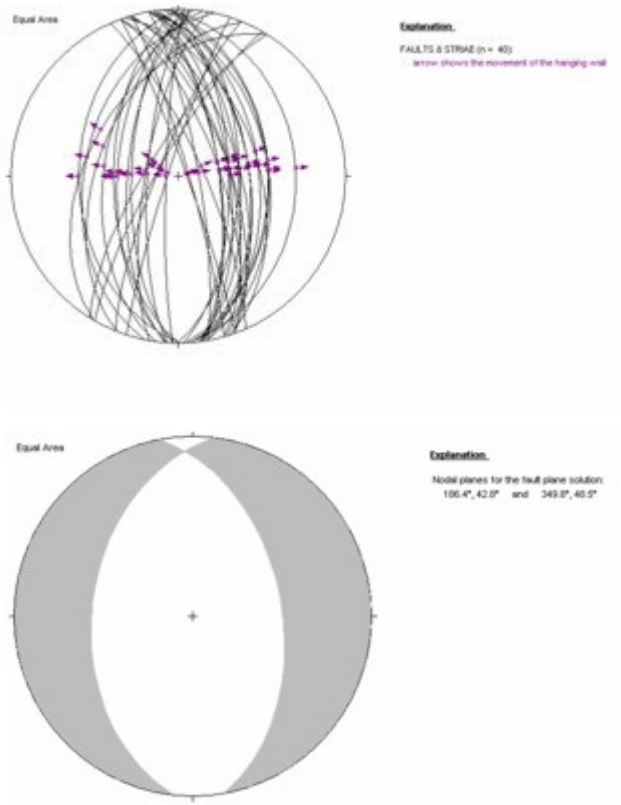
Τ.Ε.Ι ΚΡΗΤΗΣ – ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ

ΠΟΙΟΤΙΚΗ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΔΙΑΡΡΗΞΗΣ ΤΟΥ ΟΡΟΥΣ ΓΙΟΥΧΤΑ



ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Νικολή Παναγιώτα

ΜΑΡΤΙΟΣ 2009

Τ.Ε.Ι ΚΡΗΤΗΣ – ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ

ΠΟΙΟΤΙΚΗ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΔΙΑΡΡΗΞΗΣ ΤΟΥ ΟΡΟΥΣ ΓΙΟΥΧΤΑ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Νικολή Παναγιώτα

Επιβλέπων : *Δρ. Κόκκινου Ελένη*
Επίκουρος Καθηγήτρια

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

Ημερομηνία Παρουσίασης :

Αύξων Αριθμός Πτυχιακής Εργασίας :

Ευχαριστίες

Μέσα από αυτό το σημείωμα θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την καθηγήτριά μου, κυρία Ελένη Κόκκινου, για όλη την βοήθεια που μου προσέφερε στο διάστημα της επιμέλειας της πτυχιακής μου εργασίας. Αρχικά θέλω να την ευχαριστήσω για την επιλογή του θέματος, γιατί παρόλο που στην αρχή μου φάνηκε δύσκολο και ότι δεν θα τα κατάφερνα, τελικά μου δόθηκε η ευκαιρία να ασχοληθώ με το αντικείμενο της τεκτονικής γεωλογίας. Χωρίς όμως την υπομονή, την κατανόηση, την διάθεσή της να μοιράζεται τις γνώσεις και την ικανότητά της να εξηγεί τους πιο σύνθετους όρους με τις πιο απλές λέξεις, δεν θα μπορούσα να καταφέρω τίποτα. Για αυτούς τους λόγους λοιπόν, όπως και για πολλούς άλλους, θέλω να της εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου και να της πω ένα μεγάλο ευχαριστώ. Θερμές ευχαριστίες οφείλω επίσης στην τριμελή εξεταστική επιτροπή.

Μεγάλο μέρος του θεωρητικού τμήματος της παρούσας εργασίας προέρχεται από την διδακτορική διατριβή του Δρ. Φασουλά Χ. με τίτλο «Κινηματική και παραμόρφωση των καλυμμάτων της Κεντρικής Κρήτης» - 1995, από το βιβλίο του καθηγητή Κίλια Α. (Αριστοτέλειο Παν., Τμήμα Γεωλογίας) με τίτλο «Εισαγωγή στην τεκτονική γεωλογία» - 1985, και οι σημειώσεις «Συνοπτική γεωτεκτονική εξέλιξη του ευρύτερου Ελληνικού χώρου» - 1990 του καθηγητή Μουντράκη Δ. (Αριστοτέλειο Παν., Τμήμα Γεωλογίας) τους οποίους κα ευχαριστώ.

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

Περίληψη

Σκοπός της συγκεκριμένης εργασίας είναι να εξετάσει το τεκτονικό καθεστώς του όρους Γιούχτα, το οποίο βρίσκεται στην περιοχή των Αρχανών του νομού Ηρακλείου Κρήτης. Ουσιαστικά γίνεται ποιοτική τεκτονική ανάλυση, για την οποία χρησιμοποιήθηκαν δύο λογισμικά., το «FaultKinWin 1.2.2», το οποίο βρίσκεται διαθέσιμο στο ιστοχώρο www.geo.cornell.edu και το StereoNett.

Abstract

Main purpose of the present study is to investigate the tectonic status of Giouchtas mountain, located in the area of Archanes in Heraklion prefecture. Two software pachages were used for the quantitative tectonic analysis, namely «FaultKinWin 1.2.2» (www.geo.cornell.edu) and the StereoNett.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ _____ - 7 -

1.1 Σκοπός και αντικείμενο της εργασίας _____- 7 -

1.2 Μεθοδολογία εκπόνησης _____- 7 -

1.3 Ηπειρογένεση-Ορογένεση _____- 7 -

1.4 Ορογενέσεις στην γεωλογική εξέλιξη της γης _____ - 11 -

1.5 Τύποι και τεκτονική δομή του φλοιού της γης _____ - 12 -

1.6 Το Αλπικό ορογενετικό σύστημα _____ - 17 -

2 ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΔΟΜΕΣ _____ - 20 -

2.1 Εισαγωγή _____ - 20 -

2.2 Ρήγματα και μετατοπίσεις _____ - 23 -

2.3 Ρήγματα σμίκρυνσης ή ρήγματα συμπίεσης ή ανάστροφα ρήγματα- 25 -

2.4 Ρήγματα απομάκρυνσης ή ρήγματα έκτασης ή κανονικά ρήγματα- 27 -

2.5 Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης _____ - 28 -

2.6 Πλάγια ρήγματα _____ - 28 -

2.7 Σχέσεις μεταξύ της διεύθυνσης κλίσης των ρηξιγενών επιφανειών και των γεωλογικών σχηματισμών _____ - 29 -

2.8 Ρηξιγενής επιφάνεια και υλικά πλήρωσης των ρηγμάτων___ - 29 -

2.9 Αναγνώριση ρηγμάτων στην ύπαιθρο _____ - 31 -

2.10 Γεωλογικά στοιχεία _____ - 33 -

2.11 Επιφανειακά στοιχεία_____ - 34 -

2.12 Γραμμικά στοιχεία _____ - 35 -

2.13 Καθορισμός της θέσεως στο χώρο των επιφανειακών στοιχείων- 36 -

3. Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ _____ - 38 -

3.1 Η γεωλογία της Κρήτης_____ - 38 -

3.2 Η ενότητα των πλακωδών ασβεστολίθων _____ - 39 -

3.3 Η ενότητα Τρυπαλίου_____ - 41 -

3.4 Η ενότητα φυλλιτών-χαλαζιτών _____ - 42 -

3.5 Η ενότητα Γαβρόβου-Τρίπολης _____ - 43 -
3.6 Η ενότητα Πίνδου _____ - 45 -
3.7 Το τεκτονικό "Melange" _____ - 46 -
3.8 Η ενότητα Αστερουσίων _____ - 48 -
3.9 Οι οφιόλιθοι _____ - 49 -
3.10 Νεογενείς και Τεταρτογενείς αποθέσεις _____ - 50 -
3.11 Ταξινόμηση των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης _____ - 52 -
4. ΜΕΘΟΔΟΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ _____ - 54 -
4.1 Εισαγωγή _____ - 54 -
4.2 Διαχωρισμός τεκτονικών γεγονότων – κινηματική ανάλυση _ - 54 -
4.3 DA – Γεγονός _____ - 56 -
4.4 DB – Γεγονός _____ - 58 -
4.5 D0 – Γεγονός _____ - 59 -
4.6 D1 – Γεγονός _____ - 61 -
4.7 D2 – Γεγονός _____ - 64 -
4.8 D3 – Γεγονός _____ - 69 -
4.9 Γεωλογική τομές από την περιοχή της Κρήτης _____ - 70 -
4.10 Ανάλυση παραμόρφωσης – Μέτρηση του ποσού της παραμόρφωσης - 75 -
4.11 Εισαγωγή στην μελέτη της προοδευτικής παραμόρφωσης_ - 78 -
4.12 Ανάλυση της μικρο-υφής _____ - 79 -
4.12 Ανάλυση της παλαιοτάσεων _____ - 80 -
5. ΠΟΙΟΤΙΚΗ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΓΙΑ ΤΟ ΟΡΟΣ ΓΙΟΥΧΤΑ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ- 83 -
5.1 Εισαγωγή _____ - 83 -
5.2 Α΄ φάση επεξεργασίας – ομαδοποίηση κατά περιοχές _____ - 83 -
5.3 Β΄ φάση επεξεργασίας – ομαδοποίηση κατα διεύθυνση _____ - 83 -
5.4 Συμπεράσματα _____ - 84 -
6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ _____ - 94 -

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Σκοπός και αντικείμενο της εργασίας

Στόχος της παρούσας εργασίας είναι η ποιοτική ανάλυση της ρηγματογόνου τεκτονικής του όρους Γιούχτα, το οποίο εντοπίζεται στην περιοχή των Αρχανών στο νομό Ηρακλείου, στην κεντρική Κρήτη.

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.
- Την επεξεργασία και αξιολόγηση του συνόλου των δεδομένων χρησιμοποιώντας σύγχρονο λογισμικό.
- Σύνταξη της παρούσας εργασίας.

1.3 Ηπειρογένεση-Ορογένεση

Μεγάλο μέρος του θεωρητικού τμήματος του συγκεκριμένου κεφαλαίου προέρχεται από τις σημειώσεις «Συνοπτική γεωτεκτονική εξέλιξη του ευρύτερου Ελληνικού χώρου» - 1990 του καθηγητή Μουντράκη Δ. (Αριστοτέλειο Παν., Τμήμα Γεωλογίας).

Οι όροι ηπειρογένεση και ορογένεση συμπεριλαμβάνουν ένα σύνολο διεργασιών, στις οποίες αποδίδεται η δημιουργία του μεγαλύτερου μέρους των τεκτονικών δομών που παρατηρούνται στο φλοιό της γης.

Ο φλοιός της γης βρίσκεται συνεχώς σε κίνηση. Σε όλη τη διάρκεια εξέλιξης του γήινου φλοιού, υπάρχουν κατά τόπους, περίοδοι μακράς διάρκειας με σχετικά μικρής εντάσεως τεκτονικά γεγονότα. Τις περιόδους αυτές διαδέχονται άλλες μικρότερης διάρκειας, κατά τις οποίες συμβαίνουν μεγάλης έκτασης τεκτονικά γεγονότα και ανακατατάξεις στη

δομή του φλοιού της γης. Κατά τη διάρκεια των πρώτων λαμβάνουν χώρα κυρίως ηπειρογενετικές κινήσεις, ενώ κατά τη διάρκεια των δεύτερων ορογενετικές κινήσεις.

Μεταξύ ηπειρογένεσης και ορογένεσης υπάρχουν ενδιάμεσες και μεταβατικές καταστάσεις, με αποτέλεσμα να υπάρχουν ασαφή όρια μεταξύ των δύο εννοιών. Μια ενδιάμεση κατάσταση μεταξύ ορογένεσης και ηπειρογένεσης αποτελεί η δικτυογένεση. Οι διεργασίες τόσο της ηπειρογένεσης όσο και της ορογένεσης καθώς και των μεταβατικών καταστάσεων τους λαμβάνουν χώρα σταθερά και συνεχώς με αποτέλεσμα τη δημιουργία νέων τεκτονικών δομών. Απέναντι στο διαχωρισμό της ηπειρογένεσης και ορογένεσης επικρατεί η αντίληψη ότι τα ιστογενετικά φαινόμενα της ορογένεσης αποτελούν ένα παροδικό υψηλό βαθμό παραμόρφωσης, μιας συνεχούς τεκτονικής κίνησης. Η ορογένεση και η ηπειρογένεση συνδέονται λειτουργικά και γενετικά μεταξύ τους σαν έκφραση γεωλογικών διεργασιών του μανδύα.

Ηπειρογένεση

Ως ηπειρογένεση χαρακτηρίζεται η κινηματική διεργασία, κατά την οποία δημιουργούνται μεγάλης έκτασης κατακόρυφες κινήσεις του φλοιού της γης με αποτέλεσμα τη δημιουργία αναθολώσεων και βυθίσεων. Οι παρακάτω κατηγορίες αποτελούν τα χαρακτηριστικά γνωρίσματα της ηπειρογενετικής παραμόρφωσης του φλοιού:

α) Οι ηπειρογενετικές κινήσεις είναι αργές, αλλά μακράς διάρκειας. Οι κινήσεις αυτές ανιχνεύονται με έμμεση μόνο παρατήρηση.

β) Οι κινήσεις των τεμαχών του φλοιού είναι κατακόρυφες, σε αντίθεση με τις κινήσεις, κατά το στάδιο της ορογένεσης που έχουμε οριζόντιες κινήσεις.

Η παραμόρφωση που προκαλείται στο γήινο φλοιό είναι αντιστρεπτή και θα μπορούσαμε να μιλήσουμε για «ελαστική παραμόρφωση».

γ) Οι τεκτονικές δομές του φλοιού που προυπήρχαν πριν την ενέργεια των ηπειρογενετικών κινήσεων παραμένουν αναλλοίωτες.

δ) Οι ηπειρογενετικές μεγαδομές που σχηματίζονται αυτόνομες, δεν επηρεάζονται από προυπάρχουσες τεκτονικές δομές.

Οι ηπειρογενετικές κινήσεις διακρίνονται σε δυναμικές και ισοστατικές. Αιτία των δυναμικών κινήσεων είναι μετακινήσεις μαζών στο εσωτερικό της γης. Οι ισοστατικές κινήσεις γίνονται από μετακινήσεις μαζών λόγω του βάρους τους σύμφωνα με τη θεωρία της ισοστασίας.

Στενά συνδεδεμένες με τις ηπειρογενετικές κινήσεις είναι οι ευστατικές κινήσεις όπου αναφέρονται στις κατακόρυφες διακυμάνσεις της επιφάνειας της θάλασσας καθοδικές-ανοδικές.

Ορογένεση

Με τον όρο ορογένεση χαρακτηρίζουμε τις διεργασίες κατά τις οποίες δημιουργείται μια οροσειρά. Οι διεργασίες αυτές γίνονται σε καθορισμένες ασθενείς, μεγάλης κινητικότητας ζώνες της γης, τις ορογενετικές ζώνες και οι οροσειρές που θα προκύψουν ονομάζονται ορογενετικές ή πτυχωσιγενείς οροσειρές ή ορογενή. Οι ορογενετικές κινήσεις σε αντίθεση με τις ηπειρογενετικές είναι κυρίως οριζόντιες και οι τεκτονικές δομές που θα προκύψουν, αποτελούν μη αντιστρεπτά φαινόμενα. Έχουμε δηλαδή στην περίπτωση της ορογένεσης πλαστική παραμόρφωση.

Κατά το σχηματισμό ενός ορογενούς διακρίνουμε δύο εξελικτικά στάδια, τα όρια των οποίων παραμένουν ασαφή.

α) Το στάδιο του γεωσυγκλίνου

β) Το στάδιο της κύριας ορογένεσης

Το στάδιο του γεωσυγκλίνου, αρχίζει με μια γρήγορη σχετικά βύθιση ή ρήξη τμήματος του φλοιού της γης, με αποτέλεσμα να σχηματισθεί αρχικά ένα επίμηκες βαθούλωμα στο σημείο του γήινου φλοιού.

Για παραπέρα βυθίσεως της περιοχής ή απομακρύνσεως των τμημάτων που βρίσκονται εκατέρωθεν της ρήξεως, προκύπτει ένας επίμηκες χώρος, ο οποίος γεμίζει με νερό και ονομάζεται γεωσύγκλινο. Μέσα στο χώρο αυτό αποτίθενται τα υλικά διαβρώσεως των γύρω περιοχών που χερσεύουν ή ακόμη χημικά και βιογενή ιζήματα. Ο πυθμένας του γεωσυγκλινικού αυτού χώρου είναι συνήθως ανώμαλος. Σχηματίζονται έτσι εγκάρσια ή κατά μήκος του άξονα αναπτύξεώς του ράχεις και βυθίσματα. Αποτέλεσμα αυτής της διαρθρώσεως του γεωσυγκλινικού πυθμένα είναι να προκύπτουν διαφόρων συστάσεων ιζήματα στα επί μέρους τμήματά του. Έτσι στα αβαθή σημεία του γεωσυγκλίνου αποτίθενται συνήθως ανθρακικά ή κλαστικά ιζήματα, ενώ σε βαθύτερα μέρη του, αργιλλικό ή κερατολιθικό υλικό.

Κατά το πρωταρχικό αυτό στάδιο από ρήγματα του πυθμένα του γεωσυγκλινικού χώρου, έχουμε άνοδο ηφαιστειακών υλικών, υπό μορφή υποθαλάσσιων εκχύσεων, βασικής ή υπερβασικής συστάσεως. Για περαιτέρω διευρύνσεως του γεωσυγκλινικού πυθμένα κατά τη συνεχή άνοδο του βασικού αυτού υλικού σε κάπως αργότερο στάδιο, έχουμε δημιουργία του πρώτου ωκεάνιου φλοιού.

Το πραγματικό **στάδιο της ορογένεσης** χαρακτηρίζεται από τη συρρίκνωση του γεωσυγκλινικού χώρου και κατά συνέπεια όλων των γεωλογικών σχηματισμών που

βρίσκονται στο χώρο αυτό. Κατά το στάδιο αυτό έχουμε συνεπώς μια συμπίεση αντιθέτου φοράς από αυτή που παρατηρείται κατά το γεωσυγκλινικό στάδιο, που αναπτύσσονται κυρίως εφελκυστικές τάσεις.

Ως αποτέλεσμα αυτής της συρρικνωτικής κίνησης προκαλείται πτύχωση των σχηματισμών και δημιουργία όλων των άλλων συνοδών τεκτονικών γεγονότων όπως εφιππεύσεις, επωθήσεις, τεκτονικά καλύμματα.

Εκτός από τη δημιουργία των τεκτονικών δομών στη διάρκεια μιας ορογένεσης παρατηρείται και έντονος μαγματισμός, μεταμόρφωση προυπαρχόντων πετρωμάτων, καθώς και συνορογενετική ιζηματογένεση.

Οι διεργασίες κατά τη διάρκεια μιας ορογένεσης δεν είναι συνεχείς, αλλά γίνονται σε ορισμένες φάσεις και ενδιάμεσα στάδια με περιόδους ησυχίας.

Έτσι σε ένα αρχικό στάδιο της κύριας ορογένεσης παρατηρούνται εκτεταμμένες διεισδύσεις όξινων εώς μέσης βασικότητας πλουτωνικών πετρωμάτων, που αποτελούν το συνορογενετικό πλουτωνισμό. Συγχρόνως, έχουμε δημιουργία ανατηκτικών και των συγγενών με αυτά φαινομένων, καθώς και σχηματισμό μιγματικών και μεταμορφωμένων πετρωμάτων.

Κατά την εξέλιξη της ορογένεσης παρατηρείται σε γενικές γραμμές μια αύξηση της βασικότητας τω υλικών του μάγματος που διεισδύουν στους ανώτερους ορίζοντες του φλοιού, καθώς και εκχύσεις ηφαιστειακών και φλεβικών πετρωμάτων. Έτσι παρατηρούνται με τη σειρά ρυολιθικής, ανδεσιτικής και στα τελευταία στάδια της ορογένεσης, βασαλτικής συστάσεως πετρώματα.

Ένα τυπικό συνορογενετικό κλαστικό ίζημα της αλπικής τουλάχιστον ορογένεσης θεωρείται από πολλούς ερευνητές ο φλύσχης. Η φάση του φλύσχη χαρακτηρίζει τα τελευταία στάδια του γεωσυγκλινικού-ορογενετικού κύκλου, αλλά συμμετέχει σαφώς στις ορογενετικές κινήσεις, γι αυτό και ο φλύσχης εμφανίζεται ισχυρά τεκτονισμένος.

Χαρακτηριστικές εμφανίσεις φλύσχη στην Ελλάδα παρατηρούνται σε μεγάλη έκταση στην οροσειρά της Πίνδου, η οποία αποτελεί μέρος των εξωτερικών Ελληνίδων.

Σε αντίθεση με τη φάση του φλύσχη, ένα άλλο κλαστικό ίζημα, η μολάσσα, χαρακτηρίζει το τέλος της ορογένεσης με αποτέλεσμα η μολάσσα να μην εμφανίζει την πολύπλοκη τεκτονική δομή του φλύσχη. Θεωρείται ως ένα τυπικό μεταορογενετικό κλαστικό ίζημα που αποτίθεται στα εξωτερικά περιθώρια της νεοσχηματισθείσης οροσειράς, ή σε μεγάλες ρηξιγενείς τάφρους στο εσωτερικό της οροσειράς.

Τυπικές μολασσικές εμφανίσεις στην Ελλάδα παρατηρούνται στη μεσοελληνική αύλακα.

Κατά τα στάδια εξέλιξης της ορογένεσης, παρατηρείται μια μετατόπιση του κυρίως γεωσυγκλίνου προς τη φορά της εντονότερης κίνησης. Η μετατόπιση αυτή συνδέεται με τη δημιουργία επί μέρους γεωσυγκλινικών χώρων, το βάθος των οποίων ελαττώνεται όσο προχωράει η ορογένεση.

1.4 Ορογενέσεις στην γεωλογική εξέλιξη της γης

Οι ορογενέσεις που διαμόρφωσαν τη σημερινή δομή της γης διαιρούνται σε δύο κατηγορίες:

α) Τις προκαμβρικές

β) τις μετακαμβρικές ορογενέσεις

Οι **προκαμβρικές ορογενέσεις** έλαβαν χώρα πριν από το Κάμβριο. Οι προκαμβρικές ορογενέσεις περιλαμβάνουν, από τις παλιότερες προς τις νεότερες, τις παρακάτω ορογενετικές περιόδους:

1) Σααμίδες
2) Μαρεαλβίδες
3) Καρελίδες
4) Γκοτίδες
5) Ριφαίδες

Οι ασσυνθική φάση πτυχώσεως σημαδεύει το τέλος των προκαμβρικών ορογενέσεων και την αρχή των μετακαμβρικών.

Οι **μετακαμβρικές ορογενέσεις**, έλαβαν χώρα μετά το Κάμβριο. Χωρίζονται σε τρεις επί μέρους ορογενέσεις.

1) Καληδονική ορογένεση. Έλαβε χώρα κατά το κάτω με μέσο Παλαιοζωικό.
2) Ερκύνιος ή Βαρύσκιος ορογένεση. Έλαβε χώρα κατά το μέσο με άνω Παλαιοζωικό.
3) Αλπική ορογένεση. Έλαβε χώρα κατά το Μεσοζωικό και Καινοζωικό.

1.5 Τύποι και τεκτονική δομή του φλοιού της γης

Ο φλοιός της γης αποτελεί μέρος της λιθόσφαιρας, το πάχος της οποίας ανέρχεται περίπου στα 80-100km. Σε ορισμένες περιπτώσεις φθάνει και μέχρι τα 120km. Ο φλοιός διακρίνεται σε ηπειρωτικό και σε ωκεάνιο φλοιό.

Ηπειρωτικός

Ο ηπειρωτικός φλοιός αποτελείται σε ένα γενικευμένο σχήμα από τις εξής τεκτονικές μεγαδομές και μεγαμονάδες, κατανεμημένες όχι τυχαία αλλά διατεταγμένες σε καθορισμένες ζώνες ή περιοχές πάνω στη γη.

1) Κρατονικές πλατφόρμες ή κρατογενή
2) Ορογενείς ή ορογενετικές οροσειρές ή πτυχωσιγενείς οροσειρές
3) Οροσειρές του τύπου του πτυχωμένου Γιούρα
4) Δομές σαξονικής τεκτονικής
5) Ρηξιγενείς και ταφρογενείς ζώνες
6) Μεγάλων διαστάσεων ρήγματα οριζοντίων μετατοπίσεων

Οι **κρατονικές πλατφόρμες** καταλαμβάνουν το μεγαλύτερο μέρος του ηπειρωτικού φλοιού. Αποτελούν συμπαγή σταθεροποιηθέντα, από την προκαμβική ακόμα εποχή τμήματα του φλοιού της γης. Αποτελούνται από τους παλαιότερους γεωλογικούς σχηματισμούς (μεταμορφωμένα πετρώματα, πλουτωνίτες και μιγματίτες) καθώς και από τεκτονικές δομές που θεωρούνται ως αποτέλεσμα των προκαμβρικών ορογενέσεων. Οι μόνες νεότερες κινήσεις που παρατηρήθηκαν στις κρατονικές πλατφόρμες, περιορίζονται σε ηπειρογενετικής φύσεως κατακόρυφες ανυψώσεις και καθιζήσεις των τμημάτων τους, καθώς και σε μια βασικής συστάσεως εκδήλωση ηφαιστειότητας. Οι περιοχές των κρατογενών που ανυψώνονται από την ενέργεια των ηπειρογενετικών κινήσεων αποτελούν τις ασπίδες ενώ αυτές που βυθίζονται αποτελούν τους κρατονικούς πίνακες. Παραδείγματα κρατογενών αποτελούν ο σιβηρικός πίνακας, ο ρωσσικός πίνακας, η ινδική ασπίδα, η βαλτική ασπίδα, η αφρικανική ασπίδα.

Τα **ορογενή** αποτελούν στενά και μεγάλων διαστάσεων επιμήκη τμήματα του φλοιού της γης, με τη μορφή αλυσιδωτών οροσειρών, με τόσο μεγαλύτερο υψόμετρο όσο νεότερες είναι.

Η διαφορά μεταξύ των ορογενών και κρατογενών είναι μικρή γιατί και τα κρατογενή αποτελούν σε τελευταία ανάλυση περιοχές της γης που δημιουργήθηκαν από ορισμένες ορογενετικές διεργασίες. Η διαφορά τους βρίσκεται στο γεγονός ότι τα

κρατογενή αποτελούν αδρανείς περιοχές του φλοιού από το Κάμβριο και μετά. Η τεκτονική δομή των ορογενών είναι χαρακτηριστική και εκφράζεται με τη δημιουργία πτυχών, τεκτονικών καλυμμάτων, επωθήσεων, εφιππεύσεων και όλων των άλλων συνοδών τεκτονικών δομών.

Χαρακτηριστικό γνώρισμα των ορογενών είναι ότι οι κύριες πτυχωσιγενείς δομές τους αποτυπώνουν και την κύρια διεύθυνση αναπτύξεως τους. Ανάλογα με την ένταση των πλευρικών δυνάμεων που εξασκούνται κατά τη διάρκεια της ορογένεσης στους σχηματισμούς του γεωσυγκλίνου οι πρωταρχικά σχηματισθέντες ορθές και ανοιχτές πτυχές μετατρέπονται σε κεκλιμμένες. Αυτές με τη σειρά τους σε ακόμη ισχυρότερη τεκτονική καταπόνηση μεταβάλλονται σε κατακείμενες ή και βυθιζόμενες κλειστές πτυχές. Συγχρόνως δημιουργούνται επωθητικά φαινόμενα, σχηματισμός τεκτονικών καλυμμάτων με αποτέλεσμα να αποκτήσει τα τελικό ορογενές την πολύπλοκη σημερινή τεκτονική δομή. Συνέπεια της ισχυρής πτυχώσεως και του σχηματισμού των αλλεπάλληλων τεκτονικών καλυμμάτων στις περιοχές των ορογενών, προκαλείται μια σημαντική αύξηση του πάχους του φλοιού της γης.

Αποτέλεσμα των μετακαμβρικών ορογενέσεων ήταν η δημιουργία των τριών αντίστοιχων ορογενών, που παρατηρούνται στην επιφάνεια της γης. Από το παλιότερο προς το νεότερο είναι:

α) **Το καληδονικό ορογενές** Σχηματίσθηκε κατά την καληδονική ορογένεση. Υπολείματα λόγω της μεγάλης διάβρωσης που δέχθηκε σώζονται στην Ιρλανδία, στη Β.Σκωτία και Αν. Γροιλανδία.

β) **Το ερκύνιο ή βαρύσκιο ορογενές.** Σχηματίσθηκε από την ομώνυμη ορογένεση. Χαρακτηριστικές εμφανίσεις παρατηρούνται στον κεντρικό ευρωπαικό χώρο (Μοραβικό, Καρνικές Άλπεις), στο Μαρόκο, στα Ουράλια.

γ)**Το αλπικό ορογενές**. Σχηματίσθηκε από την αλπική ορογένεση. Πρόκειται για το νεότερο και περισσότερο διαδεδομένο ορογενές του φλοιού της γης. Οι δομές του επηρέασαν τις δομές κυρίως του ερκύνιου ορογενούς, ενώ τμήματα του σε ορισμένες περιοχές, ανευρίσκονται συμπτυχωμένα με τμήματα του ερκύνιου ορογενούς.

Οι **οροσειρές του τύπου του πτυχωμένου Γιούρα,** δεν έχουν μεγάλη εξάπλωση πάνω στην επιφάνεια της γης. Οι οροσειρές του πτυχωμένου Γιούρα, χαρακτηρίζονται από το μικρό χρόνο διάρκειας του γεωσυγκλινικού σταδίου.

Δομές σαξονικής τεκτονικής. Πρόκειται για μεγάλων διαστάσεων ρηξιγενών κυρίως δομών αλλά και πτυχωσιγενών. Οι δομές της σαξονικής τεκτονικής παρατηρούνται σε περιοχές που βρίσκονται εκτός των τριών ορογενετικών ζωνών της γης. Στις περιοχές αυτές που αποτελούν σταθερές τεκτονικά αδρανείς ζώνες και συνίστανται από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα, που σχηματίσθηκαν σε παλιότερες ορογενετικές εποχές αποτέθηκαν νεότερα ρηχής θάλασσας ιζήματα. Η γένεση των δομών αυτών οφείλεται σε κατακόρυφες κυρίως κινήσεις ή ακόμη και στη δράση της διαπυρικής τεκτονικής.

Ταφρογενείς ζώνες του ηπειρωτικού φλοιού. Πρόκειται για μεγάλων διαστάσεων τεκτονικών τάφρων του ηπειρωτικού φλοιού που διαμελίζουν κυρίως κρατογενείς περιοχές. Επικρατούν ισχυρές εφελκυστικές τάσεις με αποτέλεσμα να παρατηρείται συγχρόνως και μια απομάκρυνση των ηπειρωτικών τμημάτων που βρίσκονται εκατέρωθεν αυτών. Οι μεταπτωτικού χαρακτήρα ρηξιγενείς δομές, που δημιουργούν τις ζώνες αυτές αναπτύσσονται σε μεγάλο βάθος μέχρι τον κάτω φλοιό ή ακόμα μέχρι τα όρια του φλοιού με τον μανδύα, έτσι ώστε οι ταφρογενείς περιοχές να συνδέονται με ένα έντονο βασικής σύστασης μαγματισμό.

Τα ρήγματα οριζόντιων μετατοπίσεων προκαλούν μεγάλων διαστάσεων οριζόντιες μετατοπίσεις τμημάτων του φλοιού. Τα ρήγματα αυτά συνοδεύονται από μικρότερα ρήγματα οριζόντιων μετατοπίσεων καθώς και από ρήγματα μεταπτωτικού χαρακτήρα.

Ηπειρωτικά περιθώρια

Στα περιθώρια του ηπειρωτικού φλοιού αναπτύσσονται:

1) Η υφαλοκρηπίδα

2) Η ηπειρωτική κατωφέρεια

3) Η ωκεάνια τάφρος, το νησιωτικό τόξο και το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης

Η υφαλοκρηπίδα αποτελεί περιθωριακό τμήμα του ηπειρωτικού φλοιού, καλύπτεται από θάλασσα και περιζώνει τις ηπείρους με πλάτος από 15km μέχρι 100km. Έχει τη μορφή ενός υποθαλάσσιου επιπέδου το οποίο με μικρή κλίση από την ήπειρο προς τον ωκεανό φθάνει σε βάθος μέχρι 200m κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας. Η περιοχή της υφαλοκρηπίδας λόγω του μεταπτωτικού χαρακτήρα ρήξεων αποτελεί ένα

μέρος του ηπειρωτικού φλοιού της γης που βρίσκεται σε κίνηση και μεταβάλλεται συνεχώς.

Η ηπειρωτική κατωφέρεια σημειώνει το όριο μεταξύ του ηπειρωτικού και ωκεάνιου φλοιού. Αποτελεί την προέκταση της υφαλοκρηπίδας προς τους ωκεανούς με μεγάλη σχετικά γωνία κλίσης και βρίσκεται σε ένα βάθος κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας που κυμαίνεται από 200-2500m.Υφαλοκρηπίδα, ηπειρωτική κατωφέρεια και οι ήπειροι καταλαμβάνουν το 44% της επιφάνειας της γης, ενώ ο ωκεάνιος φλοιός το 56%. Το επιφανειακό ανάγλυφο της ηπειρωτικής κατωφέρειας χαρακτηρίζεται από την έντονη παρουσία μορφών διάβρωσης και υλικών ιζηματογένεσης. Πολυάριθμα ρήγματα μεταπτωτικού χαρακτήρα επηρεάζουν τη δομή της ηπειρωτικής κατωφέρειας. Οι καθοδικές αυτές κινήσεις προκαλούνται από την επίδραση τόσο των μεταπτωτικών ρηγμάτων όσο και από το βάρος που δημιουργείται από την απόθεση των διαφόρων ιζημάτων.

Πολλές φορές η ηπειρωτική κατωφέρεια συνεχίζεται σε πολύ μεγάλο βάθος. Στις περιπτώσεις αυτές η γωνία κλίσεως της ηπειρωτικής κατωφέρειας αυξάνει σημαντικά και σχηματίζονται οι ωκεάνιες τάφροι.

Στενά συνδεδεμένο με τις ωκεάνιες τάφρους βρίσκεται το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης του φλοιού της γης. Πρόκειται για ένα μεγάλων διαστάσεων σύστημα διάρρηξης, που αποτελείται από την Ευρασιατική –Μελανησιακή ζώνη και από την Περιειρηνική ζώνη. Στις δύο αυτές ζώνες διάρρηξης παρατηρείται σύγκλιση δύο λιθοσφαιρικών πλακών με συνέπεια τη βύθιση και την καταστροφή του ωκεάνιου φλοιού κάτω από τον ηπειρωτικό. Στις ζώνες αυτές αναπτύσσονται ισχυρές συμπιεστικές τάσεις, με συνέπεια οι λιθοσφαιρικές πλάκες να παραμορφώνονται στα σημεία της σύγκρουσης τους και να δημιουργούνται οι προυποθέσεις για την εξέλιξη μιας ορογένεσης και του σχηματισμού ενός ορογενούς.

Μια άλλη χαρακτηριστική μορφή που αναπτύσσεται στα περιθωριακά τμήματα του ηπειρωτικού φλοιού αποτελεί το νησιωτικό τόξο το οποίο βρίσκεται στενά συνδεδεμένο όμως με το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης. Αυτό παρουσιάζει τοξοειδή ανάπτυξη και αποτελείται από δύο συγκεντρικά μέρη. Τα εξωτερικό λέγεται ιζηματογενές τόξο και αποτελείται από ιζηματογενή νησιά ή από ορογενή. Το εσωτερικό μέρος λέγεται ηφαιστειακό τόξο και αποτελείται από σειρά ηφαιστειογενών νησιών, που αποτελούνται κυρίως από βασικής εώς ανδεσιτικής συστάσεως ηφαιστειακά πετρώματα. Στο εξωτερικό μέρος του νησιωτικού τόξου, αναπτύσσονται ωκεάνια τάφρος καθώς και το ηπειρωτικό

σύστημα διάρρηξης ενώ στο εσωτερικό υπάρχει θαλάσσια λεκάνη μικρού σχετικά βάθους που ονομάζεται περιθωρειακή θάλασσα.

Ωκεάνιος φλοιός

Πέρα από την ηπειρωτική κατωφέρεια ή την ωκεάνια τάφρο σε βάθος από 2500 μέχρι πάνω από 5000m εκτείνεται η πελαγική ή αβυσσική ζώνη με τον ωκεάνιο φλοιό, ο οποίος αποτελείται κυρίως από βασικά υλικά του άνω μανδύα. Το ανάγλυφο του ωκεάνιου πυθμένα είναι ηπιότερο από αυτό του ηπειρωτικού φλοιού και διαμορφώνεται:

α) σε μεγάλων διαστάσεων επίπεδα βαθιάς θάλασσας

β) σε ηφαιστειογενείς λοφώδεις και υψηλές οροσειρές

γ) σε Guots(ισοπεδωμένα κωνικής μορφής όρη)

δ) σε Canyon(βαθειές χαραδρώσεις) και σε άλλα συστήματα χαραδρώσεων και

ε) σε ελαφρές κυματώσεις

Οι σημερινοί ωκεανοί παρουσιάζουν διαφορές στη δομική τους κατάσταση και διαφορετική ηλικία σχηματισμού. Το μεγαλύτερο μέρος των δομών του πυθμένα των ωκεανών, οφείλεται σε ηφαιστειακές εκρήξεις, σε τεκτονικές κινήσεις, σε κοραλλιογενείς σχηματισμούς καθώς και στους παράγοντες της διάβρωσης και της ιζηματογένεσης, που χαρακτηρίζεται από ιζήματα βαθιάς θάλασσας. Λόγω αυτής της ιζηματογένεσης που παρατηρείται στις περιοχές των ωκεανών, ο ωκεάνιος πυθμένας καλύπτεται στο μεγαλύτερο μέρος του από ιζήματα.

Τις σημαντικότερες δομές του ωκεάνιου φλοιού αποτελούν οι μεσοωκεάνιες ράχεις και τα ρήγματα μετασχηματισμού που παρατηρούνται στο μέσο περίπου όλων των ωκεανών.

Οι μεσοωκεάνιες ράχεις είναι επιμήκεις υποθαλάσσιες εξάρσεις του ωκεάνιου φλοιού που χρονολογούνται από την εποχή του κάτω με μέσου Μεσοζωικού. Οι ωκεάνιες ράχεις ακολουθούν ασθενείς ταφρογενείς ζώνες διάρρηξης του ωκεάνιου φλοιού όπου αναπτύσσονται εφελκυστικές τάσεις με αποτέλεσμα να παρατηρείται μια απόκλιση του ωκεάνιου φλοιού, κατά μήκος των ζωνών αυτών της τάξεως περίπου των 10cm το έτος.

Γίνεται λοιπόν κατανοητό ότι η ορογένεση κατά τη διάρκεια της οποίας δημιουργείται νέος ηπειρωτικός φλοιός και καταστρέφεται αντίστοιχα παλιός ωκεάνιος φλοιός αποτελεί αντίθετο φαινόμενο από τη θαλάσσια ταφρογένεση, κατά τη διάρκεια της οποίας δημιουργείται νέος ωκεάνιος φλοιός.

Η ορογένεση συνδέεται με το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης όπου παρατηρείται σύγκρουση ωκεάνιου και ηπειρωτικού φλοιού, ενώ η ταφρογένεση συνδέεται με τις μεσοωκεάνιες ταφρογενείς ζώνες διάρρηξης, όπου παρατηρείται απόκλιση ωκεάνιων φλοιών.

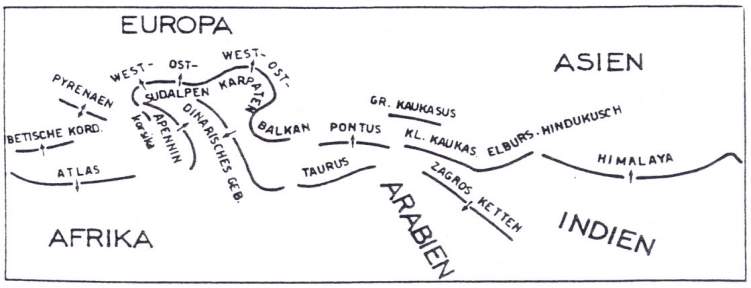
Τα ρήγματα μετασχηματισμού αποτελούν ρηξιγενείς τεκτονικές δομές, που τέμνουν εγκάρσια σε όλη τους την ανάπτυξη τις μεσοωκεάνιες ράχεις. Πρόκειται για μεγάλων διαστάσεων ημιδιατμηματικών ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης που μετατοπίζουν οριζόντια τις ωκεάνιες ράχεις και το θαλάσσιο ταφρογενές σύστημα διάρρηξης σε αποστάσεις πάνω από 100km.

Τα ρήγματα μετασχηματισμού παρόλο που στην κινηματική τους εικόνα μοιάζουν με τα κανονικά διατμητικά ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης που παρατηρούνται στον ηπειρωτικό φλοιό, διαφέρουν από αυτά ως προς το μηχανισμό γένεσής τους.

1.6 Το Αλπικό ορογενετικό σύστημα

Η γεωλογία της Κρήτης όπως και της υπόλοιπης Ελλάδας συνδέεται με τη δημιουργία και εξέλιξη του αλπικού ορογενετικού συστήματος.

Το αλπικό ορογενετικό σύστημα αποτελείται από μια αλυσίδα οροσειρών (σχ. 1.1) που αρχίζει από τα Πυρήναια και καταλήγει στα Ιμαλάια. Διακρίνεται σε δύο κλάδους, το βόρειο και το νότιο. Ο βόρειος κλάδος περιλαμβάνει τις οροσειρές των Πυρηναίων, των Άλπεων, των Καρπαθίων, των Βαλκανίων, των Ποντίδων, του Καυκάσου και των Ιμαλαίων ενώ ο νότιος κλάδος περιλαμβάνει τις οροσειρές του Άτλαντα, των Απέννινων, των Διναρίδων, των Ελληνίδων, του Ταύρου, του Ζάκρου και της Ινδονησίας.



Σχήμα 1.2 Οι Αλπικές αλυσίδες οροσειρών κατά FAUPL (1980).

Σχήμα 1.1 Οι Αλπικές αλυσίδες οροσειρών (Faupl, 1980)

Το αλπικό ορογενές είναι το αποτέλεσμα της εξέλιξης και καταστροφής του αλπικού γεωσυγκλίνου που τοποθετείται στο χώρο του ωκεανού της Τηθύος (σχ. 1.2) (SMITH 1971, DERCOURT 1972).

Πολλοί επιστήμονες (DEWEY 1973, BOCALLETI 1974, SENGOR 1979, Μουντράκης 1983) υποστηρίζουν την ύπαρξη και τη λειτουργία κατά το αλπικό γεωσυγκλινικό στάδιο δύο ωκεάνιων χωρών της Παλαιοτηθύος και της Νεοτηθύος.

Η Παλαιοτηθύς αντιπροσώπευε τον ωκεάνιο χώρο που λειτουργούσε από το 'Ανω Παλαιοζωικό μέχρι το Ιουρασικό ενώ η Νεοτηθύς θεωρείται ως ο ωκεάνιος χώρος που λειτούργησε από το Τριαδικό και μετά νοτιότερα της Παλαιοτηθύος. Η δημιουργία της Νεοτηθύος άρχισε κατά το Τριαδικό με την απόσπαση από την Γκοντβάνα ενός ηπειρωτικού τμήματος και την κίνηση προς το βορρά. Αυτό το τέμαχος αποτέλεσε την Κιμμέρια ήπειρο.

Η βόρεια κίνηση και προσέγγιση της Κιμμέριας ηπείρου και της Ευρασίας αποτέλεσε αίτιο για την καταστροφή κατά το Ιουρασικό του ωκεανού της Παλαιοτηθύος με βύθιση της Κιμμέριας ηπείρου κάτω από την Ευρασία. Αποτέλεσμα της καταστροφής ήταν η δημιουργία του βόρειου κλάδου του αλπικού ορογενούς.

Το κλείσιμο του ωκεανού της Νεοτηθύος έλαβε χώρα από το Κρητιδικό έως το Ολιγόκαινο με την προς βορρά βύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας. Το αποτέλεσμα βύθισης ήταν η δημιουργία του νότιου κλάδου του αλπικού ορογενούς.

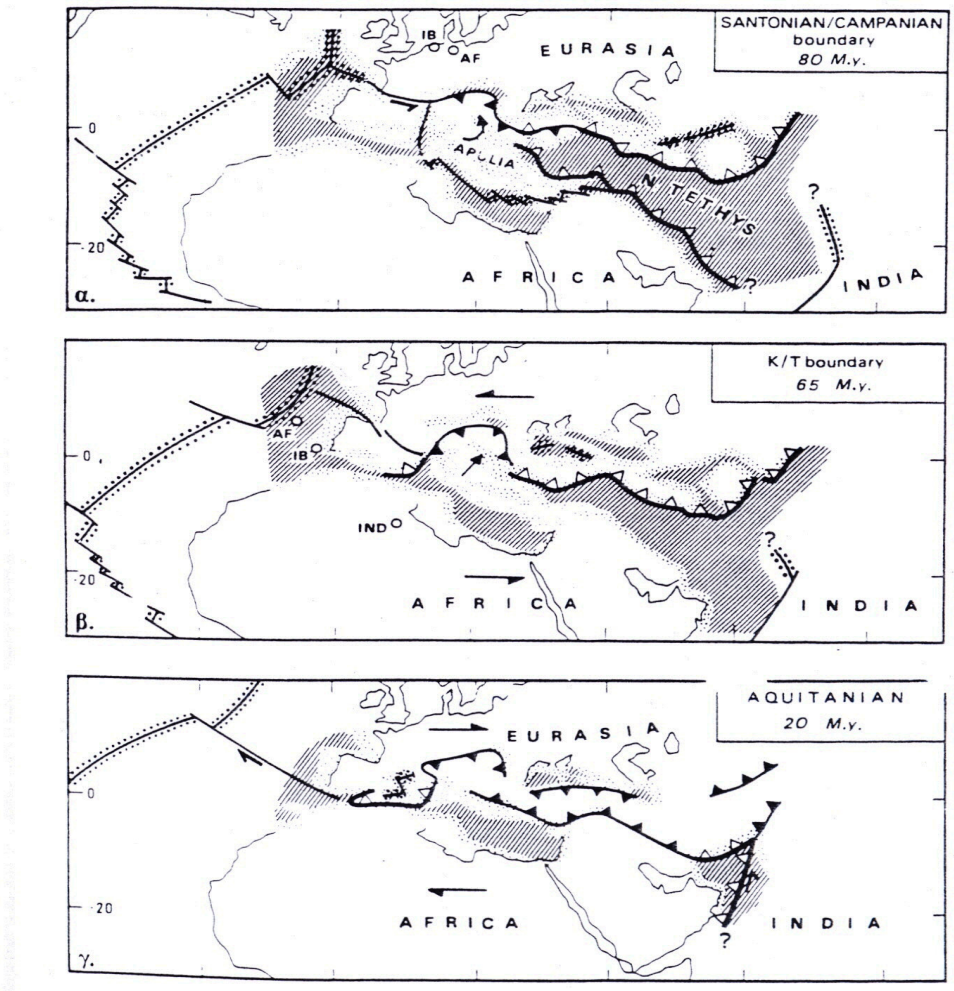
Σημαντικό ρόλο στην εξέλιξη του νότιου κλάδου του αλπικού ορογενούς έπαιξε η Απούλια μικρόπλακα και η σχετική κίνηση μεταξύ Ευρασίας και Γκοντβάνας (DERCOURT 1986). Η Απούλια μικρόπλακα αποτελούσε μέχρι το Κρητιδικό τμήμα της Γκοντβάνας.

Στο Ιουρασικό οι σχετικές αριστερόστροφες κινήσεις μεταξύ Ευρασίας και Γκοντβάνας είχαν ως αποτέλεσμα τη δημιουργία στο μεταξύ τους όριο ενός εκτατικού πεδίου. Το πεδίο αυτό επηρέασε και την Απούλια που άρχισε να δέχεται σημαντική ιζηματογένεση. Στο τέλος του Ιουρασικού η Απούλια άρχισε να συγκρούεται με την Ευρασία και παράλληλα να καταστρέφεται ο ωκεανός της Νεοτηθύος.

Κατά τη διάρκεια του Κρητιδικού, το βόρειο περιθώριο της Απούλιας ήταν σε πλήρη σύγκρουση με την Ευρασία. Παρόλο που η ίδια τεκτονική επηρέασε ολόκληρο το νότιο ευρωπαϊκό κλάδο, ωστόσο στις Άλπεις βυθιζόταν το ευρασιατικό τέμαχος ενώ στις Διναρίδες και στις Ελληνίδες βυθιζόταν το απούλιο τμήμα. Η Απούλια πλάκα συνέχιζε την αριστερόστροφη περιστροφή της και παράλληλα δεχόταν έντονη ιζηματογένεση. Στο τέλος του Κρητιδικού, μια νέα ωκεάνια λεκάνη η Μεσογαία, δημιουργήθηκε μεταξύ της Αφρικάνικης πλάκας και της Απούλιας.

Στο όριο Κρητιδικού- Τριτογενούς η έκταση στην περιοχή της Μεσογαίας σταμάτησε και η Απούλια ξανασυνδέθηκε με την Αφρική ενώ η σύγκρουση με την Ευρασία

συνεχιζόταν. Η σύγκρουση μεταξύ Απούλιας και Ευρασίας ολοκληρώθηκε στο Μειόκαινο με την απόθεση των πρώτων μολασσικών ιζημάτων.



Σχήμα 1.3 Απλοποιημένοι χάρτες που απεικονίζουν τις σχετικές θέσεις και κινήσεις των πλακών κατά την διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης (από DERCOURT et al. 1986). Περισσότερες επεξηγήσεις στο κείμενο.

Σχήμα 1.2. Οι σχετικές θέσεις και κινήσεις των πλακών κατά την διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης (Dercourt et al., 1986)

2 ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΔΟΜΕΣ

2.1 Εισαγωγή

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.

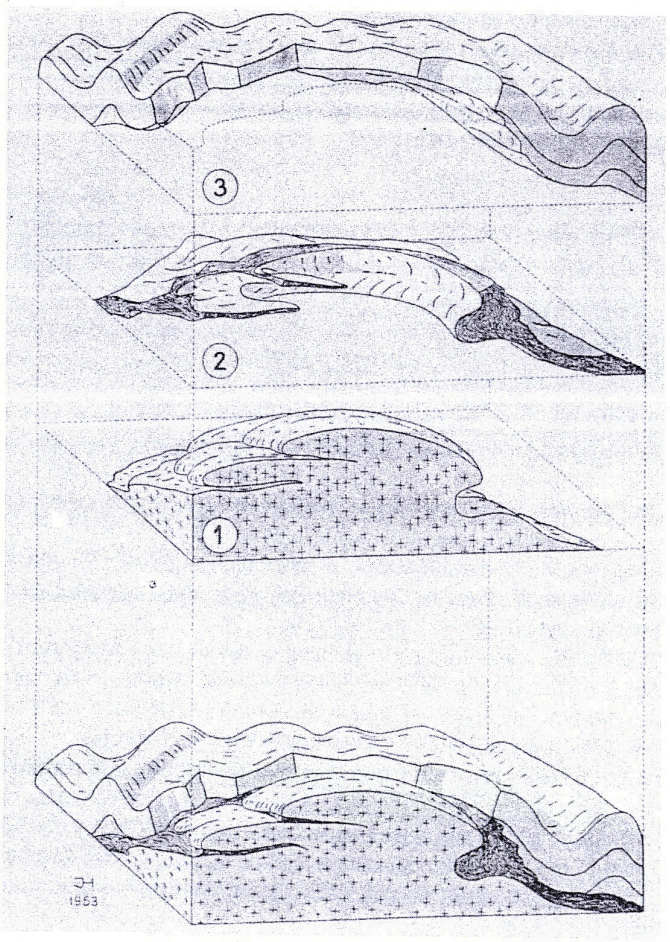
Οι παραμορφώσεις των γεωλογικών σχηματισμών αποτελούν συνήθως πλαστικές παραμορφώσεις όπου γίνονται όταν ξεπερασθεί το όριο ελαστικότητας σε ένα γεωλογικό σώμα. Διακρίνονται σε αυτές που γίνονται χωρίς να επέλθει ρήξη στο γεωλογικό σώμα και σε αυτές που συνδέονται μη τη δημιουργία ρήξεων στους γεωλογικούς σχηματισμούς. Και τα δύο αυτά είδη παραμορφώσεων οφείλονται στην επίδραση παρόμοιων τεκτονικών δυνάμεων. Έτσι από μια συμπίεση σε ένα γεωλογικό σχηματισμό μπορεί να δημιουργηθεί είτε ανάστροφο ρήγμα (σχ. 2.1) και επώθηση, είτε πτύχωση. Σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση του είδους και της έντασης μιας τεκτονικής παραμόρφωσης ενός γεωλογικού σχηματισμού είναι το υλικό ή τα υλικά που αποτελείται ο σχηματισμός αυτός.

Σχ. Β.16. Δημιουργία ανάστροφου ρήγματος, κατά την εξέλιξη μιας πτυχογόνου δομής. (Tollmann, 1973).

Σχήμα 2.1. Δημιουργία ανάστροφου ρήγματος

Για την καλύτερη αξιολόγηση των τεκτονικών φαινομένων, τη μελέτη της μορφής των τεκτονικών δομών καθώς και την ανάλυση της κινητικής και της δυναμικής τους οι παρατηρήσεις και οι συγκρίσεις θα πρέπει να περιορίζονται σε όσο το δυνατό ομογενείς περιοχές ως προς τις φυσικές ιδιότητες.

Η θέση του γεωλογικού σχηματισμού, το βάθος που βρίσκεται στην περίοδο της παραμόρφωσης αποτελεί σημαντικό παράγοντα στη διαμόρφωση του τύπου της τεκτονικής δομής που θα σχηματισθεί (σχ. 2.2).

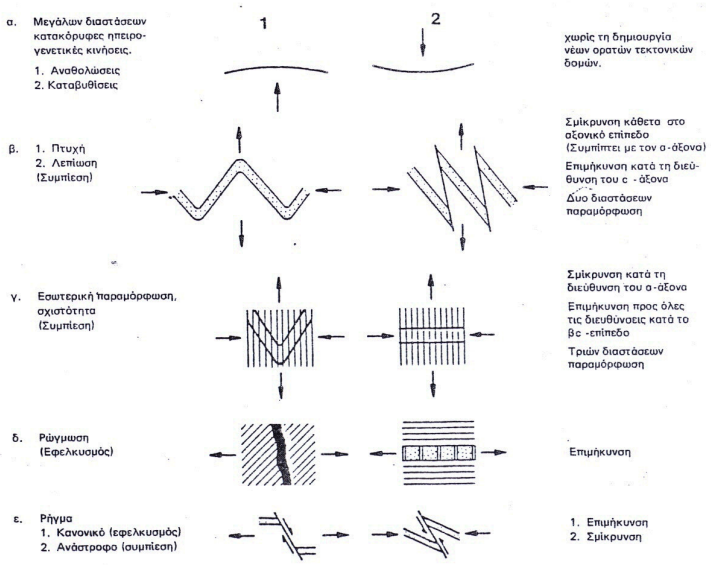


Σχ. Β.18. *Δισαρμονική τεκτονική. Το «στυλ» της παραμορφώσεως εξαρτάται από τη θέση του γεωλογικού σχηματισμού. (Από Brinkmann II, 1972).*

Σχήμα 2.2. Δυσαρμονική τετκονική που σχετίζεται με το βάθος ταφής του σχηματισμού

Οι τεκτονικές δυνάμεις που προκαλούν τις παραμορφώσεις (σχ. 2.3) στο φλοιό της γης, διακρίνονται σε δύο μεγάλες κατηγορίες:

1) Στις συμπιεστικές
2) Στις εφελκυστικές



Σχ. Β.19. *Οι βασικοί τύποι των τεκτονικών παραμορφώσεων . (Breddin, 1967).*

Σχήμα 2.3. Βασικοί τύποι τεκτονικών παραμορφώσεων

<u>Τεκτονικές δομές συνδεδεμένες με συμπίεση είναι :</u>

α. Δομές πτυχογόνου τεκτονικής

α1. Το μεγαλύτερο μέρος των πτυχών

α2.Τα Boudinage

β. Δομές ρηξιγενούς τεκτονικής

β1. Ανάστροφα ρήγματα που προκαλούν εφιππεύσεις και επωθήσεις

β2. Λεπιώσεις τεκτονικά καλύμματα

β3. Ρήγματα οριζόντιων μετατοπίσεων

β4. Ένα μεγάλο μέρος των διακλάσεων

β5. Σχιστότητα

<u>Τεκτονικές δομές συνδεδεμένες με εφελκυσμό είναι :</u>

α. Δομές πτυχογόνου τεκτονικής

α1. Κάμψεις, κυρτώσεις

α2. Τα Boudinage

β. Δομές ρηξιγενούς τεκτονικής

β1. Κανονικά ρήγματα που προκαλούν τις μεταπτώσεις. Δομές στενά συνδεδεμένες με τα κανονικά αυτά μεταπτωτικού χαρακτήρα ρήγματα, αποτελούν τα τεκτονικά κέρατα και οι τεκτονικές τάφροι.

β2. Ρωγμώσεις οι οποίες πολλές φορές εμφανίζονται πληρωμένες με μαγματικά υλικά. Σε αυτές τις επουλωμένες ρωγμώσεις θα πρέπει να αναμένουμε μεταλλοφορία.

β3. Ένα μέρος των διακλάσεων θραύσεως και των πτεροειδών διακλάσεων.

β4. Ρήγματα οριζόντιων μετατοπίσεων.

Μεγάλο μέρος των τεκτονικών δομών εφελκυσμού αποτελούν σύνοδα φαινόμενα των τεκτονικών δομών συμπίεσης που είναι στενά συνδεδεμένες με τον κύκλο της ορογενετικής εξέλιξης.

2.2 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, κεκλιμμένες 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.

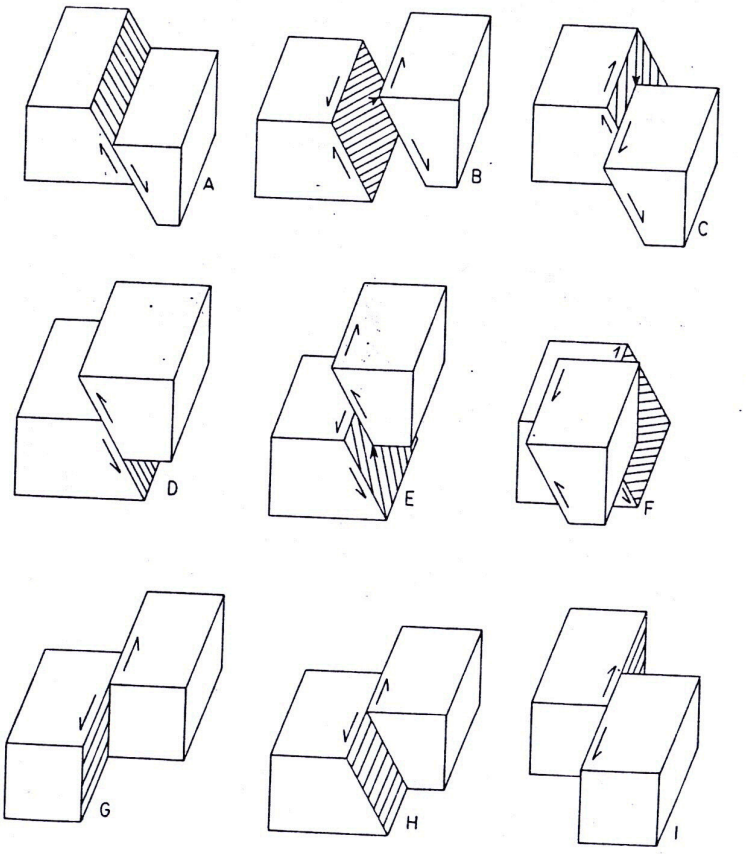
Ανάλογα με τον τρόπο κίνησης των επί μέρους τμημάτων του γεωλογικού σχηματισμού εκατέρωθεν του ρήγματος, διακρίνονται σε τρεις μεγάλες κατηγορίες (σχ. 2.4):

α) ρήγματα σμίκρυνσης

β) ρήγματα απομάκρυνσης

γ) ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης

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



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

Σχήμα 2.4. Ταξινόμηση ρηγμάτων

Κατά τη γεωλογική εξέλιξη ενός ρήγματος είναι δυνατόν να αλλάξει η αρχική φορά κίνησης των τμημάτων εκατέρωθεν της ρηξιγενής 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 ρηξιγενής επιφάνειας με αποτέλεσμα το ίδιο ρήγμα αλλού να εμφανίζεται ως ανάστροφο και αλλού ως κανονικό.

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

2.3 Ρήγματα σμίκρυνσης ή ρήγματα συμπίεσης ή ανάστροφα ρήγματα

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

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

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

Όταν παράλληλα περίπου μεταξύ τους ρήγματα εφιππεύσεων ή επωθήσεων ακολουθούν το ένα πίσω από το άλλο σχηματίζεται τότε μια ζώνη που ονομάζεται ζώνη λεπιώσεων. Στα διάφορα λέπια 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 αλλεπάλληλων τεκτονικών καλυμμάτων το ένα πάνω στο άλλο και όλα μαζί επωθημένα σε κάποιο αυτόχθονο σύστημα

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

Σε κάθε τεκτονικό κάλυμμα διακρίνουμε τα εξής επί μέρους τμήματα:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

2.4 Ρήγματα απομάκρυνσης ή ρήγματα έκτασης ή κανονικά ρήγματα

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

Τα κανονικά ρήγματα προκαλούν τις μεταπτώσεις των τμημάτων του γεωλογικού σχηματισμού που βρίσκονται εκατέρωθεν της ρηξιγενής 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 ΒΒΑ-ΝΝΔ 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.

2.5 Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης

Τα ρήγματα αυτά προκαλούν οριζόντια μετατόπιση των τμημάτων του γεωλογικού σχηματισμού που βρίσκονται εκατέρωθεν της ρηξιγενής 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 ράχεων.

2.6 Πλάγια ρήγματα

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

Σε τέτοιες περιπτώσεις αναφερόμαστε σε πλάγια κανονικά ή πλάγια ανάστροφα ρήγματα ανάλογα της κίνησης των δύο τεμαχών εκατέρωθεν της ρηξιγενής 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.

2.7 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.

2.8 Ρηξιγενής επιφάνεια και υλικά πλήρωσης των ρηγμάτων

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

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

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

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

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

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

Κατά τη παρατήρηση στο ύπαιθρο θα πρέπει να εξακριβώσουμε και τη σχετική φορά κίνησης των τεμαχών εκατέρωθεν του ρήγματος που αποτελεί σημαντικό στοιχείο για την τεκτονική ανάλυση μιας ρηξιγενής 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 ρωγμώσεων.** Η φορά της κίνησης τοποθετείται κατά την ανάπτυξη της οξείας γωνίας που σχηματίζεται από τη σφηνοειδή ρώγμωση και τη ρηξιγενή επιφάνεια. Οι σφηνοειδείς ρωγμώσεις εμφανίζονται συνήθως πληρωμένες με μεταγενέστερο υλικό που μπορεί να είναι αργιλικό, ασβεστιτικό, χαλαζιακό.

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

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

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

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

Συχνή είναι η εμφάνιση πολλών διαδοχικών ρηξιγενών επιφανειών μεταξύ δύο κύριων ακραίων ρηγμάτων οπότε στην προκειμένη περίπτωση μιλάμε για μια ρηξιγενή ζώνη. Μεταξύ των δύο ακραίων ρηγμάτων της ρηξιγενής ζώνης μετατοπίζονται τα διάφορα τεμάχη 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 ζώνεις αναπτύσσονται τόσο από ανάστροφα όσο και από κανονικά ρήγματα. Στην πρώτη περίπτωση μιλάμε για ζώνη λεπιώσεων και στη δεύτερη περίπτωση για ζώνη κλιμακωτών μεταπτώσεων.

2.9 Αναγνώριση ρηγμάτων στην ύπαιθρο

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

2.10 Γεωλογικά στοιχεία

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

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

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

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

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

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

2.11 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.

2.12 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.

2.13 Καθορισμός της θέσεως στο χώρο των επιφανειακών στοιχείων

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

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

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

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

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

3. Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

3.1 Η γεωλογία της Κρήτης

Μεγάλο μέρος του θεωρητικού τμήματος του συγκεκριμένου κεφαλαίου προέρχεται από την διδακτορική διατριβή του Δρ. Φασουλά Χ. με τίτλο «Κινηματική και παραμόρφωση των καλυμμάτων της Κεντρικής Κρήτης» - 1995.

Το νησί της Κρήτης χαρακτηρίζεται από μια πολύπλοκη γεωλογική δομή, αποτέλεσμα της αλπικής καλυμματικής τεκτονικής και νεοτεκτονικής δράσης (ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1980, BONNEAU 1984, HALL 1984).

Τα διάφορα ετερογενή τεκτονικά καλύμματα που συνιστούν το τεκτονικό οικοδόμημα της Κρήτης περιγράφονται από κάποιους μελετητές (EPTING 1972, CREUTZBURG & SEIDEL 1975 , BONNEAU 1977 και ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1980).

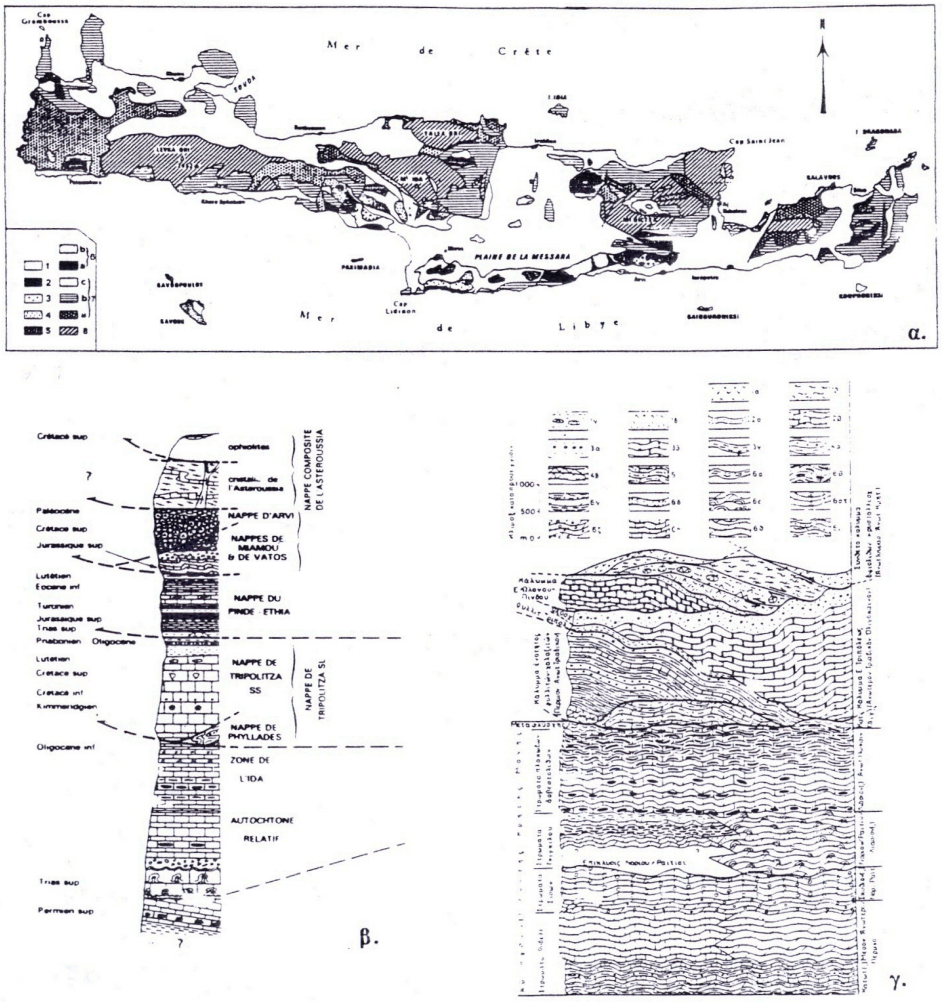
Σύμφωνα με τους παραπάνω μελετητές ένα σύνολο αλλόχθονων καλυμμάτων, που προέρχονται από το σύνολο των Ελληνίδων ζωνών και παρουσιάζουν διαφορετική τεκτονική και παλαιογραφική εξέλιξη βρίσκεται τεκτονικά τοποθετημένο πάνω στην αυτόχθονη εώς παραυτόχθονη (ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1980) ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων.

Ένα σύνολο εφτά καλυμμάτων πάνω από την ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων όπου αναφέρουν οι CREUTZBOURG 1977 είναι: του Τρυπαλίου, των Φυλλιτών- χαλαζιτών, του Γαβρόβου- Τρίπολης, της Πίνδου, των χαοτικών τεμαχών, της Καλυψούς και των οφιολίθων.

Ο Φυτρολάκης (1980) αναφέρει ένα σύνολο πέντε καλυμμάτων τεκτονικά τοποθετημένων πάνω στην ενότητα Κρήτης- Μάνης όπου είναι τα εξής: το κάλυμμα Τρυπαλίου, των Φυλλιτών- Χαλαζιτών, το κάλυμμα της Τρίπολης, το κάλυμμα Ωλονού-Πίνδου και το σύνθετο κάλυμμα οφιολιθικών και κρυσταλλοσχιστωδών πετρωμάτων.

Ο Bonneau (1984) υποστηρίζει ένα σύνολο έξι καλυμμάτων που βρίσκεται τεκτονικά τοποθετημένο πάνω στην ενότητα της Ίδης. Τα καλύμματα είναι τα εξής: των Φυλλιτών – χαλαζιτών, του Γαβρόβου- Τρίπολης, της Πίνδου- Εθιάς, του Βάτου και Καλυψώς, των Αστερουσίων και των Οφιολίθων (σχ. 3.1).

Στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης εμφανίζονται όλα τα καλύμματα της Κρήτης εκτός από το κάλυμμα του Τρυπαλίου.



Σχήμα 2.1 α) Γεωλογικός χάρτης της Κρήτης κατά BONNEAU et al. (1977). 1. Νεογενή και Τεταρτογενή, 2. Οφιόλιθοι, 3. Κ. Αστερουσίων, 4. Κ. Μιαμούς, 5. Κ. Αρβης, 6. Κ. Πίνδου-Εθιάς, 7. Κ. Τρίπολης (α. Φυλλίτες-Χαλαζίτες), 8. Ζώνη Ιδας. και τεκτονοστρωματογραφικές στήλες των καλυμμάτων της Κρητης, β) κατά BONNEAU et al. (1977) και γ) κατά ΦΥΤΡΟΛΑΚΗ (1980).

Σχήμα 3.1. Γεωλογικός χάρτης και στρωματογραφική τομή των σχηματισμών της Κρήτης

3.2 Η ενότητα των πλακωδών ασβεστολίθων

Η ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων αποτελεί την τεκτονικά κατώτερη ενότητα του νησιού (σχ. 3.2) και καταλαμβάνει κυρίως τους πυρήνες των μεγάλων οροσειρών. Εμφανίζεται στην περιοχή των Λευκών ορέων, στην περιοχή του Ψηλορείτη, στα όρη Ταλλαία, Δίκτη και Σητείας. Στην περιοχή των Ταλλαίων ορέων οι πλακώδεις ασβεστόλιθοι εμφανίζονται σε ανεστραμένη θέση αποτελώντας την ανεστραμένη πτέρυγα μιας μέγα πτυχής (Φυτρολάκης 1980, Hall & Aydley- Charles 1983).

Τα αρχαιότερα πετρώματα της ενότητας εμφανίζονται στην περιοχή βόρεια των Ταλλαίων ορέων. Πρόκειται για σχιστόλιθους χαλαζίτες και κλαστικά μετά- ιζήματα Περμικής ηλικίας (KOENIG & KUSS 1980). Πάνω από αυτά με στρωματογραφική συμφωνία εμφανίζονται βιτουμενούχοι δολομίτες και ασβεστόλιθοι ηλικίας Άνω Περμίου (EPTING 1972).

Ακολουθούν κλαστικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες καθώς και σερικιτικά μάρμαρα με ηλικία που κυμαίνεται από το Άνω Πέρμιο εώς το Σκύθιο\ Νόριο (EPTING 1972, KUSS & THEORBECKE 1974).Κατά το Νόριο\ Ραίτιο έλαβε χώρα επίκλυση και ακολούθησε η απόθεση ενός στρωματολιθικού δολομίτη Νόριου ηλικίας (EPTING 1972). Τα πετρώματα αυτά εμφανίζονται κυρίως στην περιοχή των Ταλλαίων ορέων με πάχος εώς και 1100μ.

Πάνω από το στρωματολιθικό δολομίτη εμφανίζονται κυρίως στην περιοχή του οροπεδίου του Ομαλού στα Χανιά μια σειρά στρωμάτων που ονομάζεται από τον CREUTZBURG ως σειρά Γκιγκίλου και από τους Τατάρη & Χριστοδούλου ως 'σύστημα στρωμάτων υποκείμενων των πλακωδών ασβεστόλιθων'.

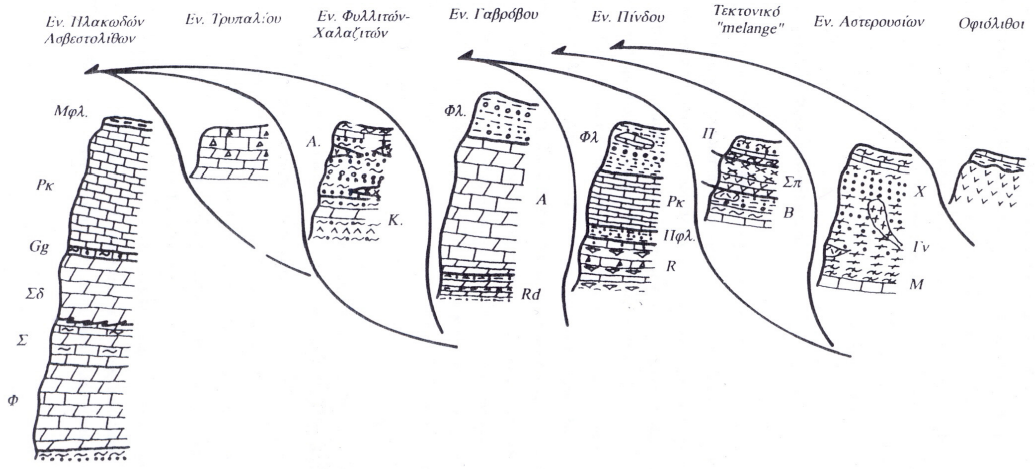
Ακολουθούν οι τυπικοί πλακώδεις ασβεστόλιθοι από τους οποίους ονομάστηκε η ενότητα. Η πλήρη στρωματογραφική τους ανάπτυξη παρατηρείται στα Λευκά όρη, στον Ψηλορείτη, στα όρη Δίκτη Σητείας και στην περιοχή της Ελούντας. Η σειρά χαρακτηρίζεται από λεπτοστρωματώδεις ασβεστόλιθους με κερατολιθικές παρεμβολές υπό μορφή φακών ή ενστρώσεων. Μεταξύ των ασβεστόλιθων παρεμβάλλονται κυρίως στα μεσαία τμήματα λεπτές στρώσεις σερικιτικών φυλλιτών. Η ηλικία των πλακωδών ασβεστόλιθων κυμαίνεται από το Δογγέριο εώς το Ανώτερο Ηώκαινο (BIZON & THIEBAULT 1974, Φυτρολάκης 1972).

Στην ανώτερη θέση της ενότητας εμφανίζεται ένα λεπτό στρώμα πάχους από 0 έως 50μ. ασβεστο-φυλλιτών που χαρακτηρίζεται ως μεταφλύσχης των Πλακωδών ασβεστόλιθων. Ο μεταφλύσχης εμφανίζεται σε αρκετές περιοχές της ανατολικής και δυτικής Κρήτης. Στην κεντρική εμφανίζονται στις περιοχές του οροπεδίου της Νίδας και στην περιοχή του Κρούσωνα. Τα στρώματα μεταβαίνουν ομαλά από τους πλακώδεις ασβεστόλιθους στην αρχή με ανθρακική ιζηματογένεση προς τυπική αργιλική στο τέλος.

Η ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων σύμφωνα με τους SEIDEL 1982 έχει μεταμορφωθεί στο Άνω Ολιγόκαινο\ Κάτω Μειόκαινο σε συνθήκες υψηλής πίεσης χαμηλής θερμοκρασίας.

Η ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων αποτελεί μια ανθρακική αβαθή λεκάνη συνολικού πάχους ιζημάτων μέχρι 5000μ στην οποία αποτέθηκαν από το Τριαδικό μέχρι το

Άνω Ιουρασικό ιζήματα νηριτικής φάσης, ενώ από το Άνω Ιουρασικό μέχρι το Κατώτερο Ολιγόκαινο πελαγικής φάσης.



Σχήμα 2.5 Στρωματογραφικές στήλες των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης και οι μεταξύ τους τεκτονικές σχέσεις.(βιβλιογραφία στο κείμενο).

Σχήμα 3.2. Στρωματογραφικές στήλες των καλυμμάτων της Κεντρικής Κρήτης

3.3 Η ενότητα Τρυπαλίου

Η ενότητα Τρυπαλίου (σχ. 3.2) ονομάστηκε έτσι λόγω της μεγάλης της εμφάνισης στην περιοχή του όρους Τρυπάλι, στα όρια του νόμου Ρεθύμνης κα Χανίων. Εμφανίζεται μόνο στη δυτική Κρήτη (Φυτρολάκης 1980, Krahl 1983, Κιλίας 1986) στην περιοχή των Λευκών ορέων και στο όρος Τρυπάλι.

Η ενότητα του Τρυπαλίου αποτελείται από ανθρακικά ιζήματα αβαθούς θάλασσας (Φυτρολάκης 1980). Χαρακτηριστικό γνώρισμα της ενότητας είναι τα ανθρακικά ανακρυσταλλωμένα λατυποπαγή μέσα στα οποία παρατηρήθηκαν απολιθώματα Λιάσιου ηλικίας (OTT 1965, KOPP & OTT 1977, Φυτρολάκης 1978).

Η απόδειξη της Τριαδικής και κάτω Ιουρασικής (Λιάσιου) ηλικίας της ενότητας επέτρεψε το διαχωρισμό σε ξεχωριστό κάλυμμα.

Η παλαιογραφική θέση και ο χαρακτήρας της ενότητας του Τρυπαλίου παραμένει ακόμα ασαφής. Οι CREUTZBURG & SEIDEL (1975) τοποθετούν την ενότητα στη σειρά Φυλλιτών- χαλαζιτών. Ο Φυτρολάκης (1980) θεωρεί ότι η ενότητα αποτελούσε ύβωμα ανάμεσα στον πελαγικό χώρο της ενότητας των Πλακωδών ασβεστόλιθων και στη λεκάνη της ενότητας Φυλλιτών- χαλαζιτών. Ο BONNEAU (1984) ότι οι σχηματισμοί της ενότητας Τρυπαλίου αποτελούν το κατακλαστικό υλικό της κύριας τεκτονικής επαφής μεταξύ των

Πλακωδών ασβεστόλιθων και της ενότητας των Φυλλιτών- χαλαζιτών. Οι HALL et al. (1984) θεωρούν ότι τα πετρώματα της ενότητας είναι ανάλογα των λατυποπαγών που βρίσκονται στη βάση της ενότητας των Πλακωδών ασβεστόλιθων και αποτελούν πλευρικά κορήματα ενός μεγάλου ρήγματος που αποτέθηκαν στο Άνω Ιουρασικό.

3.4 Η ενότητα φυλλιτών-χαλαζιτών

Η ενότητα των Φυλλιτών – χαλαζιτών (σχ. 3.2) περιλαμβάνει όλα τα μεταμορφωμένα πετρώματα που βρίσκονται τεκτονικά πάνω στα ανθρακικά πετρώματα ή στον μεταφλύσχη της ενότητας των Πλακωδών ασβεστόλιθων και στη ενότητα Τρυπαλίου καθώς και κάτω από τους ασβεστόλιθους ή την αργιλο- σχιστολιθική σειρά (στρώματα Ραβδούχα) της ενότητας Γαβρόβου- Τρίπολης (Φυτρολάκης, 1980).

Τα πετρώματα της ενότητας εμφανίζονται σε μεγάλη έκταση στη δυτική και ανατολική Κρήτη όπως και στη βόρεια-κεντρική Κρήτη. Μικρές εμφανίσεις παρατηρούνται στις περιοχές δυτικά της οροσειράς του Ψηλορείτη, του Κρούσωνα και του χωριού Κεραμέ στη νότια Κρήτη.

Η ενότητα είναι έντονα τεκτονισμένη και ορισμένοι συγγραφείς (WACHENDORF 1974, SEIDEL 1982) θεώρησαν ότι αποτελεί ένα τεκτονικό ανακάτεμα (mélange) πετρωμάτων που προέρχονται από διάφορες ενότητες, χωρίς στρωματογραφική σχέση μεταξύ τους.

Η ενότητα λοιπόν σύμφωνα με το Φυτρολάκη (1980) αποτελείται από δύο μέρη. Το κατώτερο περιλαμβάνει γύψους, ραουβάκες, μελανούς δολομίτες και μελανούς αργιλικούς σχιστόλιθους. Το μέρος αυτό εμφανίζεται στην περιοχή του οροπεδίου του Ομαλού στα Χανιά ενώ μικρότερες εμφανίσεις υπάρχουν στο ανατολικότερο ακρωτήριο Σίδερο του νησιού και κοντά στη Σητεία.

Το ανώτερο μέρος περιλαμβάνει κλαστικά μετά-ιζήματα με εναλλαγές φυλλιτών και ενστρώσεις χαλαζιτών και χαλαζιακών μετά- κροκαλοπαγών. Ανάμεσα στα πετρώματα της ενότητας παρατηρούνται μικρές εμφανίσεις ηφαιστειακών πετρωμάτων (CREUTZBURG & SEIDEL 1975). Πρόκειται για μετά- ανδεσιτικά και μετά- βασαλτικά πετρώματα τα οποία έχουν ανακατευτεί και μεταμορφωθεί μαζί με τα περιβάλλοντα πετρώματα. Τα μετά-ηφαιστειακά αυτά πετρώματα σχηματίστηκαν σύμφωνα με τους SEIDEL (1982) στο Άνω Πέρμιο σε ένα καθεστώς ηπειρωτικής έκτασης και διάρρηξης .Μικρές εμφανίσεις των σωμάτων παρατηρούνται κατά μήκος της εθνικής οδού Ηρακλείου- Χανίων, στην ευρύτερη περιοχή Αχλάδας- Αγίας Πελαγίας. Η ενότητα έχει χρονολογηθεί ως Περμικής – Άνω

Τριαδικής ηλικίας από μικροαπολιθώματα που βρέθηκαν στους αργιλικούς σχιστόλιθους και φυλλίτες (Papastamatioy & Reichel 1956, Φυτρολάκης 1978) καθώς στα ανθρακικά πετρώματα της ενότητας (Cayeyx 1902, Τατάρης & Χριστοδούλου 1965).

Η ενότητα Φυλλιτών- χαλαζιτών αποτελείται από πετρώματα που μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες υψηλής πίεσης χαμηλής θερμοκρασίας.(ΥΠ\ΧΘ , SEIDEL 1982)

Ο βαθμός της μεταμόρφωσης καθώς και οι παραγενέσεις ορυκτών στα πετρώματα Φυλλιτών- χαλαζιτών διαφέρουν από την ανατολική προς τη δυτική Κρήτη (SEIDEL 1982).

Στην ανατολική Κρήτη επικρατούν οι παραγενέσεις:

Ρειβεκίτης\ κροσσίτης + λαυσωνίτης + πουμπειλίτης και

Fe- καρφόλιθος + πυροφυλλίτης + χαλαζίας + ασβεστίτης (SEIDEL 1982, THEYE 1992).

Στην κεντρική Κρήτη οι παραγενέσεις της ΥΠ\ΧΘ διατηρούνται υπολειμματικές λόγω μιας ανάδρομης ΧΠ μεταμόρφωσης και αποτελούνται από τα ορυκτά:

Καρφόλιθος + πυροφυλλίτης + χλωρίτης και

Χλωριτοειδής + χλωρίτης + μοσχοβίτης (SEIDEL 1982, THEYE 1992).

Στη δυτική Κρήτη κυριαρχεί η παραγένεση:

Γλαυκοφανής + ομφακίτης + λαυσωνίτης + πουμπειλίτης (SEIDEL 1982, THEYE 1992).

Η ηλικία της μεταμόρφωσης είναι Άνω Ολιγοκαινική \ Κάτω Μειοκαινική .

Το συνολικό πάχος της ενότητας των Φυλλιτών- χαλαζιτών είναι δύσκολο να εκτιμηθεί λόγω του έντονου τεκτονισμού της.

Η ενότητα Φυλλιτών-χαλαζιτών αποτελεί ένα ανεξάρτητο τεκτονικό κάλυμμα ανάμεσα στις ενότητες Πλακωδών ασβεστόλιθων και Γαβρόβου, άγνωστης προέλευσης και χαρακτήρα (Φυτρολάκης 1980, SEIDEL 1982, HALL 1984, Κιλίας 1986, Αλεξόπουλος 1989, THEYE 1992).

3.5 Η ενότητα Γαβρόβου-Τρίπολης

Η ενότητα του Γαβρόβου- Τρίπολης (σχ. 3.2) στην Κρήτη αποτελείται από πετρώματα που αντιστοιχούν στη γεωτεκτονική ζώνη Γαβρόβου- Τρίπολης (CREUTZBURG 1977, Φυτρολάκης 1980, BONNEAU 1984).

Τα πετρώματα της ενότητας Γαβρόβου – Τρίπολης έχουν ίσως τη μεγαλύτερη επιφανειακή εξάπλωση από οποιοδήποτε κάλυμμα της Κρήτης. Η ενότητα Γαβρόβου αποτελείται από μια στρωματογραφική ακολουθία πετρωμάτων που υπέρκεινται τεκτονικά

της ενότητας των Φυλλιτών – χαλαζιτών (SANNENMAN & SEIDEL 1976, KOPP & OTT 1977, Φυτρολάκης 1980, BONNEAU 1984).

Η ενότητα Γαβρόβου, αποτελείται από τρεις στρωματογραφικές σειρές (Φυτρολάκης 1980), οι οποίες από τη βάση τους προς τα πάνω είναι η αργιλοσχιστολιθική σειρά ή στρώματα Ραβδούχα, η ανθρακική σειρά ή ασβεστόλιθοι της Τρίπολης και η σειρά του φλύσχη.

Τα στρώματα Ραβδούχα εμφανίζονται στη δυτική Κρήτη, στην περιοχή της Σητείας στην ανατολική, και στην περιοχή Πλακιά –Σελλίων στην κεντρική Κρήτη.

Σύμφωνα με τους συγγραφείς τα στρώματα αποτελούνται στη βάση από εναλλαγές ιλυόλιθων, λεπτοπλακωδών ψαμμιτών και αργιλικών σχιστόλιθων και από παρεμβολές λεπτοπλακωδών δολομιτών και ασβεστόλιθων. Ακολουθούν μικρού πάχους αργιλικοί σχιστόλιθοι και δολομίτες που μεταβαίνουν κανονικά στην ανώτερη ανθρακική σειρά.

Η ανθρακική σειρά της ενότητας Γαβρόβου εμφανίζεται κυρίως στην κεντρική και ανατολική Κρήτη. Η σειρά αρχίζει στο Μέσο με Άνω Τριαδικό με λεπτοστρωματώδεις δολομίτες (SANNENMAN & SEIDEL 1976, KOPP & OTT 1977) συνεχίζει κανονικά με εναλλαγές δολομιτών καθώς και ασβεστόλιθων ηλικίας Ιουρασικού εώς Άνω Κρητιδικού (ασβεστόλιθοι με Ρουδιστές, ZAGER 1972, Φυτρολάκης 1967).

Η Μέσο με Άνω Ηωκαινικής ηλικίας σειρά του φλύσχη επικάθεται ασύμφωνα πάνω στους ασβεστόλιθους της ανθρακικής σειράς (SEIDEL 1968, ZAGER 1972).

Αποτελείται κυρίως από αργιλικά και ψαμμιτικά πετρώματα με μονότονη ιζηματογένεση . Τις περισσότερες φορές είναι δύσκολο να διαχωριστεί καθώς καλύπτεται από τον αντίστοιχο φλύσχη της υπερκείμενης ενότητας της Πίνδου.

Η ενότητα λοιπόν Γαβρόβου – Τρίπολης αντιπροσωπεύει μια μεγάλου πάχους, ανθρακική, αβαθή λεκάνη ιζηματογένεσης η οποία δέχθηκε στο Μέσο με Άνω Τριαδικό κλαστικά ιζήματα ενώ κατά τη διάρκεια του Άνω Τριαδικού με Μέσο- Ηώκαινου νηριτικά ανθρακικά ιζήματα .Η ιζηματογένεση συνεχίστηκε στο Μέσο με Άνω- Ηώκαινο με ασύμφωνη απόθεση ψαμμιτικό- αργιλικού φλύσχη. Τα πετρώματα τα οποία βρίσκονται τεκτονικά τοποθετημένα πάνω στην ενότητα Φυλλιτών- χαλαζιτών εμφανίζουν μόνο μια μικρού βαθμού μεταμόρφωση στη βάση τους. Η ενότητα Γαβρόβου είναι αντίστοιχη της γεωτεκτονικής ζώνης Γαβρόβου- Τρίπολης της Ηπειρωτικής Ελλάδας.

3.6 Η ενότητα Πίνδου

Με τον όρο ενότητα Πίνδου (σχ. 3.2) περιλαμβάνουμε όλα τα πετρώματα της Κρήτης που χαρακτηρίστηκαν είτε ως «σειρά Πίνδου» (SEIDEL 1968, KUSS & THEORBECKE 1974), είτε ως «σειρά Εθιάς» (RENZ 1947, PARASKEYAIDIS 1961, Τατάρης 1964, BONNEAU & FLEURY 1971),είτε ως «σειρά Μαγκασσά» (BONNEAU & ZAMBETAKIS 1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS 1977) και τα οποία παρουσιάζουν λιθοφασικές ομοιότητες με τα αντίστοιχα πετρώματα της γεωτεκτονικής ζώνης Ωλονού Πίνδου της ηπειρωτικής Ελλάδας.

Τα πετρώματα της ενότητας της Πίνδου παρατηρούνται στην κεντρική και ανατολική Κρήτη και είναι τεκτονικά τοποθετημένα πάνω στην ενότητα Γαβρόβου και στην ενότητα Φυλλιτών – χαλαζιτών (CREUTZBURG 1977). Στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης εμφανίζονται στην περιοχή των Αστερουσίων, στις νότιες παρυφές του Ψηλορείτη και στην περιοχή του όρους Κέδρος.

Η ενότητα της Πίνδου αρχίζει με την απόθεση στο Άνω Τριαδικό, κερατολίθων, κερατολιθικών ασβεστολίθων και σχιστών αργίλων (SEIDEL 1968). Από το Ιουρασικό μέχρι το κάτω Κρητιδικό η ιζηματογένεση συνεχίστηκε με απόθεση ωολιθικών, ψαμμιτικών και μικρολατυποπαγών ασβεστολίθων και κερατολίθων (SEIDEL 1968, BONNEAU & FLEURY 1971, BONNEAU & ZAMBETAKIS 1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS 1977).

Κατά το Άνω Κρητιδικό αποτέθηκαν στρώματα πηλιτών και ψαμμιτών τα οποία χαρακτηρίστηκαν ως Πρώτος φλύσχης (SEIDEL 1968, BONNEAU & FLEURY 1971). Τον πρώτο φλύσχη ακολούθησε μέχρι το Άνω Παλαιόκαινο η απόθεση πελαγικών ασβεστόλιθων. Η ενότητα τελειώνει με την απόθεση του Άνω Παλαιοκαινικού Ηωκαινικού φλύσχη (AUBOUIN 1965, SEIDEL 1971, BONNEAU & FLEURY 1971, BONNEAU & ZAMBETAKIS 1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS).

Τα πετρώματα της ενότητας Πίνδου που εντοπίζονται στις περιοχές της Κρήτης έχουν χωριστεί σε τρεις υπό- ενότητες την τυπική Ινδική στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης, της Εθίας στην περιοχή των Αστερουσίων και της Μαγκασσάς στην ανατολική Κρήτη.

Όλες οι παραπάνω ενότητες θεωρείται ότι αποτελούν τη συνέχεια της Κρήτης της ζώνης Ωλονού – Πίνδου (RENZ 1947, PARASKEYAIDIS 1961, TATARIS 1964, SEIDEL 1968 , BONNEAU & ZAMBETAKIS 1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS 1977, Φυτρολάκης 1980).

Οι λιθοφασικές και χρονικές διαφορές που παρατηρούνται στις επιμέρους ενότητες οφείλονται στις διαφορετικές παλαιογεωγραφικές τους θέσεις: η σειρά της Πίνδου

τοποθετείται στο εσωτερικό περιθώριο της αύλακας Ωλονού- Πίνδου (SEIDEL 1968), η σειρά της Εθίας στο εξωτερικό περιθώριο της αύλακας (AUBOUIN & DERCOURT 1965, BONNEAU & FLEURY 1971), ενώ η σειρά Μαγκασσά στην εσωτερική κλιτύ του υβώματος της Γαβρόβου – Τρίπολης προς την αύλακα της Πίνδου (BONNEAU & ZAMBETAKIS1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS 1977).

3.7 Το τεκτονικό "Melange"

Με τον όρο «Τεκτονικό mélange» (σχ. 3.2) αναφέρονται εκείνα τα ετερογενή πετρώματα τα οποία είναι τεκτονικώς τοποθετημένα ανάμεσα στο υποκείμενο κάλυμμα της Πίνδου και στο υπερκείμενο κάλυμμα των Αστερουσίων.

Τα πετρώματα αυτά έχουν συνήθως μικρή επιφανειακή εξάπλωση καθώς τις περισσότερες φορές εμφανίζονται ως τεκτονικά ράκη.

Το τεκτονικού mélange αποτελείται από μια σειρά πετρωμάτων με σαφή χαρακτήρα τεκτονικού ανακατέματος (mélange, SEIDEL 1977) τα οποία τοποθετήθηκαν από τους ερευνητές είτε σε ένα ευρύτερο τεκτονικό κάλυμμα που περιλάμβανε όλα τα ανώτερα του καλύμματος της Πίνδου πετρώματα είτε κατατάχθηκαν σε επιμέρους καλύμματα.

Έτσι οι BONNEAU (1970,1972), VICENTE (1970), AUBOUIN & DERCOURT (1965), CREUTZBURG & SEIDEL (1975) και Φυτρολάκης (1980) τοποθετούν τα αμεταμόρφωτα ή ελαφρώς μεταμορφωμένα πετρώματα που εμφανίζονται πάνω από το κάλυμμα της Πίνδου ή του Γαβρόβου στις περιοχές των Αστερουσίων, Ανωγείων, Καμάρων, Σπηλίου και Βιάννου σε ένα σύνθετο κάλυμμα «οφιόλιθων και κρυσταλλοσχιστωδών», ανάλογο του οποίου δεν εμφανίζεται στον Ελληνικό χώρο.

Μεταγενέστερα ο BONNEAU (1976) τοποθετεί μια σειρά πετρωμάτων Τριαδικό-Ιουρασικής ηλικίας, που αποτελείται από κερατολιθικούς ασβεστόλιθους, ραδιολαρίτες και σπηλίτες στο κάλυμμα της Άρβης. Επίσης ο ερευνητής τοποθετεί τα Άνω Ιουρασικά- Άνω Κρητιδικά (BONNEAU 1974, Φυτρολάκης 1980) φλυσχοειδή ιζήματα της περιοχής Μιαμού και Καμάρων σε ένα ανεξάρτητο κάλυμμα, υποκείμενο του καλύμματος της Άρβης που ονομάζει κάλυμμα Μιάμου.

Το τεκτονικό mélange λοιπόν αποτελείται από τρεις ενότητες τεκτονικά υπερκείμενες του καλύμματος της Πίνδου και υποκείμενες του καλύμματος των Αστερουσίων. Οι ενότητες αυτές είναι από την κατώτερη προς την ανώτερη του Βάτου, του Σπηλίου και του Πρέβελη.

Η ενότητα του Βάτου είναι ανάλογη των ενοτήτων της Άρβης και Μιαμού. Η ενότητα αποτελείται στη βάση από χαμηλής μεταμόρφωσης ασβεστόλιθους, αργιλικούς

ασβεστόλιθους και ψαμμίτες Άνω Ιουρασικής ηλικίας καθώς και από Άνω Κρητιδικής εώς Ηωκαινικής ηλικίας ιζήματα που περιέχουν ηφαιστειακά σώματα και μοιάζουν με άγριο φλύσχη (KRAHL 1982). Η ενότητα είναι έντονα τεκτονισμένη και δίνει την εικόνα τεκτονικού ανακατέματος.

Η αμέσως τεκτονικά ανώτερη ενότητα του Σπηλίου αποτελείται από υπερβασικά και κρυσταλλικά πετρώματα τα οποία περιγράφονται από τους BONNEAU (1976), SEIDEL (1977) και BONNEAU & LYS (1978) ως σερπεντινίτες ή οφιόλιθοι. Τα πετρώματα εμφανίζονται στην περιοχή του Σπηλίου , Γερακαρίου και Κεραμών και είναι γρανατούχοι , επιδοτικοί αμφιβολίτες στα ανώτερα τμήματα και έντονα τεκτονισμένοι σερπεντινίτες στα κατώτερα.

Η ανώτερη ενότητα του Πρέβελη που εμφανίζεται στις περιοχές της Μονής Πρέβελη, Πλακιά και βορειοδυτικά του Σπηλίου αποτελείται από μεταμορφωμένα σε συνθήκες υψηλής πίεσης χαμηλής θερμοκρασίας, πετρώματα (KRAHL 1982), όπως μπλε σχιστόλιθους, φυλλίτες χαλαζίτες, μάρμαρα και μετα-κροκαλοπαγή. Η ηλικία της ενότητας είναι σύμφωνα με τους BONNEAU & LYS (1978) Άνω Περμική. Τα πετρώματα του Πρέβελη που εμφανίζονται στην περιοχή της Πλακιά - Μονής Πρέβελη αποδίδονται από τον KARAKITSIO (1979), στο κάλυμμα Φυλλιτών – χαλαζιτών.

Τα πετρώματα του Γερακαρίου εμφανίζουν ένα καφέ- πράσινο χρώμα είναι πολυπτυχωμένα σε σημείο που να εμφανίζουν χαοτικές εικόνες και η ορυκτολογική γράμμωση δεν έχει ένα σταθερό προσανατολισμό. Σε αντίθεση τα πετρώματα του Πρέβελη είναι τυπικοί μπλε σχιστόλιθοι με το χαρακτηριστικό μπλε χρώμα του γλαυκοφανή εμφανίζουν μια σταθερή ορυκτολογική γράμμωση και μια καλοσχηματισμένη σχιστότητα.

Συνοψίζοντας λοιπόν το τεκτονικό mélange αποτελεί ένα ετερογενές λιθολογικά και μεταμορφικά σύνολο πετρωμάτων τα οποία εμφανίζονται τεκτονικά ανακατεμένα μεταξύ τους. Η τεκτονική ενότητα αποτελείται από τρεις επιμέρους ενότητες . Την κατώτερη αποτελούν τα Άνω Ιουρασικής- Ηωκαινικής ηλικίας, ελαφρώς μεταμορφωμένα πετρώματα του Βάτου. Την επόμενη ενότητα του Σπηλίου αποτελούν τα κρυσταλλικά πετρώματα και οι σερπεντινίτες, με Άνω Ιουρασική ηλικία σχηματισμού. Η ενότητα θεωρείται ανάλογη της Καλυψούς, η οποία μεταμορφώθηκε σε ανάλογες συνθήκες πριν το Άνω Κρητιδικό. Η ανώτερη ενότητα του Πρέβελη περιλαμβάνει μεταμορφωμένα σε συνθήκες ΥΠ\ΧΘ, προ-Αλπικά ιζήματα.

3.8 Η ενότητα Αστερουσίων

Η ενότητα των Αστερουσίων (σχ. 3.2) αποτελεί μαζί με τους υπερκείμενους Οφιόλιθους τα ανώτερα καλύμματα της Κρήτης και εμφανίζεται μόνο στην κεντρική και ανατολική Κρήτη.

Από το 1955 ο WURM περιγράφει στην περιοχή των Αστερουσίων την παρουσία μιας ποικιλόχρωμης σειράς από σερπεντινίτες, αμφιβολίτες, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και μάρμαρα. Μέσα σε γρανατικούς – βιοτικούς σχιστόλιθους αναγνώρισε σιλλιμανίτη και γι αυτό χαρακτήρισε τα παραπάνω πετρώματα ως προϊόντα μεταμόρφωσης επαφής.

Ο BONNEAU (1970, 1972) αναγνωρίζει στις περιοχές των Γωνιών, Σπηλίου, Μέλαμπων, Καμάρων και Αστερουσίων της κεντρικής Κρήτης και Βιάννου της ανατολικής, μια αλλόχθονη σειρά με γνεύσιους που περιέχουν σιλλιμανίτη, κορδιερίτη, γρανάτη, βιοτίτη, ανδεσίνη και χαλαζία, την οποία ονομάζει « la nappe metamorphique de l Asteroussia».

Συνοψίζοντας λοιπόν τις παρατηρήσεις στις περιοχές των Καμάρων, Μέλαμπων και Αστερουσίων η ενότητα των Αστερουσίων αποτελείται από έντονα τεκτονισμένα και έντονα μεταμορφωμένα κρυσταλλικά πετρώματα τα οποία εμφανίζονται ως αποκομμένα τεκτονικά λέπια πάνω στα πετρώματα του τεκτονικού mélange και της Πίνδου.

Στη βάση της ενότητας εμφανίζονται συνήθως λευκά μάρμαρα μικρού πάχους και πάνω από αυτά μικρού πάχους μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι. Ακολουθούν περίπου 150μ με εναλλαγές γνευσίων και αμφιβολιτών. Μέσα στις εναλλαγές παρατηρούνται μετά-ηφαιστειακά πετρώματα που διατηρούν κατά τόπους τον χαρακτηριστικό ιστό. Τις εναλλαγές ακολουθούν μαύροι χαλαζίτες πάχους 100μ, ενώ στα ανώτερα τμήματα εμφανίζονται εναλλαγές γρανατούχων μαρμαρυγιακών σχιστόλιθων και μαρμάρων.

Στα πετρώματα της ενότητας στην περιοχή των Αστερουσίων εμφανίζονται όξινες διεισδύσεις πλουτωνικών μαγμάτων όπως γρανιτών και γρανοδιοριτών τα οποία παραμορφώνονται μαζί με τα περιβάλλοντα πετρώματα.

Καθώς τόσο η ηλικία των γρανιτικών διεισδύσεων όσο και η ηλικία της ΥΘ\ΧΠ μεταμόρφωσης συμπίπτουν απόλυτα (SEIDEL 1976,1981) οι BONNEAU 1982 και HALL(1987) πιστεύουν ότι τα δύο γεγονότα έλαβαν χώρα ταυτόχρονα διαφωνούν όμως στο μηχανισμό γένεσης. Ο BONNEAU θεωρεί ότι τα γεγονότα έλαβαν χώρα κατά την υποβύθιση μιας ωκεάνιας πλάκας κάτω από την Πελαγονική ζώνη στο Άνω Κρητιδικό. Ο HALL συνδέει τη δημιουργία της ΥΘ\ΧΠ μεταμόρφωσης και του πλουτωνισμού με μια έντονη λέπτυνση και βύθιση του ηπειρωτικού φλοιού της Απούλιας μικρόπλακας που έλαβε χώρα από το

Ιουρασικό μέχρι το Άνω Κρητιδικό. Οι WACHENDORF et al. 1980 υποστηρίζουν ότι η μεταμόρφωση και η δημιουργία των οφιολίθων συνδέονται γενετικά.

Ανάλογα πετρώματα με της ενότητας των Αστερουσίων μεταμορφωμένα στο Άνω Κρητιδικό σε ΥΘ\ΧΠ συνθήκες εμφανίζονται σε ορισμένα νησιά των Κυκλάδων και νοτιοδυτικά της Μικράς Ασίας. Λόγω της τεκτονικής τους θέσης τα πετρώματα της ενότητας των Αστερουσίων θεωρήθηκαν ανάλογα του Πελαγονικού καλύμματος της ηπειρωτικής Ελλάδος.

3.9 Οι οφιόλιθοι

Το κάλυμμα των Οφιολίθων (σχ. 3.2) αποτελεί την ανώτερη τεκτονικά ενότητα του οικοδομήματος των καλυμμάτων της Κρήτης. Εμφανίζεται μόνο στην περιοχή της Κεντρικής Κρήτης με τη μορφή απομονωμένων τεκτονικών ράκων είτε πάνω στην ενότητα των Αστερουσίων είτε πάνω στο τεκτονικό mélange (Φυτρολάκης 1980, BONNEAU 1984). Εμφανίζεται κυρίως στην περιοχή των Αστερουσίων, του Σπηλίου, των Καμάρων- Βορίζων, της Άρβης και στην περιοχή των Ανωγείων- Γωνίων της κεντρικής Κρήτης όπου έχει και την πλήρη ανάπτυξή του.

Το κάλυμμα των Οφιολίθων περιλαμβάνει έντονα τεκτονισμένα βασικά και υπερβασικά πετρώματα όπως σερπεντινίτες, περιδοτίτες, βασάλτες, γάβρους και δολερίτες. Σε μερικές θέσεις τα πετρώματα καλύπτονται από Άνω Ιουρασικά\ Κάτω Κρητιδικά ιζήματα (BONNEAU 1976).

Οι παραπάνω συγγραφείς σχετίζουν την παλιότερη Άνω Ιουρασική ηλικία (156 εχ) με μια διαδικασία διάτμησης μέσα στην ωκεάνια λιθόσφαιρα και άρα θεωρούν ότι αντιπροσωπεύει τη μικρότερη ηλικία σχηματισμού των Οφιολίθων. Η νεότερη ηλικία (148 ε.χ.) που προκύπτει από τις γαβροδιοριτικές φλέβες αντιπροσωπεύει την ηλικία απόσπασης των Οφιολίθων πιθανώς σε ένα περιβάλλον νησιωτικού τόξου ή ηπειρωτικού περιθωρίου (SEIDEL 1981).

Η προέλευση και η γεωτεκτονική τοποθέτηση του καλύμματος των Οφιολίθων παραμένει ασαφής. Οι περισσότεροι ερευνητές τοποθετούσαν τα Οφιολιθικά πετρώματα μαζί με τα πετρώματα της ενότητας των Αστερουσίων και το τεκτονικό mélange σε ένα σύνθετο κάλυμμα.

Ο WURM (1955) κατέταξε τα σερπεντινικά πετρώματα της ενότητας των Αστερουσίων τα οποία χαρακτήρισε ως μεταμορφωμένα πετρώματα επαφής. Επίσης οι WACHENDORF et al. (1980) υποστήριζαν ότι η μεταμόρφωση στο Άνω Κρητιδικό των

κρυσταλλικών πετρωμάτων των Αστερουσίων σχετίζεται γενετικά με τους Οφιόλιθους. Το επιχείρημα αυτό απορρίπτεται από τους SEIDEL (1981) διότι ραδιομετρικές αναλύσεις έδειξαν ότι οι γαβροδιοριτικές φλέβες διείσδυσαν και στερεοποιήθηκαν τουλάχιστον 60 ε.χ. πριν την άνοδο και ψύξη των κρυσταλλοσχιστωδών πετρωμάτων.

Ο THEORBECKE (1973) ονόμασε τα πετρώματα που εμφανίζονται πάνω από το κάλυμμα της Πίνδου στην περιοχή των Ανωγείων ως οφιολιθικό κάλυμμα.

Οι AUBOUIN & DERCOURT (1965) και VICENTE (1970) ονόμασαν το σύνθετο κάλυμμα ως "nappe ophiolitifere", ο τελευταίος συγγραφέας θεωρεί ότι το κάλυμμα αυτό προέρχεται από το χώρο της Υποπελαγονικής ζώνης. Οι CREUTZBURG & SEIDEL (1975) αναφέρονται στα υπερκείμενα της ενότητας της Πίνδου πετρώματα ως ΄΄serpentinit-Amphibolit – Assoziation" και θεωρούν ότι η επαφή των οφιολιθικών πετρωμάτων και των κρυσταλλοσχιστωδών της ενότητας των Αστερουσίων είναι τεκτονική.

Ο Φυτρολάκης (1980) τοποθετεί τα επιμέρους τεκτονικά καλύμματα που υπέρκεινται της ενότητας της Πίνδου σε ένα σύνθετο κάλυμμα οφιολίθων και κρυσταλλοσχιστωδών η προέλευση του οποίου να ήταν από ένα χώρο βορειότερα του χώρου ιζηματογένεσης της ζώνης Ωλονού – Πίνδου.

Τέλος ο BONNEAU αν και χαρακτηρίζει τα πετρώματα ως "la nappe metamorphique de l'Asterousia", μεταγενέστερα (BONNEAU 1984) διαχωρίζει τα επιμέρους καλύμματα και τοποθετεί τα βασικά και υπερβασικά πετρώματα στην ανώτερη τεκτονική θέση του νησιού στο κάλυμμα των Οφιολίθων. Το κάλυμμα θα πρέπει να επωθήθηκε πάνω στα Αστερούσια μετά το Άνω Κρητιδικό κατά την κύρια ορογενετική φάση του Ανώτερου Ηώκαινου-Ολιγόκαινου (BONNEAU 1984).

3.10 Νεογενείς και Τεταρτογενείς αποθέσεις

Τα *Νεογενή* πετρώματα της Κρήτης επικάθονται ασύμφωνα στους προ- Νεογενείς σχηματισμούς του νησιού και διαχωρίζονται στις ακόλουθες ομάδες (MEULENKAMP 1979).

Την ομάδα *Πρίνα* που αποτελείται από χονδρόκοκκα συνεκτικά ασβεστολιθικά λατυποπαγή και κροκαλοπαγή του Μέσου με Άνω Μειόκαινου. Τα ιζήματα αυτά είναι τα πρώτα Νεογενή πετρώματα του νησιού που αποτέθηκαν σε ένα μη θαλάσσιο υφάλμυρο περιβάλλον.

Την ομάδα *Τεφελίου* που περιλαμβάνει κλαστικά ιζήματα όπως κροκαλοπαγή, άμμους και αργίλους που υπέρκεινται της ομάδας Πρίνας ή επικάθονται ασύμφωνα στα προ-

Νεογενή πετρώματα. Τα ιζήματα αυτά αποτέθηκαν στο Κατώτερο εώς το Ανώτερο Τορτόνιο σε ένα περιβάλλον γλυκού μέχρι αλμυρού νερού.

Την ομάδα *Βρυσών* που χαρακτηρίζεται από βιοκλαστικούς εώς υφαλογενείς ασβεστόλιθους που μεταβαίνουν πλευρικά σε μάργες με ενστρώσεις εβαποριτών και γύψου ηλικίας Ανώτερου Τορτονίου εώς Κατώτερου Μεσσήνιου. Τα πετρώματα αυτά είτε υπέρκεινται παλιότερων νεογενών είτε προ –Νεογενών πετρωμάτων.

Την ομάδα *Ελληνικού* με μη θαλάσσια κροκαλοπαγή και λιμνοποτάμια λεπτοκοκώδη ιζήματα του Ανώτερου Μεσσήνιου. Τα ιζήματα αυτά επικάθονται ασύμφωνα πάνω σε παλιότερα νεογενή πετρώματα , ενώ σπανιότερα σε προ – Νεογενή.

Την ομάδα *Φοινικιάς* που αποτελείται από μάργες και αργίλους ανοιχτής θάλασσας του Κατώτερου, Μέσου και Ανώτερου Πλειόκαινου.

Και τέλος την ομάδα Αγίας Γαλήνης που αποτελεί την ανώτερη Νεογενή ομάδα της Κρήτης, με ερυθρά κροκαλοπαγή και άμμους μη θαλάσσιας φάσης ηλικίας Πλειόκαινου.

Τα *Νεογενή* πετρώματα εμφανίζονται σε όλη την Κρήτη (ΠΑΠΑΠΕΤΡΟΥ-ΖΑΜΑΝΗ 1973) σε μερικές θέσεις σε αρκετά μεγάλο υψόμετρο όπως στην περιοχή της χώρας Σφακίων στα Χανιά στα 800μ (Φυτρολάκης 1980) και στην περιοχή του Κρουσώνα επίσης στα 800μ (Παπαπέτρου- Ζαμάνη 1973).

Αρκετά ενδιαφέρουσα για την τεκτονική εξέλιξη του νησιού είναι η παρουσία πάνω σε ιζήματα του Ανώτερου Σερραβάλλιου, αλλόχθονων προ- Νεογενών ασβεστολιθικών τεμαχών(MEULENKAMP 1979). Ο παραπάνω συγγραφέας θεωρεί ότι τα αλλόχθονα αυτά τεμάχη ολίσθησαν από μορφολογικά υψηλότερες θέσεις ενώ ο Φυτρολάκης (1980) ότι αποτελούν τα υπολείμματα των τελευταίων τεκτονικών κινήσεων του ανώτερου σύνθετου τεκτονικού καλύμματος. Στην περιοχή του χωριού Γωνιές εμφανίζονται επίσης ανθρακικά πετρώματα της ενότητας του Γαβρόβου πάνω σε συνεκτικά κροκαλοπαγή που θα πρέπει να ανήκουν στην ομάδα Πρίνα (Κατσιαβριάς). Η επαφή τους φαίνεται να είναι ένα ανάστροφο προς τα δυτικά ρήγμα.

Τα *Τεταρτογενή* ιζήματα εμφανίζονται σε όλη την Κρήτη , κυρίως όμως στα νότια παράλια όπου η διάβρωση ήταν μικρότερη (Φυτρολάκης 1980). Τα χερσαία ιζήματα αποτελούνται από ασύνδετα χονδροκλαστικά υλικά με τη μορφή κώνων κορημάτων ή αναβαθμίδων.

Τα θαλάσσια *Τεταρτογενή* ιζήματα περιλαμβάνουν συνήθως άμμους, και κροκαλοπαγή συγκολλημένα με άμμους, που εμφανίζονται ως θαλάσσιες αναβαθμίδες. Η ηλικία των στρωμάτων αυτών είναι Τηρρήνια. (ανώτερο Πλειστόκαινο, Ψαριανός 1961, CREUTZBURG 1961, Συμεωνίδης 1967, Δερμιτζάκης 1969, Παπαπέτρου- Ζαμάνη 1971).

3.11 Ταξινόμηση των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης

Η τεκτονική δομή των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης (σχ. 3.3) αποτελείται από μια συσσώρευση καλυμμάτων ετερογενούς σύστασης μεταμόρφωσης και προέλευσης. Το κάθε επιμέρους κάλυμμα όπως δείχνει και η τεκτονο- μεταμορφική του εξέλιξη, παραμορφώθηκε σε διαφορετική θέση και κάτω από διαφορετικές συνθήκες.

Στη στήλη των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης εμφανίζονται δύο ζώνες μεταμορφωμένων καλυμμάτων οι οποίες καταλαμβάνουν την κατώτερη και την ανώτερη τεκτονικά θέση. Στον ενδιάμεσο χώρο παρεμβάλλονται τα αμεταμόρφωτα αλπικά πετρώματα του νησιού των καλυμμάτων του Γαβρόβου και Πίνδου.

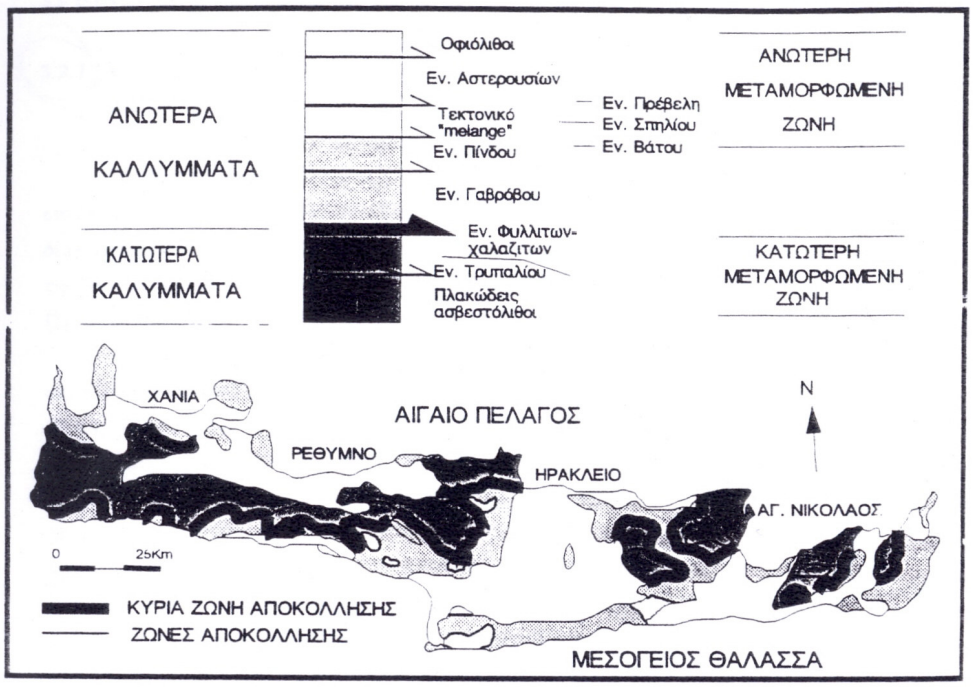
Την κατώτερη ζώνη των μεταμορφωμένων σχηματισμών αποτελούν τα πετρώματα των κατώτερων καλυμμάτων δηλαδή των Πλακωδών ασβεστολίθων και των Φυλλιτών-χαλαζιτών που μεταμορφώθηκαν στο Ανώτερο Ολιγόκαινο\Κατώτερο Μειόκαινο σε συνθήκες ΥΠ\ΧΘ (SEIDEL 1982, THEYE 1992).

Την ανώτερη ζώνη των μεταμορφωμένων πετρωμάτων συνιστούν τα ανώτερα μεταμορφωμένα καλύμματα δηλαδή του τεκτονικού mélange που περιλαμβάνει διαφορετικά μεταμορφωμένα αλλά και αμεταμόρφωτα πετρώματα καθώς και τα ΥΘ\ΧΠ μεταμορφωμένα πετρώματα των Αστερουσίων.

Ορισμένες ομοιότητες στη μεταμορφική εξέλιξη των καλυμμάτων επέτρεψαν το διαχωρισμό τους σε δύο κύριες ομάδες (ΚΙΛΙΑΣ1993): στα κατώτερα και στα ανώτερα καλύμματα.

Τα κατώτερα καλύμματα περιλαμβάνουν την ενότητα των Πλακωδών ασβεστολίθων και το κάλυμμα των Φυλλιτών – χαλαζιτών. Τα καλύμματα δέχθηκαν στο Άνω Ολιγόκαινο \ Κάτω Μειόκαινο την επίδραση μιας ΥΠ\ΧΘ μεταμόρφωση και κατά συνέπεια υποβυθίστηκαν και παραμορφώθηκαν σε μεγάλο βάθος.

Τα ανώτερα καλύμματα περιλαμβάνουν όλα εκείνα τα καλύμματα που βρίσκονται πάνω από το κάλυμμα των Φυλλιτών- χαλαζιτών και τα οποία δεν δέχθηκαν την επίδραση της Ολιγοκαινικής\Κάτω Μειοκαινικής, ΥΠ\ΧΘ μεταμόρφωση. Τα ανώτερα καλύμματα αποτελούν τα αμεταμόρφωτα καλύμματα των ενοτήτων Γαβρόβου και Πίνδου και τα υπερκείμενά τους ανώτερα μεταμορφωμένα καλύμματα του τεκτονικού mélange των Αστερουσίων και Οφιολίθων.



Σχήμα 2.6 Τ~ξινόμηση των καλυμμάτων της Κρήτης, σε ανώτερα και κατώτερα καλύμματα.

Σχήμα 3.3. Ταξινόμηση των καλυμμάτων της Κρήτης

4. ΜΕΘΟΔΟΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ

4.1 Εισαγωγή

Μεγάλο μέρος του θεωρητικού τμήματος του συγκεκριμένου κεφαλαίου προέρχεται από την διδακτορική διατριβή του Δρ. Φασουλά Χ. με τίτλο «Κινηματική και παραμόρφωση των καλυμμάτων της Κεντρικής Κρήτης» - 1995.

Η τεκτονική ανάλυση έχει σκοπό τη μελέτη, ανάλυση και ερμηνεία της συνολικής παραμόρφωσης που έχει υποστεί ένας γεωλογικός σχηματισμός. Το ενδιαφέρον της τεκτονικής ανάλυσης εστιάζεται στην παρατήρηση και μελέτη τεκτονικών δομών τόσο στη μεγα-κλίμακα (μακρο-τεκτονική) όσο και στη μικρο- κλίμακα (μικρο- τεκτονική).

Οι μέθοδοι τεκτονικής ανάλυσης είναι οι εξής:

- Γεωλογική και τεκτονική χαρτογράφηση
- Ανάλυση κινηματικής
- Ποιοτική και ποσοτική ανάλυση της προοδευτικής και τελικής παραμόρφωσης
- Ανάλυση της μικρό- υφής
- Ανάλυση παλαιοτάσεων
- Μελέτη του καθεστώτος της παραμόρφωσης
- Διαχωρισμός των τεκτονικών γεγονότων μεταξύ τους και καθορισμός της εξέλιξης της παραμόρφωσης.

4.2 Διαχωρισμός τεκτονικών γεγονότων – κινηματική ανάλυση

Ορισμός των τεκτονικών γεγονότων

Η τεκτονική χαρτογράφηση στο χώρο της κεντρικής Κρήτης επέτρεψε το διαχωρισμό έξι κύριων, ανεξάρτητων μεταξύ τους γεγονότων, που προηγήθηκαν της Νεοτεκτονικής δράσης και τα οποία από το παλιότερο προς το νεότερο είναι τα DA, DB, D0, D1, D2, και D3.

Η διάκριση και ο διαχωρισμός στα τεκτονικά γεγονότα στηρίζεται κυρίως σε τεκτονοστρωματογραφικά κριτήρια και κριτήρια αλληλεπίδρασης (WILLIAMS 1985, PLATT & BEHRMANN 1986), καθώς στο συσχετισμό τεκτονικών δομών με γνωστής ηλικίας μεταμορφικά γεγονότα. Τα δύο πρώτα DA και DB γεγονότα παρατηρούνται σε μεμονωμένα τεκτονικά καλύμματα συνδεδεμένα με αντίστοιχα μεταμορφικά γεγονότα. Η

σειρά των υπόλοιπων τεκτονικών γεγονότων που παριστάνεται με αριθμητικούς δείκτες αντιπροσωπεύει και τη σχετική ηλικία μεταξύ των γεγονότων.

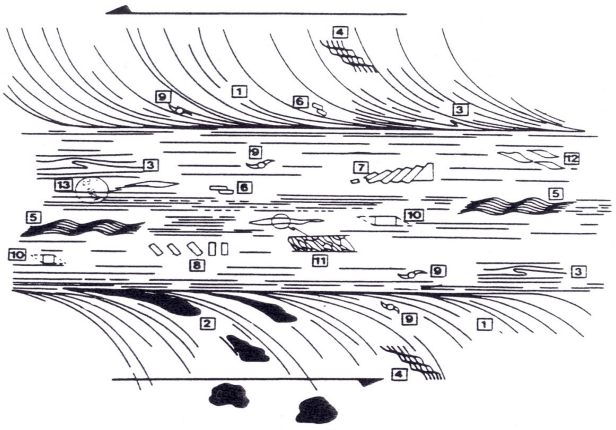
Το νεότερο D3 γεγονός ακολουθεί η νεοτεκτονική δράση η οποία δεν αποτέλεσε αντικείμενο μελέτης.

Καθορισμός της Κινηματικής

Η μελέτη της κινηματικής των καλυμμάτων στηρίζεται στον καθορισμό της κινηματικής των τεκτονικών γεγονότων που επηρέασαν αυτά (PLATT & BEHRMANN 1986). Η παρατήρηση εστιάζεται στα γνωρίσματα της διάτμησης που λαμβάνει χώρα κατά τη διάρκεια ενός τεκτονικού γεγονότος.

Ένα από τα χαρακτηριστικά της διάτμησης είναι η διεύθυνση, παράλληλα προς την οποία πραγματοποιείται. Επειδή η διεύθυνση της γράμμωσης έκτασης θεωρείται παράλληλη με τη διεύθυνση της κίνησης που λαμβάνει χώρα σε μια ζώνη διάτμησης και ταυτίζεται με το X άξονα του τριαξονικού ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης (X>Y>Z, RAMSEY & HUBER 1983, SHACKLETON & RIES 1984, PLATT & BEHRMANN 1986, LIN &WILLIAMS 1992) η μελέτη της διάτμησης πραγματοποιείται πάντα σε τομές οι οποίες είναι παράλληλες στη γράμμωση έκτασης και κάθετα στη σχιστότητα. Καθώς η S ταυτίζεται με τη XY επιφάνεια, οι τομές παρατήρησης αποτελούν τη XY επιφάνεια του τριαξονικού ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης (RAMSEY & HUBER 1983).

Το σημαντικότερο χαρακτηριστικό της διάτμησης είναι η φορά προς την οποία πραγματοποιείται. Ο καθορισμός της φοράς γίνεται με τη χρήση κινηματικών δεικτών (σχ. 4.1). Οι κινηματικοί δείκτες αποτελούν χαρακτηριστικές τεκτονικές μικρο- δομές που παρατηρούνται σε ζώνες διάτμησης με συγκεκριμένη φορά κίνησης (RAMSEY & HABER 1983, SIMPSON & SCHMID 1983, LISTER & SNOKE 1984, PASSCHIER & SIMPSON 1986, WHITE 1986, CHOUKROUNE 1987, SIMPSON & DE PAOR 1993).



Σχήμα 3.2.1 Κινηματικοί δείκτες που φανερώνουν την έννοια της διάτμησης του πάνω τέμαχους σε μυλωνιτικές ζώνες (από WHITE et al. 1986). 1. περιστροφή προυπάρχουσας ή σχηματιζόμενης σχιστότητας, 2. περιστροφή παραμορφούμενων δεικτών, 3. ασυμμετρία intrafoliale πτυχών, 4. μικρο-ζώνες διάτμησης (C-ζώνες), 5. ζώνες διάτμησης (shear bands), 6. διατμημένοι πορφυροβλάστες, 7. [illegible]στροφή θραυσμάτων που οφείλονται σε διατμητικές διαρρήξεις, 8. περιστροφή θραυσμάτων που οφείλονται σε διαρρήξεις έκτασης, 9. ασυμμετρία σκιών πίεσης γύρω από περιστραφέντες κλάστες, 10. ασυμμετρία σκιών πίεσης γύρω από μή περιστραφέντες κλάστες, 11. ασυμμετρία επιμηκυσμένων, ανακρυσταλλωμένων κρυστάλλων χαλαζία, 12. mica fish, 13. ασυμμετρία c-αξόνων χαλαζία.

Σχήμα 4.1. Κινηματικοί δείκτες

4.3 DA – Γεγονός

Το DA γεγονός κυριαρχεί στο κάλυμμα των Αστερουσίων και ίσως επηρεάζει τα κρυσταλλικά πετρώματα του Τεκτονικού mélange. Οι δομές του DA αποτελούν τις παλιότερες τεκτονικές δομές στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης επειδή επηρεάζονται από τις νεότερες D0, D1 και D2 δομές.

Χαρακτηριστικό γνώρισμα του DA είναι ότι παρατηρείται σε έντονα μεταμορφωμένα πετρώματα στα οποία δημιουργεί ένα έντονο τεκτονισμό με καλά διατηρημένες δομές.

Μια πυκνή και διαμπερής σχιστότητα SA κυριαρχεί στα πετρώματα των Αστερουσίων και συνδέεται κατά θέσεις με την ανάπτυξη μιας μυλωνιτικής υφής. Εμφανίζεται με πολύ μικρή γωνία κλίσης και βύθισης προς τα βόρεια \ βορειοδυτικά. Κατά θέσεις και ανάλογα με την πετρολογική σύσταση η μυλωνιτική υφή διακρίνεται σε S-C επιφάνειες.

Η σχιστότητα μακροσκοπικά χαρακτηρίζεται από την παράλληλη διάταξη των φεμμικών και λευκοκρατικών ορυκτών στους ταινιωτούς γνεύσιους και στους αμφιβολίτες από τις χαρακτηριστικές επιφάνειες σχισμού των σχιστολίθων και τις χαρακτηριστικές επιφάνειες διαχωρισμού των χαλαζιτών. Μικροσκοπικά η σχιστότητα δημιουργείται από την παράλληλη συντεκτονική ανάπτυξη βιοτίτη, κορδιερίτη, σιλλιμανίτη, κεροστίλβης, αστρίων και χαλαζία.

Πάνω στις SA επιφάνειες παρατηρείται μια υποοριζόντια LA ορυκτολογική γράμμωση έκτασης, στη διεύθυνση βορρά – νότου η οποία δίνει στα πετρώματα μια L-S υφή (RAMSEY & HUBER 1987). Στα πετρώματα των Αστερουσίων η LA βυθίζεται με μικρή γωνία κλίσης προς τα βόρεια- βορειοδυτικά.

Στην περιοχή των Αστερουσίων και ιδιαίτερα στην περιοχή βόρεια του Λέντα συμπαγή σώματα όπως χαλαζίτες και πλουτωνίτες σχηματίζουν παράλληλα στη σχιστότητα συμμετρικές ατρακτοειδείς μορφές.

Κατά θέσεις παρατηρούνται κατακείμενες, ισοκλινείς εώς υποισοκλινείς πτυχές με τον άξονα Β στη διεύθυνση βορρά –νότου, ενώ το αξονικό επίπεδο είναι παράλληλο στην SA.

Προοδευτικά κατά την εξέλιξη της παραμόρφωσης αναπτύχθηκαν συζυγείς εφελκυστικές ζώνες διάτμησης με βύθιση προς βορρά και νότο οι οποίες κάμπτουν και πτυχώνουν ελαφρώς την SA.

Στα κρυσταλλικά πετρώματα της ενότητας του Σπηλίου παρατηρείται μια υποοριζόντια, ορυκτολογική γράμμωση έκτασης στη διεύθυνση βορρά – νότου, πάνω σε μια υποοριζόντια σχιστότητα. Μακροσκοπικά η γράμμωση έκτασης ορίζεται από την παράλληλη ανάπτυξη ετερομετρικών ορυκτών ενώ μικροσκοπικά από την παράλληλη συντεκτονική ανάπτυξη κεροστίλβης, Καστρίων και πυροξένων. Η σχιστότητα ορίζεται από την συντεκτονική ανάπτυξη κεροστίλβης , πλαγιόκλαστου, Καστρίων και πυροξένων.

Κινηματική

Η διάτμηση κατά το DA γεγονός έλαβε χώρα όπως δείχνει και η LA, στη διεύθυνση βορρά- νότου.

Στη μέσο- κλίμακα οι ατρακτοειδείς δομές που σχηματίζουν τα συμπαγή σώματα δεν εμφανίζουν ασυμμετρία και οι S-C δομές δεν δείχνουν συγκεκριμένη φορά ώστε να καθοριστεί η φορά της διάτμησης. Στην μίκρο- κλίμακα οι κλάστες εμφανίζουν συμμετρικές σκιές πίεσης και δεν φανερώνουν φορά της διάτμησης.

Σχέση με μεταμόρφωση

Το DA γεγονός συνδέεται με την ανάπτυξη κάποιου μεταμορφικού(MA) γεγονότος καθώς η LA και η SA ορίζονται από την παράλληλη συντεκτονική ανάπτυξη και προσανατολισμό βιοτίτη, κορδιερίτη, σιλλιμανίτη και χαλαζία.

Ειδικότερα σε μικροσκοπικά παρασκευάσματα που έγιναν σε γνεύσιους και σχιστόλιθους των Αστερούσιων η SA σχηματίζεται από την παράλληλη ανάπτυξη των ετερομετρικών ορυκτών (παραγενέσεων):

BiA, CrdA, GrA, PlgA, FldA,QzA,

BiA, CrdA, PlgA, QzA,

SilA, BiA, PlgA, FldA, QzA,

Στους αμφιβολίτες η SA σχηματίζεται από την ανάπτυξη :
HblA, BiA, PlgA, FldA

Στα κρυσταλλικά πετρώματα του Σπηλίου η σχιστότητα σχηματίζεται από την συντεκτονική ανάπτυξη και προσανατολισμό των ορυκτών:

HblA, PlgA, FldA, PyrA

Σε γρανατούχους μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους η SA περιβάλλει ή κάμπτεται γύρω από τους κρυστάλλους των γρανατών παράλληλα όμως η εξωτερική Se= Sa σχιστότητα συνεχίζεται και ταυτίζεται με την εσωτερική Si σχιστότητα των κρυστάλλων δείχνοντας ένα τυπικό συν- κινηματικό σχηματισμό τους(SWART 1962).

Η συντεκτονική αυτή ΜΑ μεταμόρφωση ταυτίζεται με την υψηλής θερμοκρασίας, Άνω Κρητιδική μεταμόρφωση που περιγράφεται από τους SEIDEL 1976 για τα πετρώματα των Αστερουσίων.

4.4 DB – Γεγονός

Το DB γεγονός παρατηρείται στα μεταμορφωμένα πετρώματα της ενότητας του Πρέβελη του τεκτονικού mélange που εμφανίζονται στην περιοχή της μονής Πρέβελη, Πλακιά και βορειοδυτικά του Σπηλίου. Τα πετρώματα έχουν πάρα πολύ μικρή επιφανειακή εξάπλωση.

Κύρια δομή του DB γεγονότος αποτελούν οι υποοριζόντιες, μικρού πάχους DB ζώνες διάτμησης με τις οποίες συνδέεται η ανάπτυξη μιας μυλωνιτικής υφής. Παράλληλα στις ζώνες εμφανίζεται με βύθιση προς τα βορειοδυτικά μια SB σχιστότητα. Η σχιστότητα ορίζεται από τη συντεκτονική ανάπτυξη μπλε αμφιβόλου, χλωρίτη, λευκού μαρμαρυγία και επιδότου.

Τα παραπάνω ορυκτά ορίζουν πάνω στις επιφάνειες SB μια LB ορυκτολογική γράμμωση έκτασης. Η γράμμωση αυτή έχει μικρή γωνία βύθισης προς τα ανατολικά και τα δυτικά.

Πολύ συχνά στις DB ζώνες διάτμησης εμφανίζονται S- C δομές και στην περίπτωση αυτή η μπλε αμφίβολος εμφανίζεται τεμαχισμένη πάνω στις C επιφάνειες σχηματίζοντας pull apart δομές (FERGUSON & LLOYD 1984).

Κινηματική

Οι μικρού πάχους υποοριζόντιες ζώνες διάτμησης που δημιουργούν μια έντονη μυλωνιτική υφή αποτελούν τις πιο χαρακτηριστικές δομές του DB τεκτονικού γεγονότος.

Η φορά της διάτμησης όπως προσδιορίστηκε από S-C δομές από ασσύμετρες σκιές πίεσης γύρω από κλάστες χαλαζία και από περιστραφέντα τμήματα συμπαγών υλικών (PASCHIER & SIMPSON 1986) είναι κυρίως προς τα δυτικά και σε ελάχιστες περιπτώσεις προς τα ανατολικά.

Σχέση με μεταμόρφωση

Το DB τεκτονικό γεγονός συνδέεται με κάποιο αντίστοιχο MB μεταμορφικό γεγονός καθώς η LB γράμμωση έκτασης αλλά και η SB σχιστότητα συνδέονται στα πετρώματα του Πρέβελη με τη συντεκτονική ανάπτυξη μπλε αμφιβόλου, χλωρίτη, λευκού μαρμαρυγία και επιδότου.

Σε λεπτές τομές που έγιναν στα παραπάνω πετρώματα παρατηρήθηκαν οι εξής παραγενέσεις ορυκτών:

BiAB + Ch + Ep + Cc + Qz

BiA + CIB + Wmicb

Οι παραπάνω παραγενέσεις των πετρωμάτων του Πρέβελη συνδέονται με την ΥΠ\ΧΘ, ΜΒ μεταμόρφωση που αναφέρεται από τους KRAHL 1982. Κατά συνέπεια η συν-κινηματική ανάπτυξη της μπλε αμφιβόλου παράλληλα στη διεύθυνση της LB δείχνει ότι το DB τεκτονικό γεγονός είναι συν- μεταμορφικό της ΥΠ/ΧΘ, ΜΒ μεταμόρφωσης.

4.5 D0 – Γεγονός

Το D0 γεγονός κυριαρχεί στο Τεκτονικό mélange και επηρεάζει όλα τα ανώτερα καλύμματα όπως το Οφιολιθικό, Αστερουσίων, Πίνδου και Γαβρόβου.

Οι χαρακτηριστικές δομές του D0 γεγονότος είναι οι μικρού ή μεγάλου πάχους ζώνες διάτμησης. Οι ζώνες κυριαρχούν στο τεκτονικό mélange και ιδιαίτερα κοντά στις επαφές των επιμέρους λιθολογικών ή τεκτονικών ενοτήτων στην επαφή του με το υπερκείμενο κάλυμμα

των Αστερουσίων στη βάση του καλύμματος των Αστερουσίων καθώς και σε ορισμένες θέσεις στην επαφή των Οφιολίθων με τα υποκείμενα πετρώματά τους. Στις θέσεις αυτές οι D0 ζώνες συνδέονται με την ανάπτυξη μιας υποοριζόντιας ή με μικρή γωνία κλίσης προς τα ανατολικά, μυλωνιτικής υφής S-C υφές αναπτύσσονται στις ζώνες αυτές.

Στα υπόλοιπα καλύμματα του Γαβρόβου, της Πίνδου και των Οφιόλιθων οι ζώνες αυτές εμφανίζονται με μέση γωνία βύθισης προς τα βορειοανατολικά ή σε ορισμένες θέσεις προς τα δυτικά είτε ως αραιές μεγάλου πάχους ζώνες ολίσθησης είτε ως σύστημα επίπεδων / κεκλιμμένων δομών.

Στενά συνδεδεμένη με τις D0 ζώνες διάτμησης είναι μια S0 σχιστότητα με βύθιση κυρίως προς τα ανατολικά. Η σχιστότητα αυτή στο τεκτονικό mélange συνδέεται με την ανάπτυξη της μυλωνιτικής υφής και αποτελεί μια συνεχή και διαμπερή δομή. Στα καλύμματα των Οφιολίθων, της Πίνδου και του Γαβρόβου η S0 εμφανίζεται σαν επιφάνεια τεκτονικής ολίσθησης και αναπτύσσεται ως σχιστότητα ή σχισμός.

Χαρακτηριστική δομή για τη διάκριση στην ύπαιθρο του D0 γεγονότος αποτελεί μια L0 γράμμωση που παρατηρείται πάνω στις επιφάνειες S0.

Στα αμεταμόρφωτα ή ελαφρώς μεταμορφωμένα πετρώματα και κατά θέσεις στα καλύμματα των Αστερουσίων και Οφιολίθων, η L0 αναπτύσσεται ως γράμμωση τεκτονικής ολίσθησης από την παράλληλη τοποθέτηση ασβεστίτη.

Αντίθετα στις θέσεις όπου οι D0 ζώνες διάτμησης συνδέονται με την ανάπτυξη της μυλωνιτικής υφής η L0 εμφανίζεται σαν ορυκτολογική γράμμωση έκτασης.

Ισοκλινείς εώς υποισοκλινείς πτυχές με τον B- άξονα στη διεύθυνση ανατολής – δύσης και το αξονικό επίπεδο παράλληλο στην S0 παρατηρούνται στο τεκτονικό mélange. Ο B- άξονας εμφανίζεται παράλληλα στην L0 λόγω περιστροφής κατά τη διάρκεια της προοδευτικής μεταμόρφωσης (RAMSEY & HUBER 1983).

Συχνά εμφανίζονται ασύμμετρες, κλειστές πτυχές με το B- άξονα στη διεύθυνση βορρά- νότου στα καλύμματα τεκτονικού mélange της Πίνδου.

<u>Κινηματική</u>

Η μελέτη της κινηματικής των D0 ζωνών διάτμησης στηρίχθηκε στην παρουσία αρκετών κινηματικών δεικτών που οφείλουν την ανάπτυξη στην πολυπλοκότητα της πετρολογικής υφής των πετρωμάτων.

Η ανάπτυξη της μυλωνιτικής υφής στις χαμηλής γωνίας με βύθιση προς τα ανατολικά D0 ζώνες διάτμησης συνδέεται με την εμφάνιση S-C υφών και ασύμμετρων δομών. Κινηματικοί δείκτες όπως S-C δομές, mica fish, ασύμμετρα συμπαγή σώματα

περιστραφέντες κλάστες, ασύμμετρες σκιές πίεσης και ασύμμετρες πτυχές έδειξαν κίνηση προς τα δυτικά.

Σχέση με μεταμόρφωση

Στα πετρώματα που αναπτύσσεται η μυλωνιτική υφή D0 υφή τόσο η S0 όσο και η L0 συνδέονται με την συντεκτονική ανάπτυξη ή επαναπροσανατολισμό χαρακτηριστικών ορυκτών.

Στα αμεταμόρφωτα πετρώματα του Γαβρόβου, της Πίνδου και της ενότητας του Βάτου οι δομές ορίζονται από την παράλληλη τοποθέτηση λευκού μαρμαρυγία, ασβεστίτη και ορυκτών της αργίλου.

Στο τεκτονικό mélange η S0 ορίζεται από την παράλληλη συντεκτονική ανάπτυξη της παραγένεσης:

Act0, Ch0, Ep/Zoi0, Qz και Cc.

Στο κάλυμμα των Αστερουσίων η L0 ορίζεται από τη συντεκτονική ανάπτυξη της παραγένεσης:

Act0, Ch0, Msh0, Ab0, Ep/Zoi0, Qz.

Το D0 γεγονός είναι συν- μεταμορφικό με μια Μο χμηλού βαθμού μεταμόρφωση που ακολούθησε ως αναδρομή την ΥΠ\ΧΘ , ΜΒ μεταμόρφωση στην ενότητα του Πρέβελη και την ΥΘ\ΧΠ, ΜΑ μεταμόρφωση των Αστερουσίων.

4.6 D1 – Γεγονός

Το επόμενο γεγονός D1 είναι το πρώτο που παρατηρείται σε όλα τα καλύμματα της κεντρικής Κρήτης. Κυριαρχεί στα αμεταμόρφωτα καλύμματα του Γαβρόβου και της Πίνδου ενώ επηρεάζει χαρακτηριστικά και τα ανώτερα καλύμματα του τεκτονικού mélange, των Αστερουσίων και των Οφιολίθων. Στα κατώτερα καλύμματα οι D1 δομές είναι οι παλαιότερες και εμφανίζονται ως υπολειμματικές.

Στα ανώτερα καλύμματα οι δομές του D1 τεκτονικού γεγονότος κόβουν και παραμορφώνουν τις προϋπάρχουσες δομές .

Κύρια τεκτονική δομή του D1 γεγονότος αποτελεί μια βόρεια \ βορειοδυτική – νότια \ νοτιοανατολική L1 γράμμωση.

Στα κατώτερα μεταμορφωμένα καλύμματα των Πλακωδών ασβεστόλιθων και των Φυλλιτών –χαλαζιτών η L1 αποτελεί μια ορυκτολογική γράμμωση έκτασης που βυθίζεται με μέση γωνία κλίσης προς τα βόρεια \ βορειοδυτικά. Η παράλληλη συντεκτονική ανάπτυξη

στο κάλυμμα των Φυλλιτών- χαλαζιτών ορίζει τη γράμμωση L1. Στα κατώτερα καλύμματα η L1 διαχωρίζεται δύσκολα από την νεότερη ορυκτολογική L2 γράμμωση καθώς και οι δύο τοποθετούνται στη διεύθυνση βορρά-νότου.

Στα ανώτερα καλύμματα η L1 αποτελεί μια γράμμωση τεκτονικής ολίσθησης που σχετίζεται άμεσα με τις ζώνες διάτμησης D1. Η L1 στα καλύμματα αυτά έχει βόρεια \ βορειοδυτική – νότια \ νοτιοανατολική διεύθυνση και βύθιση με μέση εώς μεγάλη γωνία προς βορρά.

Κατά θέσεις στα καλύμματα του Γαβρόβου και της Πίνδου η L1 αποτελεί μια γράμμωση έκτασης καθώς ορίζεται από την παράλληλη τοποθέτηση του μέγιστου άξονα ελλειπτικών σωμάτων και τη μακροπρισματική ανάπτυξη λευκού μαρμαρυγία και ορυκτών της αργίλου.

Η L1 σε όλα τα καλύμματα συνδέεται με την ύπαρξη των D1 ζωνών διάτμησης. Στα κατώτερα καλύμματα οι D1 ζώνες διατηρούνται υπολειμματικά.

Οι D1 ζώνες διάτμησης εμφανίζονται χαρακτηριστικά στα ανώτερα καλύμματα και είναι πιο έντονες κοντά στις επαφές μεταξύ των καλυμμάτων Γαβρόβου, Πίνδου και τεκτονικού mélange στην περιοχή Σπηλίου- Πλακιά και στις επαφές του Τεκτονικού mélange με τα καλύμματα του Γαβρόβου και της Πίνδου και σε λιθολογικές επαφές του καλύμματος της Πίνδου.

Στα ανώτερα καλύμματα οι D1 ζώνες βυθίζονται προς τα βόρεια- βορειοδυτικά ενώ έχουν σχετικά μεγαλύτερη γωνία κλίσης. Η κατακλαστική υφή εμφανίζεται με τη μορφή S-C επιφανειών ή επίπεδων και κεκλιμένων επιφανειών. Επίσης εμφανίζονται ως επιφάνειες τεκτονικής ολίσθησης(ρήγματα).

Σε μερικές θέσεις των ανώτερων καλυμμάτων οι D1 ζώνες δημιουργούν φαινόμενα επανάληψης ή αναδίπλωσης των πετρολογικών χαρακτήρων των πετρωμάτων . Στο φλύσχη της Πίνδου οι ζώνες αυτές δημιουργούν χαρακτηριστικές επαναλήψεις και αναδιπλώσεις σε ανθρακικές και πηλιτικές μπάντες ή σε ψαμμιτικές και αργιλικές μπάντες.

Μια S1 σχιστότητα με βύθιση προς βορρά παρατηρείται σε όλα σχεδόν τα καλύμματα της Κρήτης και συνδέεται με την ανάπτυξη των D1 ζωνών διάτμησης.

Στα κατώτερα καλύμματα η σχιστότητα σχετίζεται με την ανάπτυξη της D1 μυλωνιτικής υφής. Στο κάλυμμα των Πλακωδών ασβεστόλιθων η S1 ορίζεται από την παράλληλη συντεκτονική ανάπτυξη καρφόλιθου, ασβεστίτη και λευκού μαρμαρυγία ενώ στο κάλυμμα των Φυλλιτών –χαλαζιτών από τη συντεκτονική ανάπτυξη λευκού μαρμαρυγία , χαλαζία και μπλε αμφιβόλου.

Στα ανώτερα καλύμματα η S1 αναπτύσσεται με τη μορφή αραιής εώς πυκνής επιφάνειας σχισμού.

Σε όλα σχεδόν τα καλύμματα της Κρήτης εμφανίζονται πτυχοσιγενείς δομές στενά συνδεδεμένες με την D1 τεκτονική. Στο κάλυμμα των Πλακωδών ασβεστόλιθων παρατηρούνται ασύμμετρες κεκλιμένες εώς κατακείμενες υποισοκλινείς εώς ισοκλινείς πτυχές με το B- άξονα στη διεύθυνση ανατολής – δύσης κάθετα στη L1 γράμμωση.

Στα ανώτερα καλύμματα εμφανίζονται ασύμμετρες κλειστές πτυχές κάμψης και ολίσθησης με το B- άξονα στη διεύθυνση ανατολής – δύσης και φορά προς νότο.

Κατά τα τελικά στάδια του D1 γεγονότος αναπτύχθηκαν στα ανώτερα καλύμματα συστήματα εφελκυστικών ρωγμώσεων με διεύθυνση ανάπτυξης βορρά- νότου. Τις ρωγμώσεις. Τις ρωγμώσεις πληρώνουν ασβεστίτης ή χαλαζίας που αναπτύσσονται παράλληλα στη διεύθυνση της L1.

Κινηματική

Η μελέτη της κινηματικής της D1 έγινε τόσο στη μίκρο-κλίμακα όσο και στη μέσο-κλίμακα με βάση τη γεωμετρία και τη φορά της διάτμησης των D1 ζωνών.

Στα κατώτερα καλύμματα παρατηρήθηκαν κινηματικοί δείκτες που αναπτύσσονται στις D1 ζώνες διάτμησης όπως οι S-C υφές ασύμμετρα, περιστραφέντα, συμπαγή σώματα και ασύμμετρες πτυχές. Η φορά της διάτμησης ήταν το πάνω προς τα νότιο \ νοτιοανατολικά.

Στα ανώτερα καλύμματα κινηματικοί δείκτες που σχετίζονται με τις προς βορρά βυθιζόμενες ζώνες D1 ζώνες διάτμησης όπως S-C δομές, επίπεδες, κεκλιμένες επιφάνειες, ασύμμετρες πτυχές, χαρακτηριστικές κάμψεις και επαναλήψεις συμπαγών σχηματισμών , η γεωμετρία των δευτερογενών εφελκυστικών ζωνών και η γωνία που σχηματίζουν με τα όρια της ζώνης τα συστήματα εφελκυστικών ρωγμώσεων έδειξαν κίνηση τα πάνω προς νότο.

Η σχετική κίνηση που παρατηρήθηκε σε συνδυασμό με τη διεύθυνση κλίσης και τη γεωμετρία των D1 ζωνών διάτμησης δείχνουν ότι οι ζώνες αυτές αποτελούν χαρακτηριστικές ανάστροφες προς νότο δομές.

Σχέση με μεταμόρφωση

Το D1 γεγονός επηρεάζει όλα τα καλύμματα της κεντρικής Κρήτης. Στα αμεταμόρφωτα καλύμματα του Γαβρόβου και της Πίνδου και στα μεταμορφωμένα καλύμματα του τεκτονικού mélange και των Αστερουσίων δεν παρατηρείται κατά τη

διάρκεια του D1 ανάπτυξη χαρακτηριστικών μεταμορφικών ορυκτών. Παρατηρείται παράλληλα στη σχιστότητα S1 και τη γράμμωση L1 ανάπτυξη χαλαζία, ασβεστίτη και λευκού μαρμαρυγία.

Στα κατώτερα μεταμορφωμένα καλύμματα των Πλακωδών ασβεστολίθων και των Φυλλιτών χαλαζιτών το D1 συνδέεται με την ανάπτυξη μιας M1 μεταμόρφωσης.

Στο κάλυμμα των Πλακωδών ασβεστόλιθων η υπολειμματική L1 αλλά και η S1 ορίζονται από την παράλληλη συντεκτονική ανάπτυξη καρφολίθου, ασβεστίτη και λευκού μαρμαρυγία, ενώ στο κάλυμμα των Φυλλιτών – χαλαζιτών από την ανάπτυξη μπλε-αμφιβόλου, λευκού μαρμαρυγία και αστρίων. Τα παραπάνω ορυκτά είναι χαρακτηριστικά των παραγενέσεων της ΥΠ\ΧΘ μεταμόρφωσης που επηρέασε τα κατώτερα καλύμματα και η οποία στο χώρο της κεντρικής Κρήτης εμφανίζεται εντελώς υπολειμματικά (SEIDEL 1982).

Έτσι λοιπόν το D1 γεγονός είναι συμμεταμορφικό στα κατώτερα καλύμματα με την Άνω Ολιγόκαινη / Κάτω Μειοκαινική, M1, ΥΠ\ΧΘ μεταμόρφωση.

4.7 D2 – Γεγονός

Το D2 γεγονός είναι το σημαντικότερο γεγονός που παρατηρείται στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης επειδή επηρεάζει όλα τα καλύμματα της περιοχής και ιδιαίτερα τα κατώτερα και όλες τις τεκτονικές επαφές των καλυμμάτων.

Οι δομές του D2 γεγονότος στα κατώτερα καλύμματα και ιδιαίτερα στο κάλυμμα των Φυλλιτών – χαλαζιτών εξαφανίζουν τις παλιότερες D1 δομές οι οποίες διατηρούνται κατά θέση ως υπολειμματικές. Στα ανώτερα καλύμματα οι D2 δομές επηρεάζουν όλες τις παλαιότερες D1, D0, DB και DA δομές.

Την πιο χαρακτηριστική δομή του D2 γεγονότος αποτελεί μια υποοριζόντια με διεύθυνση βορρά – νότου L2 γράμμωση.

Στα κατώτερα τεκτονικά καλύμματα των Πλακωδών ασβεστόλιθων και Φυλλιτών – χαλαζιτών η L2 αποτελεί μια υποοριζόντια ορυκτολογική γράμμωση έκτασης με βύθιση προς βορρά και νότο. Στο κάλυμμα των Πλακωδών ασβεστόλιθων η L2 ορίζεται μακροσκοπικά από την επιμηκυσμένη μορφή πυριτικών κονδύλων , συμπαγών ατρακτοειδών σωμάτων και μικροσκοπικά από τη συντεκτονική ανάπτυξη ασβεστίτη, χλωρίτη και λευκού μαρμαρυγία. Στο κάλυμμα των φυλλιτών – χαλαζιτών η L2 ορίζεται μακροσκοπικά από την επιμηκυσμένη μορφή ατρακτοειδών συμπαγών σωμάτων και κροκαλών τη συμμετρική μορφή των σκιών πίεσης γύρω από συμπαγή ορυκτά ή κλάστες από την επιμήκη μορφή λευκοκρατικών σωμάτων στα μεταηφαιστειακά πετρώματα και από τη μακροπρισματική

ανάπτυξη ορυκτών. Μικροσκοπικές παρατηρήσεις έδειξαν παράλληλη συντεκτονική ανάπτυξη χλωρίτη , λευκού μαρμαρυγία , ακτινόλιθου και χαλαζία και επαναπροσανατολισμό των μπλε αμφιβόλων της M1 μεταμόρφωσης.

Στα ανώτερα τεκτονικά καλύμματα η L2 εμφανίζεται κυρίως ως γράμμωση τεκτονικής ολίσθησης πάνω στις D2 ζώνες διάτμησης και βυθίζεται με μικρή γωνία προς βορρά και νότο. Στις περιπτώσεις αυτές η L2 ορίζεται από την επιμηκυσμένη ανάπτυξη πάνω στις επιφάνειες ολίσθησης, ασβεστίτη και χαλαζία.

Στην κατώτερη σειρά του καλύμματος Γαβρόβου στα στρώματα Ραβδούχα η L2 αποτελεί μια γράμμωση έκτασης που ορίζεται από τη συντεκτονική ανάπτυξη λευκού μαρμαρυγία, χλωρίτη, ασβεστίτη και χαλαζία καθώς και από επιμηκυσμένες κροκάλες.

Στα κατώτερα καλύμματα η L2 συνδέεται με την ανάπτυξη μιας υποοριζόντιας μυλωνιτικής υφής. Αναπτύσσεται μια S2 σχιστότητα που στους Φυλλίτες – χαλαζίτες αποτελεί μια πολύ πυκνή και διαμπερή δομή η οποία σε συνδυασμό με την L2 προσδίδει στα πετρώματα μια L-S υφή. Στα πετρώματα των Πλακωδών ασβεστόλιθων η S2 αποτελεί μια έντονη δομή που αναπτύσσεται λόγω της σύστασης και της μηχανικής συμπεριφοράς των πετρωμάτων ως μια αραιή διαμπερής σχιστότητα.

Σε μικροσκοπικά παρασκευάσματα η S2 ορίζεται στα πετρώματα των Φυλλιτών – χαλαζιτών από την παράλληλη συντεκτονική ανάπτυξη ορυκτών χλωρίτη, ακτινόλιθου, λευκού μαρμαρυγία, αστρίων, επιδότου\ ζωισίτη, χαλαζία και αδιαφανών ορυκτών και από τη διατήρηση μπλε αμφιβόλου της M1 μεταμόρφωσης, ενώ στα πετρώματα των Πλακωδών ασβεστόλιθων από την ανάπτυξη ασβεστίτη, λευκού μαρμαρυγία και χλωρίτη.

Στα κατώτερα καλύμματα και στα στρώματα ραβδούχα λαμβάνει χώρα μια έντονη έκταση πάνω στην S2 και παράλληλα στη διεύθυνση της L2 με τη δημιουργία μεγάλης και μικρής κλίμακας συμμετρικών ατρακτοειδών και pull apart δομών. Οι δομές αυτές σε μικρό – παρασκευάσματα γίνονται ταυτόχρονα με την ανάπτυξη λευκού μαρμαρυγία, χλωρίτη, χαλαζία, ακτινόλιθου τα οποία αποτίθενται και αναπτύσσονται μακροπρυσματικά στους ενδιάμεσους κενούς χώρους με τη μικρότερη πίεση.

Στα υπόλοιπα ανώτερα καλύμματα η S2 εμφανίζεται ως υποοριζόντια επιφάνεια σχισμού που συνδέεται άμεσα με την παρουσία των D2 ζωνών διάτμησης.

Οι D2 ζώνες διάτμησης αποτελούν μετά την L2 τις πιο χαρακτηριστικές δομές του D2 γεγονότος.

Στα κατώτερα καλύμματα και ιδίως στο κάλυμμα των Φυλλιτών – χαλαζιτών ταυτόχρονα ή και λίγο μετά την ανάπτυξη της μυλωνιτικής υφής δημιουργήθηκαν κατά

τόπους έντονες ζώνες διάτμησης οι οποίες απορρόφησαν μεγάλο ποσό περιστροφικής παραμόρφωσης.

Οι D2 ζώνες διάτμησης είναι σχεδόν παράλληλες με τη μυλωνιτική υφή και βυθίζονται προς βορρά και νότο. Παρατηρούνται σε όλο τον όγκο πετρωμάτων και γίνονται πιο έντονες στα πετρώματα των Φυλλιτών -χαλαζιτών όσο πλησιάζουμε την κύρια τεκτονική επαφή μεταξύ των κατώτερων και των ανώτερων καλυμμάτων.

Στην κύρια τεκτονική επαφή καταλήγουν και οι μέσης εώς χαμηλής γωνίας με βύθιση προς βορρά και νότο, ημιπλαστικές εώς ρηξιγενείς καμπυλωτές D2 ζώνες διάτμησης οι οποίες αναπτύσσονται στα ανώτερα καλύμματα. Οι ζώνες αυτές παρατηρούνται στις επαφές μεταξύ των ανώτερων καλυμμάτων αλλά και σε επιμέρους λιθολογικές επαφές.

Οι ημιπλαστικές D2 ζώνες διάτμησης που αναπτύσσονται στα ανώτερα καλύμματα της κεντρικής Κρήτης επηρεάζουν παλαιότερες ζώνες διάτμησης και ιδίως τις τεκτονικές επαφές των καλυμμάτων που είχαν δημιουργηθεί κατά τη διάρκεια των D0 και D1 τεκτονικών γεγονότων.

Η κύρια τεκτονική επαφή μεταξύ των ανώτερων και κατώτερων καλυμμάτων δημιουργεί μια έντονη τεκτονική ζώνη η οποία σε ορισμένες θέσεις βυθίζεται με πολύ μικρή γωνία προς βορρά και προς νότο.

Στην επαφή παρατηρούνται πλαστικές ζώνες διάτμησης που δημιουργούν μια έντονη μυλωνιτική υφή στα εκατέρωθεν πετρώματα των Πλακωδών ασβεστόλιθων ή των Φυλλιτών – χαλαζιτών και του Γαβρόβου.

Οι ζώνες αυτές εξελίχθηκαν κατά θέσεις μέχρι πολύ πιο κρύες συνθήκες με τη δημιουργία κατακλαστικών.

Στην κύρια αυτή επαφή καταλήγουν και συνεχίζονται ημιπλαστικές D2 ζώνες διάτμησης των ανώτερων καλυμμάτων και από αυτή ξεκινούν οι πλαστικές D2 ζώνες διάτμησης των κατώτερων καλυμμάτων που παρουσιάζουν ίδια γεωμετρία και συνθήκες σχηματισμού.

Εξελικτικά αναπτύχθηκαν ρηξιγενείς μέσης εώς μεγάλης γωνίας βύθισης, καμπυλωτές D21 ζώνες ολίσθησης ή ρήγματα με συζυγή ανάπτυξη τα οποία βυθίζονται προς βορρά και νότο. Η γράμμωση τεκτονικής ολίσθησης που παρατηρείται σε αυτά είναι παράλληλη με την L2 γράμμωση έκτασης στη διεύθυνση βορρά –νότου. Οι D21 ζώνες κόβουν της χαμηλής γωνίας D2 ζώνες των κατώτερων και των ανώτερων καλυμμάτων και στα κατώτερα καλύμματα κάμπτουν την S2 δημιουργώντας μεγάλης κλίμακας σιγμοειδείς δομές και ένα έντονο σχισμό.

Στα ανώτερα καλύμματα οι καμπυλωτές ζώνες τεμαχίζουν τα πετρώματα και επηρεάζουν τις επαφές των καλυμμάτων και τις νεογενείς με διεύθυνση ανατολής – δύσης λεκάνες που δημιουργήθηκαν κατά τα αρχικά στάδια του D2 .Οι χαρακτηριστικές κλίσεις των ιζημάτων φανερώνουν την καμπυλότητα των D21 ζωνών.

Στα κατώτερα καλύμματα και ιδιαίτερα στο κάλυμμα Φυλλιτών – χαλαζιτών εμφανίζονται ισοκλινείς πτυχές μέσης και μικρής κλίμακας με το αξονικό επίπεδο παράλληλο στην S2 και με διεύθυνση του B- άξονα κυρίως στην διεύθυνση βορρά νότου λόγω περιστροφής κατά τη διάρκεια της προοδευτικής παραμόρφωσης. Νεότερες ισοκλινείς πτυχές εμφανίζονται με το αξονικό επίπεδο παράλληλο στην S2 αλλά με το B- άξονα σε βορειοανατολική – νοτιοδυτική διεύθυνση. Κατά θέσεις και λόγω της έντονης παραμόρφωσης εμφανίζονται αποκομμένες χωρίς ρίζα πτυχές.

Οι ισοκλινείς πτυχές σε ορισμένες θέσεις επηρεάζουν την παλαιότερη S1 σχιστότητα με αποτέλεσμα στα κορυφαία τμήματα η S1 να διατηρείται ως υπολειμματική με την S2 να εμφανίζεται ως crenulation ενώ στις πτέρυγες να γίνεται παράλληλη στην S2.

Κατά θέσεις τοπικά συμπιεστικά πεδία παράλληλα στον Y- άξονα του τελικού ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης και κάθετα στην L2 επαναπτυχώνουν τις ισοκλινείς πτυχές και την S2 σχιστότητα με ανοιχτές εώς κλειστές πτυχές που εμφανίζουν το B- άξονα παράλληλα στην L2. Οι πτυχές οφείλονται προφανώς σε μια constructional- τύπου παραμόρφωση (RAMSEY & HABER 1983).

Ασσύμετρες γωνιώδεις πτυχές με το B- άξονα κάθετο στην L2 παρατηρούνται κατά θέσεις στο κάλυμμα Φυλλιτών – χαλαζιτών να πτυχώνουν την S2. Οι πτυχές αυτές είναι μέσο εώς μίκρο- κλίμακας.

Κινηματική

Η μελέτη της κινηματικής των D2 και των εξελικτικών D21 ζωνών διάτμησης που έγινε έδειξε ότι πρόκειται για κανονικές ζώνες με φορά της διάτμησης το πάνω προς βορρά ή νότο.

Η μελέτη της κινηματικής των πλαστικών D2 ζωνών στα κατώτερα καλύμματα στηρίχθηκε στους κινηματικούς δείκτες που παρατηρήθηκαν στις ζώνες αυτές και οι οποίοι ήταν S-C υφές ασσύμετρες σκιές πίεσης και ασσύμετρες ατρακτοειδείς δομές, δευτερεύουσες εφελκυστικές ζώνες διάτμησης και mica- fish χλωρίτη και λευκού μαρμαρυγία. Όλοι αυτοί οι κινηματικοί δείκτες έδειξαν κίνηση κανονική το πάνω τέμαχος προς βορρά ή προς νότο.

Κινηματικοί δείκτες που παρατηρήθηκαν στις ημιπλαστικές D2 ζώνες διάτμησης των ανώτερων καλυμμάτων όπως S-C υφές, κάμψεις των σχιστοτήτων ή της στρώσης και

χαρακτηριστικές μετατοπίσεις στρωμάτων έδειξαν κίνηση κανονική το πάνω προς βορρά και νότο.

Όπου οι πλαστικές ή ημιπλαστικές αυτές D2 ζώνες είναι έντονες δηλαδή σε λιθολογικές επαφές σε επαφές καλυμμάτων και εσωτερικές ασθενείς μηχανικά ζώνες, συνιστούν λόγω της χαμηλής γωνίας κλίσης και της καμπυλωτής μορφή τους κανονικά ρήγματα ζώνες απόσπασης ή αποκόλλησης (DAVIS 1983, LISTER & DAVIS 1989). Ιδιαίτερα χαρακτηριστικά ρήγματα αποκόλλησης εκτός του κύριου ρήγματος μεταξύ των ανώτερων και κατώτερων καλυμμάτων αποτελούν στην κεντρική Κρήτη οι επαφές ανάμεσα στο κάλυμμα των Πλακωδών ασβεστολίθων και Φυλλιτών – χαλαζιτών που εμφανίζεται στην περιοχή των Ταλλαίων ορέων και Κρούσωνα οι επαφές ανάμεσα στο φλύσχη και τα ανθρακικά πετρώματα των καλυμμάτων Γαβρόβου και Πίνδου και οι επαφές ανάμεσα στα ανώτερα καλύμματα.

Τα D21 ρήγματα ζώνες κόβουν τόσο τα ανώτερα όσο και τα κατώτερα καλύμματα αλλά και τα πρώτα Μέσο Μειοκαινικά ιζήματα. Τα ρήγματα αναπτύσσονται χαρακτηριστικά σε μεγάλες τεκτονικές ζώνες στις βόρειες και νότιες παρυφές της οροσειράς του Ψηλορείτη.

<u>Σχέση με μεταμόρφωση</u>

Το D2 γεγονός επηρεάζει όλα τα καλύμματα της κεντρικής Κρήτης και στα τελευταία στάδια και τα πρώτα Μέσο με Άνω- Μειοκαινικά ιζήματα του νησιού.

Στα ανώτερα καλύμματα των Οφιολίθων, των Αστερουσίων , του τεκτονικού mélange και κυρίως στα αμεταμόρφωτα καλύμματα της Πίνδου και του Γαβρόβου το D2 φαίνεται ότι έλαβε χώρα σε μικρό σχετικά βάθος κοντά στην επιφάνεια και γι αυτό δεν συνδέεται με την ανάπτυξη χαρακτηριστικών μεταμορφικών ορυκτών. Μόνο στη βάση του καλύμματος του Γαβρόβου, στα στρώματα Ραβδούχα το D2 φαίνεται ότι έλαβε χώρα ταυτόχρονα με την ανάπτυξη ορυκτών λευκού μαρμαρυγία , ασβεστίτη και χαλαζία τα οποία ορίζουν την L2 στα στρώματα αυτά.

Στα κατώτερα καλύμματα των Φυλλιτών – χαλαζιτών και των Πλακωδών ασβεστόλιθων η L2 και η S2 ορίζονται από τη συντεκτονική ανάπτυξη χαρακτηριστικών μεταμορφικών ορυκτών και κατά συνέπεια το D2 θα συνδέεται με την ανάπτυξη μιας M2 μεταμόρφωσης.

Στα κατώτερα λοιπόν καλύμματα το D2 γεγονός έλαβε χώρα ταυτόχρονα με την αναδρομή M2 χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση. Στα κατώτερα καλύμματα το D2 έλαβε χώρα σε κρύες συνθήκες που δεν επέτρεψαν ορυκτογένεση και μεταμόρφωση των πετρωμάτων.

4.8 D3 – Γεγονός

Το D3 γεγονός είναι το νεότερο γεγονός που επηρέασε τα πετρώματα της κεντρικής Κρήτης πριν την έναρξη της νεοτεκτονικής δράσης και αποτελεί το τελευταίο τεκτονικό γεγονός.

Το συγκεκριμένο γεγονός επηρεάζει το σύνολο των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης και τα πρώτα Νεογενή ιζήματα του νησιού.

Κύριες δομές του D3 γεγονότος αποτελούν οι μέσης έως μεγάλης γωνίας ζώνες ολίσθησης \ ρήγματα που παρατηρούνται κατά θέσεις σε όλα τα καλύμματα της περιοχής και στα Μειοκαινικά ιζήματα.

Πρόκειται για ανάστροφες ζώνες και ρήγματα τα οποία βυθίζονται προς τα ανατολικά \ βορειοανατολικά , ενώ σε μερικές θέσεις βυθίζονται προς τα δυτικά. Πάνω στις επιφάνειες ολίσθησης αναπτύσσεται συνήθως μια L3 γράμμωση ολίσθησης με βύθιση προς τα ανατολικά \ βορειοανατολικά.

Χαρακτηριστικά στο κάλυμμα των Φυλλιτών – χαλαζιτών αναπτύσσονται ανάστροφα ρήγματα και ζώνες με κίνηση προς τα δυτικά. Οι ζώνες αυτές συνοδεύονται από την ανάπτυξη ασύμμετρων γωνιωδών πτυχών και ζωνών με κίνηση προς τα δυτικά \ νοτιοδυτικά.

Ανάστροφα ρήγματα με κίνηση προς τα δυτικά αναπτύσσονται και στα ανώτερα καλύμματα. Τα ρήγματα αυτά φαίνεται να επαναδραστηριοποιούν τις παλαιότερες D1 ζώνες ολίσθησης καθώς παρατηρείται μια νεότερη γράμμωση ολίσθησης με βύθιση προς τα βορειοανατολικά.

Στα Νεογενή ιζήματα αναπτύσσονται ζώνες διάτμησης και ανάστροφα μέσης γωνίας βύθισης, ρήγματα με κίνηση προς τα δυτικά \ νοτιοδυτικά όπως σε μάργες στην περιοχή του Κρούσωνα, στην περιοχή της Τυλίσου και στην εθνική οδό Ρεθύμνου – Ηρακλείου πριν το Πάνορμο.

Συνδεδεμένα με το D3 γεγονός είναι ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης τα οποία κόβουν τα προ- νεογενή πετρώματα του νησιού. Πρόκειται για δεξιόστροφα ΒΑ- ΝΔ διεύθυνσης και αριστερόστροφα ΔΒΑ-ΑΝΑ διεύθυνση ρήγματος. Στη ζώνη των ρηγμάτων η προυπάρχουσα σχιστότητα ή σχισμός των πετρωμάτων γίνεται σταδιακά κατακόρυφη και φαίνεται να σχηματίζεται ένας νέος σχισμός ενώ αναπτύσσεται και μια σχεδόν οριζόντια στη διεύθυνση Α- Δ γράμμωση ολίσθησης.

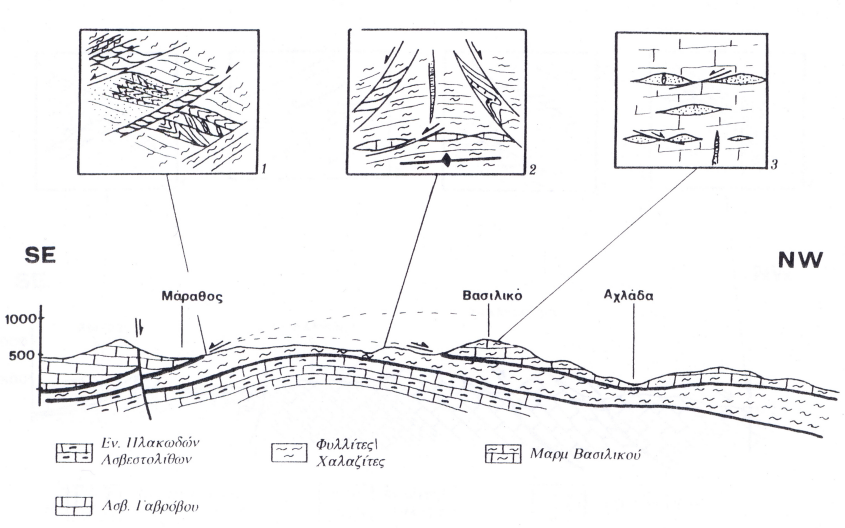
4.9 Γεωλογική τομές από την περιοχή της Κρήτης

Γεωλογική τομή Ηρακλείου (σχ .4.2)

Η γεωλογική τομή τοποθετείται δυτικά της πόλης του Ηρακλείου και διέρχεται περίπου από τα χωριά Μάραθος , Αχλάδα και από το όρος Βασιλικό.

Στην τομή αυτή εμφανίζονται κυρίως τα πετρώματα του καλύμματος των Φυλλιτών – Χαλαζιτών με τα σχιστολιθικά φυλλιτικά πετρώματα και τα μάρμαρα του Βασιλικού καθώς επίσης και τα ανθρακικά πετρώματα του καλύμματος του Γαβρόβου.

Τα πετρώματα του Γαβρόβου εμφανίζονται στο νότιο τμήμα της τομής. Αποτελούνται από μαζώδεις ασβεστόλιθους και δολομίτες που κατά τόπους κοντά στην επαφή είναι ανακρυσταλλωμένοι. Η επαφή με τους Φυλλίτες χαλαζίτες δε φαίνεται καθαρά καθώς καλύπτεται από πρόσφατα κορήματα.



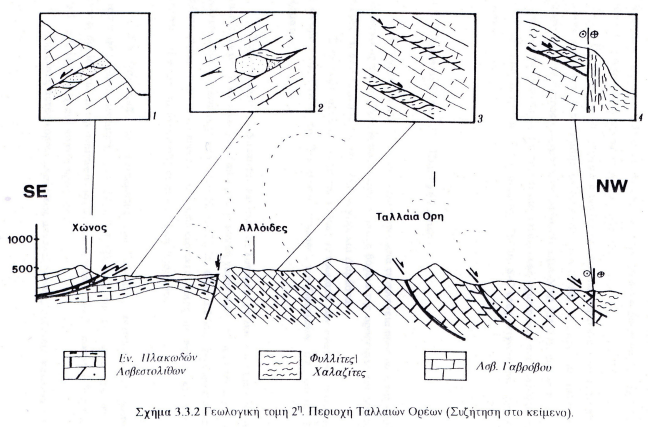
Σχήμα 3.3.1 Γεωλογική τομή 1ης. Περιοχή Ηρακλείου (Συζητήσιμο το κείμενο).

Σχήμα 4.2. Γεωλογική τομή της Περιοχής Ηρακλείου (Φασουλάς, 1995)

Γεωλογική τομή - περιοχή Ταλλαίων ορέων (σχ. 4.3)

Η γεωλογική τομή τοποθετείται στην περιοχή των Ταλλαίων ορέων στην βόρεια Κρήτη και διέρχεται από τα χωριά Αλόιδες ανατολικά από Χώνο και δυτικά από τις Σίσες.

Η περιοχή αυτή χαρακτηρίζεται από την ανεστραμμένη σειρά των Πλακωδών ασβεστολίθων που καταλαμβάνει όλο τον ορεινό όγκο των Ταλλαίων ορέων (Φυτρολάκης 1980, HALL & AUDLEY- CHARLES 1983). Στα βόρεια και νότιο της οροσειράς εμφανίζονται πετρώματα των Φυλλιτών – χαλαζιτών και ακόμη πιο νότια το κάλυμμα του Γαβρόβου.



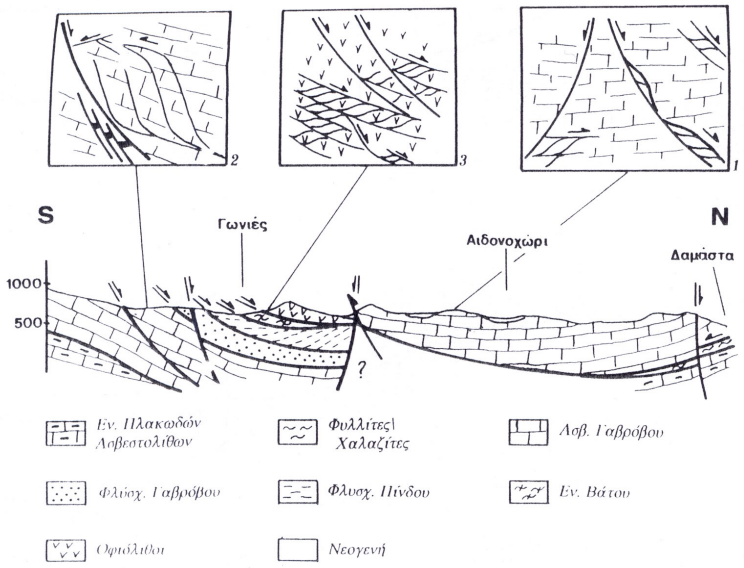
Σχήμα 3.3.2 Γεωλογική τομή 2η. Περιοχή Ταλλαιών Ορέων (Συζήτηση στο κείμενο).

Σχήμα 4.3. Γεωλογική τομή της Περιοχής ταλλαίων ορέων (Φασουλάς, 1995)

<u>Γεωλογική τομή – Περιοχή Γωνιών (σχ. 4.4)</u>

Η τομή αυτή αποτελεί στην ουσία τη συνέχεια προς νότο της προηγούμενης γεωλογικής τομής. Τοποθετείται στην περιοχή βόρεια της οροσειράς του Ψηλορείτη και διέρχεται από τα χωριά Γωνιές, Αηδονοχώρι και Δαμάστα.

Στην τομή αυτή εμφανίζονται κυρίως πετρώματα των ανώτερων καλυμμάτων του Γαβρόβου, της Πίνδου, του τεκτονικού mélange, των Οφιολίθων, αλλά και των Νεογενών ιζημάτων.



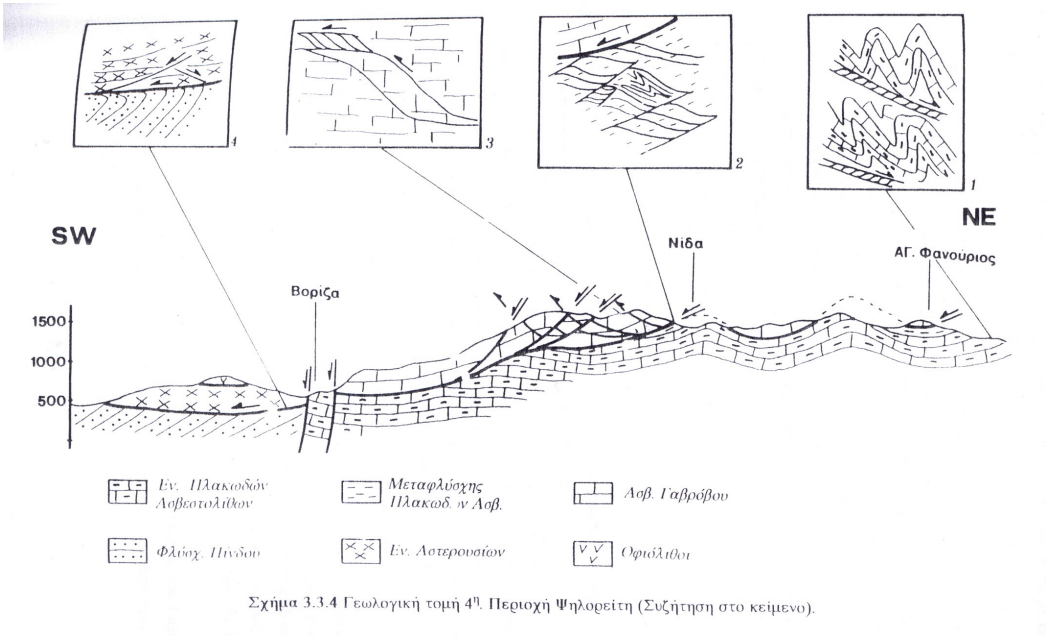
Σχήμα 3.3.3 Γεωλογική τομή 3η. Περιοχή Γωνιών (Συζήτηση στο κείμενο).

Σχήμα 4.4. Γεωλογική τομή της Περιοχής Γωνιών (Φασουλάς, 1995)

Γεωλογική τομή – Περιοχή Ψηλορείτη (σχ. 4.5)

Η γεωλογική αυτή τομή κόβει κάθετα την οροσειρά του Ψηλορείτη στην περιοχή του οροπεδίου της Νίδας και ακολουθεί περίπου παράλληλα τον δρόμο που οδηγεί στο οροπέδιο και από εκεί στη νότια έξοδό του στις νότιες παρυφές της οροσειράς.

Στην περιοχή εμφανίζονται οι πλακώδεις ασβεστόλιθοι της ομώνυμης ενότητας, οι ασβεστόλιθοι του Γαβρόβου και στα νότια ο φλύσχης της Πίνδου, το κάλυμμα των Αστερουσίων και οι Οφιόλιθοι.



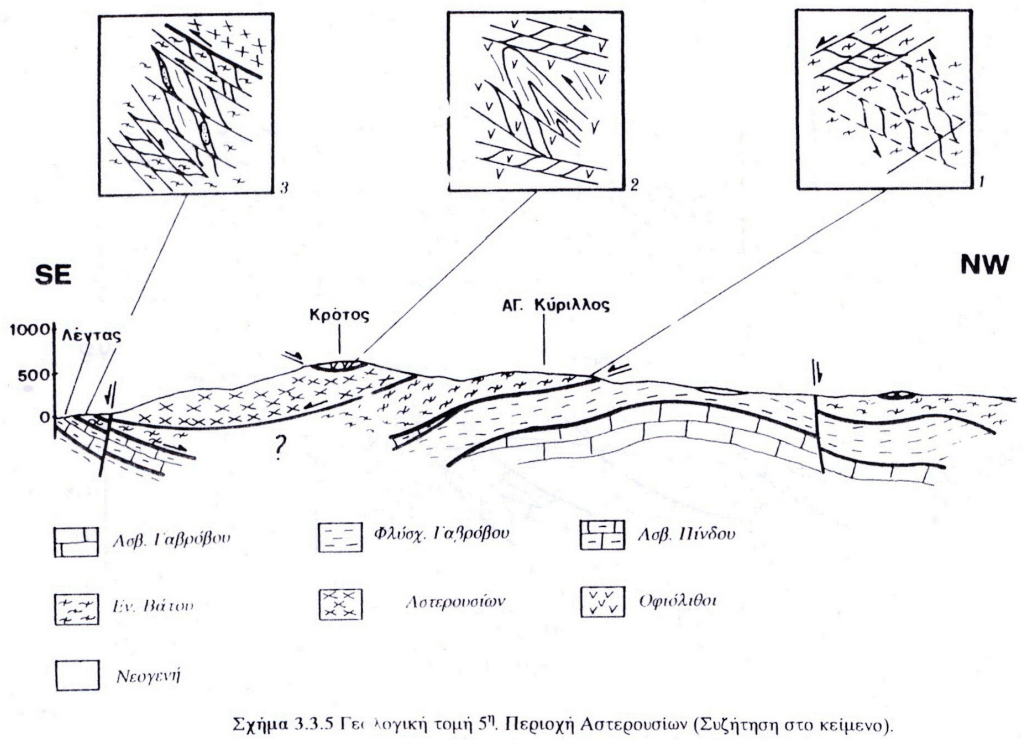
Σχήμα 3.3.4 Γεωλογική τομή 4η. Περιοχή Ψηλορείτη (Συζήτηση στο κείμενο).

Σχήμα 4.5. Γεωλογική τομή της Περιοχής Ψηλορείτη (Φασουλάς, 1995)

Γεωλογική τομή – Περιοχή Αστερουσίων (σχ. 4.6)

Η γεωλογική αυτή τομή ξεκινάει από τις νότιες παρυφές της λεκάνης της Μεσαράς και κόβει την περιοχή των δυτικών Αστερουσίων.

Στην τομή αυτή εμφανίζονται μόνο τα πετρώματα των ανώτερων τεκτονικών καλυμμάτων. Στο βόρειο τμήμα της τομής εμφανίζεται κυρίως ο φλύσχης του Γαβρόβου και πάνω σε αυτόν μερικά αποκομμένα τεμάχη του καλύμματος των Αστερουσίων(Περιοχή Περίου). Στην περιοχή αυτή εμφανίζονται οι Μέσο- Μειοκαινικές μάργες που αποτελούν τα παλαιότερα πιθανόν ιζήματα της λεκάνης της Μεσαράς, να κάθονται πάνω στο φλύσχη του Γαβρόβου.



Σχήμα 3.3.5 Γεωλογική τομή 5η. Περιοχή Αστερουσίων (Συζήτηση στο κείμενο).

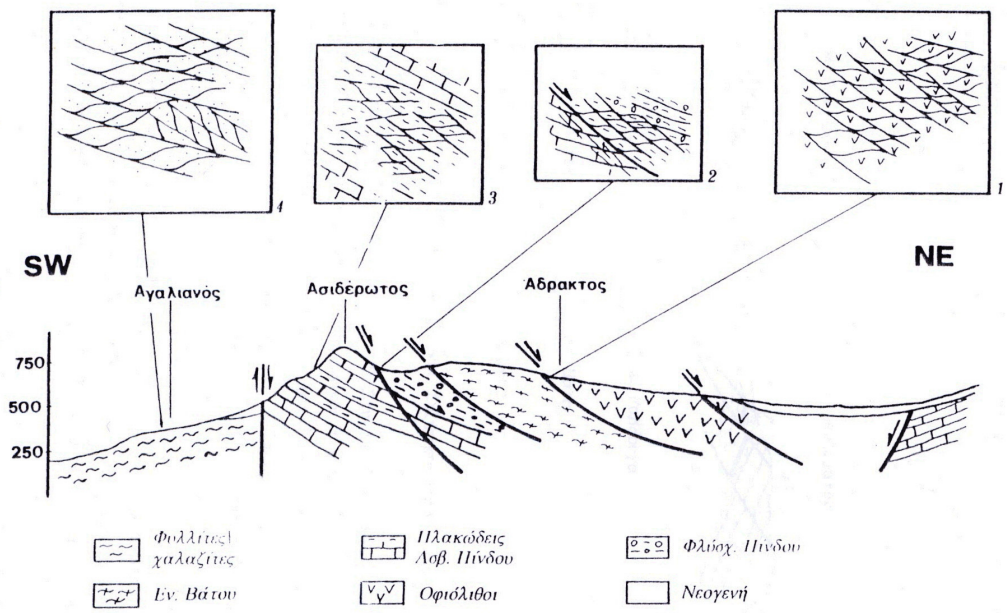
Σχήμα 4.6. Γεωλογική τομή της Περιοχής Αστερουσίων (Φασουλάς, 1995)

Γεωλογική τομή – Περιοχή νότια του Σπηλίου (σχ. 4.7)

Η τομή αυτή τοποθετείται στα νοτιοδυτικά της οροσειράς του Ψηλορείτη και διέρχεται από τα χωριά Άδρακτος, Κεραμέ και από το όρος Ασιδέρωτος.

Στην περιοχή αυτή εμφανίζονται κυρίως τα πετρώματα του καλύμματος των Οφιολίθων, του τεκτονικού mélange και της Πίνδου, ενώ στα νότια της τομής εμφανίζονται χαλαζίτες του καλύμματος Φυλλιτών – χαλαζιτών.

Στα βόρεια της τομής οι ασβεστόλιθοι της Πίνδου αλλά και οι Οφιόλιθοι καλύπτονται από τα Νεογενή – Τεταρτογενή ιζήματα του τεκτονικού βυθίσματος του Σπηλίου.



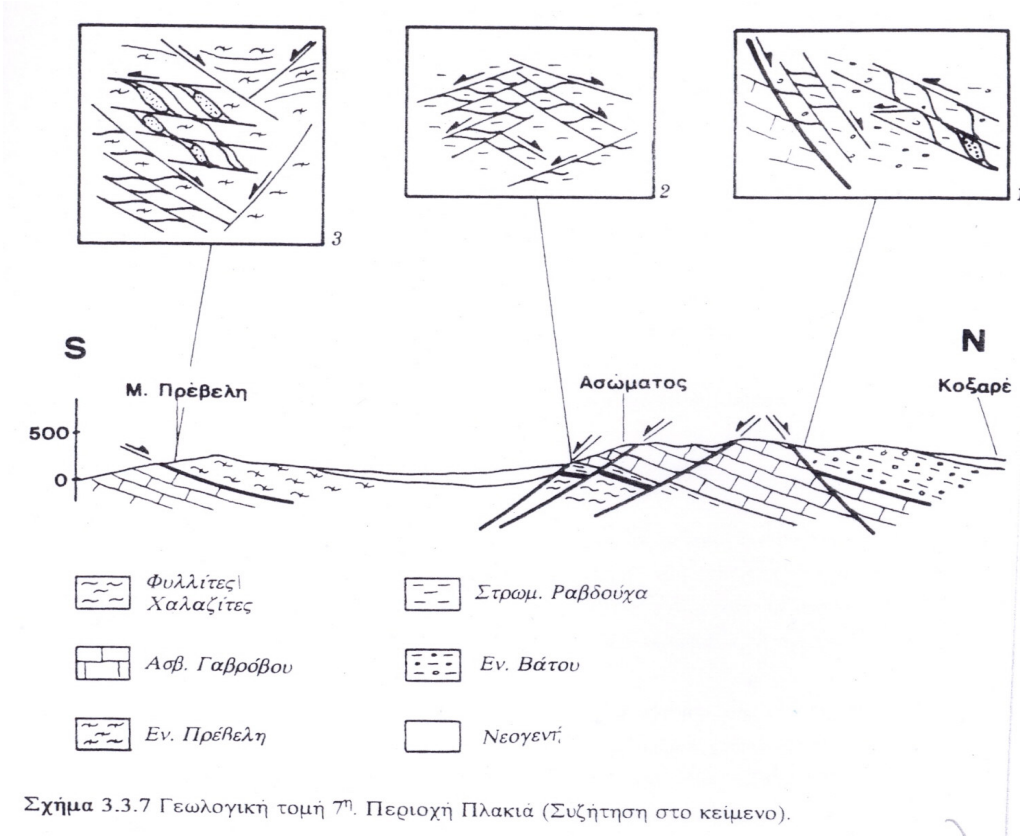
Σχήμα 3.3.6 Γεωλογική τομή 6η. Περιοχή νότια του Σπηλίου (Συζήτηση στο κείμενο).

Σχήμα 4.7. Γεωλογική τομή της Περιοχής Σπηλίου (Φασουλάς, 1995)

Γεωλογική τομή – Περιοχή Πλακιά (σχ. 4.8)

Η τομή αυτή τοποθετείται δυτικότερα της προηγούμενης στην περιοχή Μονής Πρέβελη Κουρταλιώτικο φαράγγι.

Στην περιοχή εμφανίζονται τα ανώτερα καλύμματα και ιδιαίτερα τα πετρώματα του τεκτονικού mélange.



Σχήμα 3.3.7 Γεωλογική τομή 7η. Περιοχή Πλακιά (Συζήτηση στο κείμενο).

Σχήμα 4.8. Γεωλογική τομή της Περιοχής Πλακιά (Φασουλάς, 1995)

4.10 Ανάλυση παραμόρφωσης – Μέτρηση του ποσού της παραμόρφωσης

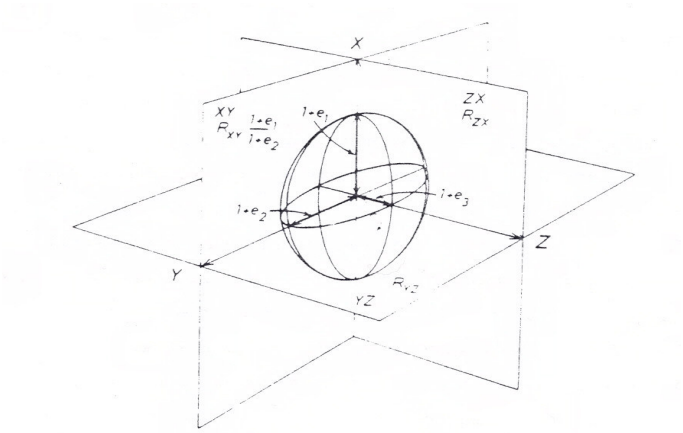
Κατά την παραμόρφωση των πετρωμάτων γίνονται αλλαγές σε επίπεδο κρυστάλλων που ανάγονται σε αλλαγές στο πλέγμα τους, στο σχήμα τους και στη σχετική θέση μεταξύ τους. Δημιουργούνται έτσι χαρακτηριστικές δομές παραμόρφωσης η μελέτη των οποίων μπορεί να καθορίσει το μέγεθος και τα χαρακτηριστικά του ποσού της παραμόρφωσης που δέχθηκε το πέτρωμα.

Για τη μελέτη του ποσού της παραμόρφωσης που έχει απορροφήσει ένα πέτρωμα θεωρούμε αρχικά μια σφαίρα μοναδιαίας ακτίνας, η οποία μετά την παραμόρφωση μετατρέπεται σε ελλειψοειδές που ονομάζεται τελικό ελλειψοειδές της παραμόρφωσης . Το τελικό ελλειψοειδές της παραμόρφωσης χαρακτηρίζεται από τρεις κύριους άξονες X, Y, Z (X>Y>Z) και τα τρία κύρια επίπεδα XY, YZ, XZ.

Ανάλογα με το μέγεθος των αξόνων και το σχήμα τους τα ελλειψοειδή της παραμόρφωσης χωρίζονται σε τρεις κατηγορίες, στα διαγράμματα FLINN (1962) και HSU (1966). Έτσι όταν ο λόγος X/Y είναι μικρότερος από το λόγο Y/Z τα ελλειψοειδή

προβάλλλονται στο πεδίο της Flattening παραμόρφωσης, όταν ο λόγος X\Y είναι μεγαλύτερος από το λόγο Y\Z τότε προβάλλονται στο πεδίο της Constrictional παραμόρφωσης, ενώ όταν οι λόγοι είναι ίσοι τότε τα ελλειψοειδή προβάλλονται στη γραμμή της Plane strain (k=1) παραμόρφωσης.

Τα στάδια που διέρχεται το ελλειψοειδές της παραμόρφωσης (σχ. 4.9) μέχρι την τελική μορφή ονομάζονται προοδευτικά στάδια της παραμόρφωσης και τα ελλειψοειδή που προκύπτουν σε κάθε στάδιο σταδιακά ή προοδευτικά ελλειψοειδή της παραμόρφωσης.



Σχήμα 4.9. Το ελλειψοειδές της παραμόρφωσης (Φασουλάς, 1995)

<u>Μελέτη του τελικού ποσού της παραμόρφωσης - Ίχνη του τελικού ποσού της παραμόρφωσης</u>

Η μελέτη του τελικού ποσού της παραμόρφωσης ανάγεται στη μελέτη του τελικού ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης. Ενδείξεις ίχνη του τελικού ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης των πετρωμάτων της κεντρικής Κρήτης, αποτελούν οι γραμμώσεις έκτασης που παρατηρούνται.

Οι διευθύνσεις των γραμμώσεων έκτασης θεωρείται ότι αντιπροσωπεύουν κατά προσέγγιση τη διεύθυνση του X άξονα του τελικού ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης (RAMSEY & HUBER 1983, PLATT & BEHRMANN 1986, LIN & WILLIAMS 1992). Επίσης η σχιστότητα των πετρωμάτων πάνω στην οποία εμφανίζεται η γράμμωση έκτασης θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει κατά προσέγγιση το XY επίπεδο του τελικού ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης.

<u>Μελέτη δειγμάτων- Μέθοδοι υπολογισμού του ποσού της τελικής παραμόρφωσης</u>

Στην κεντρική Κρήτη μελετήθηκε το ποσό της παραμόρφωσης των πετρωμάτων κατά τη διάρκεια των DA, D0 , και D2 τεκτονικών γεγονότων , τα οποία έλαβαν χώρα με σχετικά

πλαστικές δομές. Η παραμόρφωση του DB γεγονότος δε μελετήθηκε περισσότερο εξαιτίας της μικρής εμφάνισης και της ακατάλληλης πετρολογικής σύστασης των μπλε σχιστόλιθων του τεκτονικού mélange.

Το ποσό της παραμόρφωσης κατά το D1τεκτονικό γεγονός δεν μελετήθηκε καθώς στα κατώτερα καλύμματα όπου έγινε το γεγονός σε πλαστικές συνθήκες κυριαρχεί το επόμενο D2 γεγονός ενώ στα ανώτερα όπου εμφανίζεται το D1 κυρίως με ρηξιγενείς δομές δε βρέθηκαν κατάλληλα δείγματα.

Η μελέτη της παραμόρφωσης κατά τη διάρκεια των DA και D0 έγινε σε επιλεγμένες θέσεις . Η μελέτη παραμόρφωσης του D2 γεγονότος έγινε στα κατώτερα καλύμματα και σε μερικά από τα ανώτερα.

Για τη μελέτη της τελικής παραμόρφωσης των πετρωμάτων της κεντρικής Κρήτης συλλέχθηκαν προσανατολισμένα δείγματα πετρωμάτων πάνω στα οποία είχε σημειωθεί η γράμμωση έκτασης και η σχιστότητα C η οποία είναι παράλληλη στα όρια ζωνών διάτμησης.

Οι μέθοδοι υπολογισμού του ποσού της τελικής παραμόρφωσης στηρίζονται στον υπολογισμό των κύριων αξόνων του τελικού ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης καθώς και του προσανατολισμού τους στο χώρο.

Οι μέθοδοι αυτοί χωρίζονται σε δύο κατηγορίες ανάλογα με το αντικείμενο μελέτης τους (RAMSEY & HUBER 1983, RATSCHBACHER 1987) : στις μεθόδους που στηρίζονται στη μελέτη του σχήματος χαρακτηριστικών δεικτών παραμόρφωσης όπως κροκάλων, φακοειδών σωμάτων και κλαστών χαλαζία ή αστρίων και στις μεθόδους που στηρίζονται στη μετατόπιση των κέντρων χαρακτηριστικών δεικτών όπως απολιθωμάτων, κόκκων ορυκτών.

Μέτρηση του ποσού της τελικής παραμόρφωσης κατά τα DA και D0

Στα ανώτερα καλύμματα των Αστερουσίων και του τεκτονικού mélange η διεύθυνση και ο προσανατολισμός του τελικού ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης ορίζεται από τις LA και L0 γραμμώσεις έκτασης . Η μέτρηση του ποσού της τελικής παραμόρφωσης στα καλύμματα έγινε σε κροκαλοπαγή , χαλαζίτες και οφθαλμογνεύσιους του καλύμματος των Αστερουσίων.

Τα τελικά ελλειψοειδή της παραμόρφωσης προβλήθηκαν στα διαγράμματα Flinn και Hsu. Τα τρία δείγματα που συλλέχθηκαν από το κάλυμμα των Αστερουσίων προβάλλονται στο πεδίο της flattening παραμόρφωσης. Από τα δείγματα αυτά τα δύο παρουσιάζουν τη διεύθυνση του X άξονα παράλληλα στην LA γράμμωση ολίσθησης και αντιπροσωπεύουν την παραμόρφωση που έγινε κατά το DA γεγονός. Το τρίτο δείγμα παρουσιάζει διεύθυνση του άξονα X παράλληλα στην L0 γράμμωση έκτασης που παρατηρείται κατά θέσεις στη

βάση του καλύμματος. Το δείγμα αποτύπωσε την παραμόρφωση που δέχθηκαν τα πετρώματα των Αστερουσίων λόγω της επίδρασης του D0 γεγονότος.

Όλα τα υπόλοιπα δείγματα που προέρχονται από το τεκτονικό mélange σχετίζονται με το D0 γεγονός και προβάλλονται στο πεδίο της flattening παραμόρφωσης υποδηλώνοντας μια μικρή ελάττωση του όγκου. Το ένα δείγμα που προβάλλεται στο πεδίο της constrictional παραμόρφωσης προέρχεται από έντονα διατμημένο, κατά το D0 ανθρακικό κροκαλοπαγές της ενότητας του Βάτου.

Μέτρηση του ποσού της τελικής παραμόρφωσης κατά το D2- γεγονός

Η μέτρηση του ποσού της τελικής παραμόρφωσης κατά το D2 γεγονός έγινε στα κατώτερα καλύμματα της κεντρικής Κρήτης ενώ μετρήθηκαν ένα δείγμα από τα κάλυμμα του Γαβρόβου και ένα από το κάλυμμα της Πίνδου. Μετρήθηκαν 30 δείγματα όπου απεικονίζονται τα στοιχεία της L2 γράμμωσης έκτασης, οι τιμές των κύριων αξόνων του τελικού ελλειψοειδούς, οι τιμές K, ν, η τιμή της έντασης της παραμόρφωσης r , η γωνία Φ που σχηματίζει η XY επιφάνεια με το όριο της ζώνης διάτμησης.

Τα περισσότερα δείγματα προβάλλονται είτε στο πεδίο της constrictional είτε στο πεδίο της flattening παραμόρφωσης και φανερώνει ότι στα περισσότερα δείγματα είχαμε μεταβολή όγκου κατά τη διάρκεια της παραμόρφωσης. Η πλειοψηφία των δειγμάτων προβάλλεται στο πεδίο της flattening παραμόρφωσης, φαίνεται ότι κατά τη διάρκεια του D2 γεγονότος υπήρχε σημαντική ελάττωση του όγκου των πετρωμάτων.

Τα περισσότερα δείγματα με πολύ μικρή τιμή του K προέρχονται από θέσεις που είναι κοντά σε κύριες επαφές μεταξύ των καλυμμάτων ή από τις επαφές καλυμμάτων.

Τα δείγματα με τιμές του K> 1 προέρχονται από το εσωτερικό των κατώτερων καλυμμάτων από θέσεις που βρίσκονταν μακριά από τις D2 ζώνες διάτμησης και επηρεάστηκαν προφανώς από constrictional τύπου συνθήκες που έλαβαν χώρα κατά τόπους.

4.11 Εισαγωγή στην μελέτη της προοδευτικής παραμόρφωσης

Είναι γνωστό ότι το ποσό της έκτασης που λαμβάνει χώρα κατά τη διάρκεια μιας παραμόρφωσης μπορεί να εκφραστεί με το άνοιγμα των εφελκυστικών ρωγμώσεων ή των pull apart δομών (FERGUSON & LLOYD 1984) όπως και από την προσανατολισμένη ανακρυστάλλωση ορυκτών μέσα στα συστήματα εφελκυστικών ρωγμώσεων. Η ανακρυστάλλωση μέσα σε συστήματα εφελκυστικών ρωγμώσεων των προιόντων διάλυσης των γειτονικών πετρωμάτων γίνεται πάντα παράλληλα στη διεύθυνση του μέγιστου άξονα του τελικού ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης(RAMSEY & HUBER 1983).

Κατά τη διάρκεια της ανακρυστάλλωσης των ορυκτών εάν μεταβληθεί ο προσανατολισμός των αξόνων του ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης η ανακρυστάλλωση των ορυκτών θα ακολουθήσει τη μεταβολή αυτή. Θα δημιουργηθούν έτσι μακροπρυσματικοί κρύσταλλοι ορυκτών με χαρακτηριστικά σιγμοειδή σχήματα.

Στις περισσότερες περιπτώσεις η ανακρυστάλλωση των ορυκτών ξεκινάει από τα πλευρικά τοιχώματα και επεκτείνεται προς το κέντρο των ρωγμώσεων, έτσι η ανακρυστάλλωση που είναι κοντά στα τοιχώματα εκφράζει την έκταση που έλαβε χώρα στα αρχικά στάδια της προοδευτικής παραμόρφωσης, ενώ η ανακρυστάλλωση των ορυκτών στο εσωτερικό των ρωγμώσεων εκφράζει πιο προοδευτικά στάδια της παραμόρφωσης. Σε ορισμένες μόνο κατηγορίες εφελκυστικών ρωγμώσεων (RAMSEY & HUBER 1983) η ανακρυστάλλωση ξεκινάει από το κέντρο προς τα τοιχώματα των ρωγμώσεων και σε αυτές τις ρωγμώσεις η ανακρυστάλλωση κοντά στα τοιχώματα εκφράζει τα τελευταία στάδια της παραμόρφωσης. Στις ρωγμώσεις το υλικό πλήρωσης είναι διαφορετικό από αυτό των τοιχωμάτων των ρωγμώσεων και συνήθως στο κέντρο των ρωγμώσεων διακρίνεται μια γραμμή που σχηματίζεται από τα προϊόντα θραύσης που δημιουργούνται κατά την έναρξη της ρώγμωσης.

Τα συστήματα των εφελκυστικών ρωγμώσεων που πληρώνονται από προϊόντα διάλυσης των γειτονικών πετρωμάτων είναι πολύ συχνά σε πετρώματα στα οποία η παραμόρφωση έλαβε χώρα σε συνθήκες ανχιμεταμόρφωσης έως μέσω πρασινοσχιστολιθικής φάσης (RAMSEY & HUBER 1983). Η ανάπτυξη μακροπρυσματικών κρυστάλλων ορυκτών που γίνεται στις σκιές πίεσης γύρω από συμπαγή ορυκτά ή κλάστες δίνει κατά αναλογία με τις εφελκυστικές ρωγμώσεις πληροφορίες για την προοδευτική παραμόρφωση των πετρωμάτων.

4.12 Ανάλυση της μικρο-υφής

Η ανάλυση της μίκρο- υφής αναφέρεται στην ανάλυση της υφής των πετρωμάτων σε επίπεδο μίκρο – κλίμακας με τη χρήση συμβατικού ή ηλεκτρονικού μικροσκοπίου. Η ανάλυση της μίκρο- υφής ασχολείται με τη μελέτη των χαρακτηριστικών των ορυκτών – κόκκων που αποτελούν τα πετρώματα των μεταξύ τους ορίων και τη μελέτη του πλέγματος όταν αυτό είναι δυνατό. Αποτελεί ένα σημαντικό κλάδο της τεκτονικής καθώς επιτρέπει τη σύνδεση των μίκρο – δομών που παρατηρούμε στα πετρώματα όπως είναι η σχιστότητα, η ανακρυστάλλωση των ορυκτών, ορισμένοι κινηματικοί δείκτες και με τους μηχανισμούς παραμόρφωσης και τους νόμους της φυσικής που τους διέπουν.

Σύμφωνα με τον KNIPE 1989 ο τρόπος με τον οποίο αντιδρούν τα πετρώματα στην παραμόρφωση εξαρτάται από πολλούς περιβαλλοντικούς και λιθολογικούς παράγοντες .Στους περιβαλλοντικούς παράγοντες μπορούμε να αναφέρουμε τη θερμοκρασία, την πίεση με όλες τις της τις μορφές, τη διατμητική τάση ενώ στους λιθολογικούς την ορυκτολογική σύσταση, το πορώδες, την ύπαρξη προϋπάρχουσας υφής.

Η αλληλεπίδραση των παραπάνω παραγόντων είναι αυτή που θα ενεργοποιήσει κάποιες διαδικασίες μεταβολής της ύλης στο εσωτερικό των κόκκων ή στα όρια τους. Τέτοιες διαδικασίες είναι για παράδειγμα η διάχυση, η διάλυση, η μετατόπιση ασυνεχειών πλέγματος, η δημιουργία διδυμιών, η δημιουργία νέων κρυστάλλων, η ελαστική διατάραξη, ο θραυσμός.

Οι ακριβείς αυτές διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα κάτω από συγκεκριμένες περιβαλλοντικές συνθήκες είναι αυτές που θα καθορίσουν το μηχανισμό παραμόρφωσης και τις δομές που θα σχηματιστούν. Βασική προϋπόθεση για την αναγνώριση του μηχανισμού παραμόρφωσης είναι η διάκριση των δομών που δημιουργούνται κατά τους διάφορους μηχανισμούς. Οι δομές που θα δημιουργηθούν σύμφωνα με κάποιο μηχανισμό παραμόρφωσης πρέπει να διατηρηθούν να μη λάβουν χώρα σε κάποια νεότερη διαδικασία παραμόρφωσης του πετρώματος.

Οι μηχανισμοί παραμόρφωσης διακρίνονται σε τρεις μεγάλες ομάδες:

1. Στους μηχανισμούς μεταφοράς μάζας με διάχυση όπου η παραμόρφωση δημιουργείται με την ανακατανομή του υλικού.
2. Στους μηχανισμούς πλαστικών κρυστάλλων παραμόρφωση που γίνεται με ολίσθηση ή ερπισμό των ασυνεχειών του πλέγματος και με τη δημιουργία διδυμιών.
3. Στους μηχανισμούς διάρρηξης ανάκλασης και ερπυσμού παραμόρφωση που περιλαμβάνει τη δημιουργία νέων επιφανειών και μείωση της συνοχής λόγω θραυσμού κατά μήκος των ορίων των κόκκων και άλλων επιφανειών.

4.12 Ανάλυση της παλαιοτάσεων

Η ανάλυση των ημιπλαστικών έως ρηξιγενών ζωνών διάτμησης που δημιουργούνται στα διάφορα στάδια εξέλιξης των τεκτονικών γεγονότων και σχεδόν σε επιφανειακές συνθήκες αποτελεί χρήσιμο βοήθημα για την ποιοτική μελέτη του πεδίου των τάσεων που επέδρασε κατά τη δημιουργία των διατμητικών ζωνών. (BERHMANN 1988 , RATSCHBACHER 1991 , RING & MERLE 1992).

Αν θεωρήσουμε τις ζώνες αυτές σαν ρήγματα η θέση στο χώρο της μέγιστης εφελκυστικής τάσης σ3 της μέγιστης συμπιεστικής σ1 τάσης και της ενδιάμεσης σ2 τάσης και

κατά συνέπεια το πεδίο των παλαιοτάσεων μπορούν να καθοριστούν με ακρίβεια. Απαραίτητη προϋπόθεση για τη μελέτη των παλαιοτάσεων είναι οι υπό μελέτη δομές να μην έχουν περιστραφεί σημαντικά λόγω μεταγενέστερων τεκτονικών γεγονότων.

Για την περιοχή της κεντρικής Κρήτης η ανάλυση των παλαιοτάσεων μπορεί να εφαρμοστεί για τα D1 , D2 και D3 γεγονότα των οποίων οι ημιπλαστικές και ρηξιγενείς ζώνες διάτμησης παρατηρήθηκαν στην ύπαιθρο. Οι ημιπλαστικές έως ρηξιγενείς D0 δομές είναι πιθανό να έχουν επηρεαστεί σημαντικά από τις νεότερες δομές .

Κάποια περιστροφή ίσως έχουν υποστεί και οι δομές του D1 γεγονότος αλλά μόνο και την κατακόρυφη έννοια διότι το επόμενο D2 γεγονός έλαβε χώρα στην ίδια σχεδόν διεύθυνση με αυτή του D1 δεν υπάρχουν μεγάλα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης ικανά να δημιουργήσουν σημαντικές οριζόντιες περιστροφές και διότι οι δομές της D3 συμπίεσης δεν ήταν δυνατόν να προκαλέσουν σημαντικές κατακόρυφες ή οριζόντιες περιστροφές.

Μέθοδος αναστροφής του ANGELIER

Η μέθοδος αναστροφής επιτρέπει να υπολογιστεί ποιοτικά ο προσανατολισμός των κύριων αξόνων του πεδίου των τάσεων ($\sigma1>\sigma2>\sigma3$) σε τοπικό επίπεδο χρησιμοποιώντας τα γεωμετρικά στοιχεία μιας ομάδας ρηγμάτων και των τεκτονικών γραμμώσεων ολίσθησης που παρατηρούνται πάνω σε αυτά. Έπειτα υπολογίζεται ένας μέσος τανυστής τάσης που ανταποκρίνεται με τον καλύτερο δυνατό τρόπο στην κίνηση κάθε μεμονωμένου ρήγματος της ομάδας. Η παραπάνω διαδικασία επιτυγχάνεται με ένα υπολογιστικό πρόγραμμα (Inverse method , Angelier 1979) το οποίο υπολογίζει τη θέση στο χώρο των κύριων αξόνων του πεδίου των τάσεων που δημιούργησε τα ρήγματα.

Για την εφαρμογή της μεθόδου θα πρέπει να ισχύουν οι εξής περιορισμοί και προϋπόθεσεις:

1. Ο όγκος του πετρώματος που περιέχει τα μελετούμενα ρήγματα να είναι στο σύνολο του ομογενής
2. Ο θεωρούμενος τανυστής τάσης να παριστάνει την παρατηρούμενη παραμόρφωση
3. Τα ρήγματα να λειτούργησαν ταυτόχρονα να δημιουργήθηκαν στο ίδιο τεκτονικό γεγονός
4. Ο προσανατολισμός των επιπέδων των ρηγμάτων και οι αναπτυσσόμενες τάσεις να είναι ανεξάρτητα μεταξύ τους κάτι που γενικά ισχύει στη φύση καθώς τις περισσότερες φορές η ολίσθηση γίνεται σε προυπάρχουσες επιφάνειες.
5. Η κίνηση σε κάθε ρήγμα να συμβαίνει κατά τη διεύθυνση της εφαπτομενικής συνιστώσας της τάσης.
6. Το μέσο να μην παρουσιάζει πλαστικές παραμορφώσεις

7. Τα ρήγματα που χρησιμοποιούνται να μην είναι της ίδιας γεωμετρίας δηλαδή να μην έχουν ίδια διεύθυνση και κλίση.

Έτσι με τη μέθοδο του καλύτερου μέσου τανυστή τάσης υπολογίζεται η απόκλιση μεταξύ των πραγματικών μετρήσεων της διεύθυνσης της κίνησης παράλληλα στη γράμμωση ολίσθησης και της θεωρητικής κίνησης που επιβάλλεται από το μέσο τανυστή τάσεων για τη μελετούμενη ομάδα ρηγμάτων. Οι αποκλίσεις μεταξύ των θεωρητικών τιμών που επιβάλλονται από το μέσο τανυστή τάσης που έχει προσδιοριστεί για τη συγκεκριμένη ομάδα ρηγμάτων και των αντίστοιχων που μετρήθηκαν επιτρέπει τον έλεγχο της ακρίβειας της μεθόδου για τη μελετούμενη ομάδα ρηγμάτων.

5. ΠΟΙΟΤΙΚΗ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΓΙΑ ΤΟ ΟΡΟΣ ΓΙΟΥΧΤΑ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

5.1 Εισαγωγή

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα και τα συμπεράσματα της τεκτονικής ανάλυσης με στόχο να προσδιοριστεί το τεκτονικό καθεστώς του όρους Γιούχτα, το οποίο βρίσκεται στην περιοχή των Αρχανών του νομού Ηρακλείου Κρήτης. Ουσιαστικά γίνεται μια πρώτη προσπάθεια ποιοτικής τεκτονικής ανάλυσης, για την οποία χρησιμοποιήθηκαν δύο λογισμικά., το «FaultKinWin 1.2.2», το οποίο βρίσκεται διαθέσιμο στο ιστοχώρο www.geo.cornell.edu και το StereoNett. Η επεξεργασία έγινε σε δύο φάσεις. Στην πρώτη φάση ομαδοποιήθηκαν τα τεκτονικά δεδομένα κατά περιοχές και στην δεύτερη φάση κατά διεύθυνση.

5.2 Α΄ φάση επεξεργασίας – ομαδοποίηση κατά περιοχές

Στο σχήμα 5.1 παρουσιάζεται το τοπογραφικό ανάγλυφο της περιοχής. Πάνω σε αυτό απεικονίζονται οι κυριότερες ρηγματογενείς ζώνες, οι οποίες έχουν προκύψει από το γεωλογικό χάρτη 1:50000 Ηρακλείου και Αρχανών (ΙΓΜΕ), απο αεροφωτογραφίες και επί τόπου γεωλογική αναγνώριση. Χωρίσαμε την περιοχή σε 4 ζώνες (1, 2, 3, 4). Στο σχήμα 5.2 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της τεκτονικής επεξεργασίας των μετρήσεων που λήφθησαν στην ύπαιθρο. Στην περιοχή 1 εντοπίζονται ρηξιγενείς ζώνες ΒΑ και ΒΔ διεύθυνσης. Στην περιοχή 2 εντοπίζονται ρηξιγενείς ζώνες Α-Δ, ΒΑ, ΒΔ και Β-Ν διεύθυνσης. Στην περιοχή 3 εντοπίζονται ρηξιγενείς ζώνες Α-Δ και ΒΔ διεύθυνσης. Στην περιοχή 4 εντοπίζονται ρηξιγενείς ζώνες Α-Δ, ΒΑ και ΒΔ διεύθυνσης. Στο σχήμα 5.3 παρουσιάζεται ο συσχετισμός των τεκτονικών στοιχείων που προέκυψαν από την επεξεργασία των μετρήσεων με αυτά της χαρτογράφησης, ο οποίος εμφανίζεται αρκετά καλός.

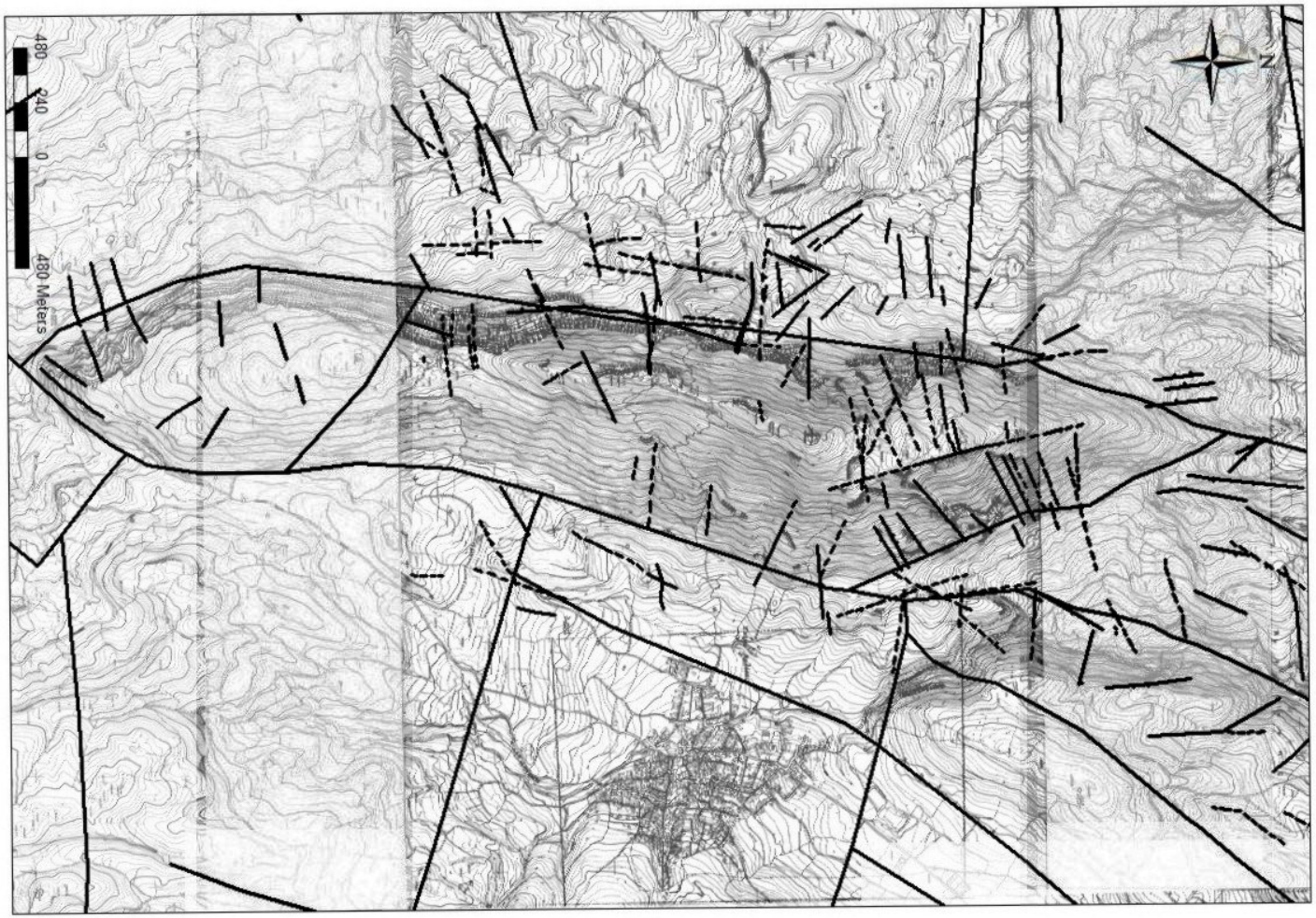
5.3 Β΄ φάση επεξεργασίας – ομαδοποίηση κατα διεύθυνση

Στην δεύτερη φάση της επεξεργασίας προχωρήσαμε σε ταξινόμηση των μετρήσεων κατά διεύθυνση με στόχο να καθοριστούν τα επίπεδα των ρηγμάτων. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στα σχήματα 5.4 έως 5.9.

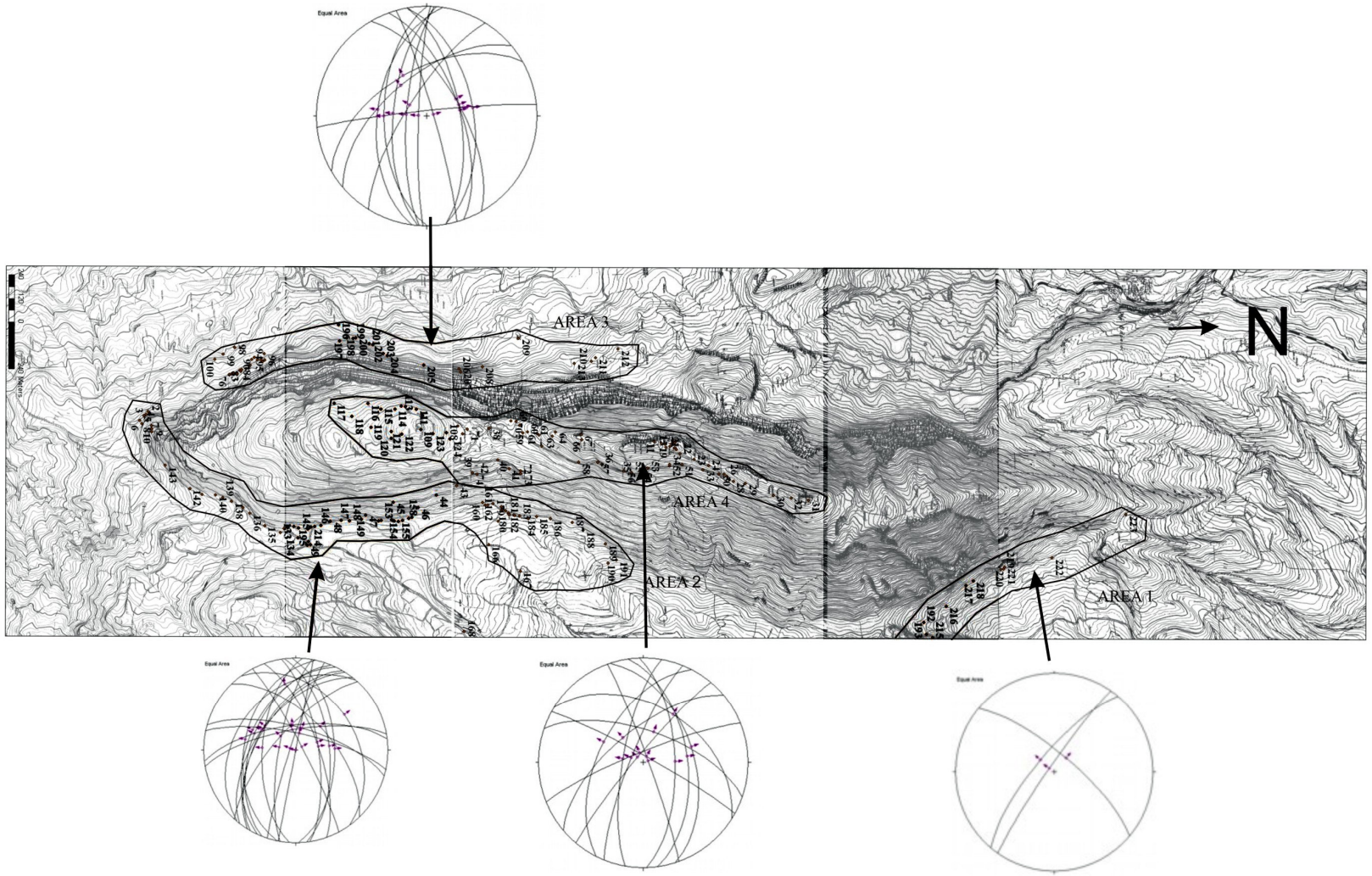
5.4 Συμπεράσματα

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

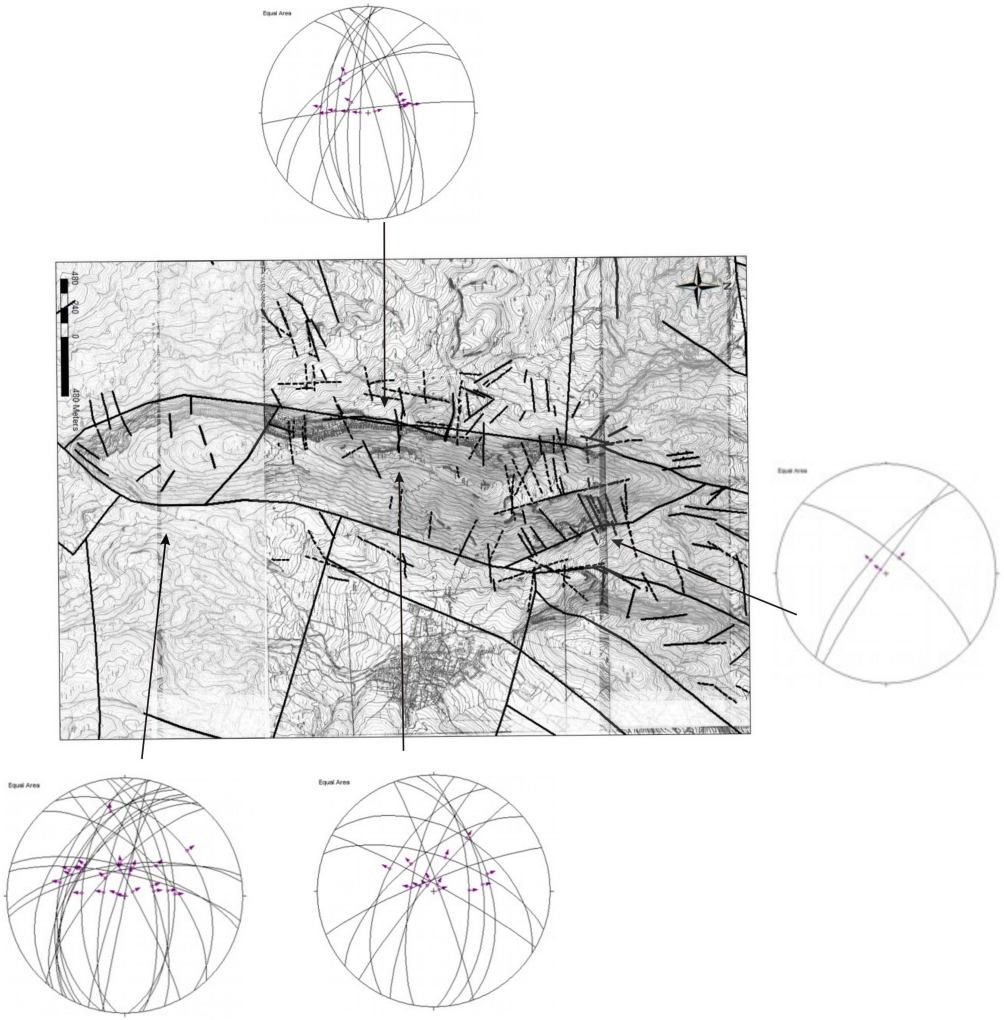
- Παρατηρείται πολύ καλή σύγκλιση στο εντοπισμό των ρηξιγενών ζωνών που προέκυψαν από την αναγνώριση των αεροφωτογραφιών και την επιτόπου γεωλογική αναγνώριση με τις τεκτονικές μετρήσεις.
- Εντοπίζονται μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες σε διεύθυνση Β-Ν, Α-Δ, ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ.



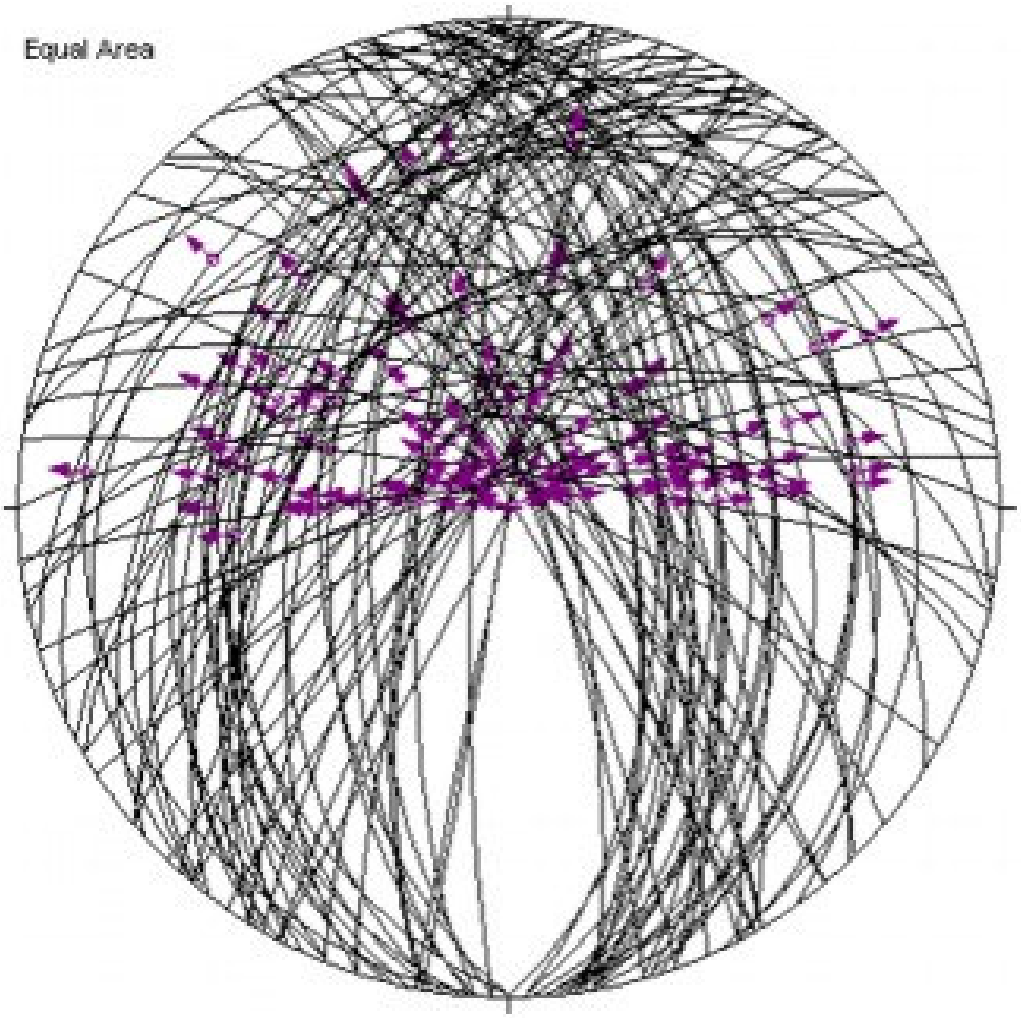
Σχήμα 5.1 . Τοπογραφικό ανάγλυφο όπου απεικονίζονται τα ρήγματα που διέπουν την περιοχή (απο γεωλογικό χάρτη 1:50000 - ΙΓΜΕ και in situ αναγνώριση)



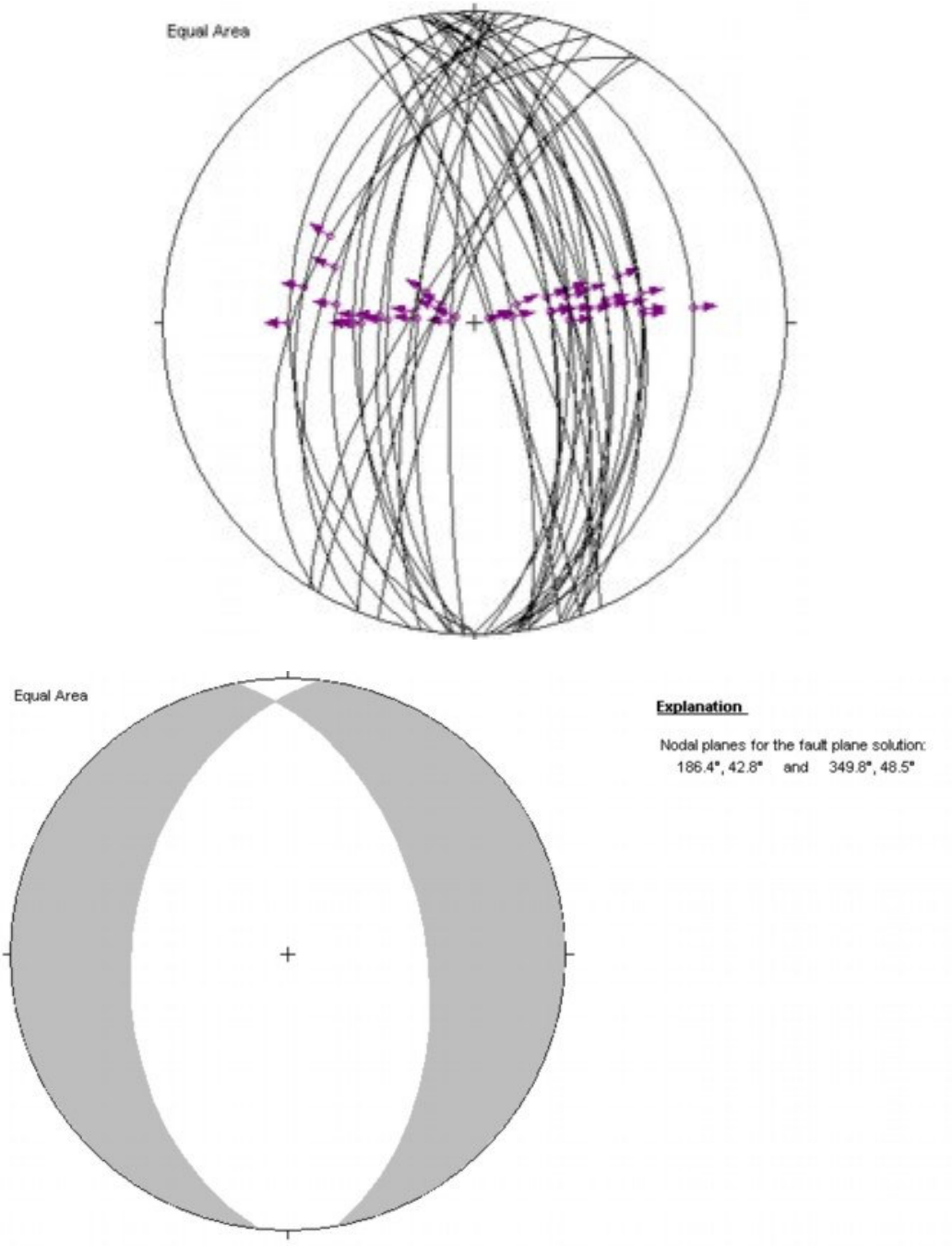
Σχήμα 5.2 . Τοπογραφικό ανάγλυφο και ομαδοποίση κατα περιοχή των κυριότερων ρηξιγενών ζωνών



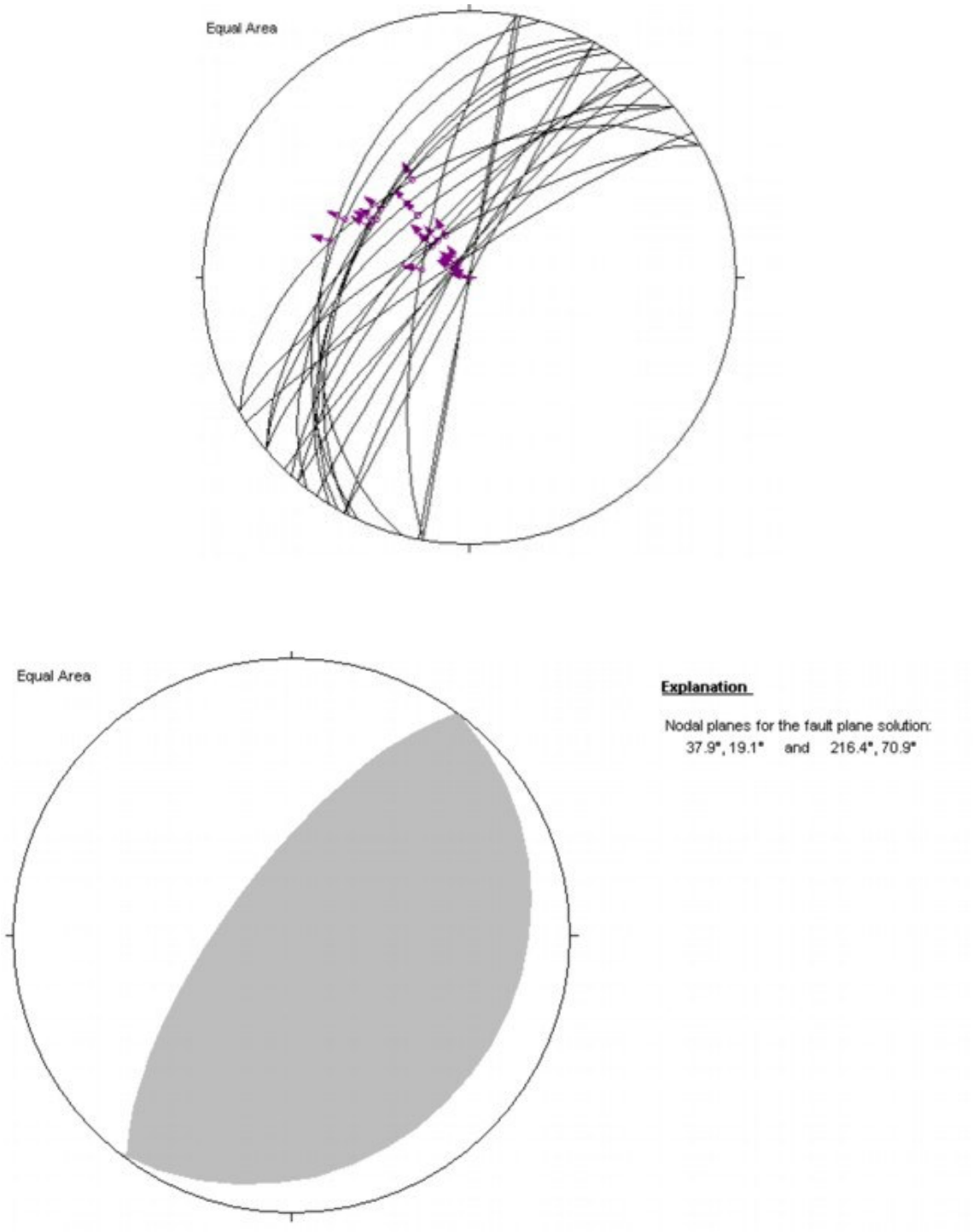
Σχήμα 5.3 . Συσχετισμός των τεκτονικών στοιχείων που προέκυψαν από την χαρτογράφηση με τις επεξεργασμένες μετρήσεις



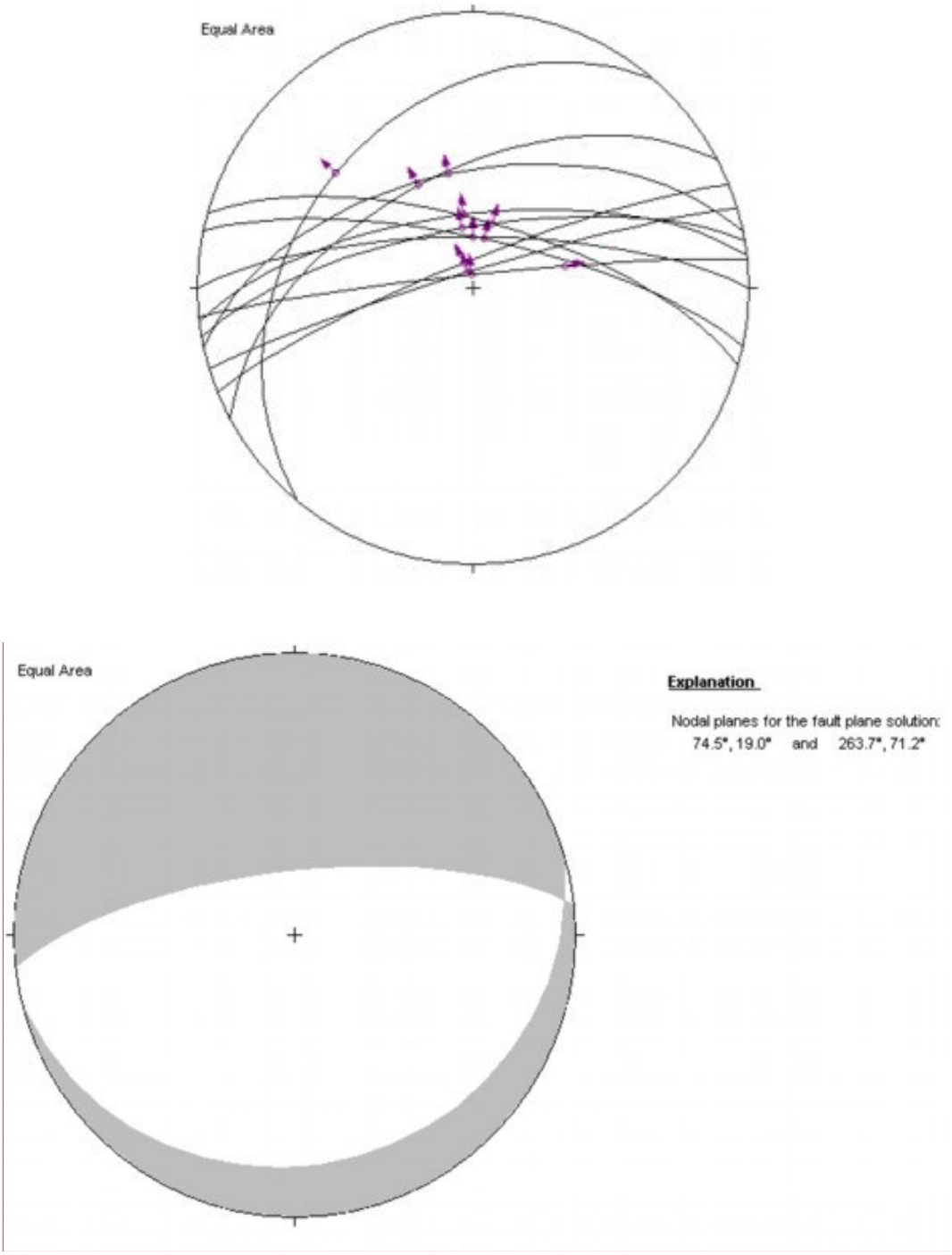
Σχήμα 5.4 Δίκτυο Smith όπου απεικονίζονται όλες οι μετρήσεις



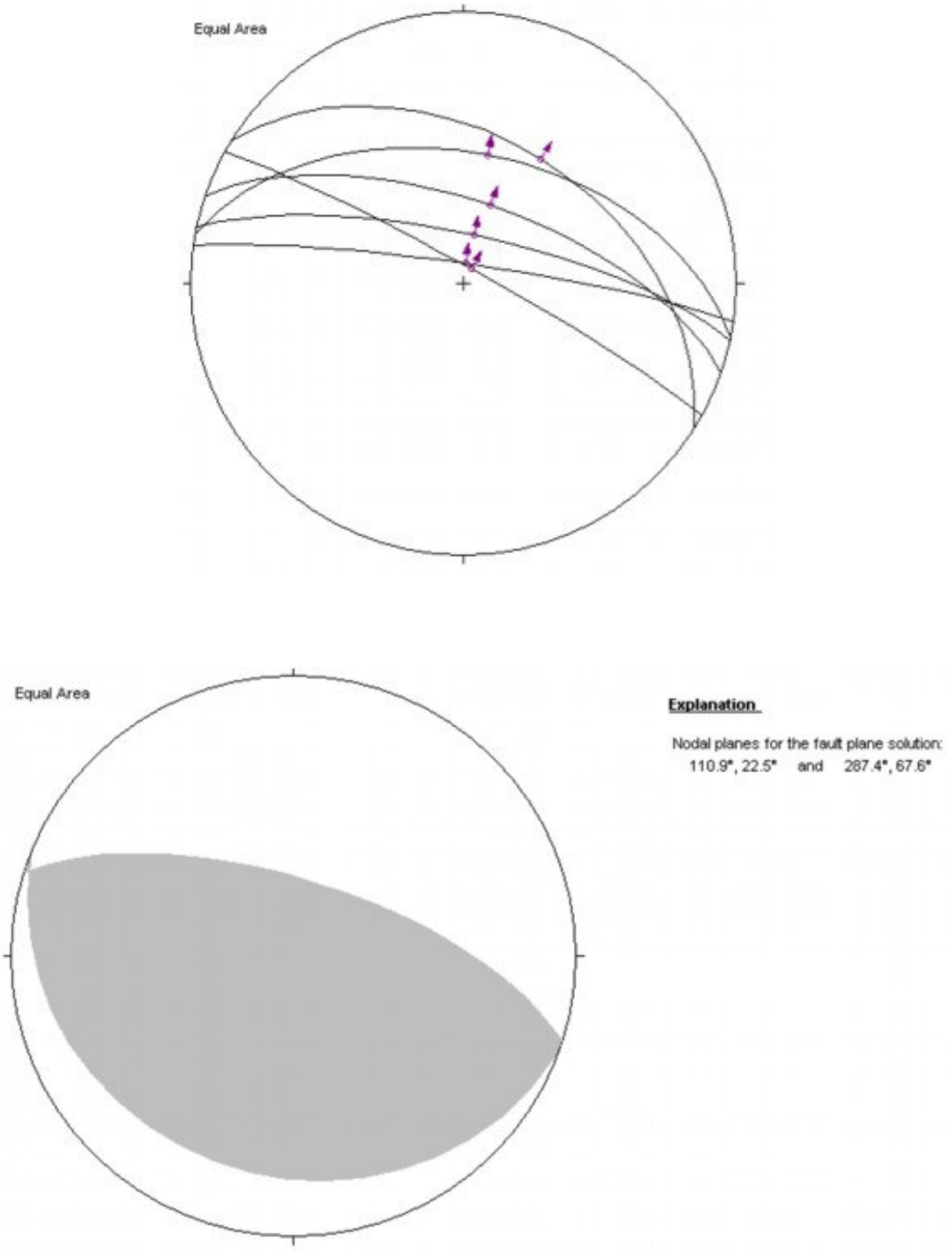
Σχήμα 5.5 Πάνω: Ταξινόμηση των ρηγμάτων στην διεύθυνση Α-Δ, Κάτω: Η λύση για τοεπίπεδο της ρηξιγενούς επιφάνειας



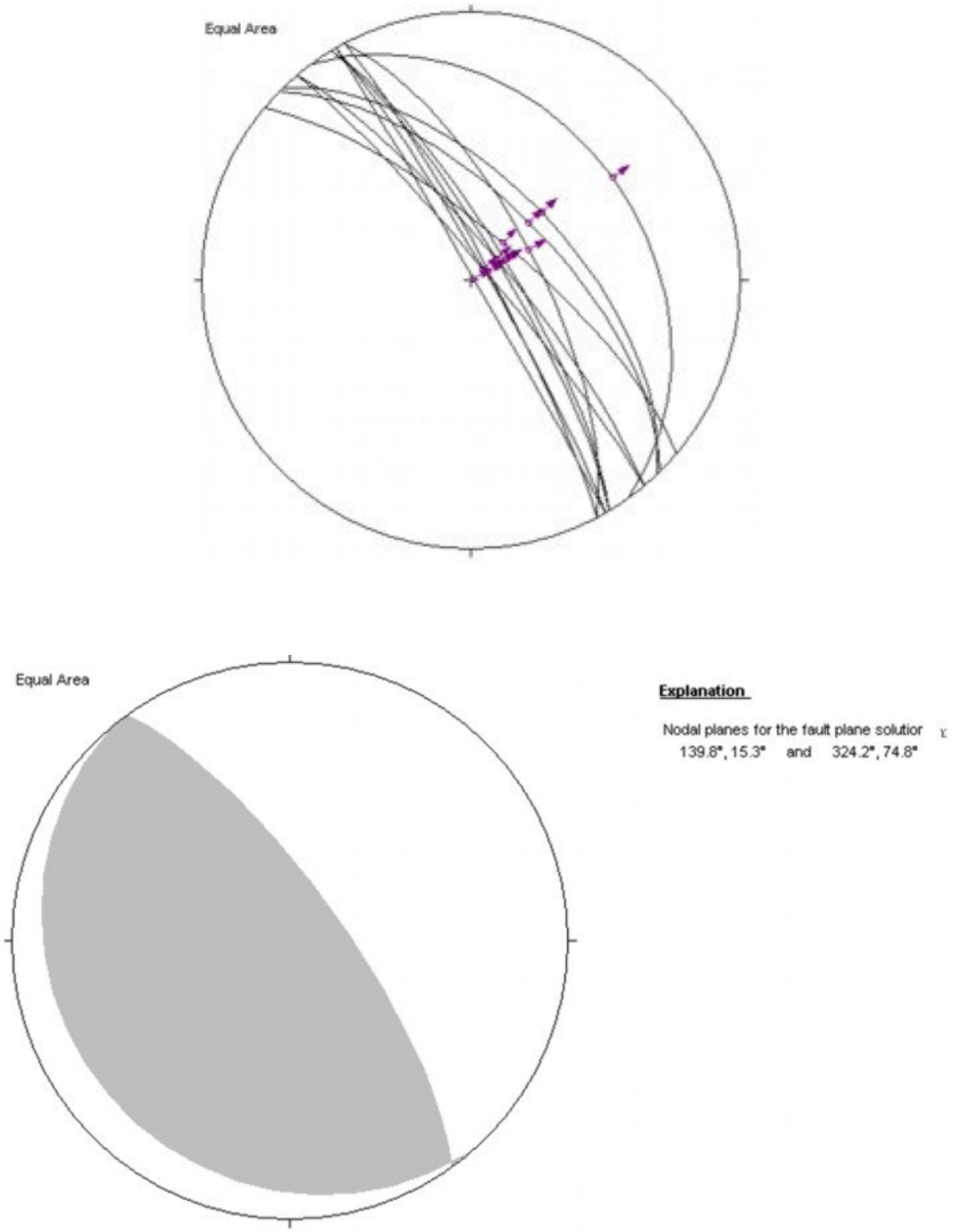
Σχήμα 5.6 Πάνω: Ταξινόμηση των ρηγμάτων σε ΒΔ διεύθυνση, Κάτω: Η λύση για τοεπίπεδο της ρηξιγενούς επιφάνειας



Σχήμα 5.7 Πάνω: Ταξινόμηση των ρηγμάτων σε ΒΒΔ διεύθυνση, Κάτω: Η λύση για τοεπίπεδο της ρηξιγενούς επιφάνειας



Σχήμα 5.8 Πάνω: Ταξινόμηση των ρηγμάτων σε ΒΒΑ διεύθυνση, Κάτω: Η λύση για τοεπίπεδο της ρηξιγενούς επιφάνειας



Σχήμα 5.9 Πάνω: Ταξινόμηση των ρηγμάτων σε ΒΑ διεύθυνση, Κάτω: Η λύση για τοεπίπεδο της ρηξιγενούς επιφάνειας

6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ALTHERR. R.. SCHLIESTEDT, M., OKRUSCH. M. SEIDEL E.. KREUZER. H., HARRE, W.. LENZ, H., WENDT, 1.& WAGj\;ER. G. (1979): Geochronology of high-pressure rocks on Sifnos (Greece, Cyclades). -Contr . .\-finer. Petrol.. 70, 245-255.

ALTHERR, R., KREUZER, H., WENDT, 1.,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.

AND RIESS EN, P.-A., BOELRUK, N.-A., HERBEDA, E.-H., PRIEM, H.-M., VERDURMEN, E.-A., & VERSCHURE, R.-H. (1979): Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine Orogen at Naxos (Cyclades, Greece). -Contr. Miner. & Petrol., 69,215-225.

ANGELIER,1. (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 HeUenic arc and the sea of Crete: A synthesis. -Tectonophysics, 86, 159-196.

AVIGAD, D. & CARFUNKEL, Z. (1989): Low-angle faults above and below a blueschist belt, Tinos Is!., Cyclades, Greece. -Tera Nova, 1, 182-187.

AVIGAD, D. & CARFUNKEL, Z. (1991): Uplift and exhumation of high pressure metamorphic terrains: the example of the Cycladic blueschist belt. Tectonophysics, 188,357-372.

AUBOUIN, J. (1959): Contribution a l' etude geologique de la Grece septensionale: 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.

AUBOUIr\, J., (1973): Des tectoniques superposees et de eur silplification, par rappolt aus modeles geophysiques: l'examples des Dinarides, paleotectonique, tectonique, tarditectonique, neotectonique. -Bull. Soc. Geol. France, (7), 15,42c

AUBOUIN, L & DED"0UPT, J., (1965): Sur la geohf;e de l'Egee: regard sur la Crete (Grece). -Dull. Soc. Geol. France, (7), 7, 787-821.

AUBOUIN, J., DERCOURT, J., NEUMANN, M. & SIGAL, J. (1965): Un element externe de la zone du Pinde: la serie d'Ethia (Crete, Grece). -Bull. Soc. GeoJ. France, (7), 7, 753-757.

BARBER. DJ. (1985): Dislocations and microstructures. -In H.R. Wenk (edt): Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks. An Intorductionto 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, Yougqslavie. Editions Technip. Paris, 143-164.

BIZON, C & THIEBAUL T F. (1974): Donnees nouvelles sur 1'age des marhes et quartzites du Taygete (Peloponnese merisionale, Grece). -C R. Acad. Sc.. Serie D, 278, 9-12.

BLAKE, M.-C, BONNEAU, M., GEYSSANT. 1.. KIENAST, J.-R. LEPVIER. C. MALUSKI, H. & PAPANIKOLAOU, D. (1981): A geological recognaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece. -Bull. Geol. Soc. Amer., 92, 247-254.

BOCCALETTI, M. (1973): Mesogea, Measoparatethys. Mediterranean and Para tethys: Their possible relations with thw Tethys ocean development. -Ofioliti, 4, 83-96.

BONNEAU, M. (1970): Les lambeaux allochtones du revers serpentrional 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, Ie 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 Ie 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. Petror. 18.53-72.
BRUN, J.P .. SOKOUTIS. D. & VAN DEN DRIESSCHE, J.L.. (1994): Analoque 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. & KL\IN, 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. & KLIEGFIELD, 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 Osthalbinsel 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 originin 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 Bezeihnungen zum KLima des Pleistozans. -Ann. Geoi. d. Pays HeiJ., 12, 1-11.
CREUTZBURG, N. & SEIDEL, E. (1975): Zum Stand der Geologie des praneogens auf Kreta. -N. Jb. Geoi. Palaont. Abh., 149, 363-383.
CREUTZBURG, N., DROOGER, c.-W., MEULENKAMP, l.-E., PAPASTAMA TIOU, l., 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.Jeoiogy, 11.342-3~ (
DERCOURT. 1. (1972): The Canadian cordilera. the Hellenides and the sea floor spreading theory. -Can. 1. Earth. Sci., 9, 709-743.
DEWEY, J., PITMAN, W., RYAN, W. & BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. -GeoJ. Soc. Am. Bull., 84, 3137-3180.
DING, Z. (1984): Some formulae for calculating the parameters of the strain eUipse. Tectonophysics, 110, 167-175.
DUNNET, D. (1969): A technique of finite strain analysis using eUiptical panicles. Tectonophysics,
7, 117-136.

DURR, S., ALTHERR, R., KELLER, J., OKRliSCH, M. & SEIDEL E. (1978): The median Aegean Crystalline Belt. Stratigraphy, Structure, Metamorphism.
Magmatism. -In: Cloos H., Roeder D. & Schmidt k., Alps, Appenines, Hellenides, Stuttgard.
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. GeoJ., 9, 705-717.
ETHERDGE, M.A., WALL, V.J., COX, S.F. & VERNON, R.H. (1984): High t1uid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. -1. geophys. Res., 89, 4344-4358.
EPTING, M., KUDRASS, H. & SCHAFFER, A. (1972): Stratiographie et position des series metamorphiques aux Talea Ori. -z. dt. geol. Ges., 123, 365-370.
EVIRGEN, M. & ATAMAN, G. (1981): Study of metamorphisnl of the central Menderes Massif: isograds, pressure and temperature. - Yebilimleri (Hacatepe Univ.) 7, 15-26.
FASSOULAS, c., KILIAS, A. & MOUNTRAKlS, 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., MOUNTRAKlS, D. & MARKOPOULOS, T. (1993): Miocene extension in the Psiloritis Metamorphic core complex, Central Crete, Greece. -In National Technical University of .\the'1s (eds): Special issue
dedicated to ProA. Panagos, 885-903.
FRY, N. (1979): Randomly distributions and strain meassurements in rocks. Tectonophysics, 60, 89-105.
FRANTZ, L. (1992): Die polymetamorphe Entwicklung des Altkristalline auf Kreta und im Dodekanes (Griechenland): eine geologishe. geochemishe und petrologishe Bestandsaufnahme. - (Diss). Enke Verlag, Stuttgart.
GAUTIER, P. & BRUN, J.P. (1994): Crustal-scale geometry and kinematics of lateorogenic extension in the central Aegean. Cyclades and Evvia island. Tectonophysics, 238, 399-424.
GRAHAM, C. & POWEL, R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona schist, Southern California. J. Met. Geol., 2, 13-31.

GREILING, R. (1982): The metamorphic and structural evolution of the phyllite-quarzite nappe of westrn Crete. -1. Struct. geol., 4/3, 291-297.
HALL, R. (19C:;7): Basement and cover rock history in western Tethys: HT-LP metamorphism associated with extensional rifting of Gondwana. -In AudleyCharles, M.G. & Hallam, A. (eds): Gondwana and Tethys. Geol. Soc. spec. Publ., 37, 41-50.
HALL, R. & AUDLEY-CHARLES, M.G. (1983): The structure and regional significance of the Talea ori, Crete. -J. Struct. Geol., 5, 167-179.
HALL, R., AUDLEY-CHARLES, M.G. & CARTER, D.l. (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 Difed (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. 0es., 123, 455-468.
JACOBSHAGEN, v., MAKRIS, J., RICHTER, D., BACHMANN, H.G., DOERT, D., GIESE, P. & RISCH, H. (1976): Alpidischer Gebirgsbau und Krustenstructur 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.
KlLIAS, A, SOTIRIADI<;, L. & MOUNTRAKlS, 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.
KlLIAS, 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.
KlLIAS, 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.
KlLIAS, A, FASSOULAS, CH. & MOYNT:lAKIS, 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 m~~ration 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. Geaol. Inst. Geot. Str. Lyth. KH. XVII, 133-142.
KOENIG, H. & KUSS, S. (1980): Neue Daten zur Biostratigraphie des permotriadischen Autochthons der lnsel Kreta. -.N.lh. GeoJ. Palaont. Mh., 1980,525.
KOPP, K.-O., OTI, E. (1977): Spezialkartierungen in Umkreis neuer Fossifunde 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.EA. T., proc., vol. 1, 298-305, Athens.
KRAHL, J., HERBART, H. & KATZENBERGER. S. (1982): Subdivision of the allocthonous Ophiolites-bearing formation upon the Pindos group. south-western part of central Crete, Greece. -In H.E.A. T., proc., vol. 1, 32-1--3-1-2., Athens.
KRAHL, J., KAUFMANN, G., KOZUR.H., RICHTER, D., FORSTER. O. & HEINRITZI, F. (1983): Neue Daten zur Biostratigraphie und zur tektonischen Lagerung der Phyllit-Gruppe und der Trypali-Gruppe auf der lnsel Kreta (Griechenland). -Geol. Rdsch., 72, 1147-1166.
KRANTZ, R.L. (1983): Microcracks in rocks. A review. - Tectonoph.'r'sics. 100,449-480.
KRONBERG, P., MEYER, W. & PILGER, A. (1970): Geologie der Rila-Rhodope Masse zwischen Strimon und Nestos. -Seith. Genf. Jb .. 83. 133-1RO.
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. -1. Struct. Geol., 9, 819-833.
LEE, J. & LISTER, G. (1992): Late Miocene ductile extension and detachment faulting,Mykonos, Greece. -Geology, 20, 121-124.
LE PICHON, X. & ANGELIER, J. (1979): The HeUenic Arc and Trench system: a key to the neotectonic evolution of tne eastern Mediterranean area. Tectonophysics, 69, 1-42.
LE PICHON, X., CHAMOT-ROOKE, N., HUCHON, P & LUXEY, P. (1993): Implications des nouveUes mesures de geodesie spatiale en Grece et en Turquie sur l'extrusion laterale de I'Arlatolie et de l'Egee. -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. - TectonopliJsics, 39, 381-395.
LISLE, I\. (1985): .J-eological strain analysis. -Pergamon PI~SS, Oxford.
LISTER, G.-S. & WILLIAMS, P.-T. (1979): Fabric development in shear zones, thee. retical controlsd observed phenomena. -1. Struct. veol., 1, 283-299.
LISTER, G.-S. & HOBBS, B.-E. (1980): The simulation of fabric ?ment 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 t10wing rock masses. - Tectonophysics, 92, 1-33.
LISTER, G.-S. & SNOKE. A.-W. (198+): S-C Mylonites. -1. Struct. Geol., 6, 617-138.

LISTER, G.-S. & DAVIS. G.-A. (1989): The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. -1. Struct. GeoJ., 11, 65-94.
LISTER, G.-S., BANGA, G. & FEENSTRA. A. (1984): Metamorphic core complexes of cordileran 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): Arlalysis 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 I'etud~ du metamorphisme et de
I'evolution magmatique des zones inernes des Hellenides. - Theses, Paris]966, Ann. Geoi. Pa:./sHellen, 20. 1-792.
MERCIER. L. M., SOREL, D. & SIMEAKlS, K. (1987): Changes in the state at' stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the Present. -Ann. Tectonicae, I, 20-39
MEULENKAMP, J-E.. JONKERS, A & SPPAK P. (1977): Late Miocene to early Pliocene development of Crete. - VI Col. Geoi. Aegean region, Athen. 269-280
MEULENKAMP, J.-E., WORTEL, M.-J.-R., VAN WAMEL, W.-A, SPAKM-\N, W. & HOOGERDUYNSTRATING, E. (1988): On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. -Tectonophysics,]46, 203-215.
MILLER, D.-M. & CHRISTIE, J.-M. (1981): Comparison of quartz microfabric with strain in recrystallized quartzite. -1. Struct. Ceoi., 3, 129-141.
MOUNTRAKlS, D., SAPOUNTZIS, E., KlLLAS. A, ELEITHERlADIS. G., & CHRISTOFIDES, G., (1983): Paleogeographic conditions in the western pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continetntal area. Canad.1. Ear. Sc., 20, 1673-1681.
MOUNTRAKlS, D., KlLIAS, A & ZOUROS, N. (1993): Kinematic analysis and Tertiary evolution of Pindos-Vourinos Ophiolites (Epirus-Western Macedonia, Greece). -Bull. Geoi. Soc. Greece, XXII/I,.
OLENSEN, N.O. (1987): Plagioclase fabric development in a high grade shear zone, Jotunheimen, Norway. - Tectonophysics,]42, 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. Geoi.~, 639-65·,.
PAPANIKOLAOY, D. (1984): The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. -Spec. Pub! Ceol. 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 .\1etasomatic Processes. 429-450.
PAPASTAMATIOY. J. & REICHEL, M. (1956): Sur I'age des phyllades de l'ile de Crete. - Eclogae geol. helv., 49, 147-149.
PARASKEV AlDIS, 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. Bathelemy Massif. Pyrenees. -1. Struct. Geoi'.. -1. 69-79.
PASCHIER C- W. & SIMPSON C (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicators. -1. Struct. Geol., 8. 831-843.
PAVLIDES, S., MOYNTRAKHS, D., KlLIAS, 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 insightes form the Catalina schist terrane. -Buil.
Geoi. Soc. Am., 86, 1337-1347.
PLATT, J.-P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. -Geoi. Soc. America Bull., 97, 1037-1053.
PLATT, J.-P. (1987): The uplift of high-pressure-Iow-temperature metamorphic rocks.Phii. Trans. R. Soc. Land., A321, 87-103.
PLATT, J .-P. (1988): The mechanics offrontal imbrication: a first-order analysis. -Geoi. 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 Giblraltar arc. -Geology, 17, 350-343.
POIRIER, J.P. (1985): Creep of Crystals. -Campridge University Press.
POWELL, C. (1979): A morphological classification of rock cleaYdge. -Tectonophysics, 53,21-34.
RAMSEY. J. :,9671: J ::ng u.nd fracturing of rocks. -i\}(:Jrav.1-Hill, New YOlk, 568.
RAMSAY, G ..J. & HUBER I., M. (1983/1987): The techniques of modern structural geology. vol. 1 & 2. -Academic press Inc. XII I +307 S. & XII + 700 S.
RA TSCHBACHER. L. (1987): Quantification of deformation: Evaluation and comparison of strain-analysis techniques in metaconglomerates and phyllites of the Veitsch Nappe (eatern Alps). - J". Ceo/. Palaeni ,.... 6,332-356.
RATSCHBACHER. L MERLE. 0 .. 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, lO, 257271.
RATSCHBACHER. L.. WENK H. R. & SINTUBIN, M. (1991): Calcite textures: examples from nappes with strain-path partitioning. -J. Struct. Geoi., 13, 369384.
RATSCHBACHER, L., RILLER, 0., MESCHEDE, M., HERMANN 0. & 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. Geoi. Palaeont.. Abhl .. 1-15.1.:'7-182.
RENTZ, C. (1947): Eine zusammenfassende lJbersicht uber die Ma~sctrichten Fauna
der Insel Kreta, -Eel. geoi. Helv., 40, 379-38..L
RING, 0. (1989): Tectonogenesis of the Penninic/Austroalpine Boundary zone: The Arosa zone. - Diss., Tuebinger Geowissenschaftlisch 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. GeoJ. 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. GeoJ., 92. 21-36.
RUITER, E.H. (1983): Pressure solution in nature theory and experiment. -1. geoJ. 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 RawduchajNWKreta. Ihre Stellung im Kretischen Deckenbau. -N lb. GeoJ. Palaon toJ., 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. GeoJ. 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. J96R): 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.'1r., 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 deduse the sense of movement in sheared rocks. -GeoJ. Soc. Am. Bull., 94, 1281-1288.
SIMPSON, C. & DE PAOR G. D. (1993): Strain and kinematic analysis in general shear zones. -f. Struct. GeoJ., 15, 1-20.
SMITH, A.G (1971): Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediteranean and Atlantic. -GeoJ. Soc. Am. Bull., 82, 2039-2071.
SWART H. J. (1962): On the determination of polymetamorphic mineral assGciations and its application to the bosoft area (central Pyrenees). -GeoJ. Rdsch., 52, 3 '. 65.
SUPPE, J. (1989): Principles of structural geology -Prondice Hall. Inc., Englewood ChIts, New Jersey 07632.

TAPPONNIER, P., (1977): Evolution tectonique du system alpin en Mediterranee; poinconnement et ecrasement rigite-plastique. -Bull. Soc. GeoJ. Fr., 7, 19,437460
THEYE, T., SEIDEL, E. & VIDAL, O. (1992): Carphollite, sudoite and chloritoid in low high-pressure metapelites from Crete and the Peloponneses, Greece. -Bur. f. Mineral, 4, 487 507.
THORBECKE. G. (1973): Die Gesteine der Ophiolith-Decke von Anogia/Mittel heta. ~Jichte Naturforsc: Gesell. Freiburg, 63, 81-92
TWISS, R.J. (1986): Variable sensitivity piezometric equations for dislocation density and sub-grain diameter and their relevance to olivine and quartz. -In Hobbs,
B.E. & Heard, M.C. (eds): Mineral and Rock Deformation Laboratory Studies- The Paterson volume, Am. Geophys. Un. Geophys. Monogr., 36.
VICENTE, J. C. (1970): Etude geologique de j'lle de Gavdos (Grece), la plus meridionale de I' 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. Geal., 2, 175-18-.
WHITE, S.H .. BRETAN P.G. & RUTrER, E.H. (1986): Fault-zone reactivation: kinematic and mechanisms. -Phil. Trans. R. Sac. Lond., A317. 81-97.
WILLIAMS F. P. (1985): Multiply deformed terrains·problems of correlation .. 1. StmcL Geal.. 7. 269-280.
WURM, A. (1950): Zur Kenntis des Metamorphikurms der Insel Kreta. -1\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 Callaquirrm on the Geology nf the Aegean region, I, 103-109.

ΕΠΙΠΡΟΣΘΕΤΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Adler R, Penchel Jt'; Martini HJ & Pilger A (1967): Einige Grundlagen der Tektonik II-C.T.H., 3, Ellen Pilger Verlag, 95 S., Clausthal-Zellerfeld.
Adler R, Kruckeberg F, Pjlisterer Jt'; PilgerA & Schmidt MW (1968): Elektronische Datenverbreitung in der Tektonik -C.T.H., 8, Ellen Pilger Verlag, 157 S., C1austhal-Zellerfeld.
Adler R, Penchel W & Pilger A (1969): Statistische Methoden in der Tektonik II.-C.T.H., 4, Ellen Pilger verlag, III S., Clausthal-Zellerfeld. Ashgirei G (1963): Stukturgeologie-Deutscher Verlag der Wissenschaften, 572 S., Berlin. Autoren Sammlung (1971): Die Entwicklungsgeschichte der Erde. **B.I** & 11Werner Dausien Verlag, 888 S., Hanau/Main.
Badgley P(1965): Stuctural and tectonic principles-Harper and Row, 275 S., Japan.
Billings M (1972): Structural Geology-Prentice-Hall, 606 S., New Jersey.
Bonneau M (1981): Tectonic evolution of the Central Aegean realm during the upper Jurassic to Miocene Period-H.E.A.T (abstracts), 18-19, Athens.
Bosellini A (1978): Tettonicca delle placche e Geologia -Bovolenta Editore, 143 S., Bologna.
Breddin H (1956): Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge. -Z. dtsch geol. Ges., 106, 227 -305, Hannover.
Breddin H (1965): K6nnen asymmetrische und vergente Falten durch scherende Deformation entstehen? -Geol. Mitt., 4, 211- 234, Aachen.
Breddin H (1967): Quantitative Tektonik I. Teil 1, allgemeine iiber tektonische Verformungen-Geol. Mitt., 7, 205-238, Aachen.
Breddin H (1968): Quantitative Tektonik **II.** Teil 2, Faltung-Geol. Mitt. 7, 333-436, Aachen.
Brinkmann R (1964): Lehrbuch der allgemeinen Geologie. **B.I** - Ferdinand Enke

Verlag, 473 S., Stuttgart.
Brinkmann R (1967): Lehrbuch der allgemeinen Geologie. B.Ill-Ferdinand Enke Verlag, 615 S., Stuttgart.
Brinkmann R (1972): Lehrbuch der allgemeinen Geologie. B. II -Ferdinand Enke Verlag, 579 S., Stuttgart.
Cloos H (1936/63): Einfilhrung in die Geologie- Borntrager 503 S., Berlin.
Cloos H(1950): Gang und Geh,werk einer Falte-Z. dtsch. geol. Ges., 100,290303, Hannover
Cloos H (1953): Appalachenprofil im Maryland-Geo\. Rdsch., 41, 145-160, Stuttgart.
Doutsos T (1979): Tektonische Analyse des nordlichen Kristallinen Spessarts Geo\. Bavavica, 79,127-176, Milnchen.
Durr S (1975): Uber Alter und geotektonische Stellung des Menderes- Kristallins/ SW - Anatolien und seine Aquivalente in der mittleren Agais- HabilSchr., Univ. Marburg, 105 S., Marburg.
Engels B (1959): Die kleintektonische Arbeits- Weise unter besonderer Berilcksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Palaozoikum-Geot. Forsch., 13, 1- 129, Stuttgart.
Faup/ P (1980): Einfilhrung in die Historische Geologie- Unverof. Skriptum zur gleichnamigen Vor\., 113 S., Wien.
Flick H.'Quade H. Stache GA, mit Beitriigen von Wellmer FW(1972): Einfilhrung in die tektonischen Arbeitsmethoden-C.T.H., 12, Ellen Pilger Verlag, 94 S., Clausthal- Zellerfeld.
Hills E (1972): Elements of struktural Geology-Chapman and Hall, 501 S., London.
Hobbs B, Means W & Williams P (1976): An outline of Structural GeologyWiley, 571 S., New York.
Jacobshagen V, Durr St, Kockel F, Kopp K.O & Kowalczyk G (1978): Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In: H. Closs,
D. Roeder & K. Schmidt (eds): Alps, Apennines, Hellenides-Scient. Report No 38, 537 -564, Stuttgart.
Ippolito F (1980): La dinamyca delia terra -Let de la Scienze, 302 S., Milano.
Karl F (1964): Anwendung der Gefilgekunde in der Petrotektonik-C.T.H., 5,
Ellen Pilger Verlag, 142 S., Clausthal-Zellerfeld.
Kilias A & Mountrakis D (1985): Das "Risomata- Fenster" im nordostlichen Pieria-Gebirge. Neue Daten zur geologischen Grenze der Palagonischen und der Axios-Zone in Griechenland-N. lb. Geo\. PaJaont. Mh., 4, 248256, Stuttgart.
Kilias A & Chatzidimitriadis E (1985): Die praneogene tektonische En.twicklung der kalkphyllit -Metabasit Serie am nordostlichen Rand des PieriaGebirges (N. Griechenland) -Z. dtsch. geol. Ges., 136, 1- 11, Hannover.
Krausse HF. Pilger A, Reimer V & SchOnfeld M, unter Mitarbeit von Domalski R (1978): Bruchhafte Verformung. Erscheinungsbild und Deutung mit Ubungsaufgaben-C.T.H., 16, Ellen Pilger Verlag, 86 S., Clausthal-Zellerfeld.
Mattauer M (1973): Les deformations des materiaux de I' ecorce terrestre-Hermann, 493 S., ·Paris.
Metz K (1967): Lehrbuch der tektonischen Geologie-Ferdinand Enke Verlag, 347 S., Stuttgart.
Ragan D (1968): Structural Geology. An introduction to geometrical techniques-Wiley. 166 S., New York.
Ramsay J (1963): Folding and Fracturing of rocks-Inter. Ser. in Earth Sci., Mc Graw-Hill, 568 S., New Yprk.
Richter D (1961): Die & - Achsen und ihre raumlich geometrischen Beziehungen zu Faltenbau und Schiefrigkeit-Geol. Mitt., 2, 1- 36, Aachen.
Sander B (1948/1950): EinfOhrung in die GefOgekunde der geologischen Korper. Springer Verlag: I & **II.** 215/409 S., Wien.

Schmidt W (1925): Gefugestatistik-Tscherm. Mineral. Petrogr. Mit., 38, 392423, Wien.
Schmidt W (1932): Tektonik und Verformungslehre- Borntrager, 208 S., Berlin
Schmidt K (1974): Erdgeschichte-Sammlung Goschen, 7021, 246 S., Berlin, New York.
Stille H (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik -Borntrager, 443 S., Berlin.
Turner F and Weiss L (1983): Structural analysis of metamorphic tectonitesIner. Ser: in tarth Sci., McGraw-Hill, 545 S., New York
Weber K (1976): Gefiigeuntersuchungen an transversal geschieferten Gesteinen aus dem ostlichen Rheinischen Schiefergebirge.-Geol. Jahrbuch, R.D., 15, 99 S., Hannover.
Whiten ET (1969): Struktural geology of folded rocks- Rand Mc Nally, 678 S., New York.
Wunderlich HG (1968): Einfiihrung in die Geologie **II,**Endogene Dynamik -223 S:, (Bibliogr. Inst) Mannhein -Zirich.