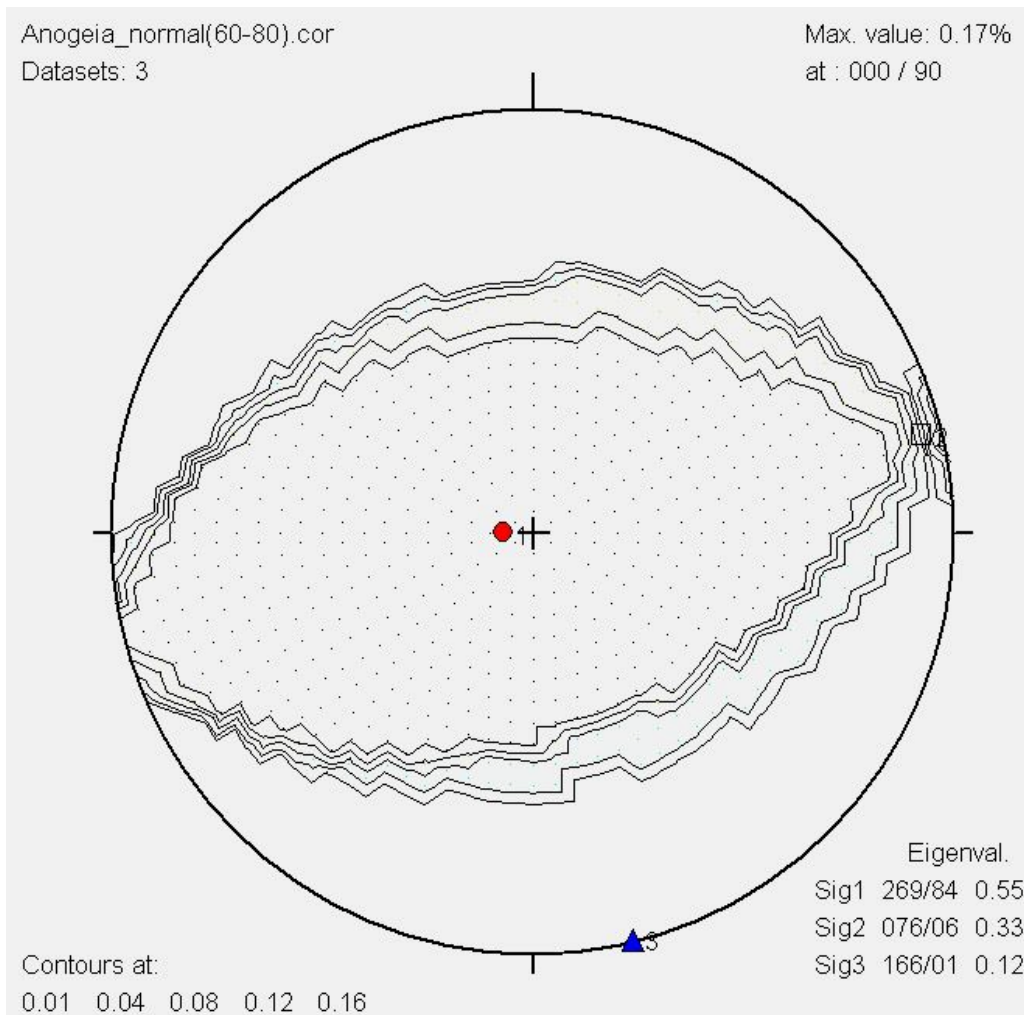
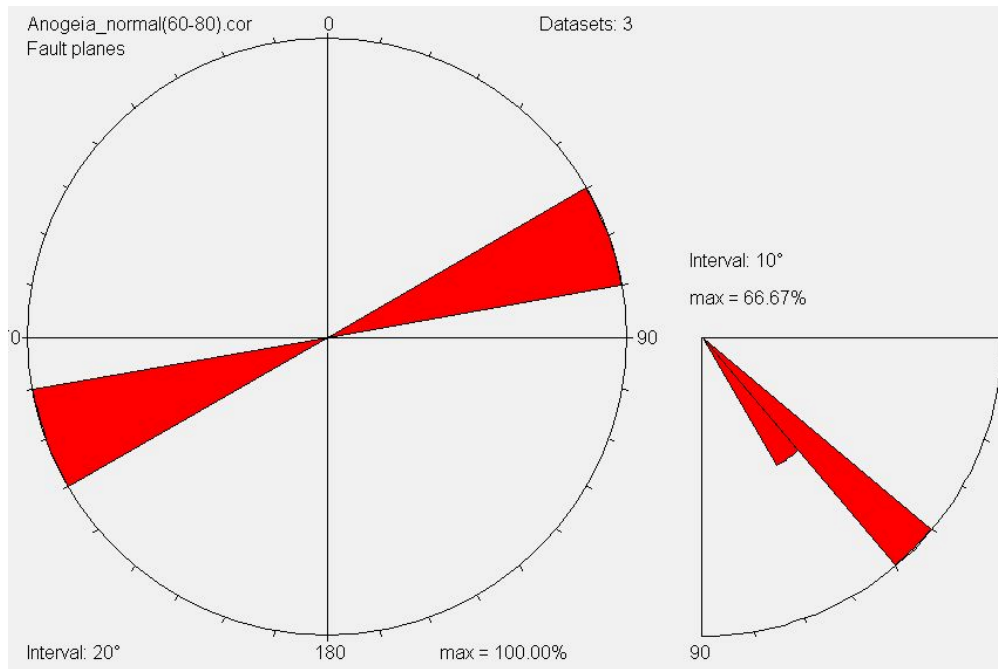


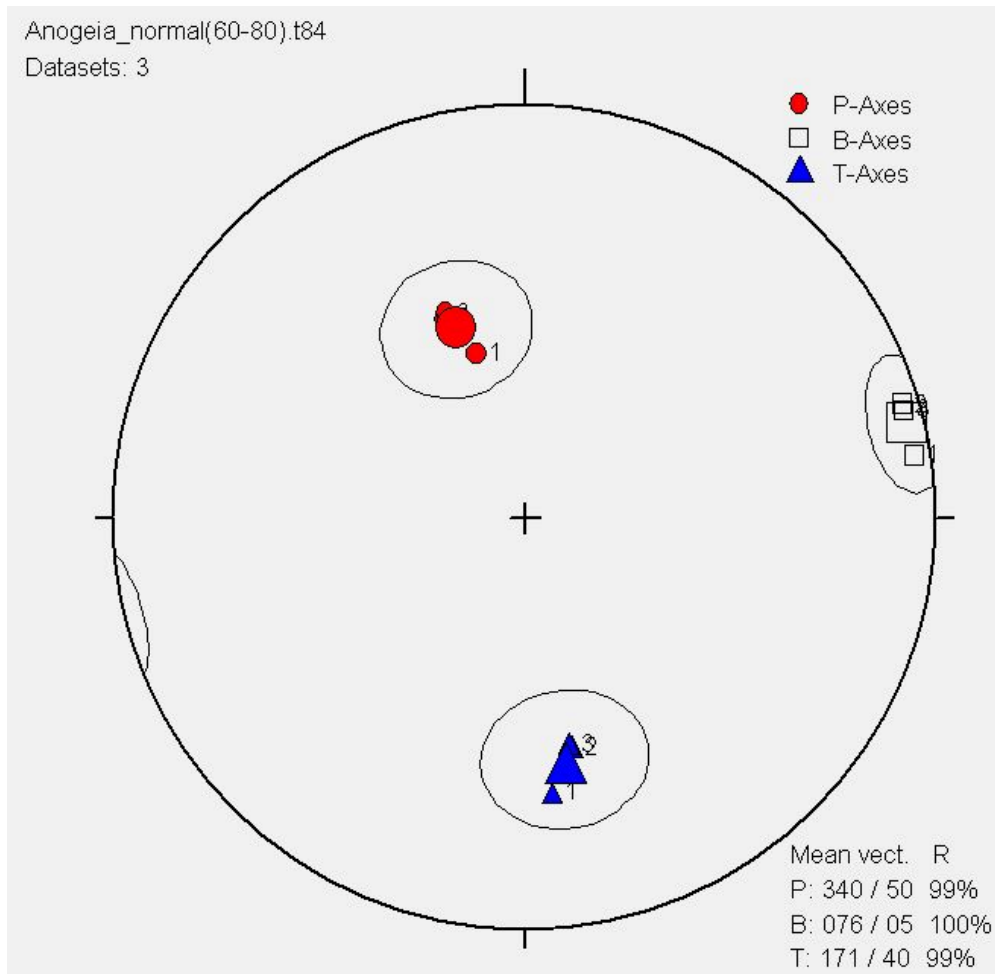


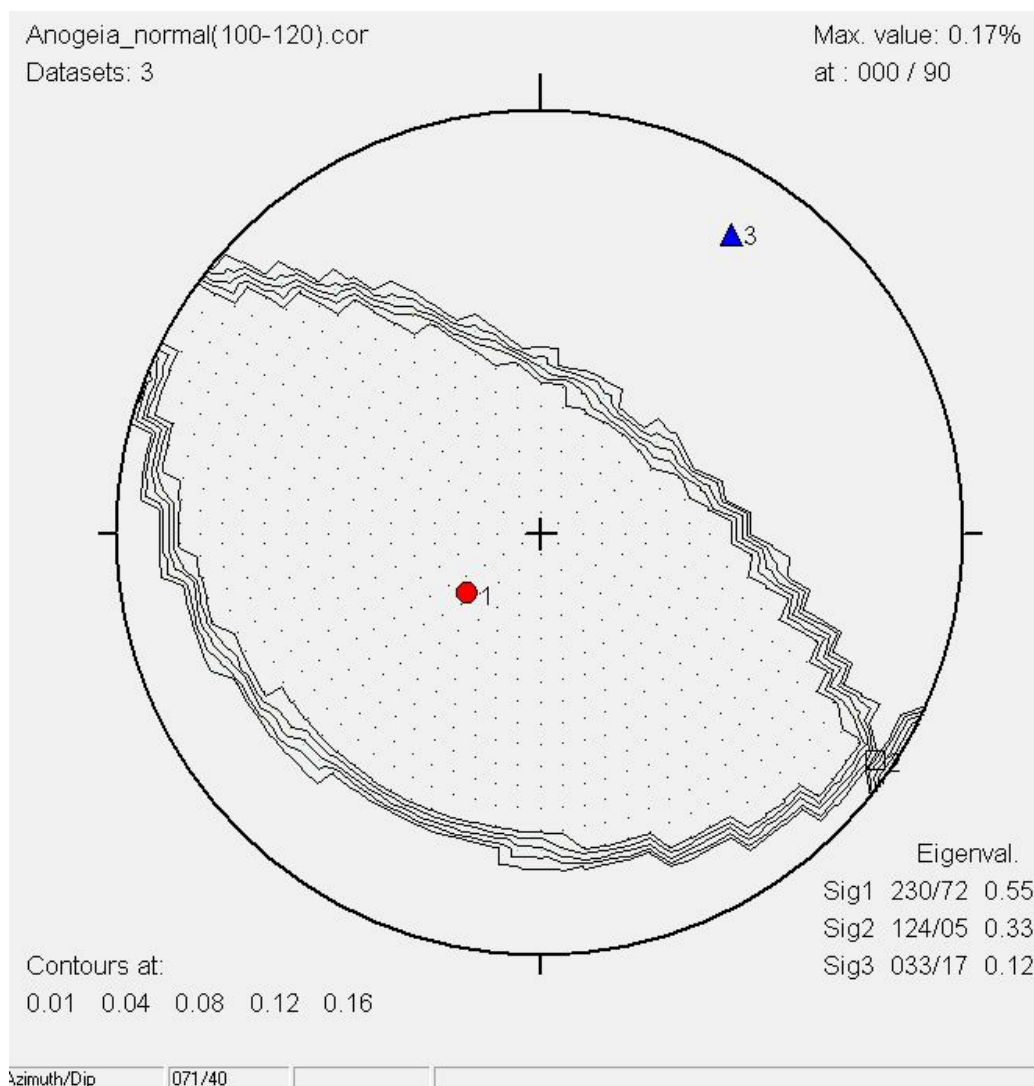
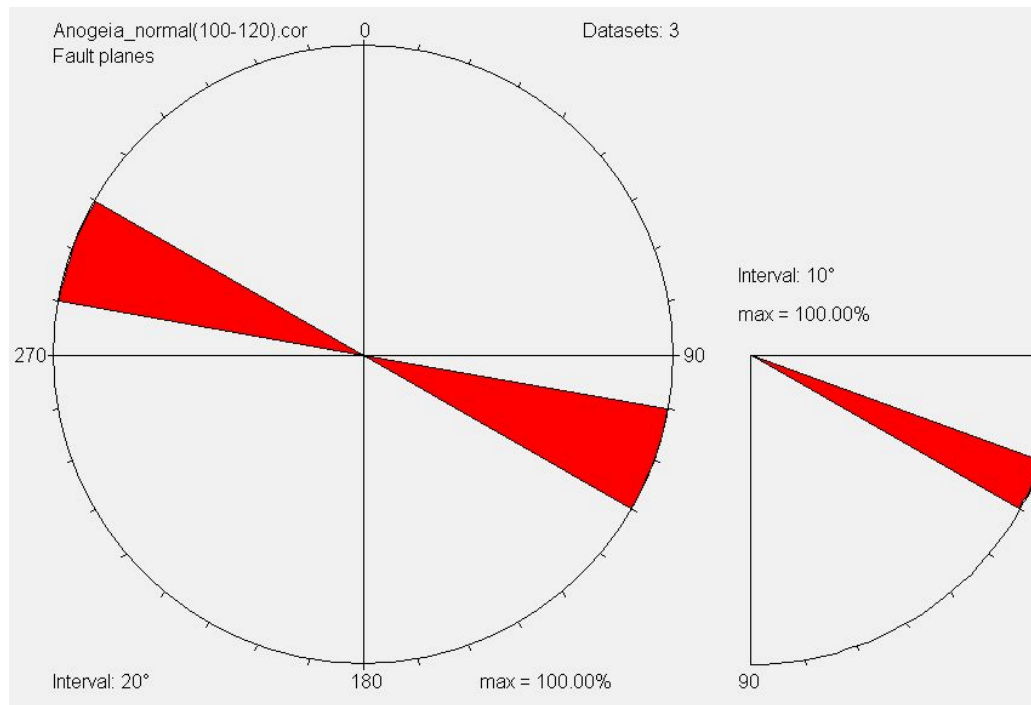


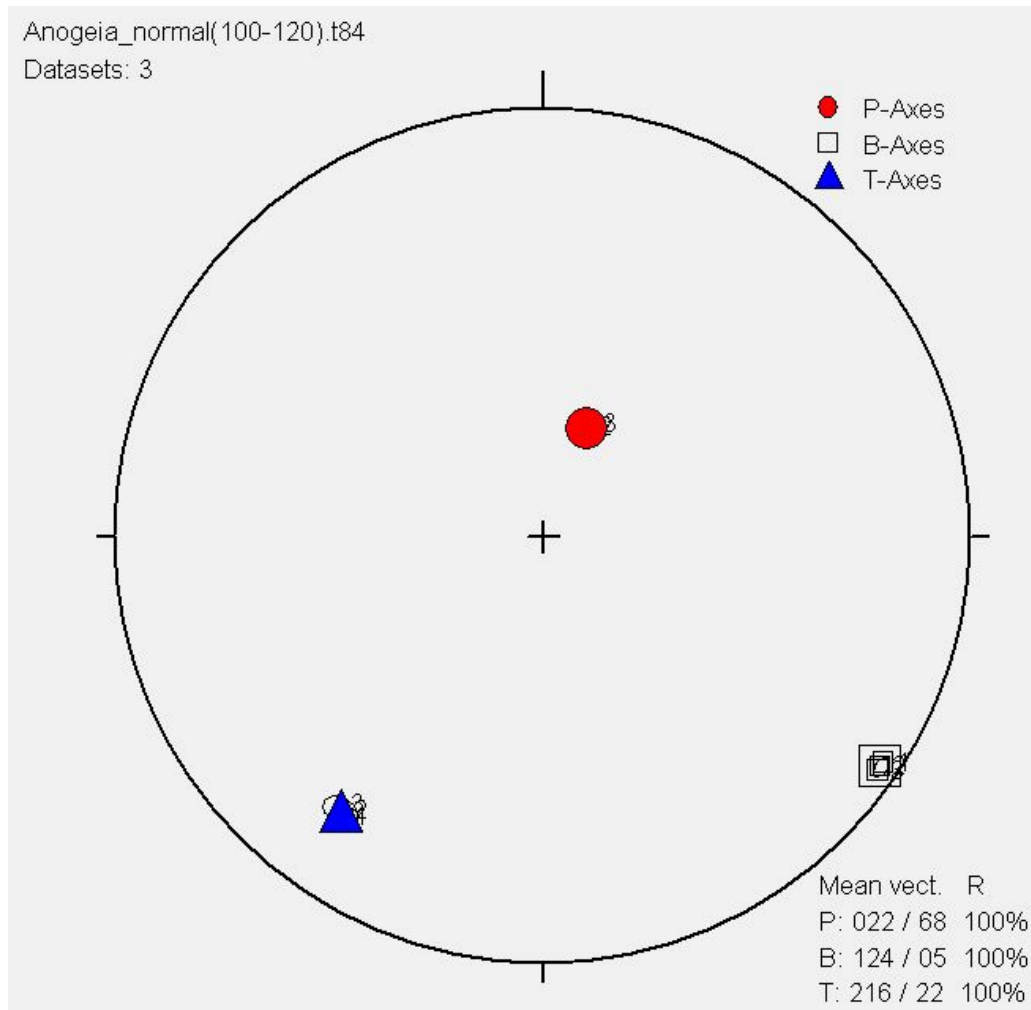




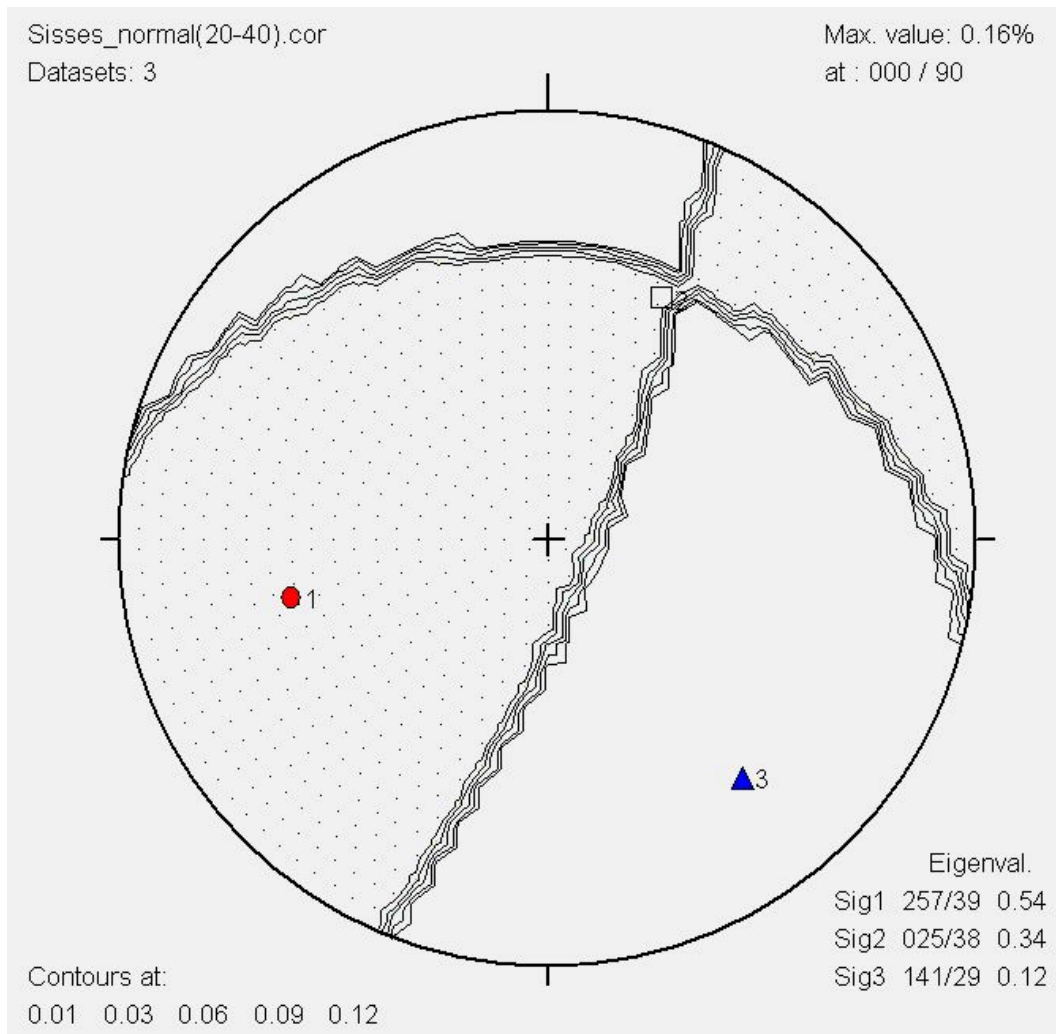
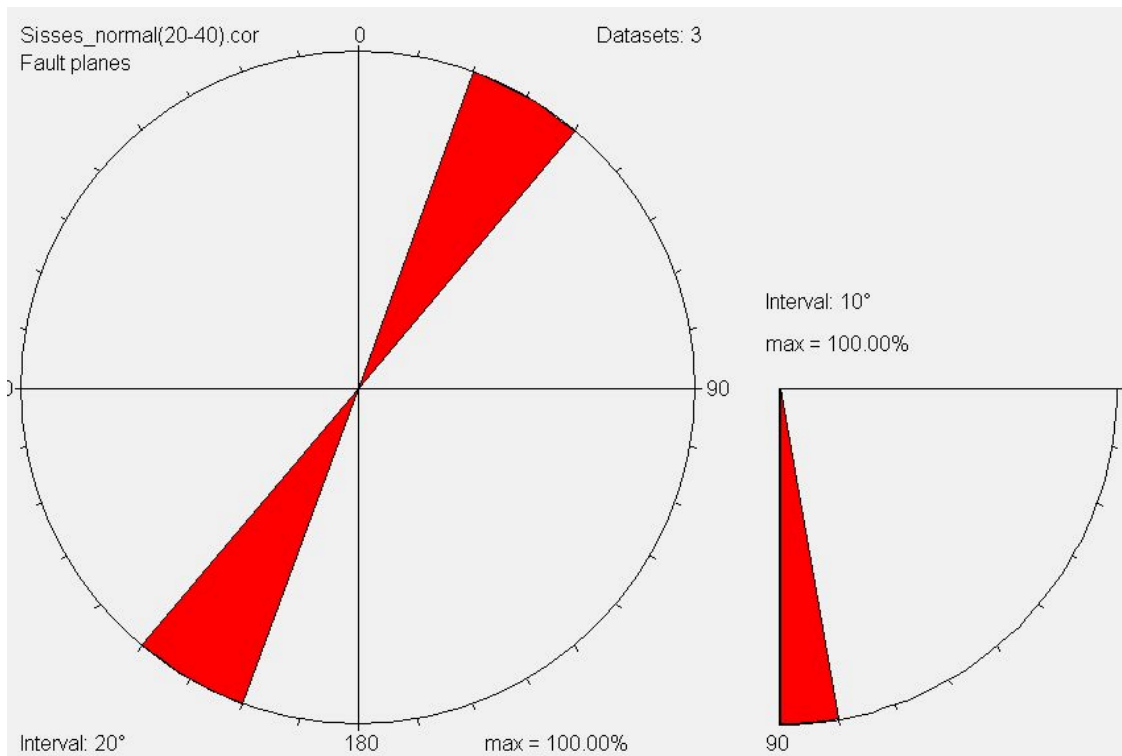


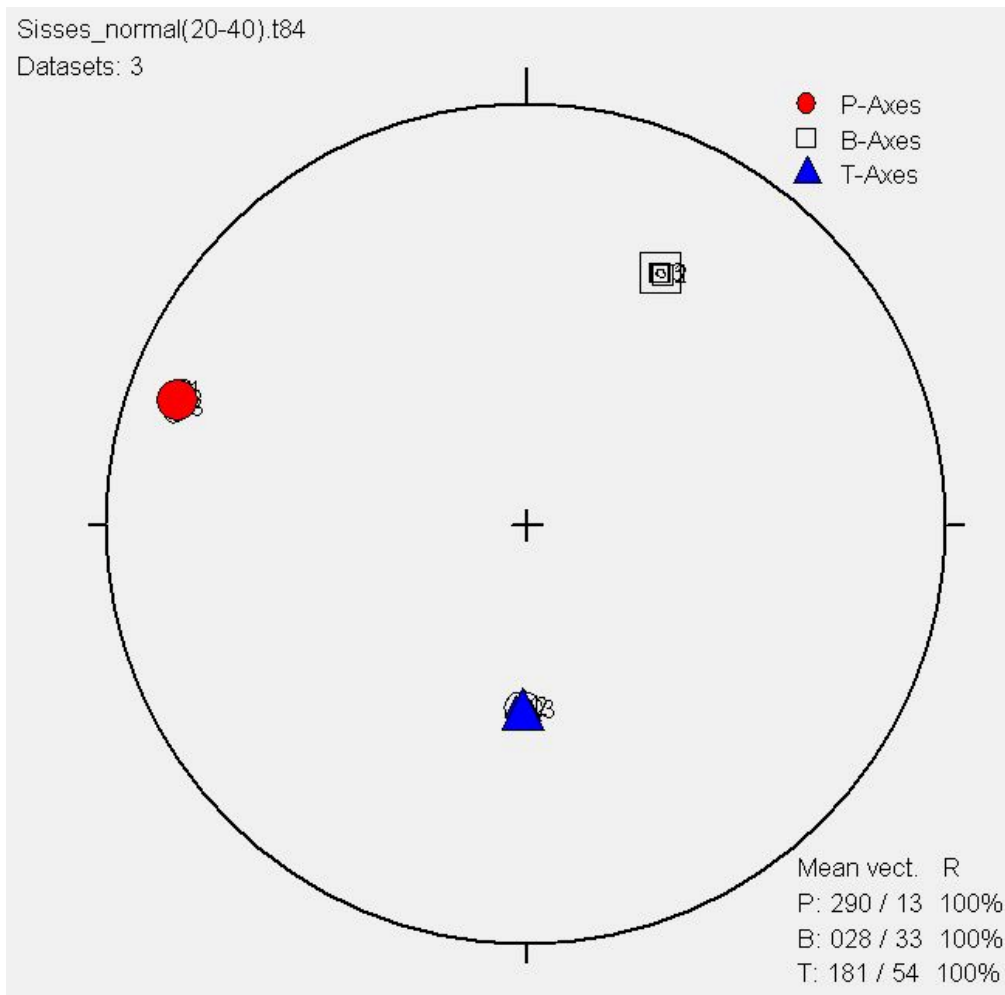


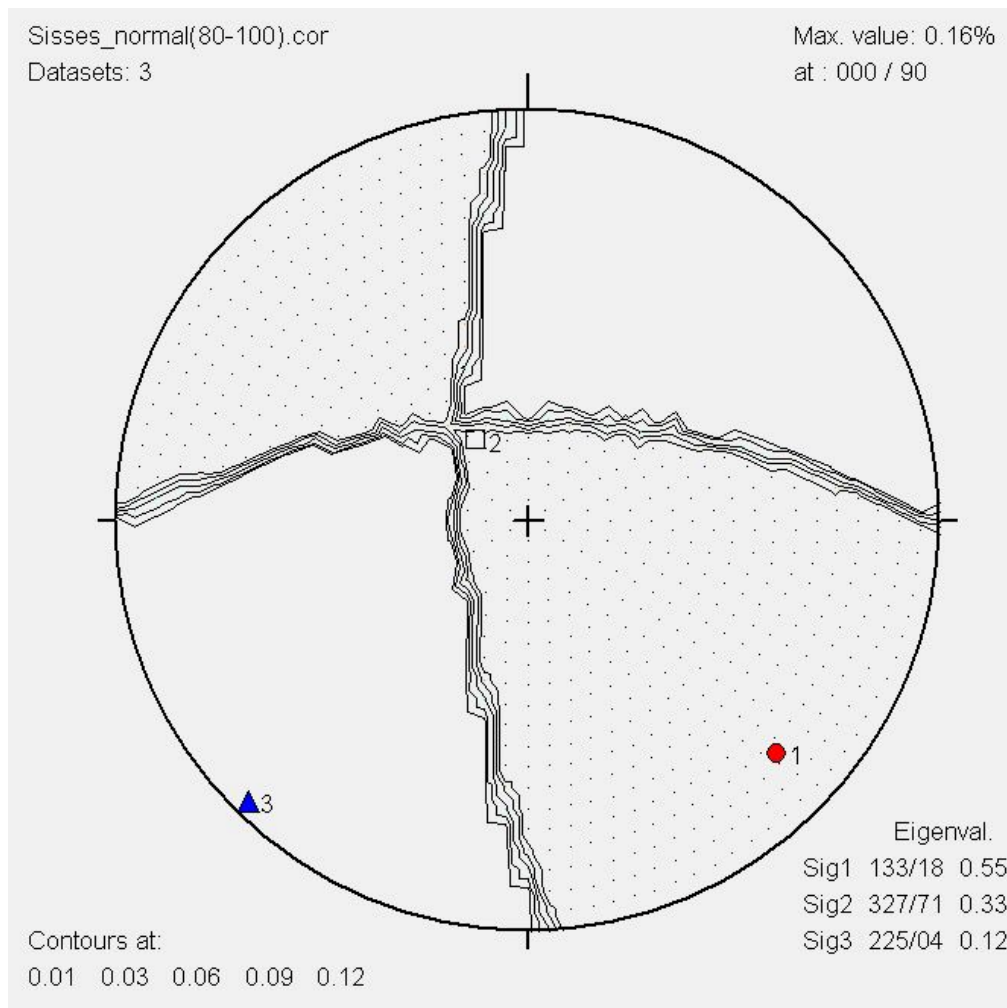
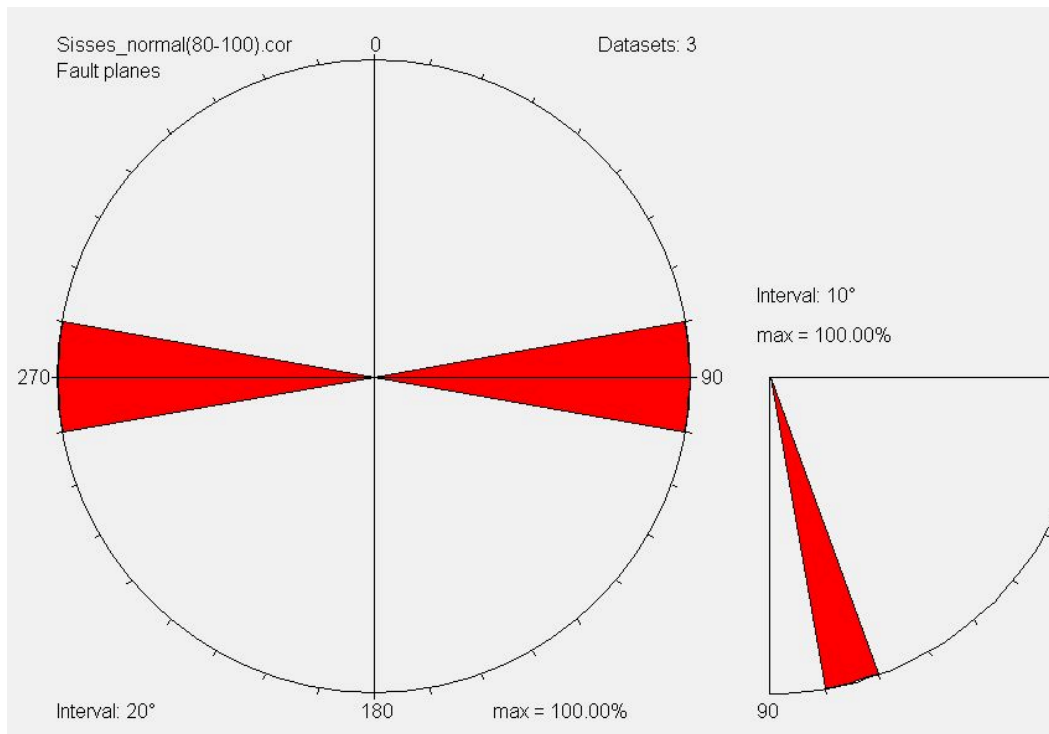


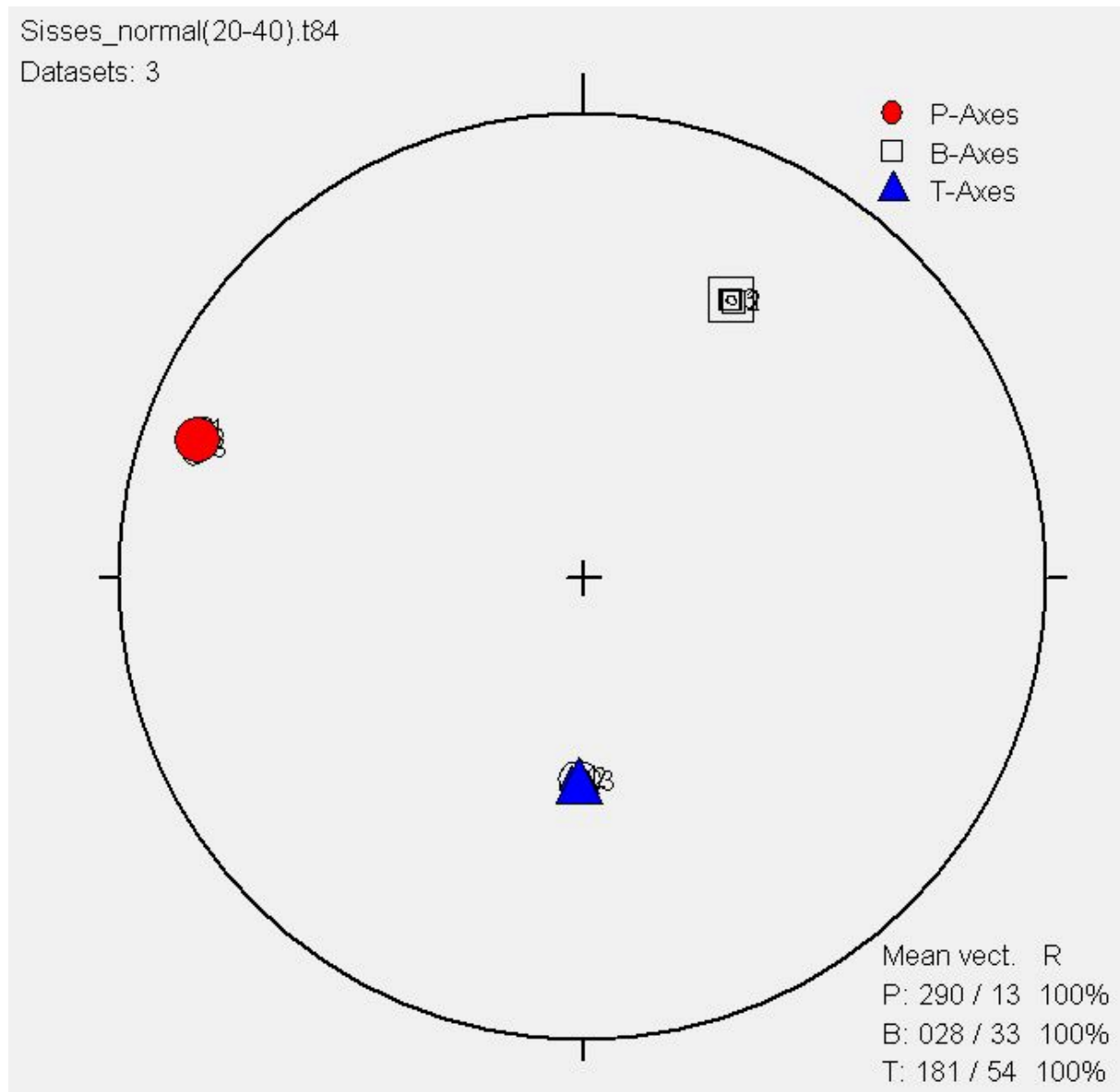


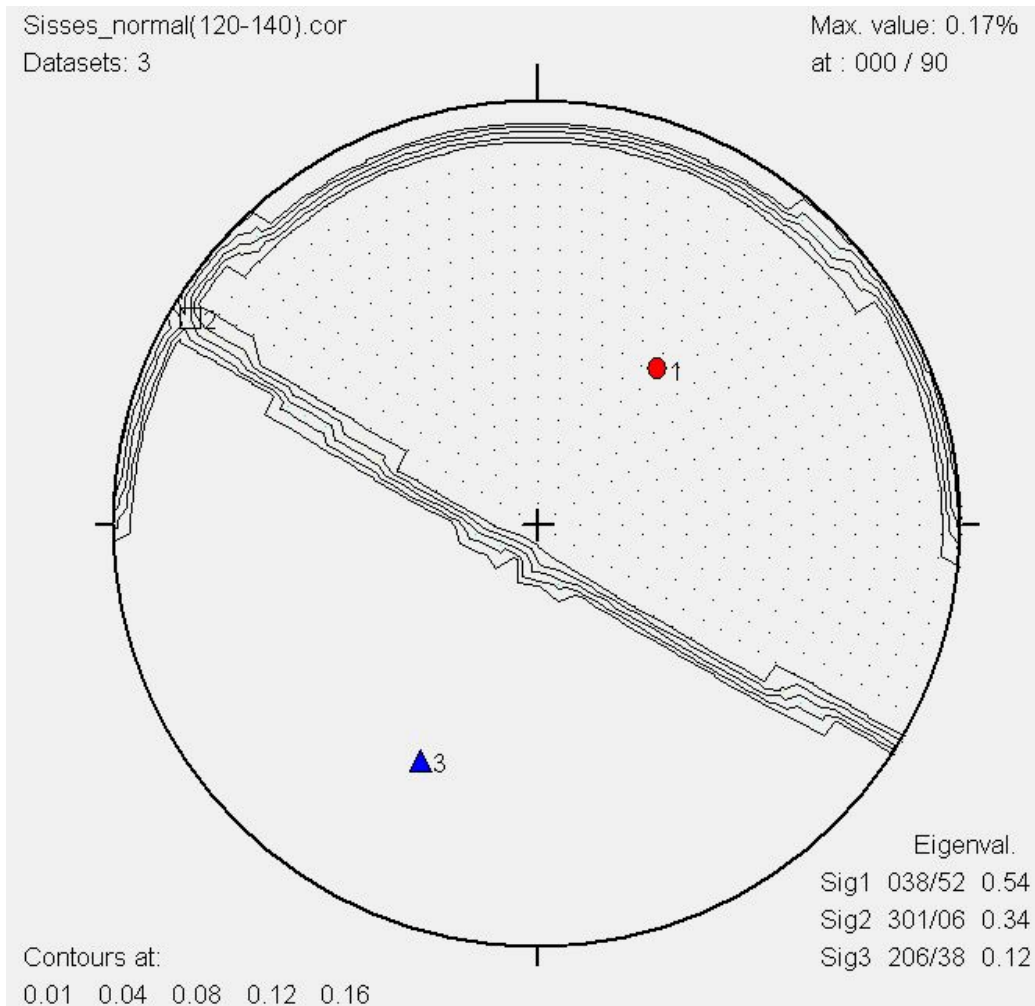
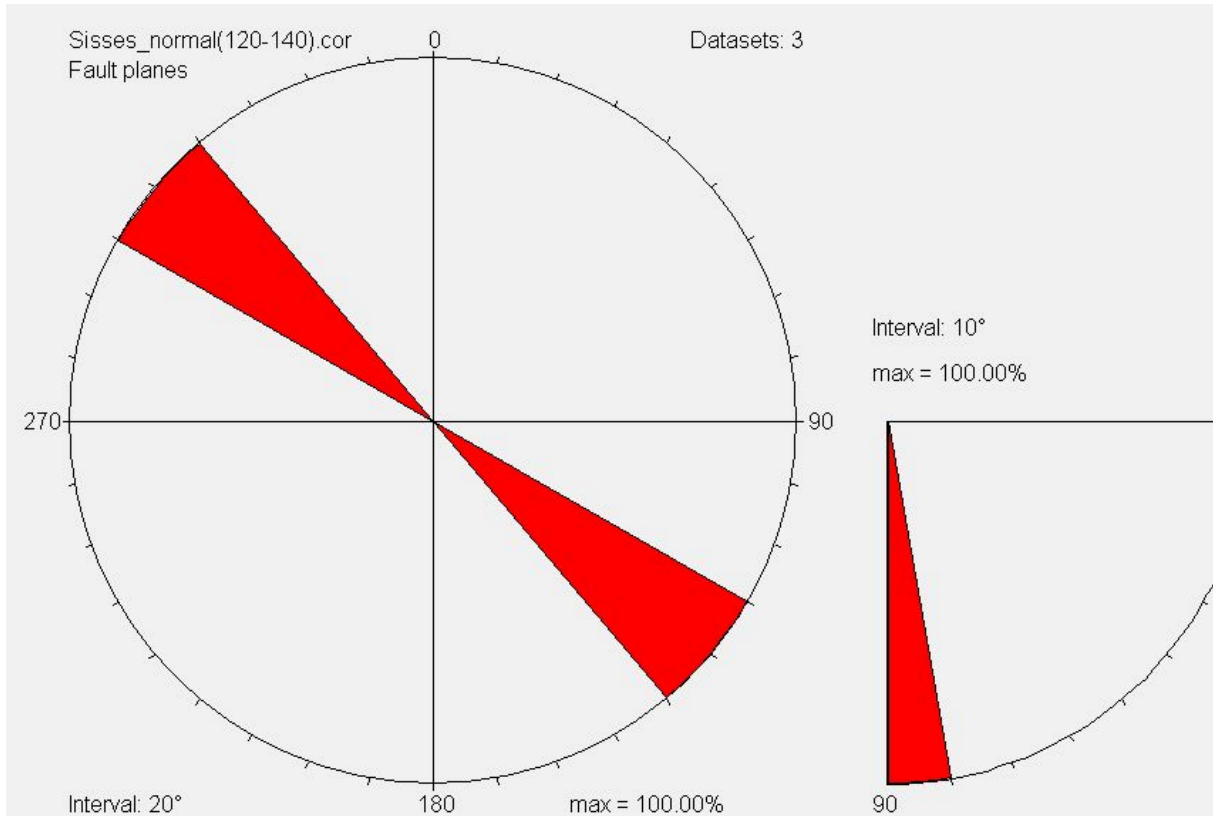
Σχήμα 4.6. Ταξινόμηση (σύμφωνα με την παράταξη και την κλίση) των κανονικών ρηγμάτων και ανάλυση των τάσεων για την περιοχή των Ανωγείων

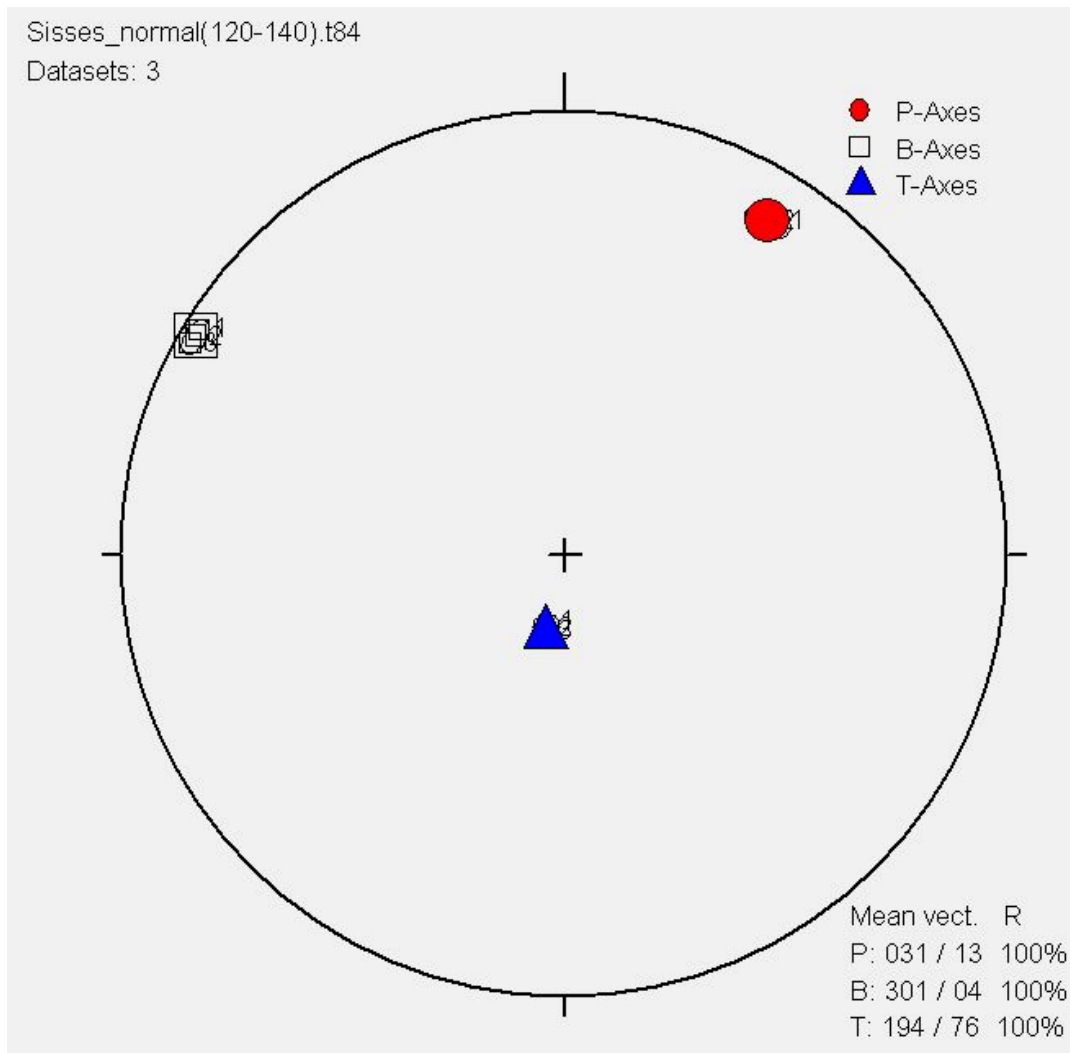


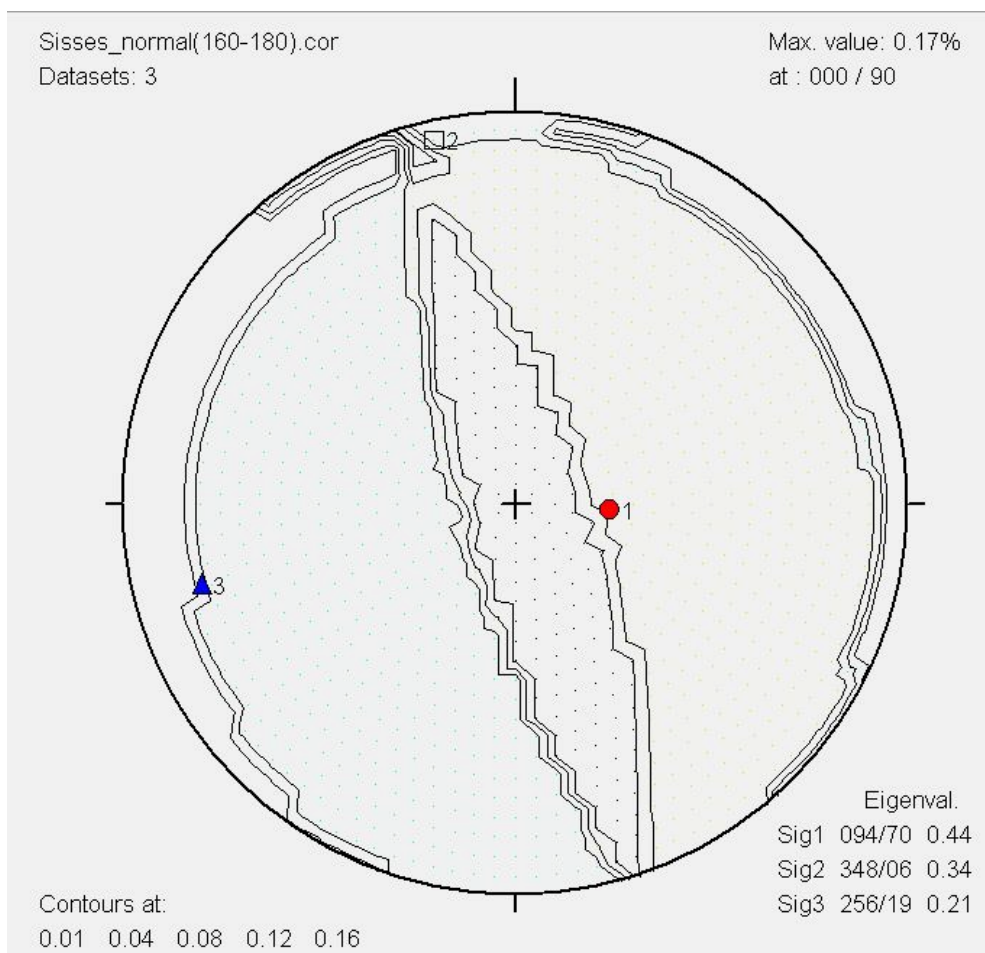
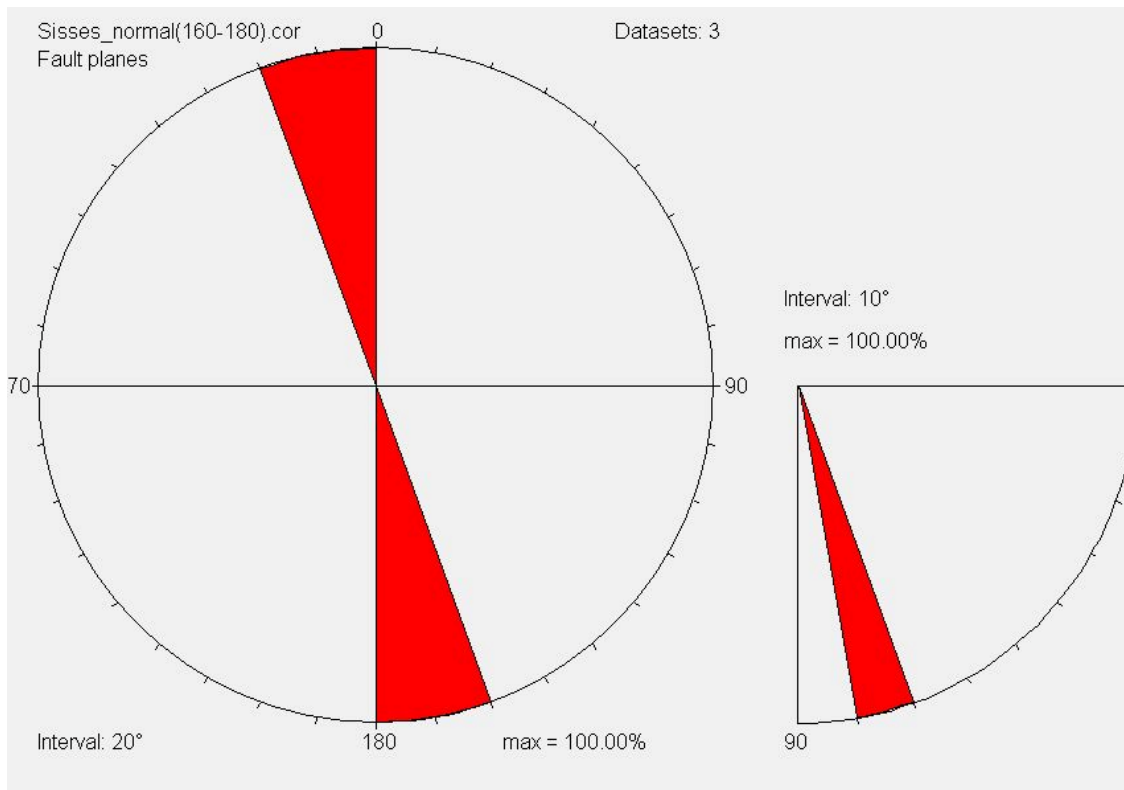


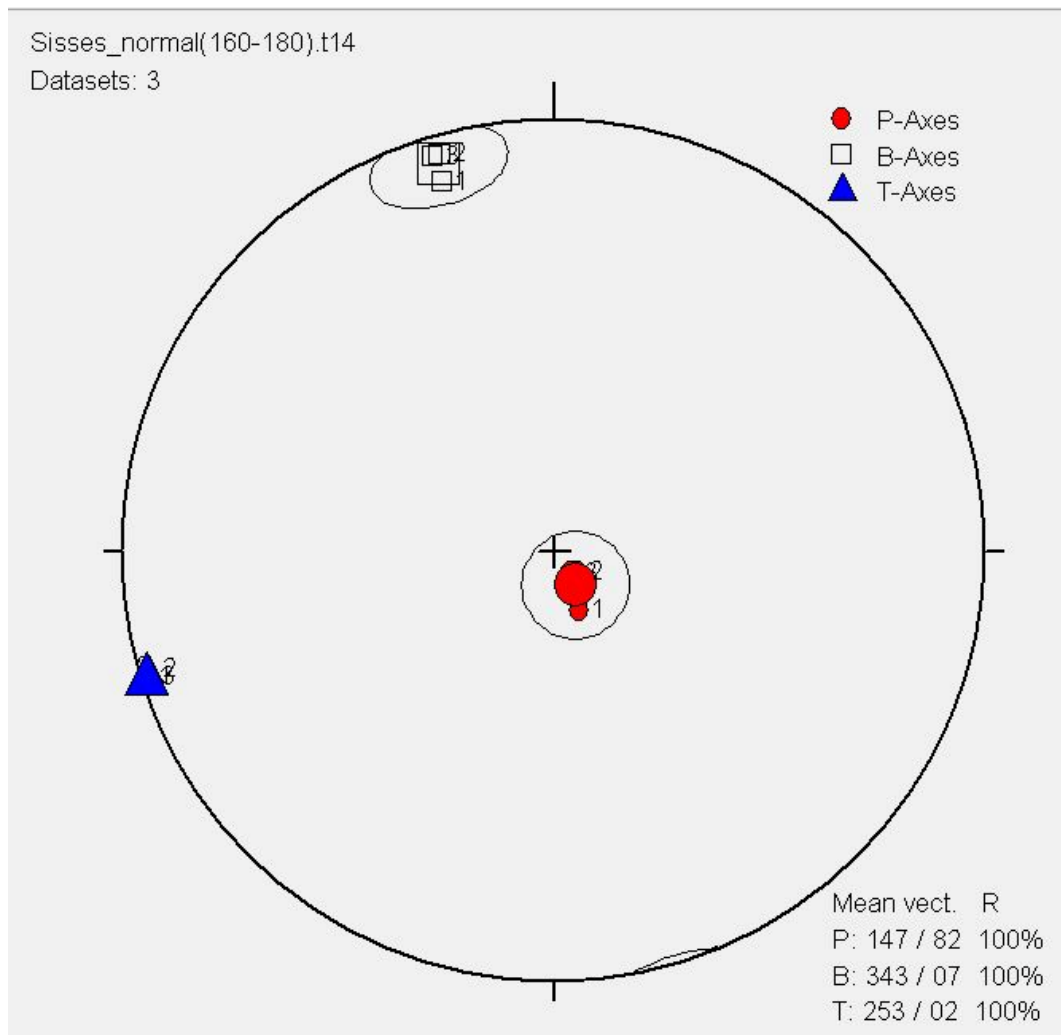




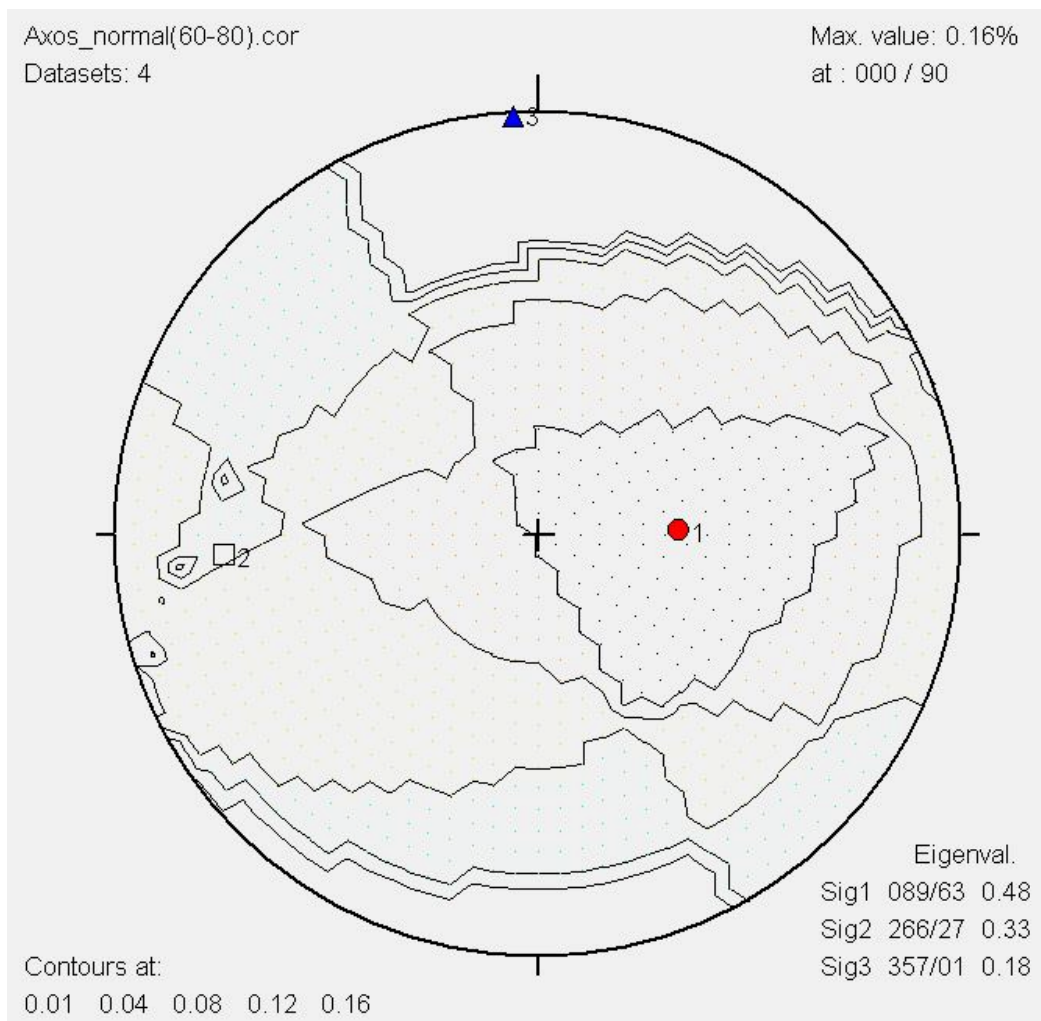
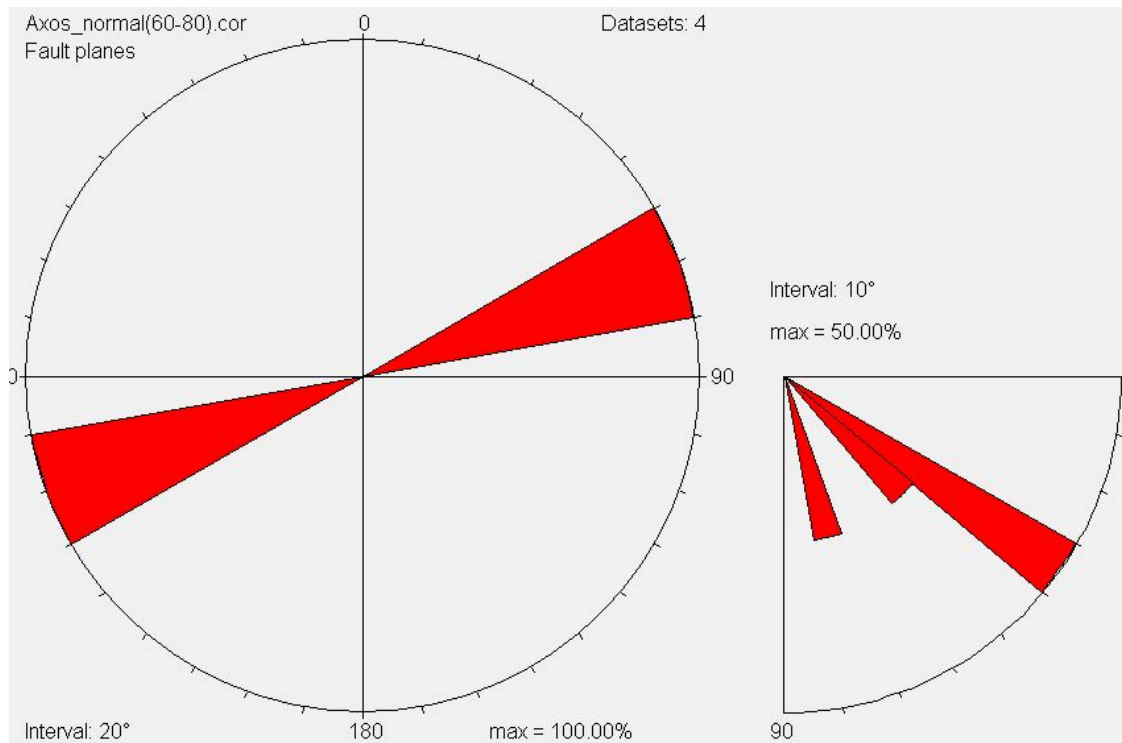


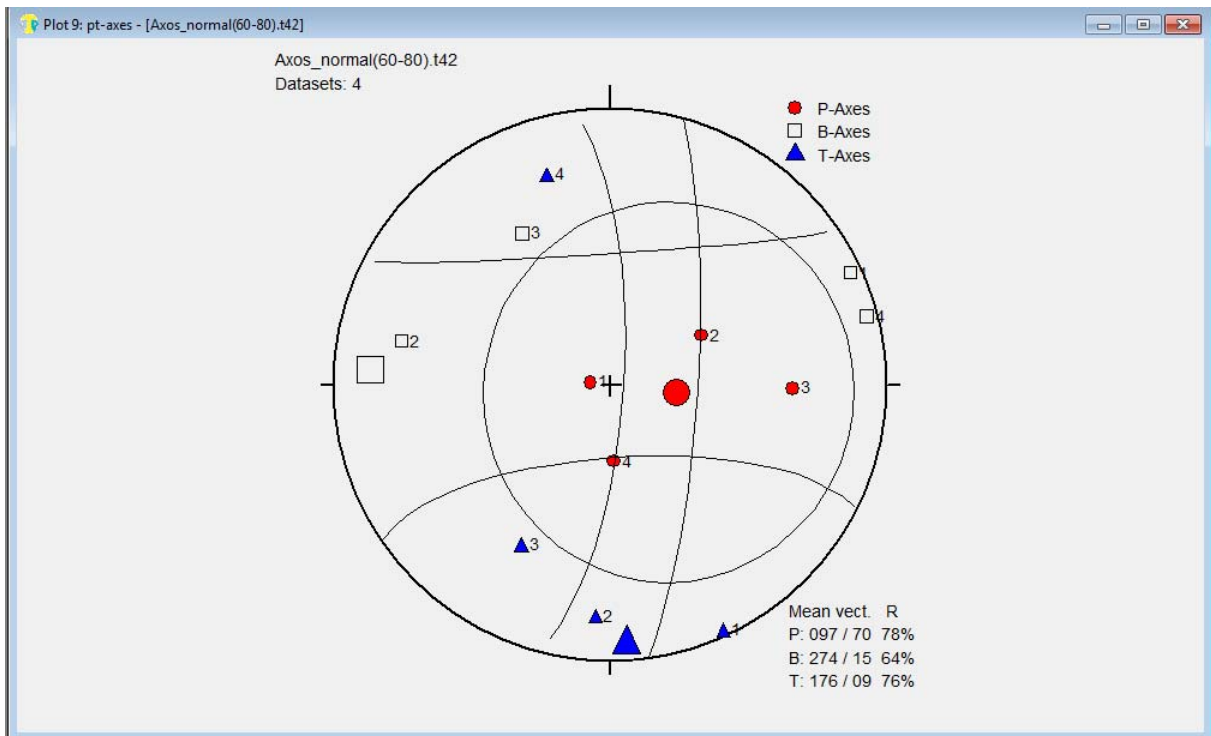


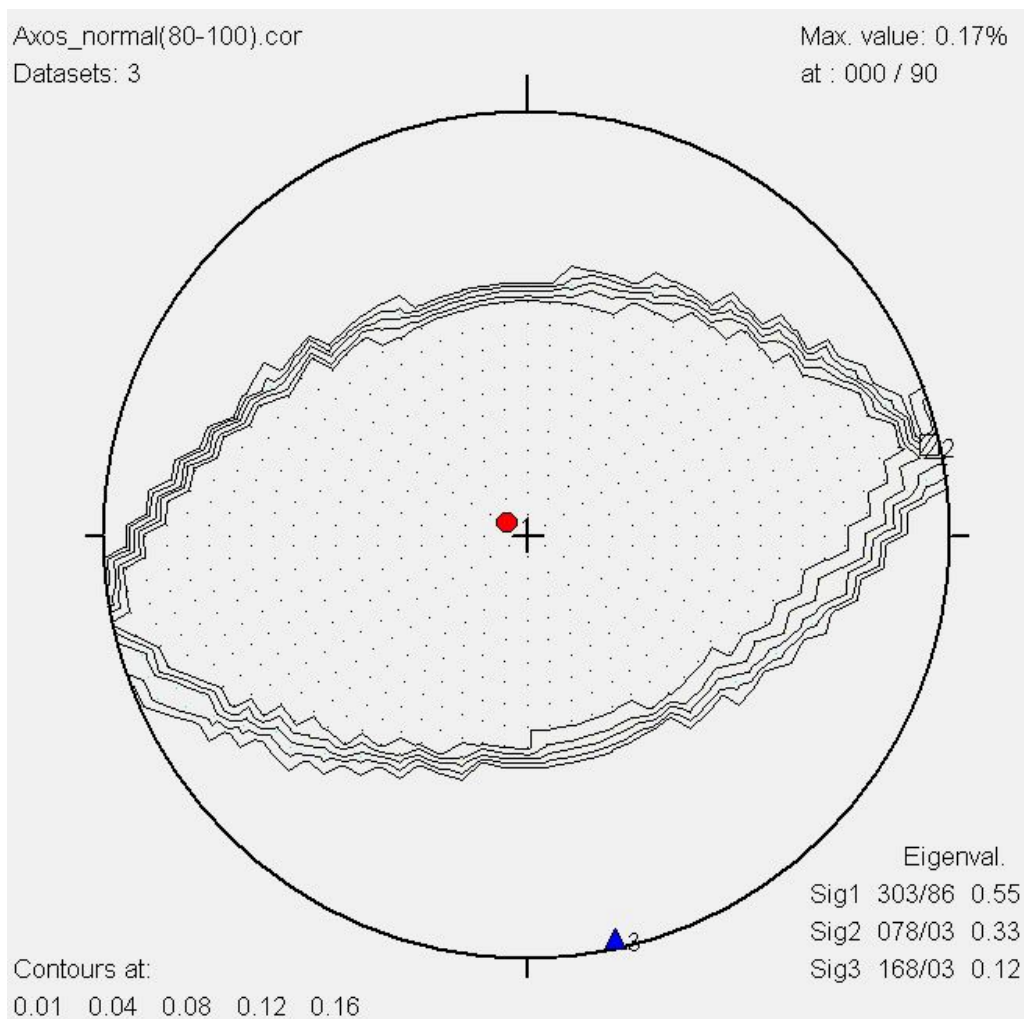
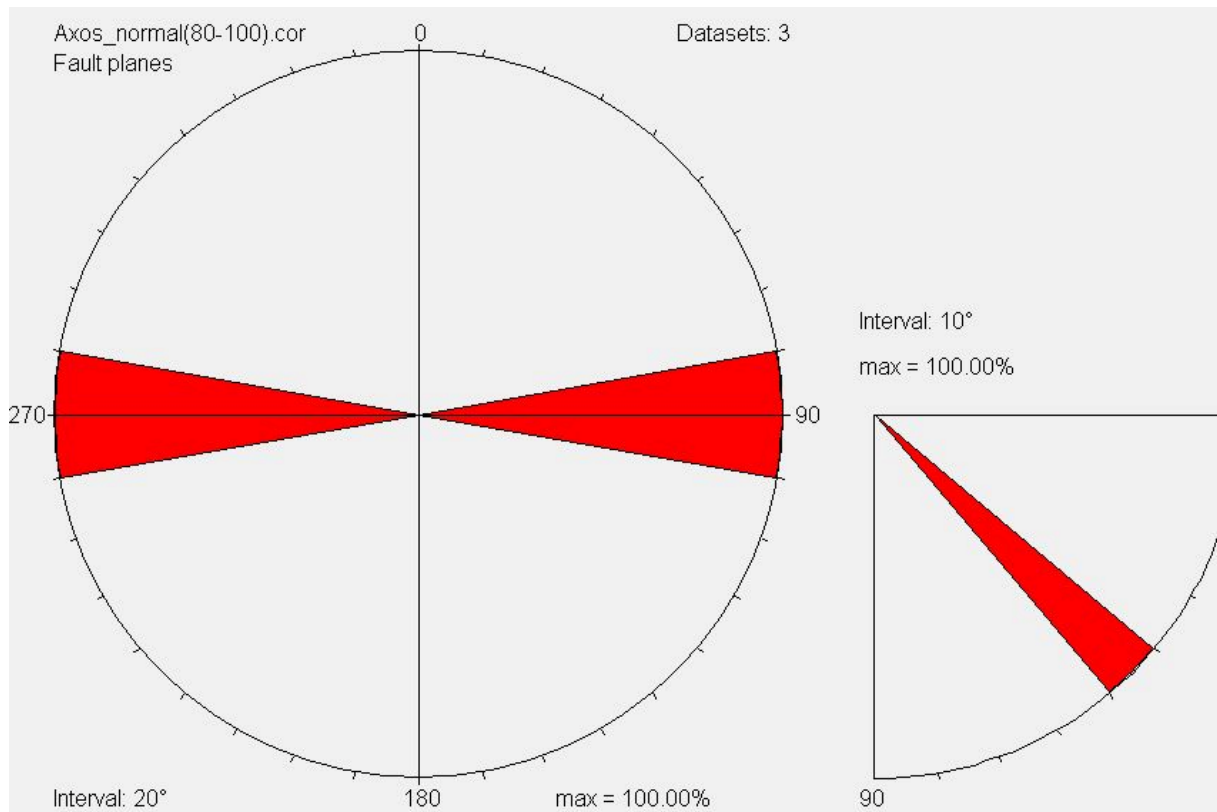


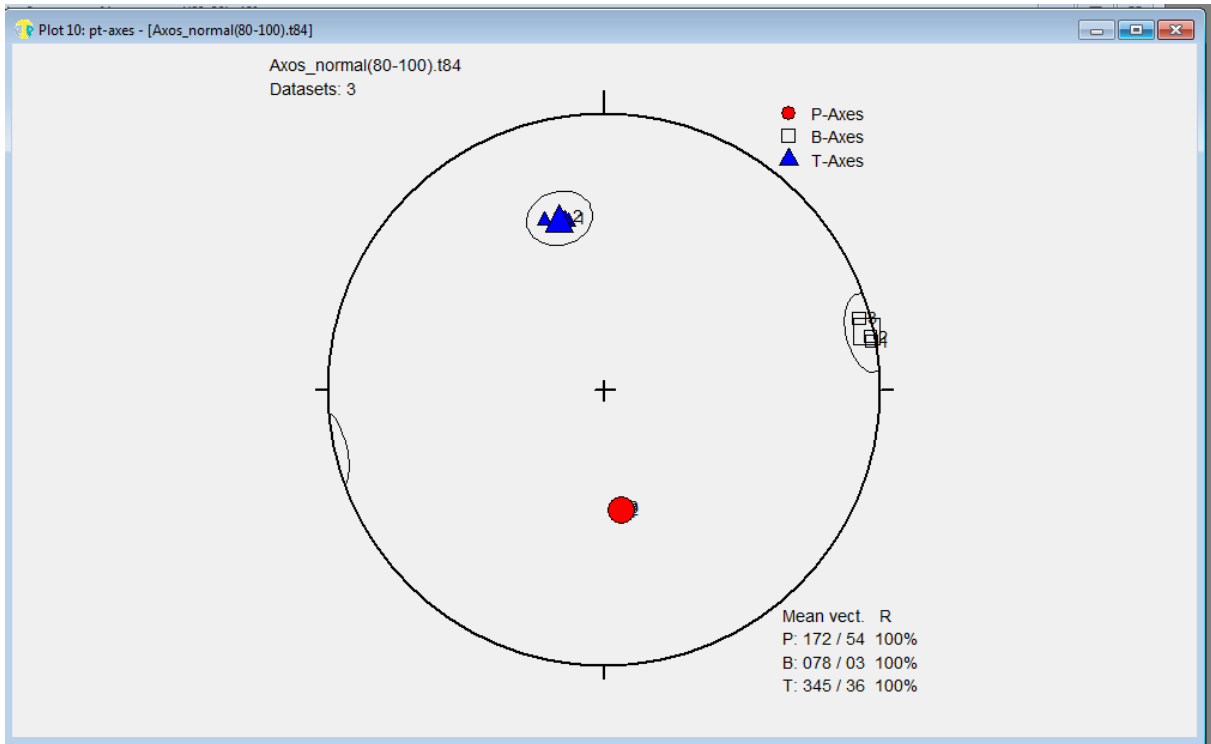


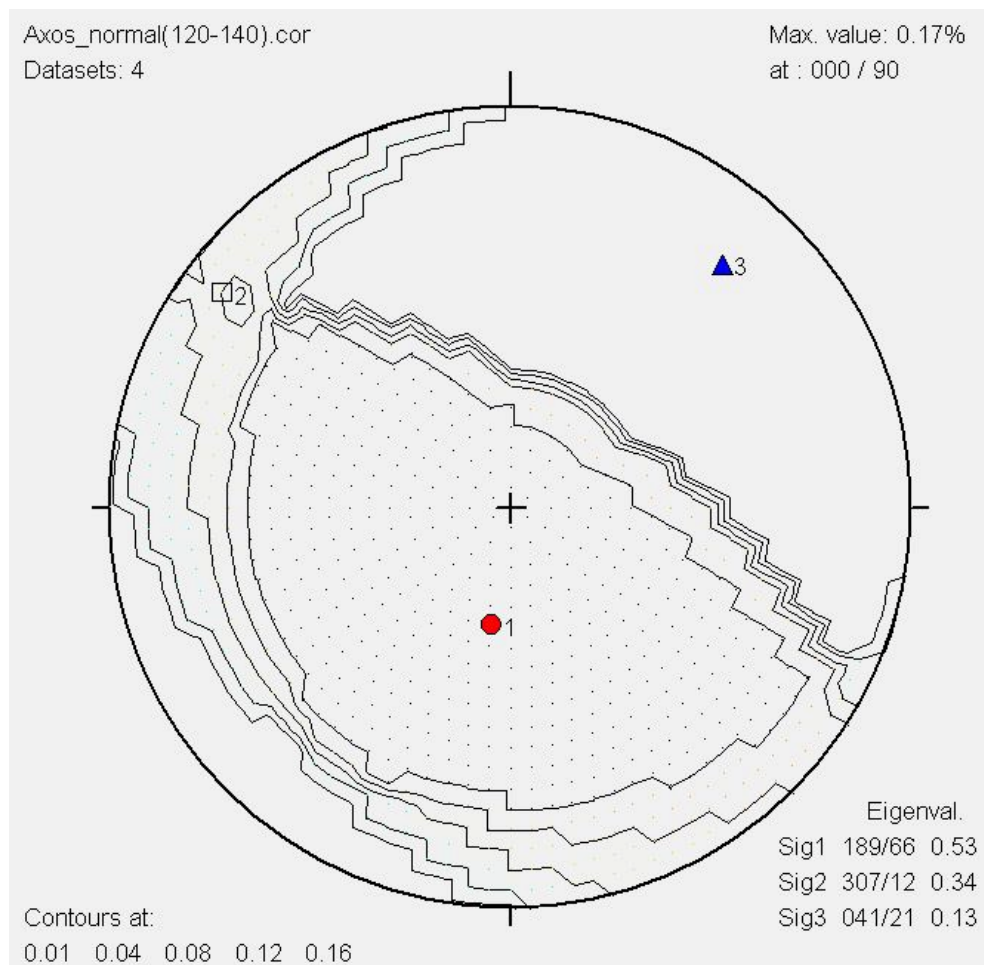
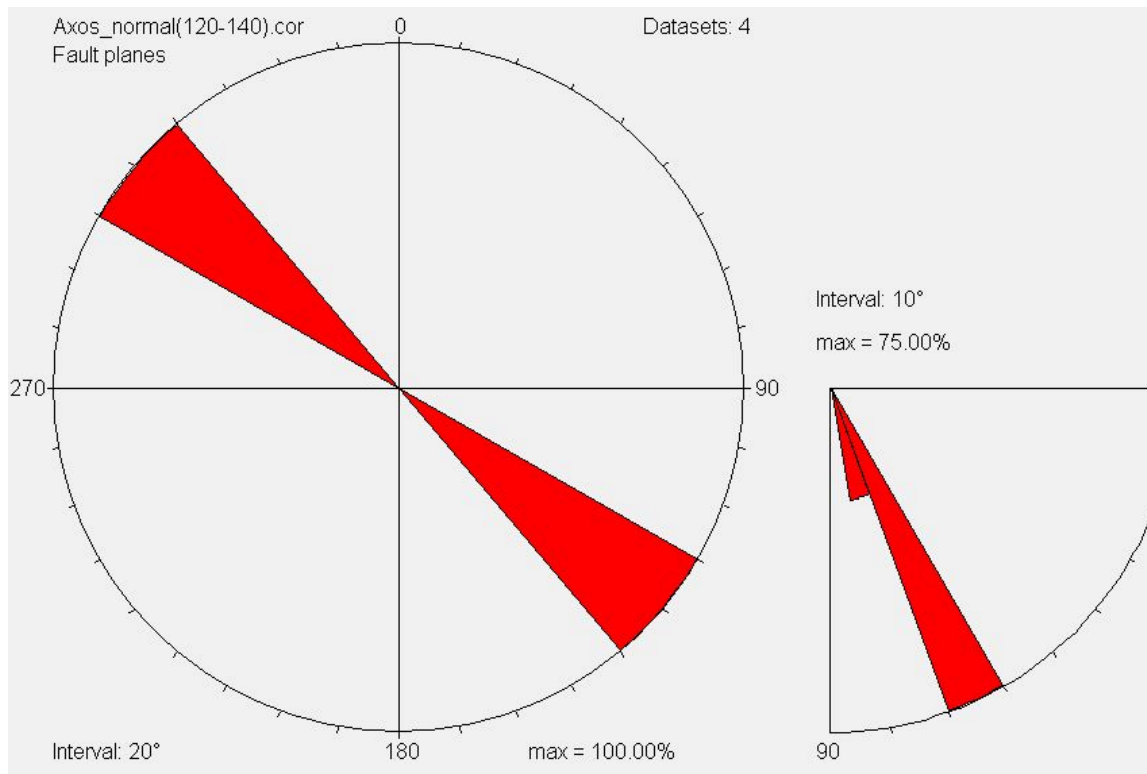
Σχήμα 4.7. Ταξινόμηση (σύμφωνα με την παράταξη και την κλίση) των κανονικών ρηγμάτων και ανάλυση των τάσεων για την περιοχή των Σισσών

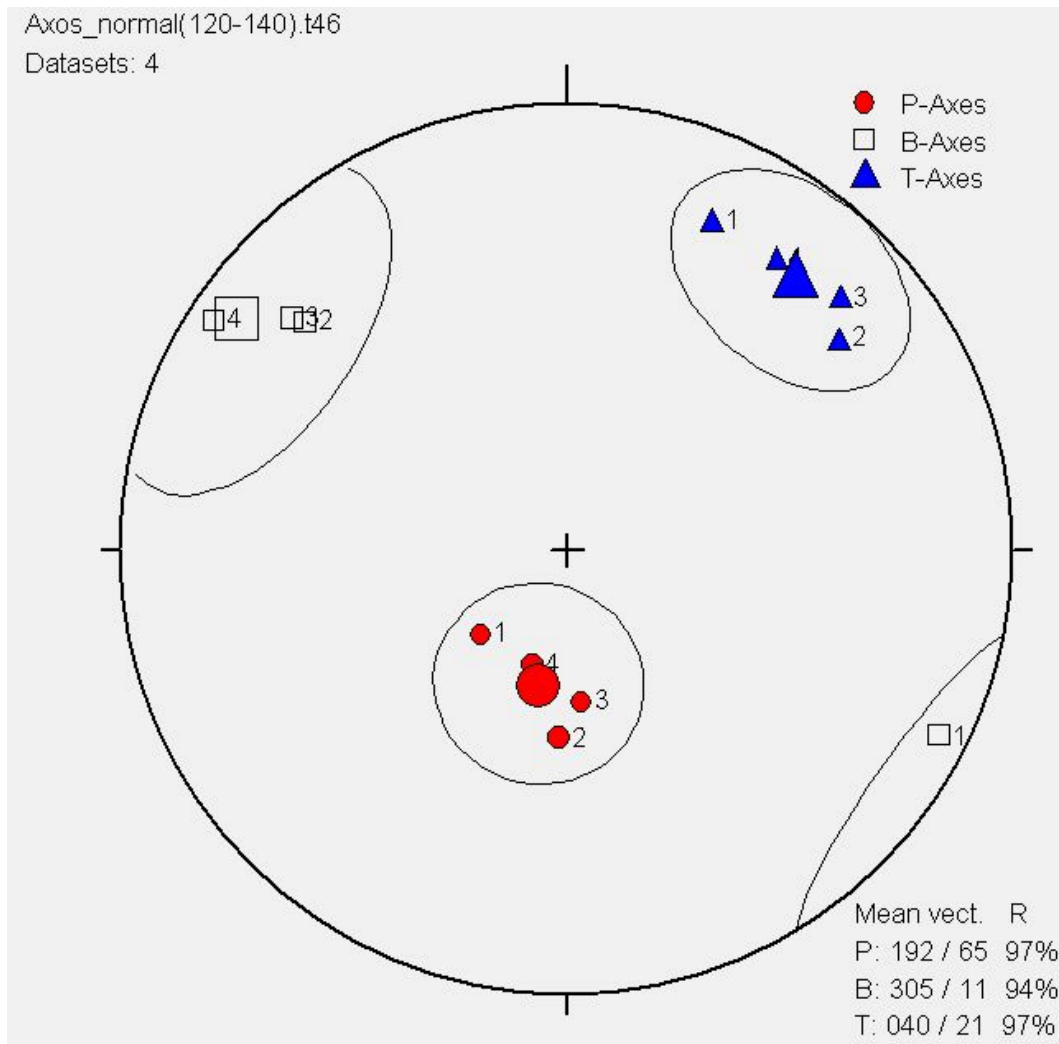


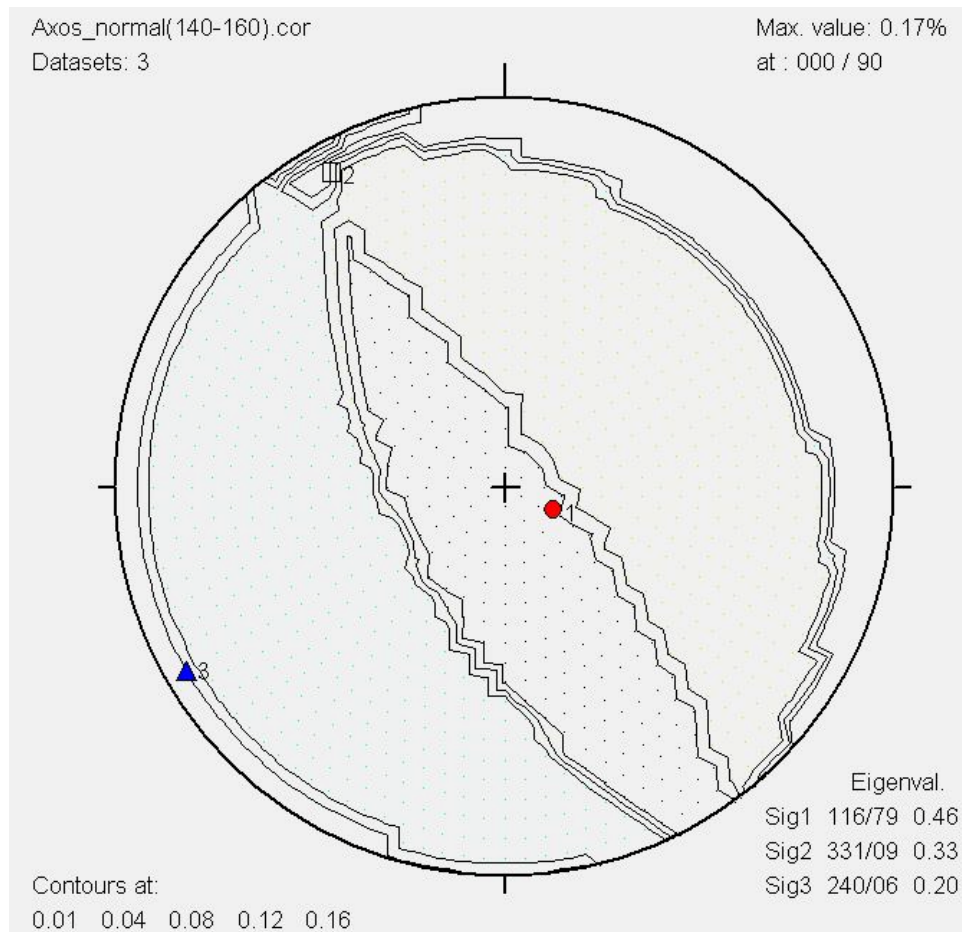
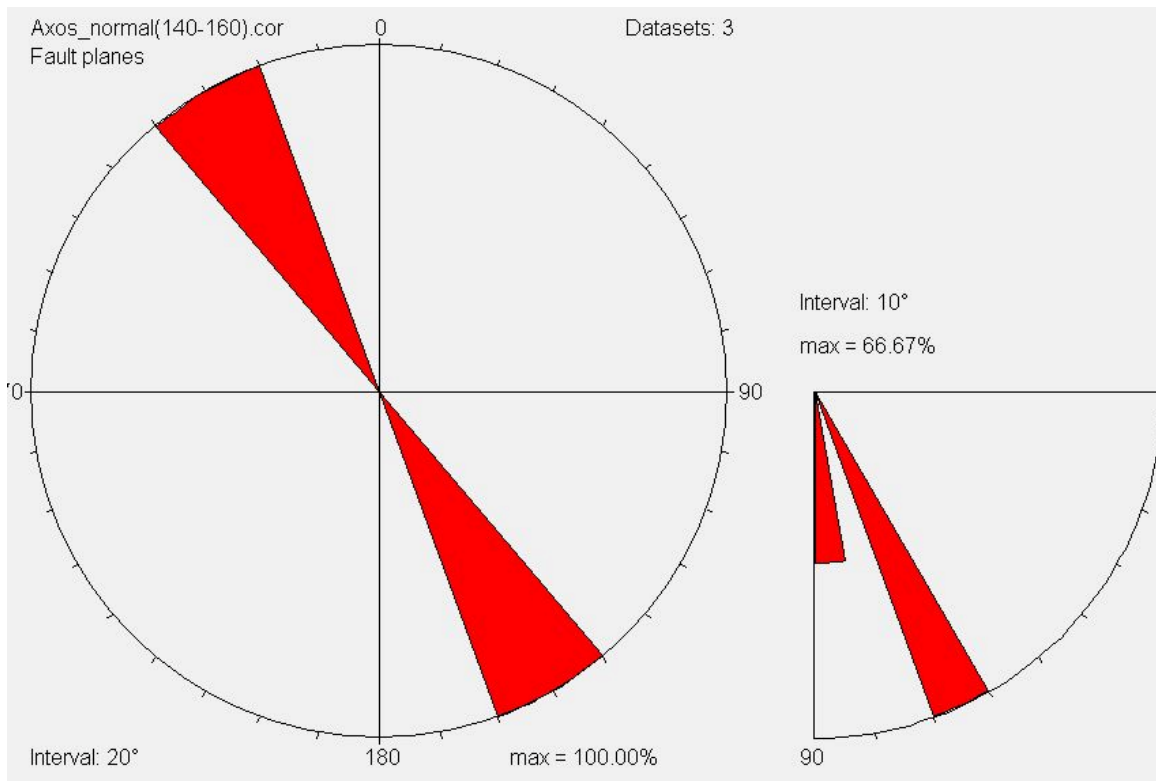


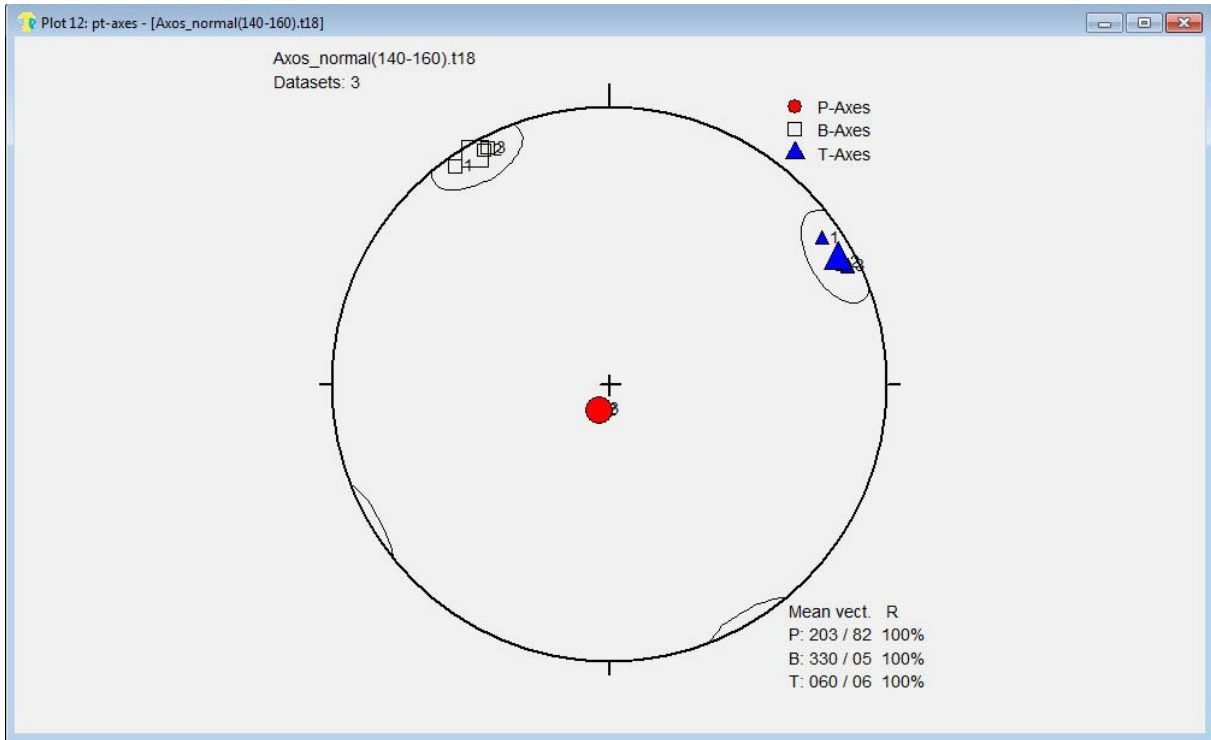












Σχήμα 4.8. Ταξινόμηση (σύμφωνα με την παράταξη και την κλίση) των κανονικών ρηγμάτων και ανάλυση των τάσεων για την περιοχή της Αζού

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

5.1 Εισαγωγή

Στόχος της συγκεκριμένης εργασίας είναι η τεκτονική μελέτη της ευρύτερης περιοχής του Ψηλορείτη στην κεντρική Κρήτη. 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.

5.2 Συμπεράσματα

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

- Η πρώτη πολυπληθής ομάδα ρηγμάτων περιλαμβάνει μεγάλου μήκους (έως και 20 Km) κανονικά ρήγματα της πρώτης γενιάς (Σεραβάλλιο), με γενική διεύθυνση Α – Δ. Με τα ρήγματα αυτά συνδέεται η δημιουργία της τάφρου της Αξού, η οποία αναπτύσσεται μεταξύ του ορεινού όγκου του Ψηλορείτη προς το νότο και των Ταλαίων ορέων προς το βορρά. Η δεύτερη ομάδα περιλαμβάνει ρήγματα γενικής διεύθυνσης Β – Ν, τα οποία επηρεάζουν τα μέλη της πρώτης ομάδας (Ανωτ. Μειόκαινο - Κατ. Πλειόκαινο). Η τρίτη, επίσης, πολυπληθής ομάδα αντιπροσωπεύει μεγάλες ρηξιγενείς γραμμές, με διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ, οι οποίες αναπτύσσονται τόσο στα αλπικά όσο και στα μεταλπικά ιζήματα. Τέλος, η τέταρτη ομάδα αντιπροσωπεύει κανονικά, κλιμακωτά ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ, τα οποία επικρατούν κυρίως στο δυτικό και το νοτιοδυτικό τμήμα της λεκάνης. Τα μέλη των δύο τελευταίων ομάδων (Ανωτ. Πλειόκαινο) επηρεάζουν τις παλαιότερες - συγκριτικά - εφελκυστικές δομές.
- Η μορφή του Υ.Δ. καθώς και ο άνω ρους του Γεροποτάμου επηρεάζονται σε μεγάλο βαθμό από τις νεοτεκτονικές παραμορφώσεις. Αναλυτικότερα, οι κλαδοί 3ης και 4ης τάξης επηρεάζονται από τα κανονικά ρήγματα ΒΔ - ΝΑ διεύθυνσης, ενώ οι κλάδοι 1ης και 2ης τάξης περισσότερο από την λιθολογία.

6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ι.Γ.Μ.Ε., Γεωλογικός χάρτης Κρήτης.

Καρακίτσιος Β. 1986. Οι λιθοστρωματογραφικές, μεταμορφικές και τεκτονικές σχέσεις μεταξύ των Φυλλιτών και της ανθρακικής σειράς της Τρίπολης στην Κεντροδυτική Κρήτη. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., XVII, 31 – 58.

Σούλιος Γ. 1979. Γενική Υδρογεωλογία. University Studio, Θεσσαλονίκη.

Φουντούλης Ι. & Φουμέλης Μ. 2001. Ασύμμετρη ανάπτυξη υδρογραφικών δικτύων παράγων αναγνώρισης περιστροφών νεοτεκτονικών ρηξιτεμαχών. Η περίπτωση των λεκανών Στουρναρορέμματος και Μπελεσίτσα (Ν. Φωκίδας). Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., XXXVII/1, 227 – 234.

Bonneau M. 1973. Sur les affinites ioniennes des calcaires en plaquettes epimetamor phiques de la Crete, charriage de la serie de Gavrovo – Tripolitsa et la structure de l' arc Egeen. C.R.AC. Sc. (Paris).

Bonneau M. 1984. Correlation of the Hellenides nappes in the S.E Aegean and their tectonic reconstruction. Geol. Soc. London (Sp. Publ.), 17, 517 – 527.

Fassoulas Ch. 1999. The structural evolution of Central Crete - insight into the tectonic evolution of the South Aegean (Greece). Journal of Geodynamics, 27, 23 - 43.

Fytrolakis N. 1980. The geological structure of Crete: Problems, observations and conclusions. Habil. Thesis, Nat. Tech. Univ., Athens.

Kilias 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.

Ten Veen J.H. & Postma G. 1999. Roll - back controlled vertical movements of outer - arc basins of the Hellenic subduction zone (Crete, Greece). Basin Research, 11, 243 - 266.

Καμπέρης, Ε., Κόκκινου, Ε., Μονόπωλης, Δ., 2004, Μελέτη των Υδρολογικών/υδρογεωλογικών συνθηκών στην περιοχή του άνω Γεροποτάμου (Ψηλορείτης, Κρήτη), Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας 2004, τομ. XXXVI, 1992-2001.

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. Miner. & 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. lb., E23, 97-164.
- ANDRIESS, 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, J. (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 Isl., Cyclades, Greece. -Terra 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, tardo-tectonique, neotectonique. -Bull. Soc. Geol. France, (7), 15, 42c
- AUBOUIN, J. & DEDEKALP, 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 Pind: 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 Thetys 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, Yugoslavia. 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.-L., KIENAST, J.-R., LEPIVIER, 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, Mesoparatethys. Mediterranean and Para tethys: 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 ch~vauchant 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 charie jusque sur la zone 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. -CR. 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 juspu'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 J urassique superieur (Brachiopods, Madreporaires). - Ann. soc. geoJ. 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, 319322.
- BRUNN, J.H. (1956): Etude geologique du Pindos septentrional et de la Macedoine occidentale. -Ann. geaJ. Pays Hellen., 7. 1-358.
- BUICK I.-S. (1991): Mylonite fabric development on Naxos. Greece. -1. Struct. GeaJ., 13. 643-655.
- BURCHFIEL, B., ZHILIANG, C., HODGES, K., YUPING, L., ROYDEN, L., CHANG RONG, D. & JIENE, X. (1992): The south Thibetan detachment System, Himalayan Orogen: Extension contemporaneous with and parallel to Shortening in a collisional Mountain belt. - Geoi. 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. Boulgaria. -Geology, 18.451-454.
- CARMIGNM'Y, L. & KLIEGFELD, R. (1990): Crustal extension in the northern Appenines: 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 Osthalsinsel Kretas. - Veroeff d. Inst. F Meerskunde, 4.
- CHOUKROUNE, P., GAPAIS, D. & MERLE, O. (1987): Shear criteria and structural symmetry. -1. Struct. Geoi., 9, 525-530.
- CLOOS, M. (1982): Flow melanges: numerical modeling and geological constrains on their origin in the Franciscan subduction complex, California. -Bull. Geoi. Soc. Am., 93, 330-345.
- CRESPI, J.-M. (1986): Some guidelines for the practical application of Fry's methll of strain analysis. -J. Struct. Geoi., 8, 799-808, 1986.
- CREUTZBURG, N. (1961): Uber junge Verschuttungserscheinungen auf der Insel Krete und ihre Bezeichnungen zum KLima des Pleistozans. -Ann. Geoi. d. Pays HeiJ., 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., PAPANASTASIOU, 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 complex. *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. -*Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3137-3180.
- DING, Z. (1984): Some formulae for calculating the parameters of the strain rate. *Tectonophysics*, 110, 167-175.
- DUNNET, D. (1969): A technique of finite strain analysis using optical goniometers. *Tectonophysics*, 7, 117-136.
- DURR, S., ALTHERR, R., KELLER, J., OKRISH, M. & SEIDEL, E. (1978): The median Aegean Crystalline Belt. Stratigraphy, Structure, Metamorphism, Magmatism. -In: Cloos H., Roeder D. & Schmidt K., Alps, Apennines, 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.
- ETHERIDGE, 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 séries métamorphiques aux Tales Ori. -*z. dt. geol. Ges.*, 123, 365-370.
- EVIRGEN, M. & ATAMAN, G. (1981): Study of metamorphism 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 Athens (eds): Special issue dedicated to Prof. A. Panagos, 885-903.
- FRY, N. (1979): Randomly distributions and strain measurements 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 late orogenic 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 western 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. GeoJ., 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): :le analysis of strain in folded layers. -TeL.onophysics, 6, 353-401.
- HOBBS. B. MEANS. W. 5~ 'VILLL-\MS. 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. AnaJ., 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. dt. GeoJ. oes., 123, 455-468.
- JACOBESHAGEN, v., MAKRIS, J., RICHTER, D., BACHMANN, H.G., DOERT, D., GIESE, P. & RISCH, H. (1976): Alpidischer Gebirgsbau und Krustenstruktur des Peloponnes. -2. dt. GeoJ. 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.
- KA 1'5IKA 1'5OS, 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, SOTIRIADI<;, L. & MOUNTRAKIS, D. (1986): New data concerning the structural geology of the Western Crete. The transgressiw carbonate mass of the Herospilion Area. -Geol. Geoph. res. Special Issue, 101\-'1£, 2u-223.
- KILIAS, A, FRISCH, W., RA1'5CHBACHER L. & SFEIKOS, A (1990): Structural evolution and PIT conditions of metamorphism of blue schists of E. Thessaly (Greece). -Bull GeoJ. 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. dt. geoJ. Ges., 142, 87-96p.
- KILIAS, A, FASSOULAS, CH. & MOYNT:IAKIS, D. (1994): Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis "Metamorphic core complex", in the central part of the Hellenic arc (Crete, Greece), -Geo!. Rundsch, 83, 417-430.
- KLIGFIELD, R., CARMIGMANI, L. & OWENS, W. (1981): Strain analysis of a Northern Apennine shear zone using defomt:J marble breccias. -.T. Struct. GeoJ., 3, 421-436.
- KNiPE, R.J. (1989): Deformatil . mechanisms-recog ..ition from natural tectonites. -1. Struct. Geol., 11, 127-146.

- KNIPE, 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.lh. GeoJ. Palaont. Mh.*, 1980,525.
- KOPP, K.-O., OTI, E. (1977): Spezialkartierungen in Umkreis neuer Fossilfunde im Trypali- und Tripolitsa-Kalken West-Kretas. -*N. lb. 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, 321-312., 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. - *Tectonophysics*, 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 praneogenen Gesteine der Insel Kreta und ihre korellierbarkeit im agalschen 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. -*J. 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 geodesie spatiale en Grece et en Turquie sur l'extrusion laterale de l'Arlatolie et de l'EEge. -*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): *J-eological strain analysis*. -Pergamon Press, Oxford.
- LISTER, G.-S. & WILLIAMS, P.-T. (1979): Fabric development in shear zones, theoretical controls and observed phenomena. -*J. 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. (1983): S-C Mylonites. -*J. 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. -*J. 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.
- MATTHWES, 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 geologique des zones Internes des Hellenides en Macedoine centrale (Grece). Contribution a l'etud~ du metamorphisme et de l'evolution magmatique des zones internes des Hellenides. - Theses, Paris 1966, *Ann. Geol. Pa.:/sHellen*, 20. 1-792.
- MERCIER, L. M., SOREL, D. & SIMEAKIS, K. (1987): Changes in the state of 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/1.
- 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, 639-657.
- PAPANIKOLAOU, D. (1984): The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. -*Spec. Pub! Geol. Soc. London*, 7. 551-561.
- PAPANIKOLAOU, D. (1987): Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea. Greece). -In: Helgeson H.-C & Schuling R.-D. (eds), *Chemical Transport in Metasomatic Processes*. 429-450.
- PAPASTAMATIOY, J. & REICHEL, M. (1956): Sur l'age des phyllades de l'ile de Crete. - *Eclogae geol. helv.*, 49, 147-149.
- PARASKEVIDIS, I. (1961): Uber die Geologie des oestlichen 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., MOYNTAKIS, 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. Land., A321, 87-103.
- PLATT, J. -P. (1988): The mechanics of frontal imbrication: a first-order analysis. -Geol. Rdsch, 77/2, 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. -1. (1967) John Wiley, 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). - J. Geol. Palaeni, 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. -J. Struct. Geol., 13, 369-384.
- RATSCHBACHER, L., RILLER, O., MESCHÉDE, 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). -N. Jb. Geol. Palaont., Abh., 1-15, 17-182.
- RENTZ, C. (1947): Eine zusammenfassende Übersicht über die Mesozoische Fauna der Insel Kreta, -Eel. geol. Helv., 40, 379-384.
- RING, O. (1989): Tectonogenesis of the Penninic/Austroalpine Boundary zone: The Arosa zone. - Diss., Tuebinger Geowissenschaftliche Arbeiten, A3, 178p., Tuebingen.
- RING, U. & MERLE, O. (1992): Forethrusting, backfolding and lateral gravitational escape in the northern part of the Western Alps (Monte Rosa region). -Bull. Geol. Soc. Am., 104, 901-914.
- RUBIE, D. (1984): A thermal-tectonic model for High-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, western Alps. -1. Geol., 92, 21-36.
- RUITER, E.H. (1983): Pressure solution in nature theory and experiment. -1. geol. Soc., 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. -N. Jb. Geol. Palaont., Mh., 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. -Bull. Geol. Soc. 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. (edt): 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). -1. Struct. GeoJ., 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. -GeoI. 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 Naturforsch: 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. -l\eues 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 Callaquirm on the Geology nf the Aegean region, I, 103-109.