

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΚΑΙ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΓΕΩΡΓΙΑΔΗΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ

Γεωλόγος

Η ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΧΕΡΣΟΝΗΣΟΥ ΤΟΥ ΑΓΙΟΥ ΟΡΟΥΣ



Τριμελής Επιτροπή:
Μουντράκης Δημοσθένης, Καθηγητής
Κίλιας Αδαμάντιος, Καθηγητής
Παυλίδης Σπυρίδων, Καθηγητής

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2007

Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα Διατριβή Ειδίκευσης εκπονήθηκε στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών με ειδίκευση Τεκτονική – Στρωματογραφία, του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Σε αυτό το σημείο θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Σύμβουλο Καθηγητή μου Δημοσθένη Μουντράκη για την ανάθεση του θέματος και την συνεχή καθοδήγηση και αρωγή που μου προσέφερε κατά τη διάρκεια των Μεταπτυχιακών μου σπουδών αποτελώντας παράλληλα πρότυπο στην προσπάθειά μου να κατανοήσω την επιστήμη της Γεωλογίας και να συνεισφέρω στην πρόοδο και εξέλιξή της.

Ευχαριστώ επίσης τους καθηγητές μου Αδαμάντιο Κίλια και Σπυρίδωνα Παυλίδη για τις γνώσεις και εμπειρίες που αποκόμισα κοντά τους. Οι παρατηρήσεις και υποδείξεις τους ως μέλη της Τριμελούς Επιτροπής συνέβαλαν στην βελτίωση της παρούσας μελέτης.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Λέκτορα Τρανό Μάρκο για την βοήθεια που μου προσέφερε κατά τη διάρκεια εκπόνησης της παρούσας μελέτης μέσω των συζητήσεων και κατευθύνσεων που μου έδωσε. Η εμπειρία από τη δουλειά στην ύπαιθρο μαζί του καθώς και η ενθάρρυνσή του αποτέλεσαν οδηγούς στην πορεία μου προς της εξερεύνηση της επιστήμης της Γεωλογίας.

Πρέπει ακόμα να ευχαριστήσω τους μοναχούς της Ι. Μ. Αγ. Διονυσίου, της Ι. Μ. Αγ. Παύλου, της Ι. Μ. Μεγίστης Λαύρας και της Σκήτης της Αγ. Άννης για τη θερμή φιλοξενία και τη βοήθεια που μου προσέφεραν και συνέβαλαν με αυτόν τον τρόπο στην ολοκλήρωση αυτής της μελέτης.

Η συμβολή του κ. Αμπόνη Δημήτρη στη χορήγηση της σχετικής άδειας εισόδου, διαμονής και εργασίας από την Ιερά Κοινότητα του Αγίου Όρους υπήρξε ουσιαστική και για αυτό τον ευχαριστώ.

Ευχαριστώ τον τομέα Φυσικής και Περιβαλλοντικής Γεωγραφίας και τον Τσίλιο Στέργιο για την παραχώρηση της φωτογραφίας του εξώφυλλου.

Τέλος, πρέπει να ευχαριστήσω τους γονείς μου για την αμέριστη συμπαράστασή τους όλα αυτά τα χρόνια των σπουδών μου.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. Εισαγωγή.....σελ. 3	
1.1. Σκοπός και μεθοδολογία.....σελ. 3	
1.2. Προβληματισμός.....σελ. 4	
1.3. Γεωγραφικά – γεωμορφολογικά στοιχεία.....σελ. 5	
2. Γεωλογία της ευρύτερης περιοχής.....σελ. 8	
3. Γεωλογία της περιοχής μελέτης.....σελ. 19	
3.1. Γεωλογικοί σχηματισμοί.....σελ. 19	
3.2. Γεωλογικές επαφές – όρια.....σελ. 25	
4. Τεκτονικές παρατηρήσεις στην περιοχή μελέτης.....σελ. 31	
4.1. Πλαστική τεκτονική.....σελ. 31	
4.1.1. Φύλλωση.....σελ. 31	
4.1.2. Τεκτονικές γραμμώσεις.....σελ. 34	
4.1.3. Πτύχωση.....σελ. 37	
4.1.4. Διατμητική ζώνη.....σελ. 40	
4.1.5. Πλαστική παραμόρφωση.....σελ. 44	
4.2. Θραυσιγενής τεκτονική.....σελ. 45	
4.2.1. Ανάστροφα ρήγματα.....σελ. 46	
4.2.2. Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης.....σελ. 49	
4.2.3. Κανονικά ρήγματα.....σελ. 52	
4.2.4. Δυναμική ανάλυση.....σελ. 56	
5. Σύνοψη – Συμπεράσματα.....σελ. 60	
6. Βιβλιογραφία.....σελ. 66	
7. Παράρτημα.....σελ. 71	

1 Εισαγωγή

1.1 Σκοπός και Μεθοδολογία

Το κύριο αντικείμενο της παρούσας διατριβής είναι η διερεύνηση της γεωλογικής δομής του νοτίου τμήματος της χερσονήσου του Αγίου Όρους (χερσονήσου του Άθω) και της παραμόρφωσης που οδήγησε στην τελική της διαμόρφωση. Η διερεύνηση αυτή βασίστηκε στην αναγνώριση και μελέτη των γεωλογικών σχηματισμών και των επαφών τους, στην χαρτογράφηση των τεκτονικών δομών και στη γεωμετρική, κινηματική και δυναμική ανάλυσή τους.

Σκοπός της παραπάνω μελέτης και ανάλυσης είναι η κατανόηση των διεργασιών που συνέβαλαν στην εξέλιξη και διαμόρφωση της περιοχής μελέτης στο τελικό ορογενετικό στάδιο του Ελληνικού ορογενούς που έλαβε χώρα κατά το Τριτογενές, αλλά και στη μετέπειτα εξέλιξή της.

Ειδικότερα, η εκπόνηση της εργασίας περιελάμβανε:

(α) συλλογή τοπογραφικών και γεωλογικών χαρτών της περιοχής μελέτης καθώς και της ευρύτερης περιοχής, (β) βιβλιογραφική ενημέρωση σχετική με τη γεωλογία της ευρύτερης περιοχής, (γ) υπαίθρια εργασία, (δ) εργασίες γραφείου.

Οι εργασίες υπαίθρου πραγματοποιήθηκαν τη χρονική περίοδο από τον Σεπτέμβριο 2005 έως τον Αυγούστο 2006 και περιελάμβαναν την τεκτονική χαρτογράφηση της περιοχής μελέτης σε τοπογραφικό υπόβαθρο κλίμακας 1:20.000 με ιδιαίτερη έμφαση στην καταγραφή των τεκτονικών δομών όπως φύλλωση, τεκτονικές γραμμώσεις, πτυχές, ρήγματα και στον προσδιορισμό της φύσης των επαφών των πετρωμάτων. Κατά τις εργασίες υπαίθρου επίσης συλλέχθηκαν δείγματα από τους πετρολογικούς τύπους που αναγνωρίστηκαν στην περιοχή και λήφθηκαν φωτογραφίες των πετρωμάτων και των τεκτονικών δομών που εντοπίστηκαν.

Οι εργασίες γραφείου περιελάμβαναν:

α) ψηφιοποίηση του τοπογραφικού χάρτη της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού φύλλο Άθως, κλίμακας 1:50.000 με τη χρήση του προγράμματος MapInfo Pro 7.

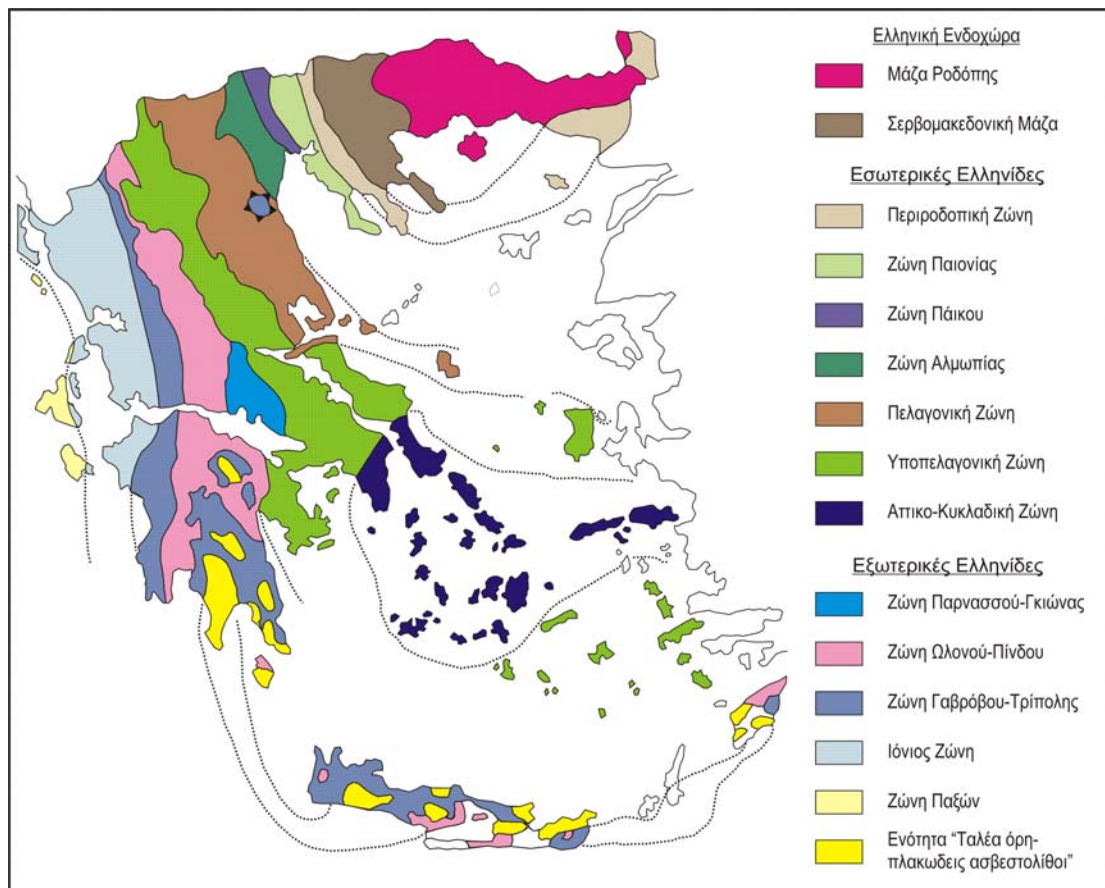
β) σχεδίαση του γεωλογικού χάρτη της περιοχής μελέτης και κατασκευή γεωλογικής τομής με τη χρήση του προγράμματος CorelDraw 12.

γ) αξιολόγηση των συλεχθέντων τεκτονικών στοιχείων και κατασκευή των απαραίτητων διαγραμμάτων με τη βοήθεια του προγράμματος StereoNett Version 2.46 (Duyster 1999) και δυναμική ανάλυση της ρηξιγενούς παραμόρφωσης με το πρόγραμμα τασικής αναστροφής του Angelier (1990).

1.2 Προβληματισμός

Οι Ελληνίδες οροσειρές αποτελούν την προς νότο συνέχεια των Δειναρίδων ακολουθώντας τη ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση ανάπτυξης που χαρακτηρίζει τις τελευταίες (Διναρο-Ελληνική ορογενετική διεύθυνση). Την ίδια ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση ακολουθεί και το όριο των εσωτερικών ελληνίδων με την ελληνική ενδοχώρα που τοποθετείται στη κεντρική Μακεδονία ανάμεσα στη Περιροδοπική ζώνη και τη Σερβομακεδονική Μάζα (Μουντράκης 1985). Το όριο αυτό διασχίζει την κεντρική Μακεδονία από την περιοχή της πρώην Γιουγκοσλαβίας με ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση προς το χώρο της χερσονήσου της Χαλκιδικής και την απόληξή της στο Βόρειο Αιγαίο όπου και καλύπτεται από τη θάλασσα (Σχ. 1). Η συνέχειά του εντοπίζεται πολύ ανατολικότερα, στο χώρο της Θράκης ανάμεσα στην Ενότητα Μάκρης, που θεωρείται συνέχεια της Περιροδοπικής ζώνης, και τη Μάζα της Ροδόπης (Kauffman et al. 1976, Papadopoulos et al. 1989). Ως εκ τούτου γίνεται εύκολα αντιληπτό ότι η Περιροδοπική ζώνη κάμπτεται και περιβάλλει την ελληνική ενδοχώρα αν και η κάμψη αυτή, και κατ' επέκταση η κάμψη του ορίου εσωτερικών ελληνίδων και ελληνικής ενδοχώρας, δεν μπορεί να προσδιοριστεί επακριβώς λόγω του ότι ένα μεγάλο τμήμα της ζώνης και του ορίου καλύπτονται από τη θάλασσα. Ωστόσο, φαίνεται ότι η κάμψη αυτή πρέπει να εντοπίζεται στην περιοχή της χερσονήσου του Αγίου Όρους, αφού στο νότιο άκρο αυτής χαρτογραφούνται πετρώματα της Περιροδοπικής ζώνης να έρχονται σε επαφή με τα πετρώματα της Σερβομακεδονικής μάζας και με ΒΑ-ΝΔ διάταξη, διαφορετική από τη ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση που ακολουθούν στην κεντρική Μακεδονία.

Ένα ακόμη στοιχείο προβληματισμού αποτέλεσε το γεγονός ότι το νότιο τμήμα της χερσονήσου του Αγίου Όρους βρίσκεται κοντά στο βόρειο άκρο της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου, η οποία αποτελεί μια σημαντική μορφοτεκτονική δομής της περιοχής και στην οποία εκδηλώνεται έντονη σεισμική δραστηριότητα.



Σχ. 1. Οι γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδος (από Μουντράκης 1985).

1.3 Γεωγραφικά – Γεωμορφολογικά στοιχεία

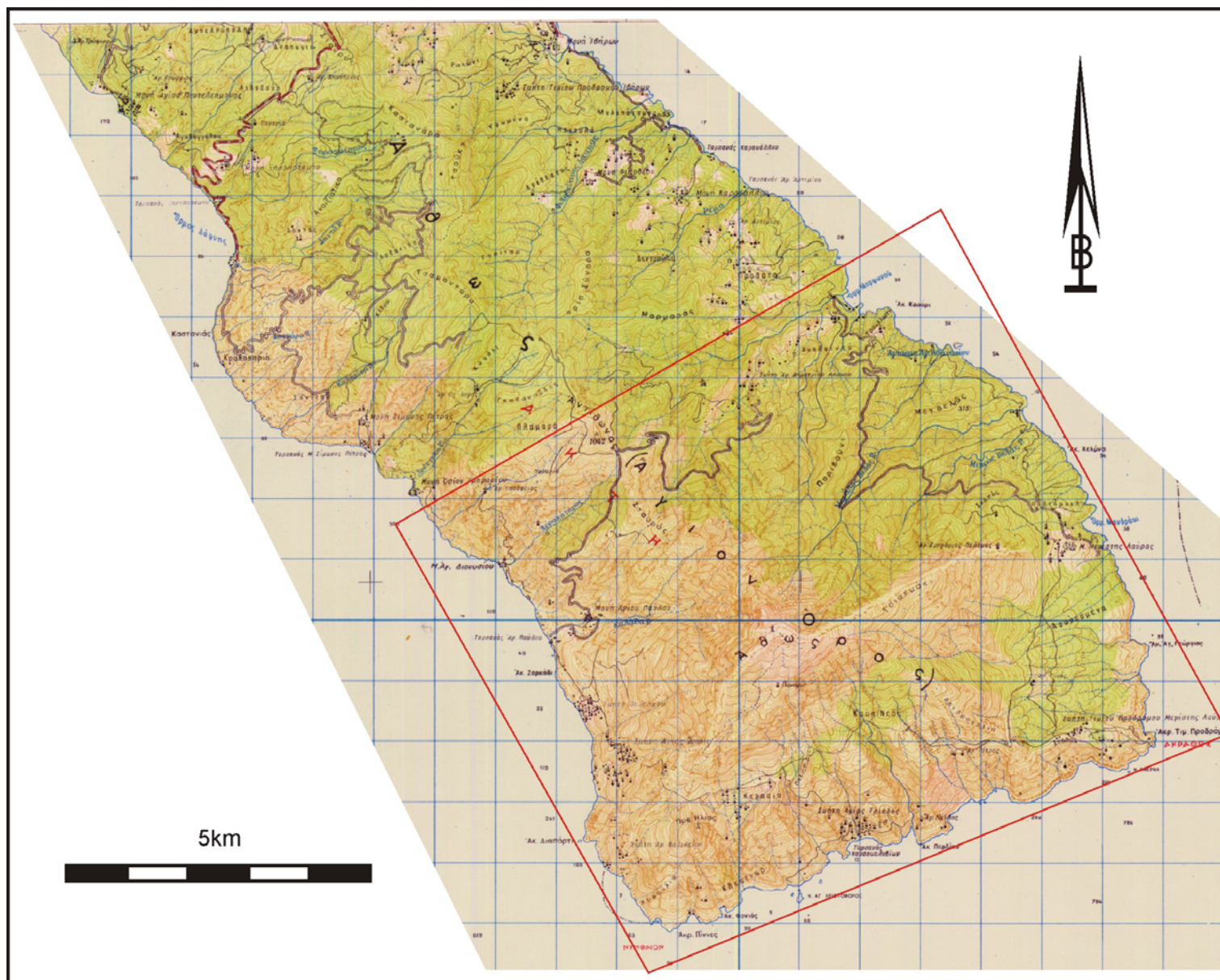
Η Χαλκιδική έχει τρεις χερσονήσους του Άθω (Αγίου Όρους), της Σιθωνίας και της Κασσάνδρας. Το νότιο άκρο της ανατολικότερης από τις τρεις αυτές χερσονήσους, της χερσονήσου του Αγίου Όρους, αποτελεί την περιοχή μελέτης.

Η χερσόνησος του Αγίου Όρους αποτελεί αυτοδιοικούμενη μοναστική κοινότητα στην οποία οι επισκέπτες εισέρχονται μετά από τη χορήγηση σχετικής άδειας. Πρωτεύουσα του Αγίου Όρος είναι οι Καρυές που βρίσκονται στη μέση περίπου της χερσονήσου ενώ σε όλη τη χερσόνησο υπάρχουν συνολικά 20 μοναστήρια και αρκετές Σκήτες. Εντός της περιοχής μελέτης, στο νότιο άκρο της χερσονήσου, βρίσκονται η Ι.Μ. Αγ. Διονυσίου, η Ι.Μ. Αγ. Παύλου, η Ι.Μ. Μεγίστης Λαύρας καθώς και διάφορες Σκήτες.

Η χερσόνησος του Άθω, η οποία ενώνεται με το κύριο σώμα της Χαλκιδικής με μια στενή λωρίδα χέρσου, αναπτύσσεται σε ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση και είναι γενικά ορεινή με υψόμετρα που στο μεγαλύτερο τμήμα της φτάνουν

μέχρι τα 1000m. Στο νότιο τμήμα της χερσονήσου, το ορεινό αυτό ανάγλυφο γίνεται ακόμη πιο έντονο με την παρουσία του ορεινού όγκου του Αθω, το υψόμετρο του οποίου φτάνει τα 2030m (Σχ. 2). Η νότια πλαγιά του συγκεκριμένου όρους παρουσιάζει αξιοσημείωτη ευθύγραμμη ανάπτυξη σε ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνση. Βορειότερα του όρους Άθως βρίσκονται οι κορυφές Σταυρός και Αντίθωνας το υψόμετρο των οποίων φτάνει τα 1001m και 1042m αντίστοιχα. Το ανάγλυφο σε όλη την περιοχή είναι ιδιαίτερα έντονο με τις μεγαλύτερες κλίσεις να εντοπίζονται στο δυτικό τμήμα. Το έντονο ανάγλυφο, η δασοκάλυψη της περιοχής (ιδίως της ανατολικής πλευράς) και η απουσία δρόμων σε αρκετές περιπτώσεις καθιστούν τη γεωλογική παρατήρηση σχεδόν αδύνατη. Το υδρογραφικό δίκτυο είναι γενικά δενδριτικής μορφής με κλάδους που φτάνουν μέχρι 3^{ης} τάξης ενώ το ρέμα που εκβάλλει στον όρμο Μορφωνού είναι 4^{ης} τάξης.

Η περιοχή μελέτης όπως προαναφέρθηκε αποτελεί το νότιο άκρο της χερσονήσου, έχει περίπου τετράγωνο σχήμα με μήκος πλευράς περί τα 10km (Σχ. 2).



Σχ. 2. Τοπογραφικός χάρτης της περιοχής μελέτης (τμήμα τοπογραφικού χάρτη φύλλο Άθως κλίμακας 1:50.000, έκδοσης της Γ.Υ.Σ.).

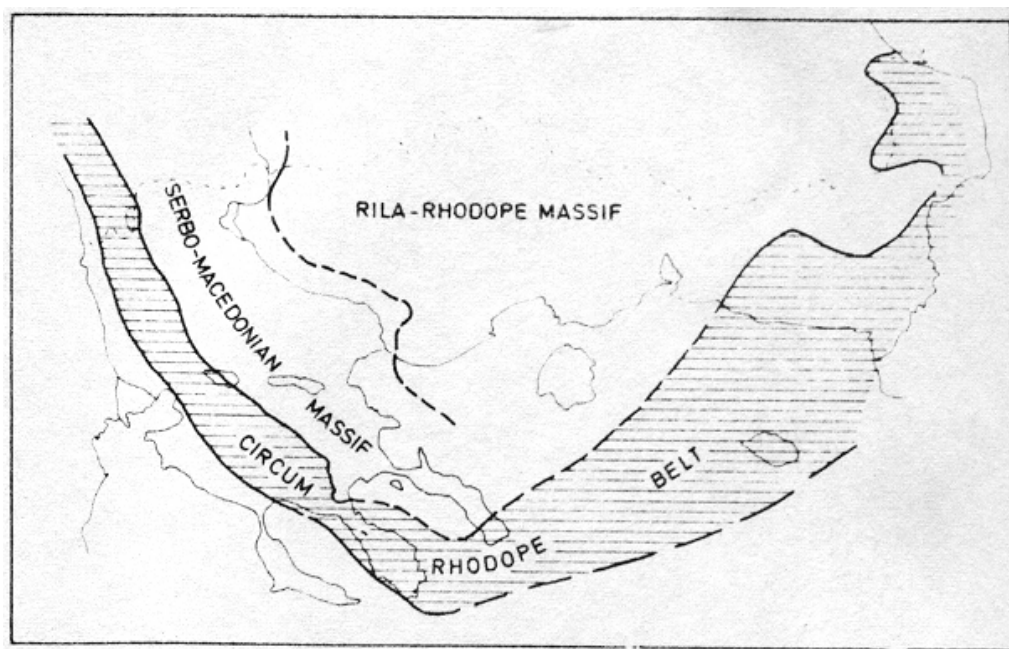
Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

2 Γεωλογία της ευρύτερης περιοχής

Οι εσωτερικές Ελληνίδες και η ενδοχώρα αποτελούν τον πυρήνα του Ελληνικού ορογενούς, το οποίο συνιστά μέρος του Αλπικού ορογενούς που ξεκινάει από τα Πυρηναία και φτάνει μέχρι τα Ιμαλαία και τη ΝΑ Ασία. Η Περιροδοτική ζώνη εντοπίζεται στο χώρο της Κεντρικής Μακεδονίας να ορειοθετεί προς τα δυτικά την ανάπτυξη της Ελληνικής ενδοχώρας η οποία συγκροτείται από τη Σερβομακεδονική μάζα και τη μάζα της Ροδόπης.



Σχ. 3. Οι γεωτεκτονικές ζώνες στην Κεντρική Μακεδονία, το μαύρο πλαίσιο υποδεικνύει την περιοχή μελέτης (τροποποιημένο από Kockel et al. 1977, Dixon & Dimitriadis 1984, Μουντράκης 1985).

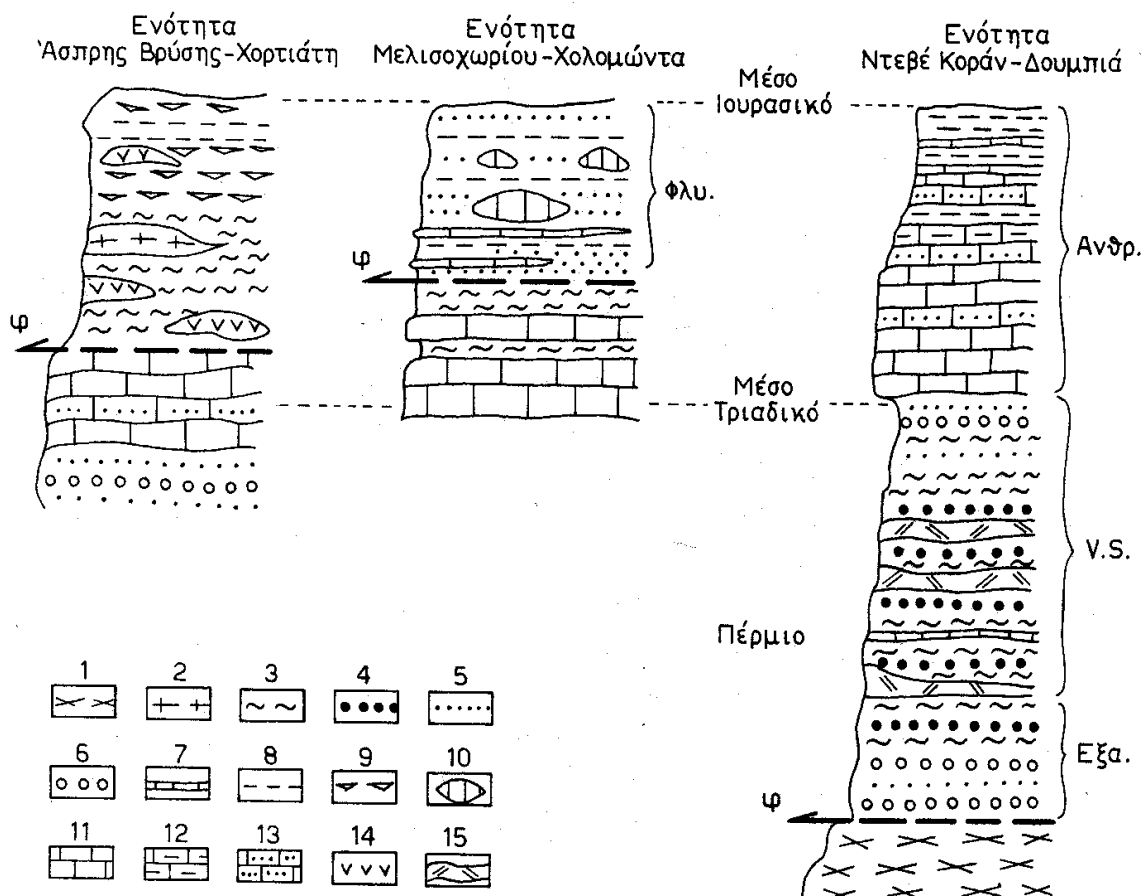


Σχ. 4. Η έκταση της Περιροδοπικής ζώνης (Kauffmann et al 1976).

Η Περιροδοπική ζώνη από την περιοχή της πρώην Γιουγκοσλαβίας και με ΝΑ κατεύθυνση εισέρχεται στον ελληνικό χώρο από την από την περιοχή της λίμνης Δοϊράνης και συνεχίζει προς τη λίμνη Λαγκαδά και την πόλη της Θεσσαλονίκης (Σχ. 3). Ακολουθώντας την ίδια διεύθυνση διασχίζει τον κορμό της Χαλκιδικής και τη χερσόνησο της Σιθωνίας ενώ στη συνέχεια κάμπτεται προς τα ΒΑ και περνώντας από το άκρο της χερσονήσου του Άθω ξαναεμφανίζεται στη Σαμοθράκη και την περιοχή της Αλεξανδρούπολης και του Έβρου (Σχ. 4). Η Περιροδοπική ζώνη συγκροτείται από αλπικά πετρώματα τα οποία εντάσσονται σε τρεις ενότητες (Kauffmann et al 1976, Kockel et al. 1977) οι οποίες από τα ανατολικά προς τα δυτικά είναι (Σχ. 5):

- **Ενότητα Ντεβέ Κοράν – Δουμπία.** Τη βάση της ενότητας αποτελεί ένας σχηματισμός μετακλαστικών ιζημάτων (σχηματισμός Εξαμιλίου) ηλικίας Περμίου. Πάνω από το σχηματισμό Εξαμιλίου βρίσκεται μια ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά ηλικίας Περμίου – Κάτω Τριαδικού ενώ τα ανώτερα τμήματα της ενότητας αποτελούνται από ανθρακικά ιζήματα ηλικίας Μέσου Τριαδικού – Μέσου Ιουρασικού.
- **Ενότητα Μελισχωρίου – Χολομώντα.** Ο κατώτερος σχηματισμός της ενότητας περιλαμβάνει μάρμαρα και ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους του Μέσου – Άνω Τριαδικού με παρεμβολές φυλλιτών

και σερικιτικών σχιστόλιθων. Ο ανώτερος σχηματισμός είναι ένας σχηματισμός φλύσχη (φλύσχης της Σβούλας) ηλικίας Κάτω – Μέσου Ιουρασικού στον οποίο περιλαμβάνονται ολισθόλιθοι τριαδικών μαρμάρων.



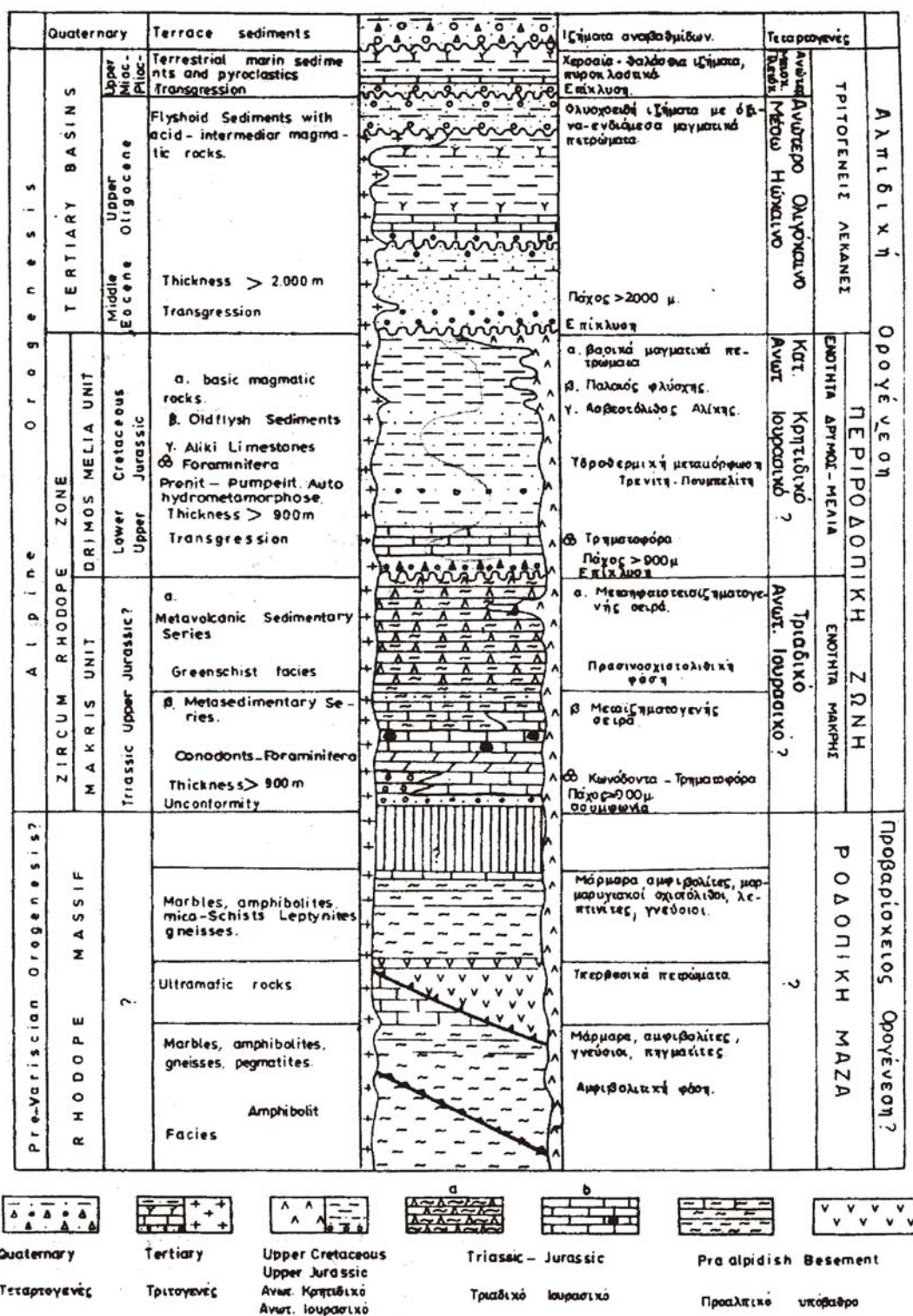
Σχ. 5. Λιθοστρωματογραφικές στήλες των τριών ενοτήτων της Περιοδοτικής ζώνης. 1: κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Σερβομακεδονικής, 2: πράσινοι γνεύσιοι της Θεσσαλονίκης, 3: σχιστόλιθοι και φυλλίτες, 4: πυροκλαστικά υλικά, 5: μεταψαμμίτες, χαλαζίτες, 6: μετα-κροκαλοπαγή, 7: ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι, 8: αργιλικόι σχιστόλιθοι και μάργες, 9: κερατόλιθοι, 10: ολισθόλιθοι Τριαδικών μαρμάρων, 11: ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι, μάρμαρα, 12: μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, 13: ψαμμιτικοί ασβεστόλιθοι, 14: οφειολιθικά πετρώματα, 15: ηφαιστειακά υλικά (σχιστοποιημένοι ρυόλιθοι, πορφυροειδή). φ: τεκτονική επαφή. Εξα.: σχηματισμός Εξαμιλίου, V.S.: ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά, Ανθρ.: ανθρακική σειρά, Φλυ.: φλύσχη (Μουντράκης, 1985).

- **Ενότητα Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη.** Τα κατώτερα τμήματα της ενότητας αποτελούνται από μετακλαστικά και ανθρακικά ιζήματα Περμο-Τριαδικής ηλικίας ενώ τα ανώτερα τμήματα αποτελούνται από ιζήματα βαθιάς θάλασσας (κερατόλιθοι, αργιλικόι σχιστόλιθοι κλπ)

μέσα στα οποία παρεμβάλλονται οφειολιθικά σώματα. Σε αυτήν την ενότητα περιλαμβάνονται επίσης πυριγενή πετρώματα κυρίως χαλαζιοδιοριτικής σύστασης που έχουν μεταμορφωθεί σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης πριν από 113 εκ. χρόνια χρόνια (Σαπουντζής 1969) και σήμερα εμφανίζονται ως πρασινογενεύσιοι και πρασινοσχιστόλιθοι αποτελώντας τη μαγματική σειρά Χορτιάτη. Σύμφωνα με τους Mussalam και Jung (1986) η δημιουργία της σειράς συνδέεται με υποβύθιση (προς τα ΒΑ) και το σχηματισμό ηφαιστειακού τόξου κατά το Μέσο Ιουρασικό.

Στην περιοχή της Θράκης τα πετρώματα της Περιοδοπικής ζώνης έχουν χωριστεί σε δύο ενότητες (Σχ. 6) την Ενότητα Μάκρης και την Ενότητα Δρυμός-Μελιά (Papadopoulos et al. 1989) με ηλικίες Τριαδικό – Αν. Ιουρασικό(;) και Αν. Ιουρασικό(;) – Κατ. Κρητιδικό αντίστοιχα, οι οποίες δεν έχουν συσχετιστεί απόλυτα με τις αντίστοιχες ενότητες της Κεντρικής Μακεδονίας. Τα κατώτερα μέλη της Ενότητας Μάκρης αποτελούνται από μια ιζηματογενή ακολουθία που στη βάση της περιλαμβάνει αδρόκοκκα κλαστικά ιζήματα (μετα-κροκαλοπαγή κλπ.) που προς τα πάνω μεταβαίνουν σε ανθρακικά ιζήματα ρηχής θάλασσας. Τα παραπάνω μεταβαίνουν σταδιακά προς μια μετα-ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά που αποτελεί τα ανώτερα μέλη της Ενότητας και περιλαμβάνει φυλλίτες και πρασινοσχιστόλιθους που μπορούν να συσχετιστούν με τα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη στα Δυτικά. Η Ενότητα Δρυμός – Μελιά περιλαμβάνει κυρίως κλαστικά ιζήματα με παρεμβολές ανθρακικών ιζημάτων ενώ τα ανώτερα μέλη παρουσιάζουν χαρακτηριστικά φλυσχικής ιζηματογένεσης.

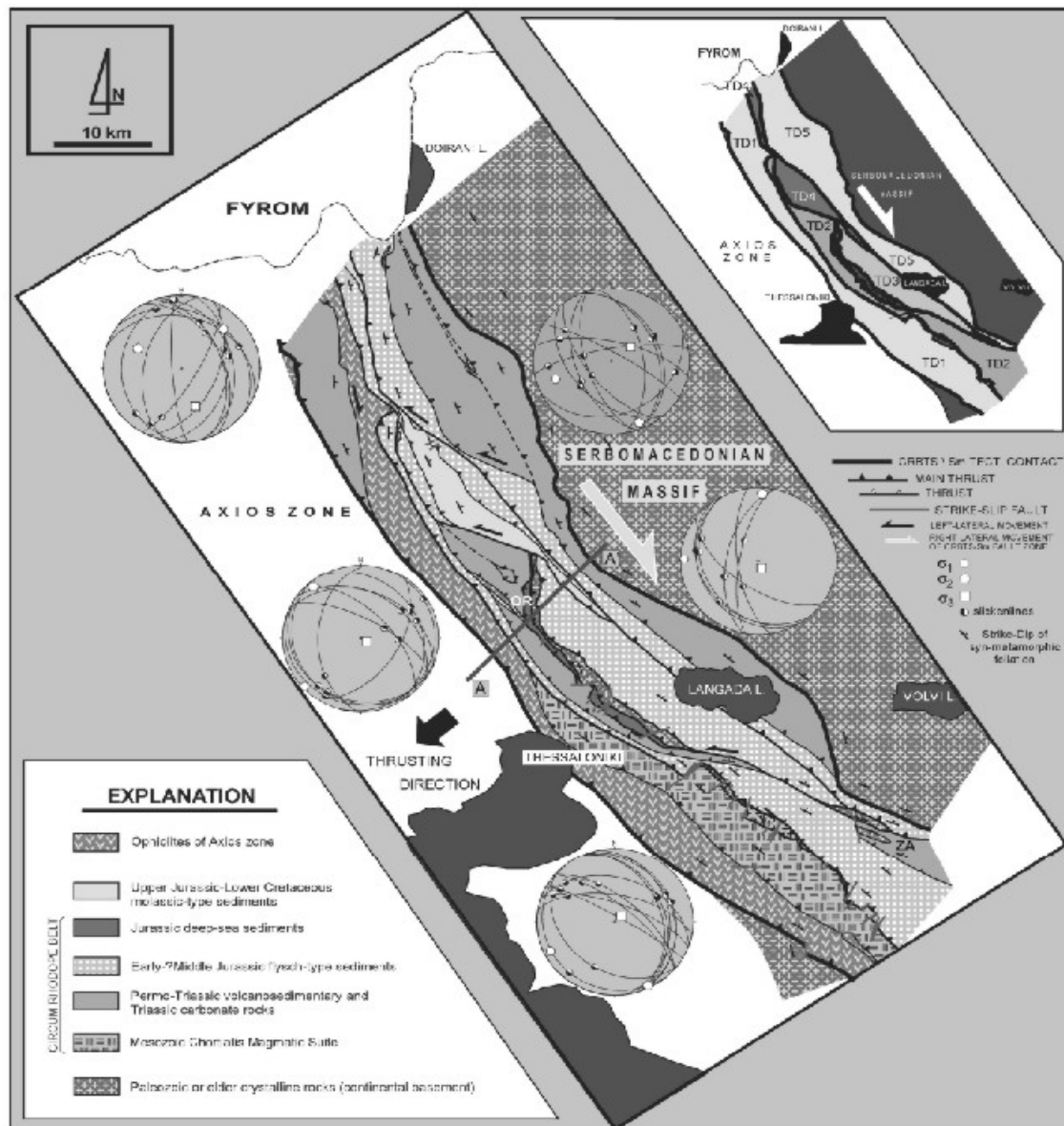
Στη Σαμοθράκη η Περιοδοπική Ζώνη αντιπροσωπεύεται από βασικά κυρίως, πυριγενή πετρώματα (Heimann et al. 1972) που πιθανόν αποτελούν αντίστοιχα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη.



Σχ. 6. Στρωματογραφική στήλη της ΝΑ Ροδόπης η οποία περιλαμβάνει τις ενότητες Μάκρης και Δρυμού-Μελιάς που συγκροτούν την Περιοδοτική ζώνη στην περιοχή της Θράκης (Paradopoulos et al. 1989).

Τα πετρώματα της Περιοδοτικής ζώνης στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας είναι μεταμορφωμένα σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης, αν και έχουν βρεθεί ενδείξεις και για ένα ακόμη μεταμορφικό γεγονός σε

συνθήκες HP/LT (Michard et al. 1994) το οποίο όμως δεν μπορεί να προσδιοριστεί επακριβώς γιατί τα ίχνη του έχουν σβηστεί από την πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση που λειτούργησε ανάδρομα ως προς αυτό. Τα παραπάνω πετρώματα βρίσκονται συμπτυχωμένα και επωθυμένα προς τα ΝΔ μαζί με κομμάτια από τη Σερβομακεδονική Μάζα αποτελώντας το Σύστημα Επωθήσεων της Περιροδοπικής (Tranos et al. 1999) (Σχ. 7).



Σχ. 7. Γενικευμένος γεωλογικός και τεκτονικός χάρτης του Συστήματος Επωθήσεων της Περιροδοπικής Ζώνης (Tranos et al. 1999).

Προς τα ανατολικά η Περιροδοπική ζώνη έρχεται σε επαφή με τη Σερβομακεδονική Μάζα η οποία μαζί με την Μάζα της Ροδόπης αποτελούν

την ελληνική ενδοχώρα. Η Σερβομακεδονική μάζα περιλαμβάνει προ-αλπικά πετρώματα τα οποία εντάσσονται σε δύο ενότητες (Kockel et al. 1977) οι οποίες χωρίζονται μεταξύ τους με τεκτονική επαφή (Σακελαρίου & Dürr 1993):

- **Ενότητα Κερδυλλίων.** Η κατώτερη τεκτονικά ενότητα είναι η Ενότητα Κερδυλλίων η οποία περιλαμβάνει βιοιτιτικούς και μιγματιτικούς γνευσίους και ορίζοντες μαρμάρων. Η μεταμόρφωση των παραπάνω πετρωμάτων έγινε σε συνθήκες αμφιβολιτικής φάσης και συγκεκριμένα σε θερμοκρασία 670°-680°C και πίεση 3,5 Kbars (Δημητριάδης 1974).
- **Ενότητα Βερτίσκου.** Η Ενότητα Βερτίσκου είναι η ανώτερη τεκτονικά ενότητα και περιλαμβάνει διμαρμαρυγιακούς γνεύσιους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους καθώς επίσης και μεταγάββρους – μεταδιαβάσες και αμφιβολίτες που προήλθαν από μεταμόρφωση οφιολιθικών πετρωμάτων (Dixon & Dimitriadis 1984). Τα πετρώματα της Ενότητας Βερτίσκου έχουν μεταμορφωθεί σε συνθήκες αμφιβολιτικής φάσης αλλά ο βαθμός μεταμόρφωσης είναι μικρότερος από τον βαθμό μεταμόρφωσης των πετρωμάτων της Ενότητας Κερδυλλίων.

Μέσα στα πετρώματα της Ενότητας Βερτίσκου στην περιοχή της λίμνης Βόλβης εντοπίζονται ορισμένα μετα-ιζηματογενή πετρώματα, κυρίως φυλλίτες και μάρμαρα, τα οποία βρίσκονται λεπιωμένα και συμπτυχωμένα με τα πετρώματα της Ενότητας Βερτίσκου. Τα πετρώματα αυτά ανήκουν στην Ενότητα Νέας Μάδυτου και αν και έχουν θεωρηθεί τμήματα της Περιροδοπικής (Kockel et al. 1977) η ακριβής αντιστοίχισή τους παραμένει προβληματική (Σακελαρίου & Dürr 1993).

Προς τα ανατολικά η Σερβομακεδονική Μάζα υπέρκειται τεκτονικά της Μάζας της Ροδόπης μέσω της τεκτονικής γραμμής του Στρυμώνα η οποία κατά το Τεταρτογενές έχει θεωρηθεί ως επώθηση (Kockel et al. 1977, Kokkalas et al. 2005) αλλά και ως κανονικό ρήγμα μικρής γωνίας κλίσης (Dinter & Royden 1993, Kiliass et al. 1999). Η Μάζα της Ροδόπης συγκροτείται από προ-αλπικά πετρώματα τα οποία εντάσσονται σε δύο ενότητες, την Ενότητα Σιδηρόνερου η οποία υπέρκειται μέσω τεκτονικής επαφής της Ενότητας Παγγαίου (Papanikolaou & Panagopoulos 1981). Η Ενότητα Σιδηρόνερου αποτελείται κυρίως από ορθογνεύσιους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, αμφιβολίτες, λεπτές ενστρώσεις μαρμάρων και μιγματίτες ενώ η

Ενότητα Παγγαίου αποτελείται από έναν κατώτερο ορίζοντα με ορθογενείς, σχιστόλιθους και αμφιβολίτες, ένα μεσαίο ορίζοντα μαρμάρων μεγάλου πάχους και έναν ανώτερο ορίζοντα με εναλλαγές σχιστολίθων και μαρμάρων.

Στο χώρο της Χαλκιδικής και γενικά της Κεντρικής Μακεδονίας ο οποίος συγκροτείται κυρίως από τα προαναφερθέντα πετρώματα της Περιροδοπικής ζώνης και της Σερβομακεδονικής Μάζας διεισδύουν γρανιτικά σώματα (Σχ. 3) των οποίων η ηλικία κυμαίνεται από το Μεσοζωικό μέχρι το Τριτογενές (Kockel et al. 1977, De Wet et al. 1989, Christofides et al. 1990). Αυτά τα σώματα ανάλογα με την ηλικία τους μπορεί να έχουν υποστεί ένα ή περισσότερα παραμορφωτικά επεισόδια όπως για παράδειγμα της Αρναίας (Sakellariou 1993) και της Σιθωνίας (Christofides et al. 1990, Tranos et al. 1993) ή να είναι अपαραμόρφωτα όπως για παράδειγμα του Στρατωνίου (Σακελαρίου & Dürr 1993).

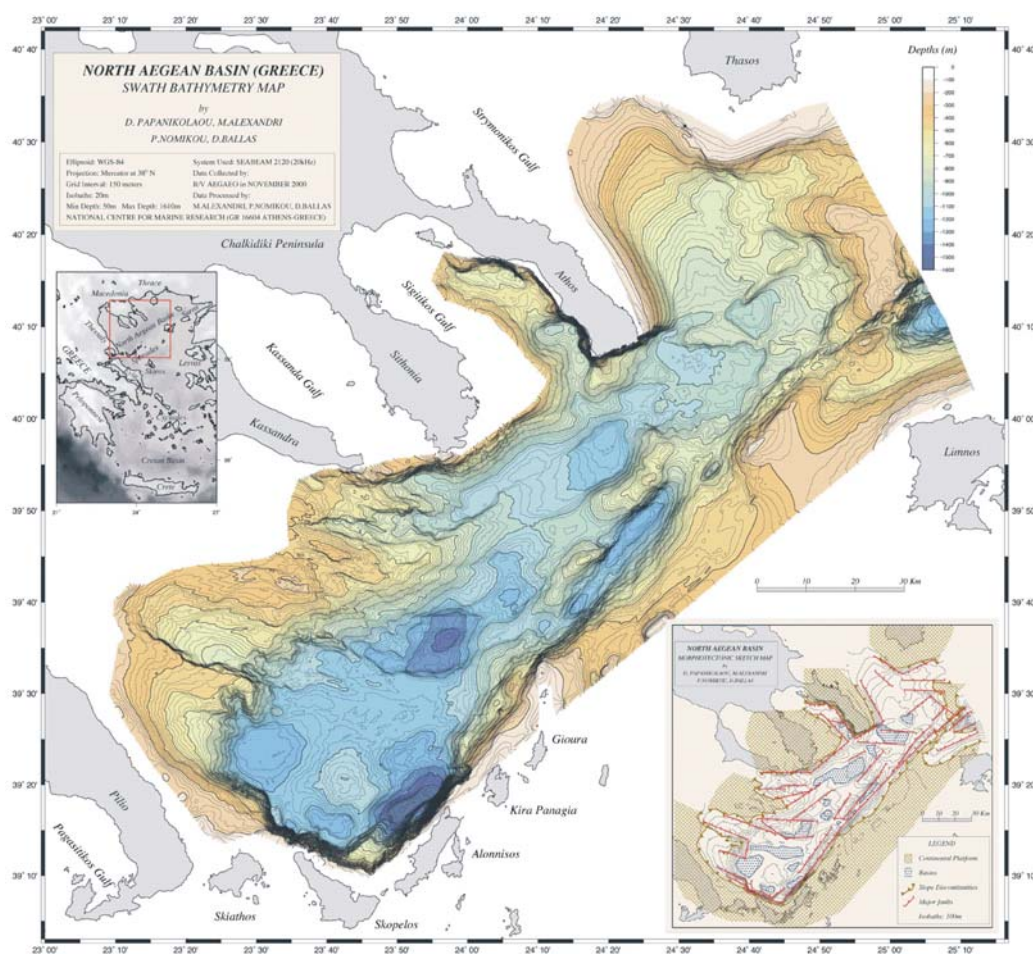
Ένα τμήμα των προαναφερθέντων προ-Αλπικών και Αλπικών πετρωμάτων καλύπτεται από μετα-Αλπικά ιζήματα που αποτέθηκαν κατά τα Νεογενές και Τεταρτογενές (Σχ. 3). Τα κυριότερα από αυτά τα ιζήματα είναι της λεκάνης του Στρυμώνα (Καρυστιναίος 1984, Syrides 2000), της Μυγδονίας λεκάνης (Ψιλοβίκος 1977, Koufos et al. 1995) και της χερσονήσου Κασσάνδρας – δυτικής Χαλκιδικής (Συρίδης 1990).

Στα πετρώματα που δομούν την περιοχή της Χαλκιδικής και της Κεντρικής Μακεδονίας αναγνωρίζονται διάφορα παραμορφωτικά και μεταμορφικά γεγονότα. Στο παλαιότερο παραμορφωτικό γεγονός που έχει αναγνωριστεί στα πετρώματα της Σερβομακεδονικής μάζας, έχει αποδοθεί προ-αλπική (Ερκύνια;) ηλικία (Borsi et al. 1965, Mantzos 1991, Sakellariou 1993,) και αναγνωρίζεται μόνο υπολειμματικά καθώς έχει επικαλυφθεί από τα νεότερα παραμορφωτικά επεισόδια. Η παλαιότερη καλά αναγνωρίσιμη ορογενετική φάση έλαβε χώρα το Α. Ιουρασικό - Κ. Κρητιδικό, έπληξε την ελληνική ενδοχώρα και τις εσωτερικές ελληνίδες, και ήταν αποτέλεσμα της σύγκρουσης της Κιμμέριας ηπείρου με την Ευρασία (Mountrakis 1986). Κατά την ορογενετική αυτή φάση έγινε η καταστροφή της ωκεάνιας λεκάνης του Αξιού με υποβύθιση του ωκεάνιου φλοιού πιθανότατα προς τα Ανατολικά κάτω από το Ευρασιατικό περιθώριο το οποίο αποτελούσαν η Σερβομακεδονική και η Περιροδοπική. Αποτέλεσμα αυτής της υποβύθισης πρέπει να είναι και η

HP/LT μεταμόρφωση που αναφέρεται από τους Michard et al. (1994) για τα πετρώματα της Περιροδοπικής και προηγείται της πρασινοσχιστολιθικής μεταμόρφωσης που έλαβε χώρα στο Κ. Κρητιδικό (Σαπουντζής 1969). Αυτή η ορογενετική φάση του Α. Ιουρασικού – Κ. Κρητιδικού αναγνωρίζεται στα πετρώματα της ευρύτερης περιοχής της Χαλκιδικής από διάφορους ερευνητές και προκάλεσε λεπιώσεις και πτυχές με γενική κατεύθυνση προς τα ΝΔ (Vergely 1984, Sakellariou 1993).

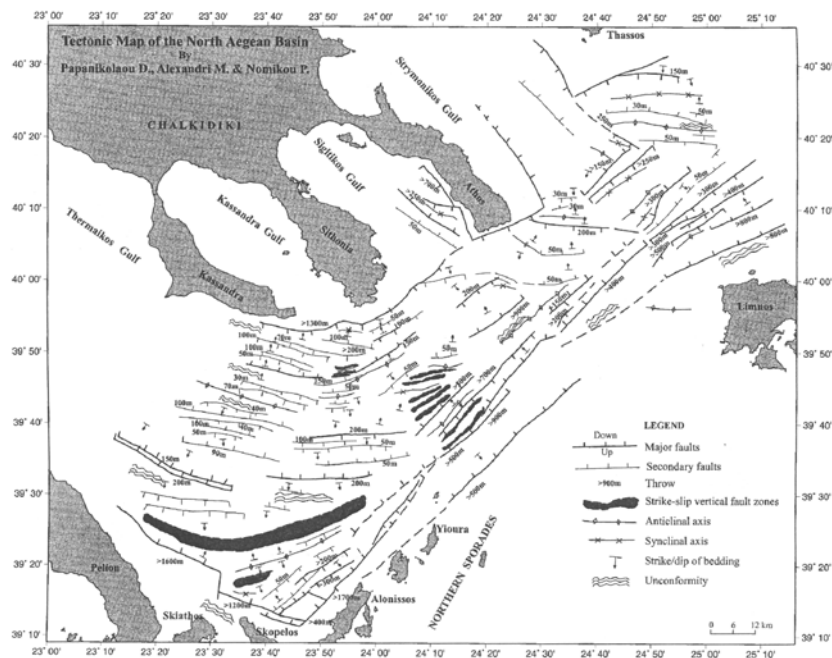
Η επόμενη ορογενετική φάση έλαβε χώρα το Α. Κρητιδικό - Τριτογενές και ευθύνεται για την τελική διαμόρφωση του ελληνικού ορογενούς. Η ορογενετική αυτή φάση εξελίσσεται μέχρι το Τριτογενές και κατά τη διάρκειά της έγινε η τελική τοποθέτηση των τεκτονικών καλυμμάτων των Εξωτερικών Ελληνίδων (Μουντράκης 2002, Mountrakis 2004). Πιο εσωτερικά, στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, όπου συναντώνται οι εσωτερικές ελληνίδες και η ελληνική ενδοχώρα και την ίδια περίοδο (Α. Κρητιδικό – Τριτογενές) επικρατεί επίσης συμπίεση που έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία πτυχών και λεπιώσεων με φορά προς τα ΝΔ (Vergely 1984). Οι Kiliass et al. (1999) αναφέρουν ότι η Σερβομακεδονική από το Ηώκαινο υφίσταται συνορογενετική έκταση που ξεκινάει σε πλαστικές συνθήκες και από το Ολιγόκαινο συνεχίζεται σε θραυσιγενείς συνθήκες και εξελίσσεται μέχρι σήμερα. Παρόμοια έκταση, από το Ηώκαινο, αναφέρεται και για την Μάζα της Ροδόπης (Kiliass and Mountrakis 1990). Αντίθετα ο Sakellariou (1993) αναγνωρίζει στην περιοχή της Χαλκιδικής (Σερβομακεδονική και Περιροδοπική) ένα συμπιεστικό γεγονός που λαμβάνει χώρα το Ηώκαινο και έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ανοιχτών πτυχών σε διεύθυνση Α-Δ και ανάστροφων ρηγμάτων προς τα νότια. Το συμπιεστικό αυτό γεγονός αναγνωρίζεται και στον Ηωκαινικό γρανίτη της Σιθωνίας (Tranos et al, 1993) με παρόμοια (ΒΒΔ-ΝΝΑ) διεύθυνση συμπίεσης. Οι Τρανός (1998) και Τρανός et al. (1999) με τη μελέτη των θραυσιγενών μετα-μεταμορφικών δομών τόσο κατά μήκος του ορίου Σερβομακεδονικής-Περιροδοπικής στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας όσο και γενικότερα στην περιοχή της Χαλκιδικής υποστηρίζουν ότι κατά το Α. Ολιγόκαινο – Μ. Μειόκαινο ο χώρος της Κεντρικής Μακεδονίας υφίσταται μια transpressional παραμόρφωση με ΒΒΔ-ΝΝΑ έως ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση συμπίεσης, η οποία σβήνει στο Μέσο Μειόκαινο με εκτατικά ρήγματα που προσδιορίζουν έκταση κάθετα προς τη ΒΒΑ-ΝΝΔ

συμπίεση. Το γεγονός αυτό αποτελεί ένα γενικότερο ορογενετικό γεγονός που συνδέεται με τα τελευταία στάδια σύγκρουσης της Απουλίας πλάκας με την Ευρασία και έχει αναγνωριστεί στον ευρύτερο χώρο όπως π.χ. στη Θράκη (Koukouvelas and Doutsos 1990; Karfakis and Doutsos 1995), στο χώρο του Βορείου Αιγαίου (Tranos 2004b) και βορειότερα στη Νότια Βουλγαρία (Tranos 2004a; Tranos et al. 2006). Από το Άνω Μειόκαινο η περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας υφίσταται εφελκυσμό σε ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση που ευθύνεται για τη δημιουργία λεκανών σε ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση. Από το Κάτω Πλειστόκαινο ο εφελκυσμός συνεχίζεται σε διεύθυνση Β-Ν και δημιουργούνται νέες λεκάνες σε διεύθυνση Α-Δ. Το τελευταίο εφελκυστικό πεδίο παραμένει ενεργό μέχρι σήμερα και ευθύνεται για τη σεισμικότητα του χώρου της Βόρειας Ελλάδας γενικότερα (Lyberis 1984; Pavlides and Kilias 1987; Mercier et al. 1989; Tranos 1998; Mountrakis et al. 2006).



Σχ. 8. Βυθομετρικός χάρτης του δυτικού τμήματος (λεκάνη των Σποραδών) της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (από Papanikolaou et al. 2002).

Η Τάφρος του Βορείου Αιγαίου είναι ένα σημαντικό μορφοτεκτονικό χαρακτηριστικό της ευρύτερης περιοχής μελέτης και η σημερινή της μορφή είναι αποτέλεσμα των διαδοχικών παραμορφωτικών γεγονότων που έπληξαν την περιοχή του Βορείου Αιγαίου. Εκτείνεται από τον κόλπο της Σάρου στα Ανατολικά μέχρι της ακτές της Μαγνησίας στα Δυτικά. Ακολουθεί γενικά ΒΑ-ΝΔ ανάπτυξη, το μήκος της φτάνει τα 300km και το μέγιστο βάθος τα 1600m. Χωρίζεται σε δύο επιμέρους λεκάνες, την Τάφρο της Σάρου στα ανατολικά και τη λεκάνη των Σποράδων στα δυτικά. Η λεκάνη των Σποράδων εκτείνεται από την περιοχή μεταξύ Θάσου και Λήμνου μέχρι τα παράλια της Μαγνησίας. Πρόκειται για μια σύνθετη λεκάνη που παρουσιάζει ασύμμετρη ανάπτυξη (Brooks & Ferentinis 1980, Le Pichon et al. 1984, Pavlides et al. 1990) με τη μεγαλύτερη βύθιση να εντοπίζεται στο ΝΑ περιθώριό της. Από τη μορφοτεκτονική ανάλυση της λεκάνης (Σχ. 8, 9) προκύπτει ότι τα ρήγματα που είναι υπεύθυνα για τη διαμόρφωση της λεκάνης είναι κυρίως ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης ενώ τα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης ρήγματα παίζουν επίσης σημαντικό ρόλο. Αναγνωρίζονται επίσης και ρήγματα Α-Δ διεύθυνσης που διαφοροποιούν ορισμένες περιοχές της λεκάνης (Papanikolaou et al. 2002, Papanikolaou et al. 2006).



Σχ. 9. Τεκτονικός χάρτης του δυτικού τμήματος (λεκάνη των Σποράδων) της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (από Papanikolaou et al. 2006).

3 Γεωλογία της περιοχής μελέτης

Πέρα από τη βασική γεωλογική χαρτογράφηση σε κλίμακες 1:100.000 και 1:50.000 (Kockel et al. 1977, Kockel and Mollat 1978) στην περιοχή του νοτίου Αγίου Όρους δεν έχει πραγματοποιηθεί κάποια συστηματική μελέτη που να αφορά την τεκτονική δομή της περιοχής και έτσι η εικόνα που υπάρχει για τη δομή της προέρχεται κατά βάση από τους παραπάνω χάρτες. Ο γεωλογικός χάρτης του νοτίου τμήματος της χερσονήσου του Άθω που παρουσιάζεται στην παρούσα μελέτη (βλέπε Παράρτημα) στηρίζεται στους προαναφερθέντες χάρτες, ενσωματώνει όμως βελτιώσεις που προέκυψαν από παρατηρήσεις κατά την υπαίθρια εργασία.

3.1 Γεωλογικοί σχηματισμοί

Η περιοχή μελέτης συγκροτείται από τους ακόλουθους γεωλογικούς σχηματισμούς οι οποίοι διατάσσονται γενικά σε ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση και από τα ΒΔ προς τα ΝΑ είναι:

- **Γρανίτης Γρηγορίου.** Το βόρειο άκρο της περιοχής μελέτης καταλαμβάνεται από το γρανίτη του Γρηγορίου οι πετρολογικοί τύποι του οποίου είναι: βιοιτιτικός γρανίτης, βιοιτιτικός-κεροστιλβικός-χαλαζιακός μονζοδιορίτης έως γρανοδιορίτης (Kockel and Mollat 1978). Το νότιο τμήμα του γρανίτη που βρίσκεται σε επαφή με τα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη (βλέπε επόμενο γεωλογικό σχηματισμό) και βρίσκεται στην περιοχή μελέτης, παρουσιάζει φύλλωση με παρόμοιο προσανατολισμό με τη φύλλωση των πρασινογενευσίων καθώς και οριζόντια οрукτολογική γράμμωση. Ο γρανίτης του Γρηγορίου χρονολογείται στο Ηώκαινο (Kontoroulou et al., 2007) και έχει συσχετιστεί με τους γρανίτες της Σιθωνίας και της Ουρανούπολης (De Wet et al. 1989, Tranos et al. 1993). Μεταξύ του γρανίτη και των πετρωμάτων της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη υπάρχει ζώνη επαφής μερικών δεκάδων μέτρων στην οποία παρατηρείται αλλαγή στην υφή και δομή των πρασινογενευσίων (το πέτρωμα γίνεται συμπαγές και κατά τόπους χάνει τη φύλλωσή του) και σταδιακή

μετάβαση προς το γρανίτη με διείσδυση πηγματιτικών και απλιτικών φλεβών.

- **Μαγματική Σειρά Χορτιάτη.** Το βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης καταλαμβάνεται από πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη που στην περιοχή αυτή λιθολογικά αποτελείται κυρίως από πρασινογενέσιους, πρασινοσχιστόλιθους και πρασινίτες. Έχουν πράσινο, σκουροπράσινο, καστανοπράσινο χρώμα, είναι λεπτόκοκκα έως αδρόκοκκα και ορυκτολογικά αποτελούνται από επίδοτο, ακτινόλιθο, χλωρίτη, κεροστίλβη, αστρίους και χαλαζία. Προέρχονται από μεταμόρφωση ενδιάμεσων έως βασικών πυριγενών πετρωμάτων των οποίων ο σχηματισμός σχετίζεται με υποβύθιση ωκεάνιου φλοιού (προφανώς της ωκεάνιας λεκάνης του Αξιού) και το σχηματισμό ηφαιστειακού τόξου κατά το Μέσο Ιουρασικό(;) (Mussalam & Jung 1986). Η μεταμόρφωση των παραπάνω πετρωμάτων σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης έγινε στο Κάτω Κρητιδικό (113 εκ. χρόνια) (Σαπουντζής 1969). Κατά θέσεις εντοπίζονται ενστρώσεις μαύρων σχιστολίθων - φυλλιτών με πάχος από λίγα εκατοστά μέχρι μερικά μέτρα (Σχ. 10). Παρόμοιες σχιστολιθικές εντρώσεις αναφέρονται και για τα πετρώματα που θεωρούνται συνέχεια της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη στην Σαμοθράκη (Heimann et al. 1972) και στην περιοχή της Αλεξανδρούπολης (Papadopoulos et al. 1989).



Σχ. 10. Άποψη των μαύρων σχιστολίθων (αριστερά) και εναλλαγές των μαύρων σχιστολίθων με τους πρασινογενέσιους (δεξιά).

- **Πλαγιокλαστικός – μικροκλινικός γνεύσιος.** Στα ανατολικά της περιοχής μελέτης και μέσα στη Μαγματική Σειρά Χορτιάτη χαρτογραφείται μια περιοχή στην οποία οι πρασινογνεύσιοι εναλλάσσονται με πλαγιокλαστικό – μικροκλινικό γνεύσιο (Σχ. 11). Τα πετρώματα αυτά χαρακτηρίζονται από υπόλευκο, γριζόλευκο χρώμα, είναι μεσόκοκκα έως αδρόκοκκα με κατά θέσεις οφθαλμοειδή ιστό. Περιέχουν κυρίως χαλάζια, πλαγιόκλαστα, αστρίους και μαρμαρυγία και η προέλευση τους δεν είναι γνωστή.



Σχ. 11. Ο πλαγιокλαστικός-μικροκλινικός γνεύσιος.

- **Οφιόλιθοι.** Πρόκειται για υπερβασικά πετρώματα (περιδοτίτες) που με μορφή επιμήκων, φακοειδών σωμάτων χαρτογραφούνται μέσα στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη και διατάσσονται παράλληλα στη φύλλωση των πρασινογνευσίων. Το χρώμα τους είναι πράσινο-σκουροπράσινο και σε ορισμένες περιπτώσεις διακρίνονται κρύσταλλοι μαγνητίτη μεγέθους λίγων χιλιοστών. Τα σώματα αυτά εμφανίζονται σε αρκετές θέσεις σερπεντινιωμένα (Σχ. 12). Ηλικία: Μ. Ιουρασικό(;).



Σχ. 12. Σερπεντινιωμένοι οφιόλιθοι, από την περιοχή μεταξύ των υψωμάτων Αντίθωνας και Σταυρός.

- **Ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι – Μάρμαρα.** Το νοτιότερο τμήμα της χερσονήσου και ο κύριος όγκος του όρους Άθως συγκροτούνται από ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους – μάρμαρα Τριαδικής ηλικίας (Kauffmann et al. 1976). Είναι γενικά μαζώδεις ή παχυστρωματώδεις με τεφρόλευκο και κυανότεφο χρώμα (Σχ. 13). Μικρά ή και μεγαλύτερα ασβεστολιθικά σώματα, σε σχήμα φακών ή επιμήκων λωρίδων παρατηρούνται μέσα στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη, δεν είναι όμως ξεκάθαρο εάν αυτή η τοποθέτησή τους είναι πρωτογενής ή δευτερογενής (τεκτονική) (Σχ. 14). Σε μια θέση (κοντά στη Σκήτη της Αγ. Άννης) όπου είναι δυνατή η παρατήρηση της επαφής τους με τους πρασινογενέσιους, η μετάβαση από το ένα πέτρωμα στο άλλο γίνεται σταδιακά.



Σχ. 13. Άποψη των Τριαδικών ανακρυσταλλωμένων ασβεστολίθων - μαρμάρων.



Σχ. 14. Ανθρακικοί φακοί μέσα στους πρασινοσχιστόλιθους της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη.

Στην περιοχή μελέτης χαρτογραφούνται επίσης και ορισμένες μετα-αλπικοί αποθέσεις. Πρόκειται κυρίως για πλευρικά κορήματα ενώ στις κοίτες των ρεμάτων συναντώνται αλλουβιακές αποθέσεις που μόνο σε μια περίπτωση αποκτούν σημαντική έκταση και χαρτογραφούνται:

- **Πλευρικά κορήματα.** Συγκολλημένα πλευρικά κορήματα ερυθροκάστανου – καστανότεφρου χρώματος (Σχ. 15). Αποτελούνται κυρίως από ασβεστολιθικά τεμάχη μεγέθους χαλικιού έως ογκόλιθου και γενικά δε διακρίνεται στρώση αν και σε ορισμένα σημεία φαίνεται

να κλίνουν γενικά προς τη διεύθυνση κλίσης της κλιτύος. Σε ορισμένες περιπτώσεις αποκτούν σημαντική έκταση και πάχος και καλύπτουν τόσο τα υποκείμενα πετρώματα όσο και τις μεταξύ τους επαφές. Ηλικία: Πλειστόκαινο.



Σχ. 15. Τα πλευρικά κορήματα όπως εμφανίζονται νότια της Ι.Μ. Αγ. Παύλου.

- **Αλλουβιακά ριπίδια.** Στην περιοχή της Ι.Μ. Αγίου Παύλου χαρτογραφείται ένα αλλουβιακό ριπίδιο το οποίο συγκροτείται από συνεκτικά κροκαλοπαγή και χαλαρές αποθέσεις στις κοίτες των ρεμάτων (Σχ. 16). Τα κροκαλοπαγή αποτελούνται από ασβεστολιθικά και πρασινοσχιστολιθικά τεμάχη όχι καλά στρογγυλωμένα με μέγεθος χαλικιού έως ογκόλιθου και ασβεστιτικό συγκολλητικό υλικό. Ηλικία: Ολόκαινο.



Σχ. 16. Οι αδρόκοκκες αποθέσεις του αλλουβιακού ριπιδίου στην περιοχή της Ι.Μ. Αγ. Παύλου.

3.2 Γεωλογικές επαφές – όρια

Κατά την υπαίθρια εργασία έγινε προσπάθεια να διευκρινιστεί η φύση των γεωλογικών επαφών και ορίων. Η εκτενής φυτοκάλυψη και το γεγονός ότι ορισμένες επαφές καλύπτονται από τα Τεταρτογενή κορήματα καθιστούν δυσχερή την προσέγγιση και μελέτη ορισμένων γεωλογικών επαφών.

- *Επαφή γρανίτη Γρηγορίου - Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη*

Η τοποθέτηση του γρανίτη του Γρηγορίου έγινε κατά το Ηώκαινο και η επαφή του με τα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη έχει τα χαρακτηριστικά επαφής διείσδυσης. Μεταξύ του γρανίτη και των πετρωμάτων της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη παρατηρείται μια ζώνη επαφής μερικών δεκάδων μέτρων και στην οποία παρατηρείται πυριτίωση των πρασινογενευσίων καθώς και διείσδυση φλεβών και παρείσακτων κοιτών κυρίως απλιτικού χαρακτήρα (Σχ. 17).



Σχ. 17. Διείσδυση απλιτικών φλεβών στους πρασινοσχιστόλιθους, από τη ζώνη επαφής των πετρωμάτων της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη και του γρανίτη του Γρηγορίου.

- *Επαφή Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη – Τριαδικών ασβεστολίθων-μαρμάρων*

Η επαφή των πετρωμάτων της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη με τους Τριαδικούς ασβεστόλιθους-μάρμαρα που εντοπίζεται στη βόρεια πλευρά του όρους Άθως δεν κατέστη δυνατό να προσεγγιστεί. Παρόλα αυτά γίνεται εύκολα αντιληπτό από την εξ αποστάσεως παρατήρησή της και τη χαρτογραφική της έκφραση ότι κλίνει με ενδιάμεση γωνία κλίσης προς τα ΝΑ έως ΝΝΑ με τους ασβεστόλιθους-μάρμαρα να τοποθετούνται πάνω στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη (Σχ. 18). Το γεγονός ότι μέσα στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτης και σε μικρή απόσταση από αυτήν την επαφή βρέθηκαν ανάστροφα ρήγματα με προσανατολισμό αντίστοιχο της επαφής (βλέπε παρακάτω στην περιγραφή των ανάστροφων ρηγμάτων) καθώς και το ότι φαίνεται να αλλάζει η κλίση των πετρωμάτων εκατέρωθεν αυτής της επιφάνειας (Σχ. 19) υποδηλώνει ότι η επαφή αυτή είναι τεκτονική και συγκεκριμένα αποτελεί μια επώθηση με κίνηση προς τα ΒΒΑ που φέρνει τους ασβεστόλιθους-μάρμαρα πάνω από τα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη.



Σχ. 18. Η επαφή των Τριαδικών μαρμάρων με τα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη. Η φωτογραφία έχει ληφθεί από την περιοχή της Ι.Μ. Αγ. Παύλου με κατεύθυνση προς τα Ανατολικά.

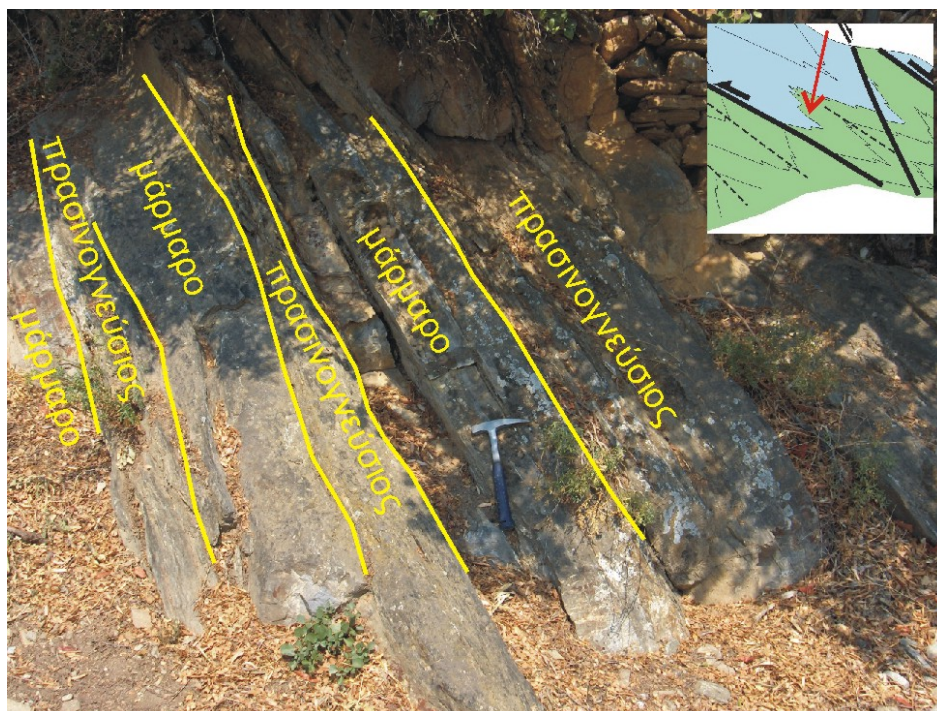


Σχ. 19. Φωτογραφία της επαφής των Τριαδικών μαρμάρων με τα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη όπου φαίνεται η διαφορά στην κλίση των μαρμάρων σε σχέση με την επαφή. Η φωτογραφία έχει ληφθεί από την περιοχή ΝΔ του υψώματος Σταυρός.



Σχ. 20. Αποκάλυψη των πρασινογενεΐων κάτω από τα κορήματα σε τομή του δρόμου που κόβει τα κορήματα στα νότια της Ι.Μ. Αγ. Παύλου.

Οι επαφές της σχετικά μικρής έκτασης εμφάνισης των πετρωμάτων της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη στην περιοχή της Σκήτης της Αγ. Άννης είναι προσβάσιμες και βοηθούν στην κατανόηση της δομής της περιοχής. Η επαφή με τα ανθρακικά πετρώματα προς τα βόρεια είναι λιθοστρωματογραφική και ανεστραμμένη με τους πρασινογενεΐς να βρίσκονται πάνω στα μάρμαρα (Σχ. 21). Στο νότιο όριο συμβαίνει το αντίθετο, τα μάρμαρα δηλαδή βρίσκονται πάνω από τους πρασινογενεΐς. Έτσι το κομμάτι αυτό της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη περιβάλλεται τρόπον τινά από τους ασβεστόλιθους-μάρμαρα, πράγμα που συμφωνεί με τη γενική δομή της περιοχής όπως αυτή προκύπτει και από τις υπόλοιπες παρατηρήσεις (Σχ 21).



Σχ. 21. Ανεστραμμένη λιθοστρωματογραφική επαφή της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη με τα Τριαδικά μάρμαρα στην περιοχή της Σκήτης της Αγ. Άννης. Η λεπτομέρεια του Σχ. 49 δείχνει τη θέση που καταλαμβάνει η συγκεκριμένη παρατήρηση στην εικόνα που προέκυψε τελικά για τη δομή της περιοχής.

Τα όρια της επιμήκους λωρίδας των πετρωμάτων της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη που χαρτογραφείται στη νότια πλαγιά του όρους Άθως παρουσιάζουν επίσης ενδιαφέρον. Από τη χαρτογραφική έκφραση της βόρειας επαφής με τα Τριαδικά μάρμαρα γίνεται φανερό ότι πρόκειται για μια επιφάνεια που κλίνει με μεγάλη γωνία κλίσης προς τα NNA. Τα πετρώματα εκατέρωθεν αυτής της επαφής κλίνουν επίσης προς τα NNA αλλά με μικρότερες γωνίες κλίσης πράγμα που υποδηλώνει ότι αυτή η επαφή είναι τεκτονική. Τα παραπάνω, σε συνδυασμό με την απότομη αλλαγή της μορφολογικής κλίσης που παρατηρείται κατά μήκος αυτής της επαφής δείχνουν ότι πρόκειται για ένα κανονικό ρήγμα μεγάλης γωνίας κλίσης (Χάρτης - Παράρτημα). Η νότια επαφή με τα Τριαδικά μάρμαρα είναι μια επιφάνεια που κλίνει με μικρή έως ενδιάμεση κλίσης προς τα NNA. Στην νότια πλαγιά του όρους Άθως διακρίνονται τριγωνικές επιφάνειες (triangular facets) (Σχ. 22) οι οποίες φέρουν τεκτονικές αυλακώσεις (corrugations) και παρουσιάζουν παρόμοια γωνία κλίσης ($\sim 20^\circ$) με τη νότια επαφή της λωρίδας με τα Τριαδικά μάρμαρα (Σχ. 22). Έτσι φαίνεται ότι η νότια επαφή είναι και αυτή τεκτονική και αποτελεί ένα κανονικό ρήγμα μικρής γωνίας κλίσης

(detachment) η δράση του οποίου επιτρέπει την αποκάλυψη των πετρωμάτων της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη κάτω από τα Τριαδικά μάρμαρα.



Σχ. 22. Αεροφωτογραφία του νοτίου τμήματος της χερσονήσου του Άθω, διακρίνονται οι τριγωνικές επιφάνειες του κανονικού ρήγματος μικρής γωνίας κλίσης και το κανονικό ρήγμα μικρής γωνίας κλίσης στη επαφή των πετρωμάτων της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη και των Τριαδικών μαρμάρων.

- *Επαφή Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη – πλαγιοκλαστικού-μικροκλινικού γνεύσιου*

Ο πλαγιοκλαστικός-μικροκλινικός γνεύσιος που χαρτογραφείται στα ανατολικά της περιοχής μελέτης δεν αποτελεί ανεξάρτητο σχηματισμό με σαφή όρια. Πρόκειται για μια περιοχή στην οποία τα υπόλευκα αυτά πετρώματα εναλλάσσονται, παράλληλα γενικά προς την κύρια φύλλωση, με τους πρασινογνεύσιους και πρασινοσχιστόλιθους της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη.

4 Τεκτονικές παρατηρήσεις στην περιοχή μελέτη

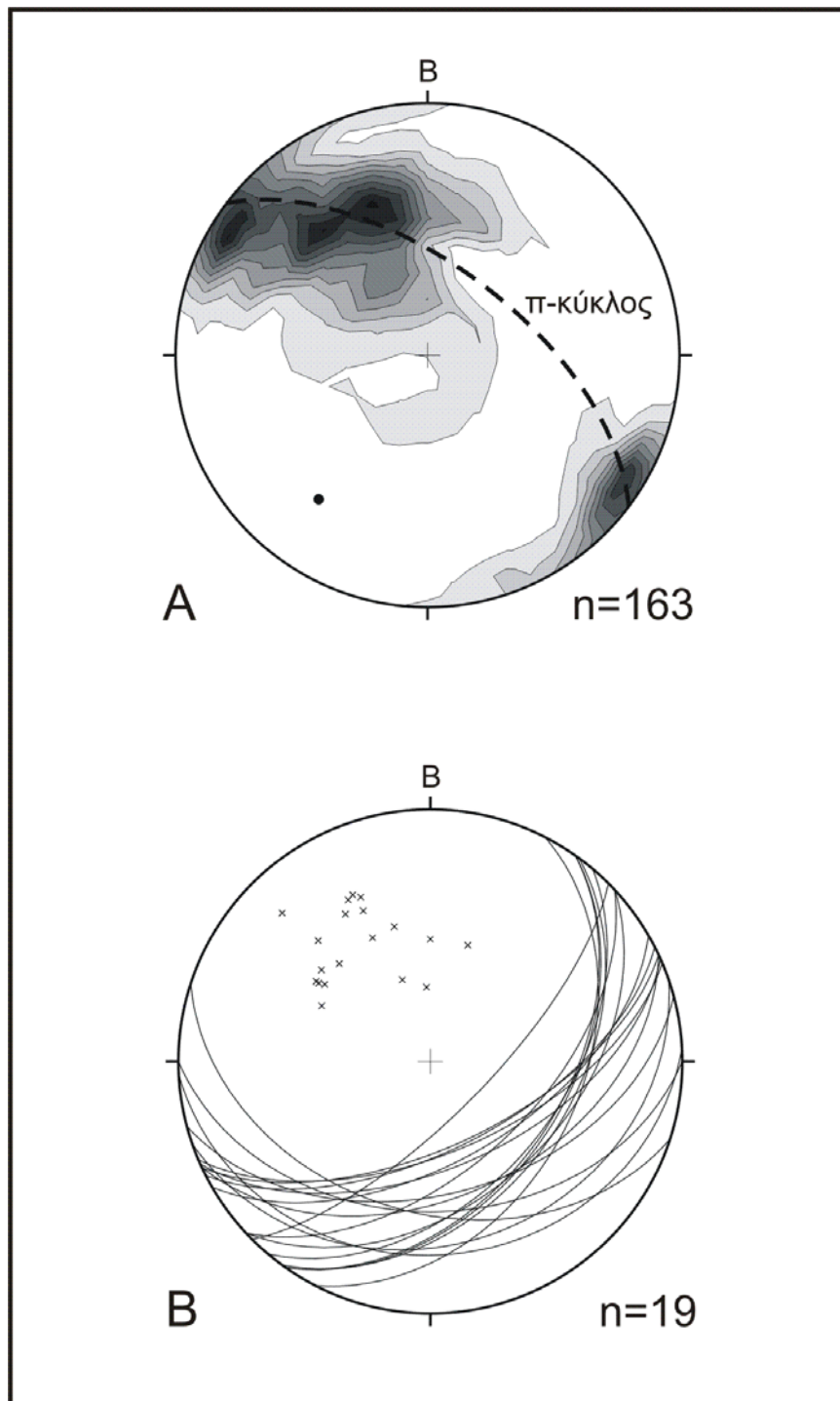
Με σκοπό τη διερεύνηση και τον επακόλουθο καθορισμό της τεκτονικής δομής και της τεκτονικής εξέλιξης του νοτίου τμήματος της χερσονήσου του Άθω, πραγματοποιήθηκαν εκτός από τη χαρτογράφηση στην περιοχή και λεπτομερείς τεκτονικές παρατηρήσεις και μετρήσεις όπου ήταν δυνατόν λόγω της πυκνής βλάστησης. Τα στοιχεία αυτά αφορούσαν τη δομή των πετρωμάτων, δηλαδή τη φύλλωση, τη γράμμωση, τη φύση των μεταξύ τους επαφών καθώς και τον ρηξιγενή ιστό της περιοχής. Τα στοιχεία που συγκεντρώθηκαν από την υπαίθρια εργασία αξιολογήθηκαν και αναλύθηκαν ώστε να γίνει δυνατή η διάκριση διαφορετικών παραμορφωτικών επεισοδίων καθώς και των χαρακτηριστικών (κινηματική και δυναμική) αυτών των επεισοδίων. Στη συνέχεια θα γίνει η παρουσίαση και ανάλυση των τεκτονικών στοιχείων με βάση τη διάκρισή τους σε πλαστικές και θραυσιγενείς δομές.

4.1 Πλαστική τεκτονική

Στις πλαστικές δομές περιλαμβάνονται οι φυλλώσεις που παρουσιάζουν τα πετρώματα, οι τεκτονικές γραμμώσεις, οι πτυχές και οι διατμητικές ζώνες.

4.1.1 Φύλλωση

Στην περιοχή μελέτης αναγνωρίζεται μια διαπεραστική φύλλωση S1, η οποία στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη είναι εύκολα αναγνωρίσιμη ως η κυρία σχιστότητα, ενώ στα ανθρακικά πετρώματα η αναγνώρισή της είναι δυσχερής. Η φύλλωση αυτή εμφανίζεται να είναι παράλληλη προς τη στρώση S0 των σχηματισμών, αφού παρατηρείται να είναι παράλληλη έως υποπαράλληλη προς τα λιθολογικά τους όρια στο μεγαλύτερο μέρος της χαρτογραφηθείσας περιοχής. Η S1 φύλλωση έχει γενικά BA-NA παράταξη και κλίνει με ενδιάμεσες γωνίες κλίσης προς τα NA ή είναι σχεδόν κατακόρυφη (Σχ. 23). Τα ορυκτά που προσδιορίζουν αυτήν τη φύλλωση όπως χλωρίτης, επίδοτο, ακτινόλιθος, αλβίτης και μαρμαρυγίας δείχνουν ότι συνδέεται με μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης (Σαπουντζής 1969, Kockel et al. 1977).

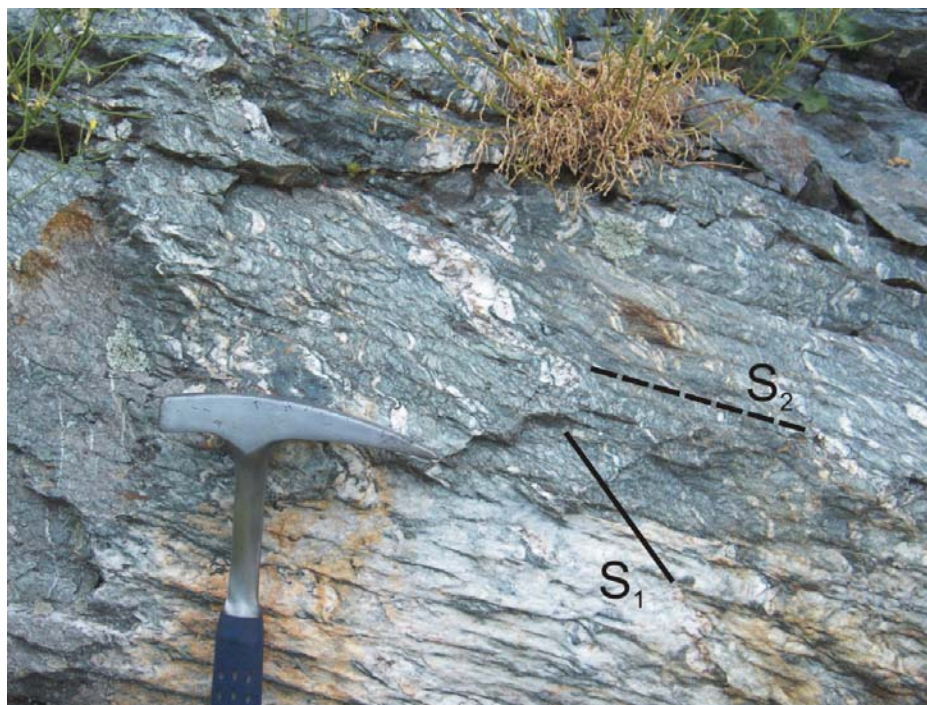


Σχ. 23. Στερεογραφική προβολή (ισοεμβαδική, κάτω ημισφαιρίου): α) διάγραμμα πυκνότητας των πόλων της S1 σχιστότητας, ο πόλος του π-κύκλου έχει στοιχεία $217^{\circ}-29^{\circ}$. β) οι επιφάνειες της S2 φύλλωσης.

Κατά θέσεις εντοπίζεται μια δεύτερη φύλλωση (S2) που επηρεάζει την S1 και έχει τη μορφή σχιστότητας ρυτίδωσης (crenulation cleavage) (Σχ. 24, 25). Η σχιστότητα αυτή συνήθως παρατηρείται να συνδέεται με πτυχές αποτελώντας την αξονική σχιστότητα αυτών. Ο προσανατολισμός της S2 είναι

σταθερός σε όλη την περιοχή μελέτης κλίνοντας με ενδιάμεσες γωνίες προς τα ΝΑ (Σχ. 23B). Συνδέεται με ανακρυστάλλωση χαλαζία και τοπικά ανάπτυξη μοσχοβίτη και χλωρίτη πράγμα που υποδεικνύει συνθήκες μεταμόρφωσης χαμηλής πρασινοσχιστολιθικής φάσης (Σακελλαρίου 1989).

Στα βόρεια της περιοχής μελέτης και μέσα στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη εντοπίστηκε μια μυλωνιτική φύλλωση S_m η οποία διατάσσεται σε BBA-NNΔ διεύθυνση και κλίνει με μεγάλες γωνίες κλίσεις. Αυτή η φύλλωση διαμορφώνει κατά θέσεις μια κατακόρυφη S-C υφή με την S_1 που υποδεικνύει αριστερόστροφη κίνηση και σχετίζεται με ορυκτά παρόμοια με την S_2 και άρα παρόμοιες μεταμορφικές συνθήκες.



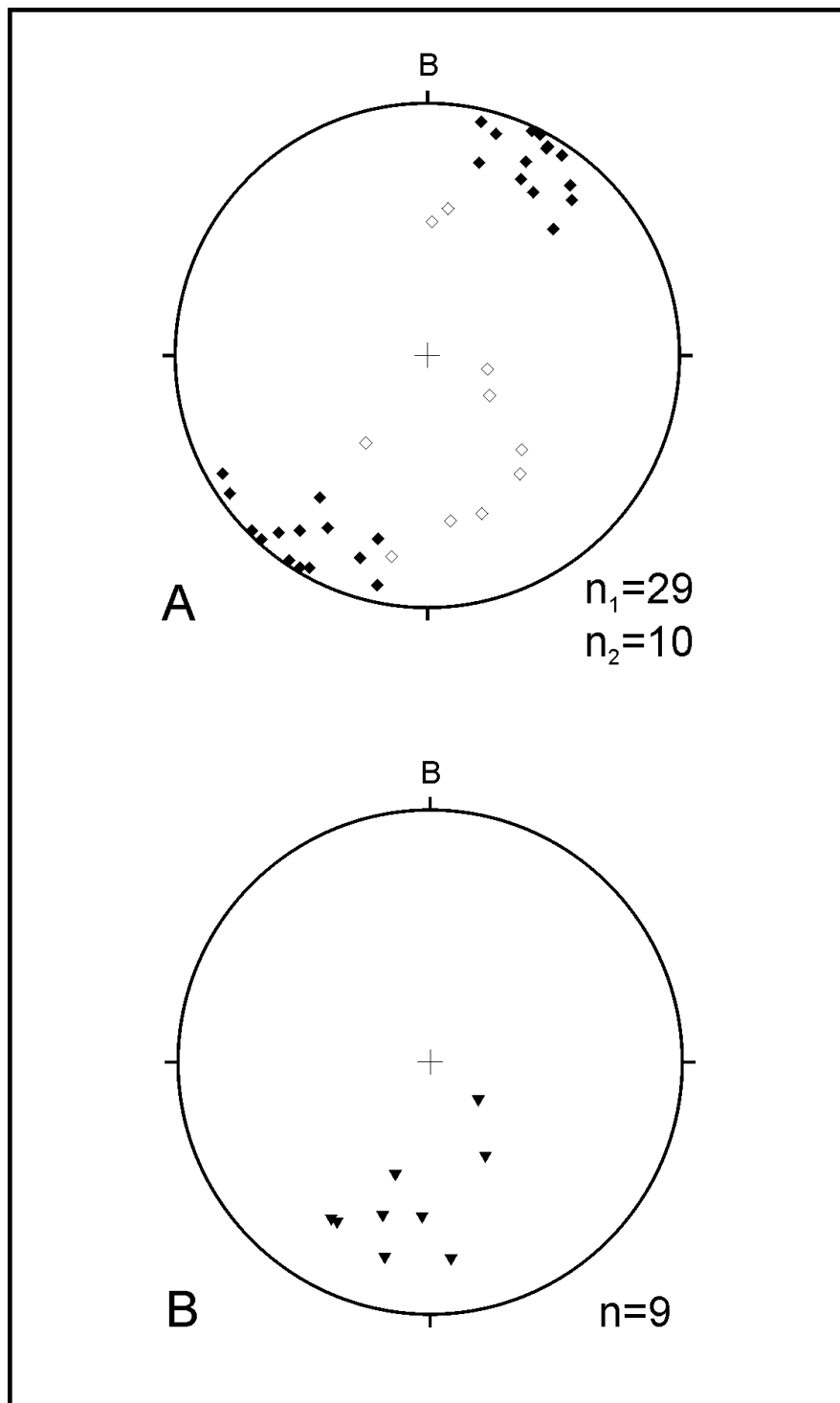
Σχ. 24. Η S_1 φύλλωση και η S_2 σχιστότητα ρυτίδωσης. Η φωτογραφία έχει ληφθεί στην περιοχή βόρεια του υψώματος Σταυρός. Η S_1 κλίνει προς τα ΝΑ με μεγαλύτερη γωνία κλίσης από την S_2 πράγμα που σημαίνει ότι πρόκειται για το κατακόρυφο-ανεστραμμένο περύγιο του μεγα-αντίμορφου (βλέπε παρακάτω στην πτύχωση).



Σχ. 25. Η S1 φύλλωση και η S2 σχιστότητα ρυτίδωσης. Η φωτογραφία έχει ληφθεί στην περιοχή της Ι.Μ. Μεγ. Λαύρας. Η S1 κλίνει προς τα ΝΑ με μικρότερη γωνία κλίσης από την S2 πράγμα που σημαίνει ότι πρόκειται για το πτερύγιο του μεγα-αντίμορφου που κλίνει με ενδιάμεση γωνία κλίσης προς τα ΝΑ (βλέπε παρακάτω στην πτύχωση).

4.1.2 Τεκτονικές γραμμώσεις

Οι τεκτονικές γραμμώσεις που καταγράφηκαν στην περιοχή μελέτης εντοπίστηκαν κυρίως στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη και αφορούσαν κυρίως γραμμώσεις επιμήκυνσης (stretching lineation) και γραμμώσεις ολίσθησης ενώ καταγράφηκαν και ορισμένες γραμμώσεις διατομής. Μια ομάδα τεκτονικών γραμμώσεων (stretching lineation) συνδέονταν με την μυλωνιτική φύλλωση Sm (Σχ. 27) και εντοπίζονται στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης όπου εντοπίζεται και η συγκεκριμένη φύλλωση. Αυτή η μυλωνιτική γράμμωση είναι υπο-οριζόντια σε BBA-NNΔ διεύθυνση (Σχ. 26). και προσδιορίζει τη διεύθυνση κίνησης με την οποία συνδέεται η μυλωνιτική φύλλωση. Παρόμοια υπο-οριζόντια οрукτολογική γράμμωση εντοπίστηκε και στο νότιο τμήμα του γρανίτη του Γρηγορίου (Σχ. 28). Οι υπόλοιπες γραμμώσεις που εντοπίζονται σε διάφορε θέσεις σε όλη την περιοχή μελέτης παρουσιάζουν διασπορά ως προς τον προσανατολισμό τους (Σχ. 26) και προφανώς πρόκειται για παλαιότερες γραμμώσεις που επηρεάστηκαν από κάποια μεταγενέστερη πτύχωση.



Σχ. 26. Στερεογραφική προβολή (ισοεμβαδική, κάτω ημισφαιρίου): α) τεκτονικές γραμμώσεις (γραμμώσεις επιμήκυνσης κα ολίσθησης), με μαύρο χρώμα παρουσιάζονται οι γραμμώσεις που συνδέονται με τη μυλλωνιτική φύλλωση Sm. β) γραμμώσεις διατομής της S1 και της S2 φύλλωσης, ο προσανατολισμός τους γενικά συμπίπτει με αυτόν των αξόνων πτυχών (Σχ. 30).

Μετρήθηκε επίσης μικρός αριθμός γραμμώσεων διατομής (intersection lineation) που προέκυπταν από τη τομή της S1 και της S2 σχιστότητας και

συνήθως εμφανίζονταν ως γραμμωση ρυτίδωσης πάνω στην S1 (Σχ. 29). Κλίνουν γενικά προς τα νότια με μικρές έως ενδιάμεσες γωνίες κλίσης και ο προσανατολισμός τους συμπίπτει με τον προσανατολισμό των αξόνων των πτυχών μεσοκλίμακας που καταγράφηκαν (βλέπε παρακάτω).



Σχ. 27. Οριζόντια γραμμωση επιμήκυνσης (stretching lineation) στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη που προσδιορίζει τη διεύθυνση κίνησης της διατμητικής ζώνης.



Σχ. 28. Οριζόντια γραμμωση επιμήκυνσης (stretching lineation) στο γρανίτη του Γρηγορίου.

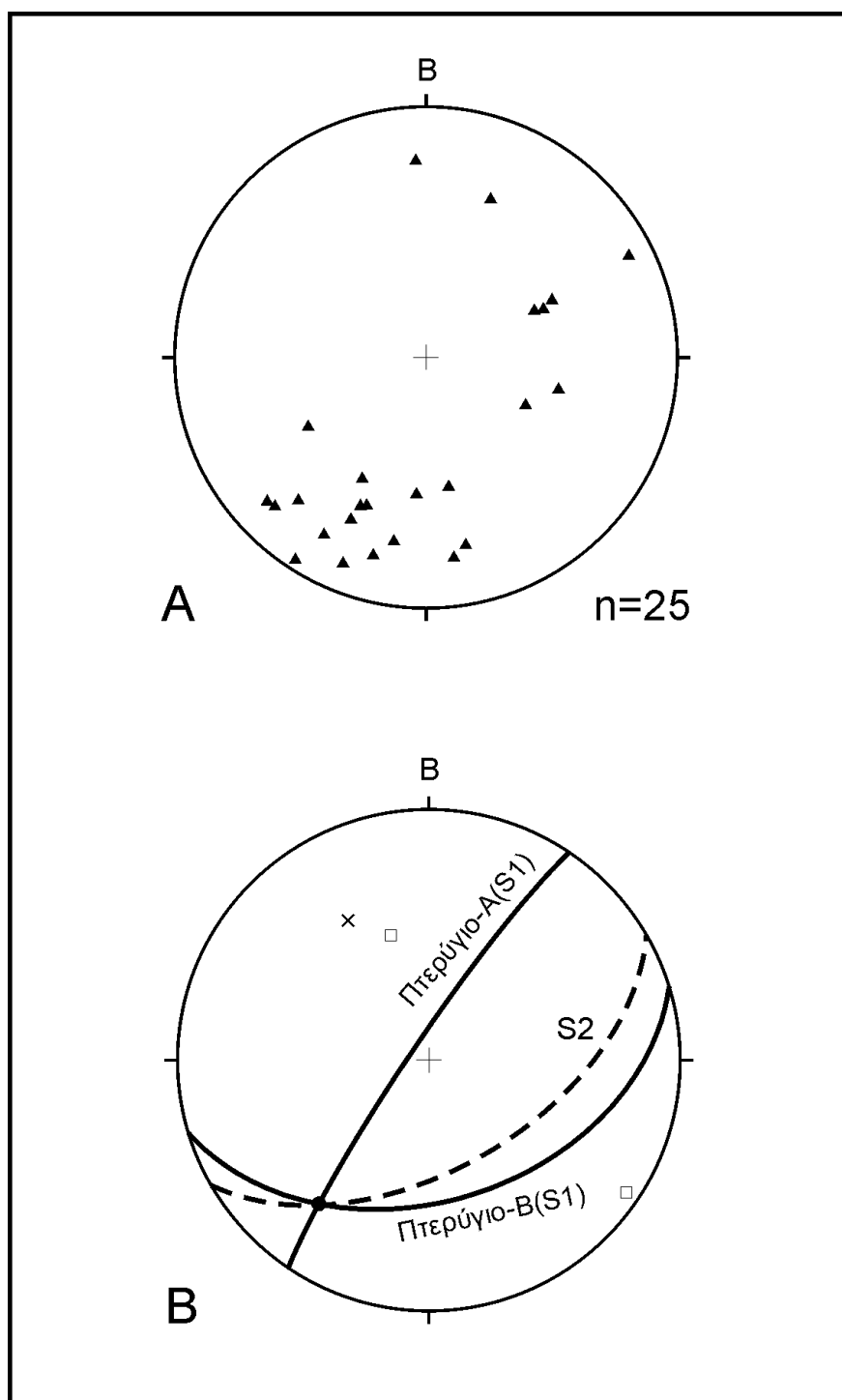


Σχ. 29. Γράμμωση ρυτίδωσης από την τομή της S1 και της S2 φύλλωσης στους μαύρους σχιστόλιθους της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη. Ο προσανατολισμός της γράμμωσης είναι $197^{\circ}-51^{\circ}$ παρόμοιος με των προσανατολισμό των αξόνων των πτυχών.

4.1.3 Πτύχωση

Οι πτυχές μεσοκλίμακας (μετρικής έως δεκαμετρικής τάξης μεγέθους) που εντοπίστηκαν στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη να πτυχώνουν την S1 ήταν ανοιχτές έως κλειστές, ασύμμετρες έως ανεστραμμένες με BBA-NNΔ αξονική διεύθυνση και βύθιση κυρίως προς τα NA με μικρές έως ενδιάμεσες γωνίες κλίσης (Σχ. 30). Οι πτυχές χαρακτηρίζονται από ένα σταθερό, με μεγάλη γωνία κλίσης έως κατακόρυφο πτερύγιο σε BBA-NNΔ διεύθυνση και ένα πτερύγιο με μικρές έως ενδιάμεσες γωνίες κλίσης με κλίση κυρίως προς τα NA (Σχ. 31). Στις κλειστές πτυχές το πρώτο πτερύγιο εμφανίζεται κατά θέσεις ανεστραμμένο ενώ το δεύτερο εμφανίζει διακυμάνσεις στον προσανατολισμό. Οι αξονικές επιφάνειες παρουσιάζουν σταθερό προσανατολισμό κλείνοντας με ενδιάμεσες γωνίες κλίσης προς τα NA. Παράλληλα στις αξονικές επιφάνειες αναπτύσσεται η S2 σχιστότητα η οποία και αποτελεί την αξονική σχιστότητα των πτυχών αυτών (Σχ. 32). Ο προσανατολισμός της αξονικής επιφάνειας σε συνδυασμό με την ασυμμετρία των πτυχών προσδιορίζουν φορά πτύχωσης προς τα ΒΔ. Πρέπει ακόμη να αναφερθεί ότι εντοπίστηκαν μεμονωμένες περιπτώσεις ισοκλινών πτυχών

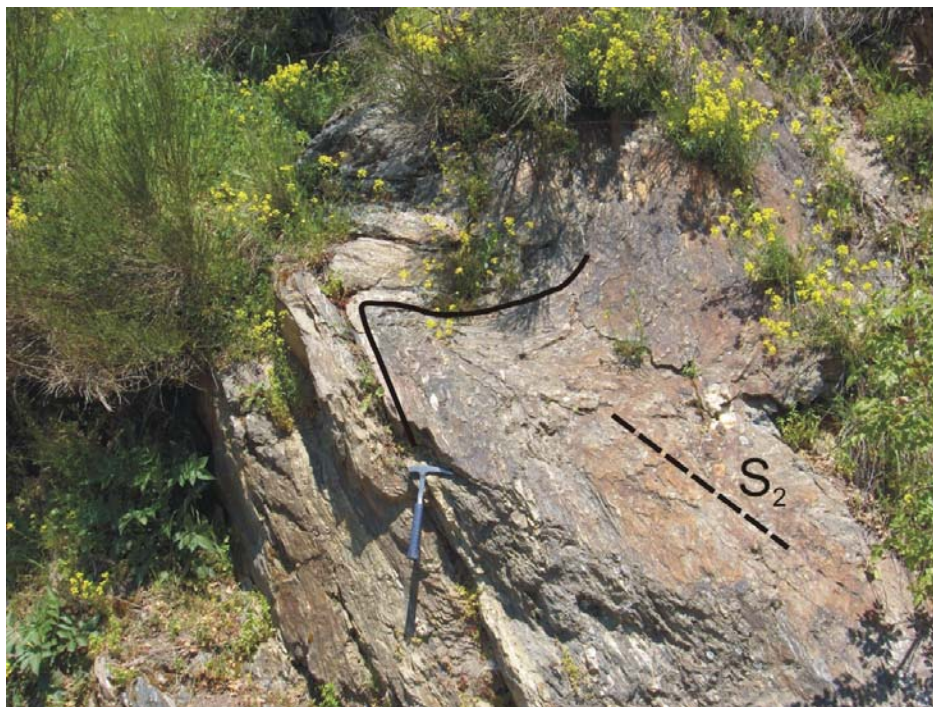
μέσα στην S1 σχιστότητα που προφανώς είναι παλαιότερες και σχετίζονται με τη αρχική δημιουργία της S1.



Σχ. 30. Στερεογραφική προβολή (ισοεμβαδική, κάτω ημισφαιρίου): α) οι άξονες των πτυχών που καταγράφηκαν κατά την υπαίθρια εργασία. β) τα κύρια δομικά στοιχεία του αντίμορφου μεγακλίμακας που αποτελεί την κυρίαρχη δομή της περιοχής μελέτης, παρατηρείται ότι ο άξονας του αντίμορφου συμπίπτει γενικά με τους άξονες των πτυχών μεσοκλίμακας που καταγράφηκαν στην περιοχή μελέτης και η επιφάνεια που αντιπροσωπεύει τη μέση τιμή της S2 περνάει από τον άξονα του αντίμορφου.



Σχ. 31. Πτυχή στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη. Ο άξονας της πτυχής έχει προσανατολισμό 174° - 22° και το ένα πτερύγιο της πτυχής είναι σχεδόν κατακόρυφο ενώ το άλλο κλίνει με μικρή γωνία κλίσης.



Σχ. 32. Πτυχή με αξονική σχιστότητα (S_2) στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη. Και σε αυτήν την περίπτωση το ένα πτερύγιο της πτυχής είναι σχεδόν κατακόρυφο ενώ το άλλο κλίνει με μικρή γωνία κλίσης.

Από το διάγραμμα πυκνότητας των πόλων της S1 για την περιοχή μελέτης προκύπτει ότι η S1 γενικά διατάσσεται πάνω σε ένα μέγιστο κύκλο ο πόλος του οποίου αποτελεί τον b-άξονα της πτύχωσης της S1 σε μεγακλίμακα (Σχ. 23A). Το παραπάνω σε συνδυασμό με τη χαρτογράφηση της S1 και της S2 και της μεταξύ τους σχέσης καταδεικνύει ότι σε μεγακλίμακα η περιοχή μελέτης αποτελεί τμήμα ενός ασύμμετρου αντίμορφου (Σχ. 30B, Χάρτης-Παράρτημα). Το ένα πτερύγιο του αντίμορφου εντοπίζεται βόρεια του ορεινού όγκου του Άθω, με BA-NΔ διεύθυνση και μεγάλες έως κατακόρυφες γωνίες κλίσης. Το δεύτερο πτερύγιο συγκροτεί το μεγαλύτερο τμήμα του ορεινού όγκου του Άθω και κλίνει προς τα NA με ενδιάμεσες γωνίες κλίσεις φτάνοντας μέχρι τις νότιες απολήξεις της χερσονήσου. Από τα παραπάνω διαφαίνεται ότι το αντίμορφο είναι ασύμμετρο με φορά προς τα ΒΔ και ελαφρά βυθιζόμενο προς τα ΝΔ b-άξονα. Το γεγονός ότι ο προσανατολισμός των αξόνων των πτυχών μεσοκλίμακας συμπίπτει γενικά με τον προσανατολισμό του άξονα του αντίμορφου καθώς και οι γενικότερες ομοιότητες των πτυχών μεσοκλίμακας με το αντίμορφο καταδεικνύουν ότι οι πτυχές μεσοκλίμακας αποτελούν παρασιτικές πτυχές στα πτερύγια του αντίμορφου.

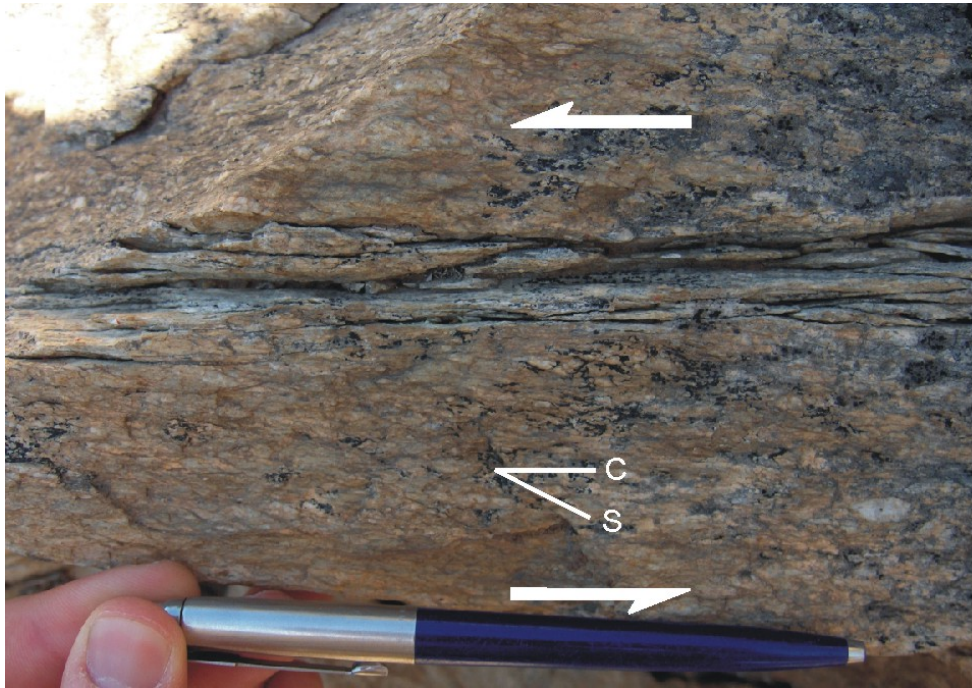
4.1.4 Διατμητική ζώνη

Στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης και μέσα στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη όπως προαναφέρθηκε αναγνωρίζεται μια μυλωνιτική σχιστότητα Sm, αποτέλεσμα ημιπλαστικής διάτμησης, η οποία επηρεάζει την S1 διαμορφώνοντας εικόνες S-C υφής (Σχ. 36). Η σχιστότητα αυτή έχει BBA-NNΔ (έως και BA-NΔ) διεύθυνση και είναι σχεδόν κατακόρυφη, σε αντίθεση με την S1 η οποία εμφανίζει μεγαλύτερη διακύμανση στη γωνία κλίσης εμφανίζοντας και μικρότερες τιμές. Με αυτήν τη σχιστότητα και την S-C υφή που προκύπτει συνδέεται μια οριζόντια γράμμωση επιμήκυνσης-ολίσθησης σε BBA-NNΔ διεύθυνση η οποία μαζί με την S-C υφή προσδιορίζει αριστερόστροφη διάτμηση (Σχ. 35, 36). Η διάτμηση αυτή δεν εμφανίζεται με τα ίδια χαρακτηριστικά στις επιμέρους θέσεις, γεγονός που υποδηλώνει ότι δε συνιστά μέρος μιας ομοιογενούς διατμητικής ζώνης, αλλά μάλλον συνιστά μέρος μιας ετερογενούς και χωρίς σαφή όρια διατμητικής ζώνης. Ο προσδιορισμός της ζώνης αυτής γίνεται περισσότερο δυσχερής εξαιτίας της έντονης βλάστησης και της έλλειψης οριζόντιων αποκαλύψεων των

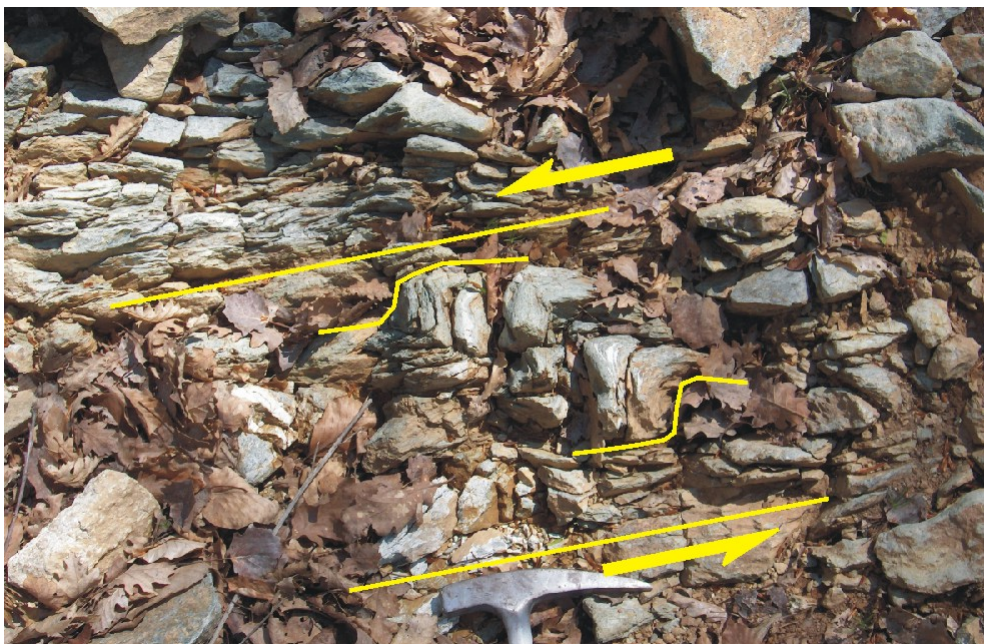
πετρωμάτων. Έτσι αυτή η διατμητική ζώνη που κόβει εγκάρσια την χερσόνησο του Άθω, εμφανίζεται στο χάρτη (βλέπε παράρτημα) με όρια που προσδιορίζονται προσεγγιστικά. Αν και η χαρτογράφηση δεν επεκτάθηκε μέσα στο γρανίτη του Γρηγορίου, ο γρανίτης αυτός εμφανίζει παρόμοια κατακόρυφη φύλλωση κοντά στο όριό του με τα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη. Το ότι ο Ηωκαινικός γρανίτης του Γρηγορίου επηρεάζεται από αυτή τη διάτμηση σε συνάρτηση με το ότι οι μεταμορφικές συνθήκες σχηματισμού της Sm είναι παρόμοιες με τις συνθήκες σχηματισμού της S2 μας επιτρέπουν να τοποθετήσουμε χρονικά αυτή τη διάτμηση στο Ηώκαινο.



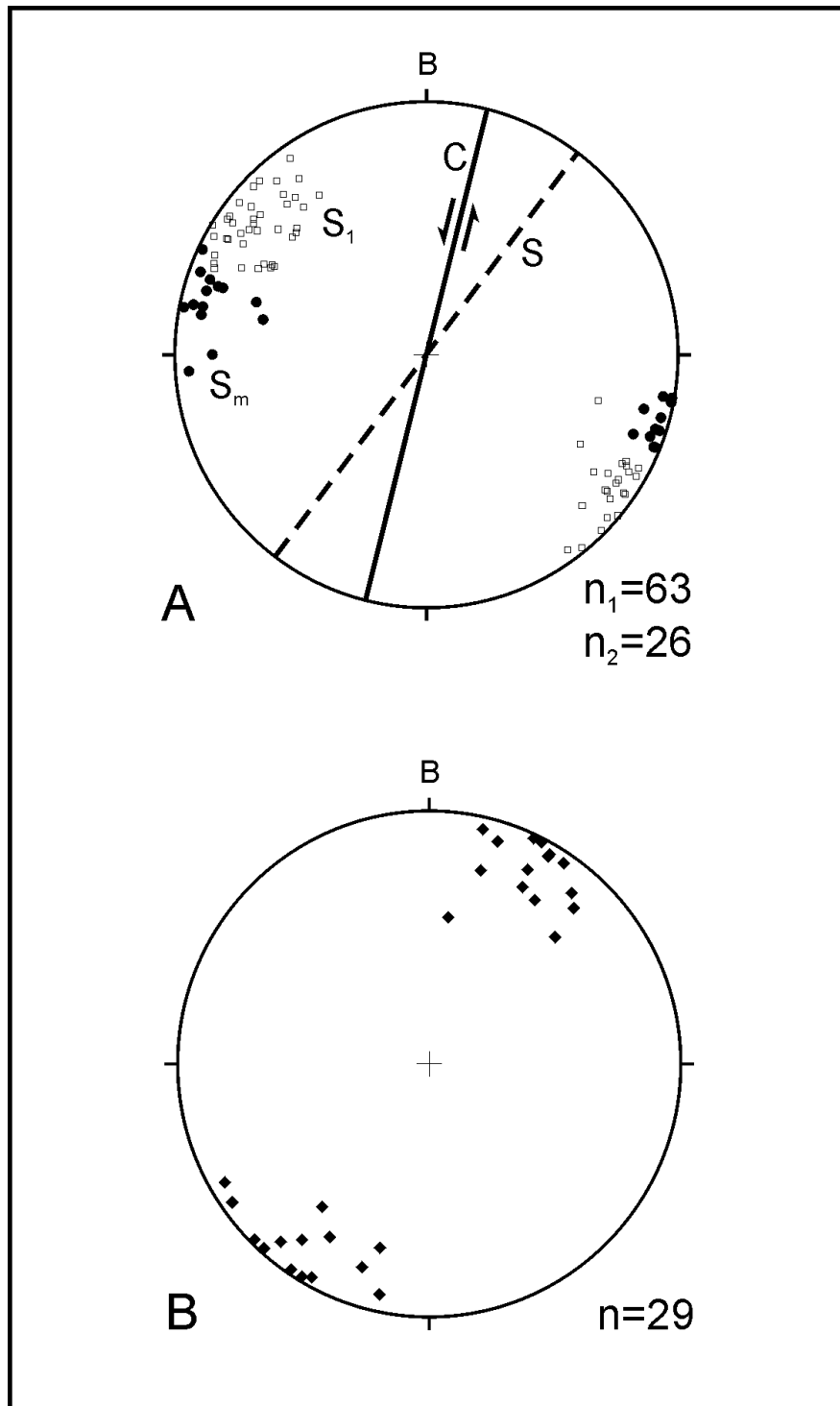
Σχ. 33. S-C υφή στους πρασινογενεύσιους που υποδεικνύει την αριστερόστροφη κίνηση της διατμητικής ζώνης (κάτοψη).



Σχ. 34. S-C υφή στους πρασινογενεύσιους που υποδεικνύει την αριστερόστροφη κίνηση της διαμητικής ζώνης (κάτοψη).



Σχ. 35. Ασύμμετρη μικροπτυχή στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη κοντά στην επαφή με το γρανίτη, αποτέλεσμα της αριστερόστροφης κίνησης της διαμητικής ζώνης (κάτοψη).



Σχ. 36. Στερεογραφική προβολή (ισοεμβαδική, κάτω ημισφαιρίου): α) η S-C υφή που διαμορφώνεται από τις S₁ και S_m φυλλώσεις και υποδεικνύει την αριστερόστροφη διατμητική ζώνη. β) μετρήσεις της γράμμωσης επιμήκυνσης (stretching lineation) πάνω στην S_m, όπως γίνεται φανερό ο χαρακτήρας της διατμητικής ζώνης είναι οριζόντιας διάτμησης.

4.1.5 Πλαστική παραμόρφωση

Με βάση τη χαρτογράφηση των πλαστικών τεκτονικών δομών και των μεταξύ τους σχέσεων όπως αυτές καταγράφηκαν κατά την υπαίθρια εργασία, μπορούν να ειπωθούν τα παρακάτω όσον αφορά την πλαστική παραμόρφωση της περιοχής μελέτης.

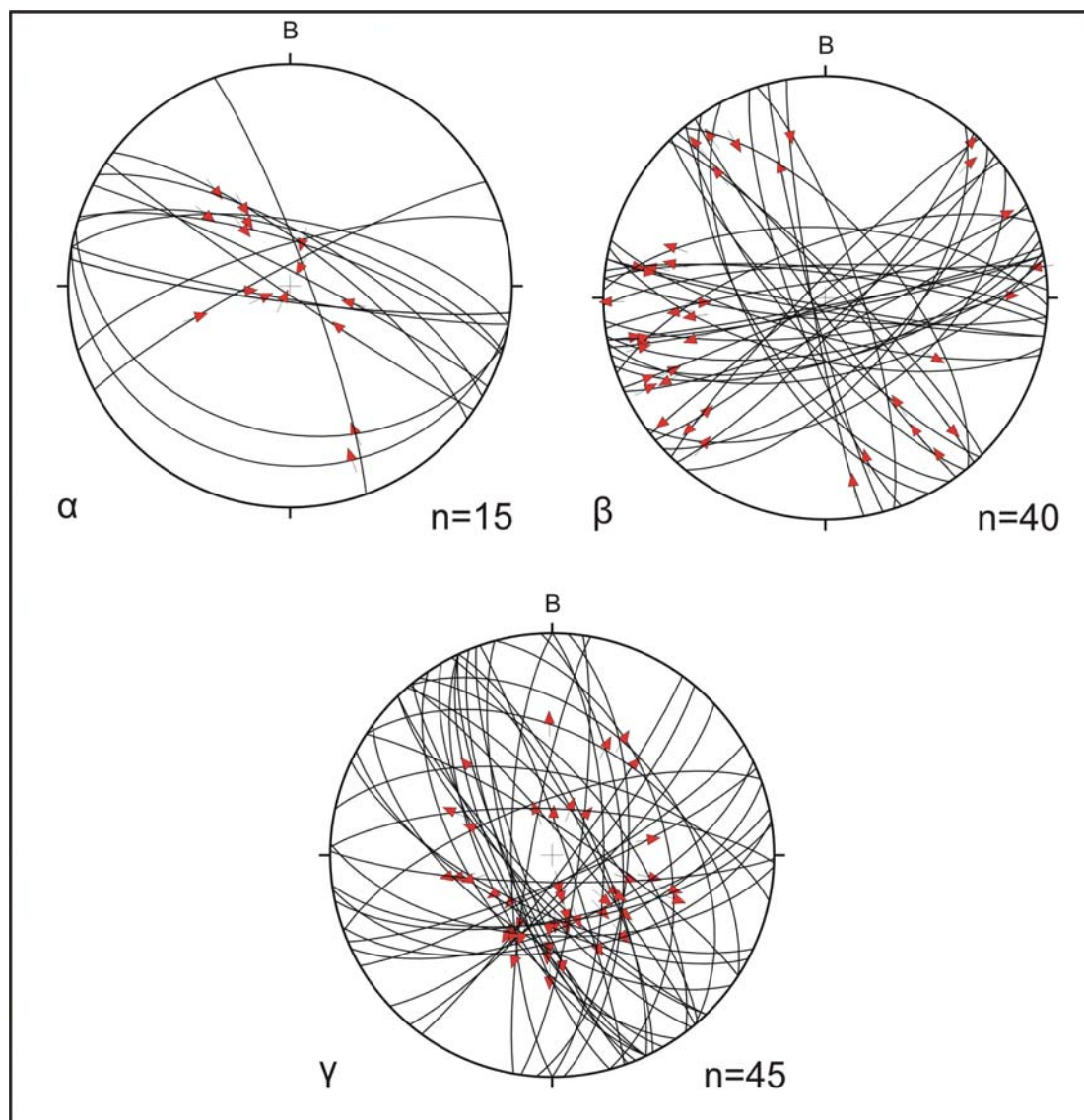
Το πρώτο τεκτονικό γεγονός (D0) αποτελεί μια συμπίεση που αναγνωρίζεται υπολειμματικά στην περιοχή μελέτης και προκάλεσε την δημιουργία ισοκλινών πτυχών και της S1 σχιστότητας. Τα ορυκτά που συνδέονται με την S1 υποδηλώνουν ότι ταυτόχρονα με αυτό το γεγονός έλαβε χώρα και μεταμόρφωση των πετρωμάτων σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής μεταμόρφωσης. Η μεταμόρφωση των πετρωμάτων σε αυτές τις συνθήκες τοποθετείται στο Κάτω Κρητιδικό (Σαπουντζής 1969) και άρα το D0 θα πρέπει να χρονολογηθεί σε αυτήν την περίοδο. Περαιτέρω στοιχεία για τα χαρακτηριστικά του D0 δεν μπορούν να δοθούν γιατί οι δομές που αυτό προκάλεσε έχουν επικαλυφθεί σε μεγάλο βαθμό από τις δομές των μεταγενέστερων τεκτονικών γεγονότων.

Το δεύτερο τεκτονικό γεγονός που επέδρασε στα πετρώματα της περιοχής μελέτης (DA) είναι ένα συμπιεστικό-transpressional γεγονός που αναγνωρίζεται καλά και προκάλεσε τις ασύμμετρες πτυχές μεσοκλίμακας που καταγράφηκαν καθώς και την αξονική σχιστότητα S2 που συνδέεται με αυτές. Από τον προσανατολισμό της S2 προκύπτει ότι η μέγιστη συμπίεση κατά τη διάρκεια του DA είχε BBD-NNA διεύθυνση. Τα ορυκτά που συνδέονται με την S2 υποδηλώνουν συνθήκες μεταμόρφωσης χαμηλής πρασινοσχιστολιθικής φάσης (Σακελλαρίου 1989). Με παρόμοια ορυκτά, και άρα με παρόμοιες μεταμορφικές συνθήκες, συνδέεται και η BBA-NNΔ διεύθυνσης διατμητική ζώνη που χαρτογραφήθηκε. Από τη δυναμική ανάλυση της αριστερόστροφης διατμητικής ζώνης BBA-NNΔ διεύθυνσης προκύπτει ότι η μέγιστη συμπίεση που συνδέεται με τη ζώνη βρισκόταν σε BBD-NNA διεύθυνση. Έτσι λόγω παρόμοιων μεταμορφικών συνθηκών και δυναμικών χαρακτηριστικών, η πτύχωση και η διάτμηση θα πρέπει να θεωρηθούν σύγχρονες. Η διατμητική ζώνη επηρεάζει τον Ηωκαινικό γρανίτη του Γρηγορίου άρα το DA χρονολογείται τουλάχιστον από το Ηώκαινο και συνεχίζει σε θραυσιγενείς συνθήκες φτάνοντας μέχρι το Άνω Ολιγόκαινο (βλέπε παρακάτω θραυσιγενής τεκτονική). Η έναρξη του DA πιθανών να έγινε πριν το Ηώκαινο (Άνω

Κρητιδικό;) αλλά δεν υπάρχουν επαρκή δεδομένα για να γίνει λόγος για κάτι τέτοιο. Το γεγονός αυτό αναγνωρίζεται με παρόμοια δυναμικά και κινηματικά χαρακτηριστικά από τον Sakellariou (1993) στην ευρύτερη περιοχή της Χαλκιδικής και από τους Tranos et al. (1993) στη Σιθωνία οι οποίοι το χρονολογούν στο Ηώκαινο.

4.2 Θραυσιγενής τεκτονική

Με σκοπό να προσδιοριστεί ο ρηξιγενής ιστός του νοτίου τμήματος της χερσονήσου του Άθω χαρτογραφήθηκαν οι μεγάλες ρηξιγενής δομές της περιοχής με υπαίθρια εργασία σε τοπογραφικό υπόβαθρο κλίμακας 1:20.000 καθώς και με τη βοήθεια δορυφορικών εικόνων. Στην χαρτογράφηση αυτή αξιολογήθηκαν και τα δεδομένα των ήδη δημοσιευμένων γεωλογικών χαρτών της περιοχής. Κατά τη χαρτογράφηση συλέχθηκαν επίσης στοιχεία που αφορούσαν τον προσανατολισμό των ρηγμάτων μεγακλίμακας και μεσοκλίμακας, την κινηματική τους αλλά και στοιχείων που αφορούν την μεταξύ τους χρονική σχέση και διαδοχή με σκοπό την διάκρισή τους σε διαφορετικά γεγονότα ρηγμάτωσης. Συνολικά καταγράφηκαν 100 μετρήσεις (Σχ. 37) που αφορούσαν ρηξιγενείς επιφάνειες και τις αντίστοιχες γραμμώσεις ολίσθησης. Έγινε διαχωρισμός και ομαδοποίηση των ρηγμάτων ανάλογα με τον προσανατολισμό τους και την κινηματική τους (ανάστροφα, κανονικά, οριζόντιας μετατόπισης) και παρουσιάζεται ως ακολούθως:



Σχ. 37. Στερεογραφική προβολή (ισοεμβαδική, κάτω ημισφαιρίου) των ρηγμάτων που καταγράφηκαν στην περιοχή μελέτης, α) ανάστροφα ρήγματα, β) ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και γ) κανονικά και πλαγιοκανονικά ρήγματα.

4.2.1 Ανάστροφα ρήγματα

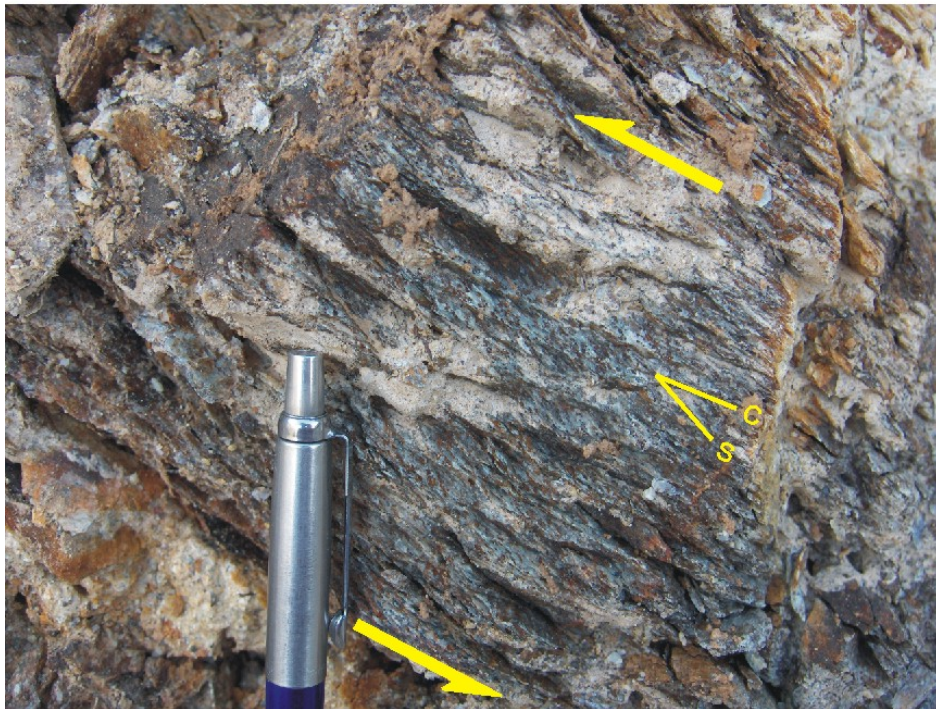
Τα ανάστροφα ρήγματα διατάσσονται γενικά σε Α-Δ διεύθυνση αν και εμφανίζουν κάποια σχετική διασπορά γύρω από αυτή τη διεύθυνση (Σχ. 37). Μεμονωμένα ρήγματα εμφανίζονται και σε άλλες διευθύνσεις. Γενικά κλίνουν με μεγάλες έως ενδιάμεσες γωνίες κλίσεις προς τα βόρεια ή προς τα νότια αλλά εντοπίστηκαν και κάποια ρήγματα που κλίνουν προς τα νότια με μικρή γωνία κλίσης. Η πλειονότητα των ανάστροφων ρηγμάτων εμφανίζουν κίνηση του υπερκείμενου τεμάχους σε γενική διεύθυνση Β-Ν υποδηλώνοντας σμίκρυνση σε αυτή τη διεύθυνση. Τα περισσότερα από αυτά τα ρήγματα

εμφανίζουν χαλαζιακή επίστρωση επί της οποίας αναγνωρίζονται γραμμώσεις ολίσθησης με τη μορφή fiberlines και fibersteps (Σχ. 38).

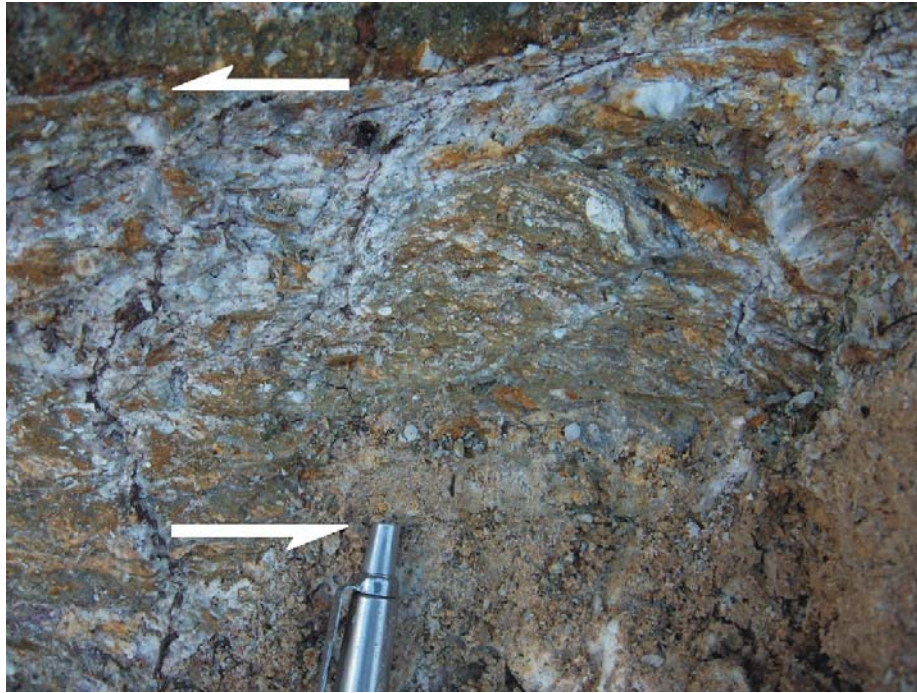


Σχ. 38. Ανάστροφο ρήγμα στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη (αριστερά) και λεπτομέρεια της ρηξιγενούς επιφάνειας του ίδιου ρήγματος (δεξιά) στην οποία διακρίνονται fiberlines και fibersteps.

Τα προαναφερθέντα μικρής γωνίας ρήγματα εντοπίστηκαν κοντά στην κύρια επαφή των πετρωμάτων της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη με τους υπερκείμενους Τριαδικούς ασβεστολίθους-μάρμαρα στη βόρεια πλαγιά του όρους Άθω έχοντας τη μορφή θραυσιγενών ζωνών πάχους μερικών δεκάδων εκατοστών και ημιθραυσιγενή χαρακτήρα (Σχ. 39, 40). Το γεγονός αυτό σε συνδυασμό με το ότι η επαφή αυτή αποτελεί μια επιφάνεια εκατέρωθεν της οποίας τα πετρώματα εμφανίζουν διαφοροποίηση στην κλίση, υποδηλώνει ότι η επαφή αυτή πρέπει να αποτελεί μια επώθηση με κίνηση του υπερκείμενου τεμάχους παρόμοια με αυτήν των ρηγμάτων δηλαδή προς τα ΒΒΔ.



Σχ. 39. Μικρής γωνίας κλίσης διαμητική ζώνη (επάνω) μέσα στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη και λεπτομέρεια της ζώνης (κάτω) στην οποία διακρίνεται η ανάστροφη φορά της κίνησης. Η κίνηση είναι το πάνω προς τα ΒΒΔ.



Σχ. 40. Ημιθραυσιγενής ζώνη μικρής γωνίας κλίσης που εντοπίστηκε κοντά στην επαφή των πετρωμάτων της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη με τα Τριαδικά μάρμαρα. Η κίνηση είναι το πάνω προς τα ΒΒΔ.

4.2.2 Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης

Τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης που εντοπίστηκαν στην περιοχή μελέτης μπορούν να χωριστούν ανάλογα με τον προσανατολισμό και την κινηματική τους σε τρεις ομάδες. Οι ομάδες αυτές περιλαμβάνουν ρήγματα ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης με δεξιόστροφη κίνηση, ρήγματα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης με αριστερόστροφη κίνηση και τέλος ρήγματα Α-Δ διεύθυνσης με αριστερόστροφη κίνηση (Σχ. 41, 42). Εντοπίστηκαν μεμονωμένες περιπτώσεις ρηγμάτων με κίνηση αντίθετη από αυτήν που παρουσιάζουν τα υπόλοιπα που εντάσσονται στην ίδια ομάδα όπως για παράδειγμα αριστερόστροφα ρήγματα ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης. Κατά την ανάλυση αυτά τα ρήγματα αποδόθηκαν σε μηχανικές διαφοροποιήσεις του πετρώματος και σε διαμερισμό της παραμόρφωσης (strain partitioning) ή σε πιθανές επαναδραστηριοποιήσεις των συγκεκριμένων ρηγμάτων από μεταγενέστερα τεκτονικά γεγονότα. Σε αρκετές περιπτώσεις τα ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης δεξιόστροφα ρήγματα βρέθηκαν κοντά με τα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης αριστερόστροφα ρήγματα. Επίσης σε ορισμένα από τα Α-Δ διεύθυνσης ρήγματα παρατηρήθηκε η αριστερόστροφη κίνηση να υπερκαλύπτει την

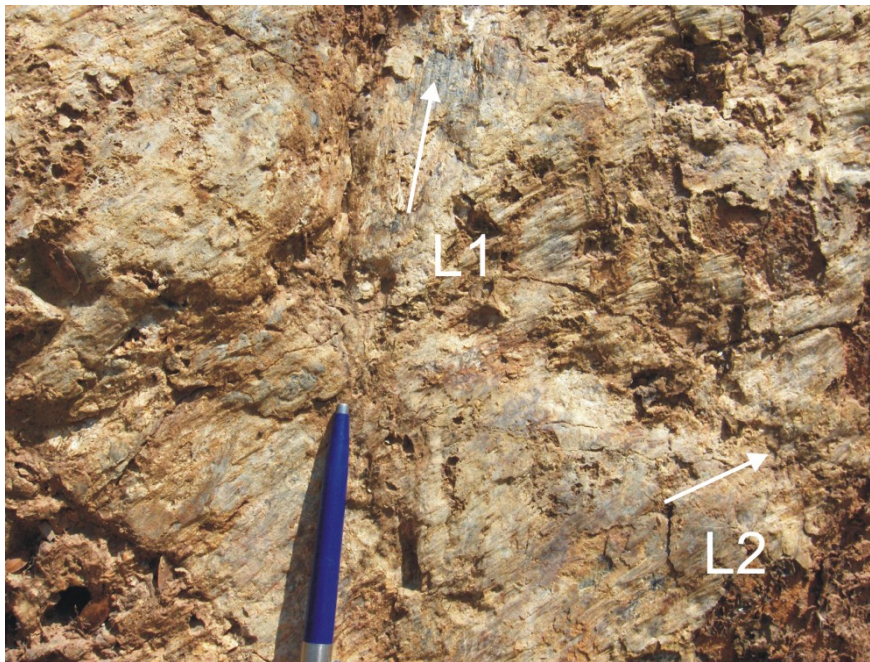
ανάστροφη που προαναφέρθηκε (Σχ. 43). Γενικά τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης παρουσιάζουν μεγάλες γωνίες κλίσεις και η επιφάνεια πολλών από αυτών καλύπτεται από ανακρυσταλλωμένο χαλαζιακό υλικό. Οι μικροδομές που εντοπίζονται στο χαλαζιακό αυτό υλικό (fiberlines και fibersteps) καθώς και οι Riedel δομές που εντοπίζονται σε αρκετές περιπτώσεις προσδιορίζουν την κίνηση (Σχ. 41, 42).



Σχ. 41. Ρηξιγενής επιφάνεια αριστερόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης. Διακρίνονται οι γραμμώσεις ολίσθησης που σχηματίστηκαν εν μέρει στο ανακρυσταλλωμένο χαλαζιακό υλικό επικάλυψης της επιφάνειας καθώς και Riedel δομές που προσδιορίζουν τη φορά κίνησης.



Σχ. 42. Ρηξιγενής επιφάνεια δεξιόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης πάνω στην οποία διακρίνονται γραμμώσεις ολίσθησης καθώς και fiberlines και fibersteps που προσδιορίζουν τη φορά της κίνησης.



Σχ. 43. Δύο γενιές γραμμώσεων ολίσθησης (L1, L2) σε ρήγμα Α-Δ διεύθυνσης με την L1 (ανάστροφη) να προηγείται χρονικά της L2 (αριστερόστροφη οριζόντιας μετατόπισης).

4.2.3 Κανονικά ρήγματα

Τα κανονικά ρήγματα διατάσσονται σε δύο κύριες διευθύνσεις, ΒΔ-ΝΑ και Α-Δ ενώ παρατηρούνται και μεμονωμένες περιπτώσεις ρηγμάτων με διεύθυνση Β-Ν και ΒΑ-ΝΔ (Σχ. 37). Τα περισσότερα από αυτά τα ρήγματα παρουσιάζουν λειασμένες επιφάνειες πάνω στις οποίες διακρίνονται ολισθογραμμώσεις (Σχ. 44, 45), ενώ ορισμένα από τα κανονικά ρήγματα που εντοπίστηκαν στα ανθρακικά πετρώματα συνοδεύονταν από τεκτονικό λατυποπαγές κόκκινου χρώματος και πλάτους λίγων εκατοστών (Σχ. 46). Τα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης ρήγματα είναι στη πλειοψηφία τους κανονικά έως πλάγιοκανονικά παρουσιάζοντας κίνηση προς τα ΒΑ ή ΝΔ και προς τα Β ή Ν και σε αρκετές περιπτώσεις σε αυτά εντοπίζεται και η προαναφερόμενη δεξιόστροφη κίνηση οριζόντιας μετατόπισης που είναι προγενέστερη της κανονικής. Τα ρήγματα αυτά φαίνεται να διαμορφώνουν το σχήμα και τη μορφολογία της χερσονήσου, και ιδιαίτερα του δυτικού τμήματός της (Σχ. 47, Χαρτης-Παράρτημα), και έτσι η χερσόνησος παρεμβάλλεται ανάμεσα στις λεκάνες του Σιγγίτικου κόλπου και της Θάσου με τη μορφή τεκτονικού κέρατος. Τα Α-Δ διεύθυνσης ρήγματα επίσης διακρίνονται σε κανονικά με κίνηση προς τα Β ή Ν και πλάγιοκανονικά με κίνηση προς τα ΒΑ ή ΝΔ. Αν και σε μεσοκλίμακα τα Α-Δ διεύθυνσης ρήγματα παρατηρήθηκαν να κλίνουν κυρίως προς τα νότια, από τη χαρτογράφηση προκύπτει ότι ένα μεγάλου μήκους ρήγμα παρόμοιας διεύθυνσης που βρίσκεται στη βόρεια πλευρά του όρους Άθως αρχίζοντας από την παραλιακή περιοχή της Ι.Μ. Αγ. Παύλου και συνεχίζοντας προς τα ανατολικά προς την περιοχή της Ι.Μ. Μεγίστης Λαύρας, ταπεινώνει το βόρειο τμήμα του όρους Άθως. Στη νότια πλευρά του όρους Άθως χαρτογραφείται ένα κανονικό ρήγμα ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης που ταπεινώνει την νότια πλευρά του όρους και αποτελεί το όριο μεταξύ των Τριαδικών μαρμάρων και των πετρωμάτων της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη και στο οποίο προφανώς οφείλεται η γραμμική διάταξη της νότιας πλαγιάς του όρους. Στο θαλάσσιο χώρο νότια της χερσονήσου οι Papanikolaou et al. (2002) χαρτογραφούν ένα ρήγμα ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης (Σχ. 8,9) που σε συνδυασμό με το προαναφερθέν ρήγμα προφανώς είναι υπεύθυνα για τη διαμόρφωση της νότιας απόληξης της χερσονήσου. Έτσι προκύπτει ότι ο ορεινός όγκος του Άθω διαμορφώνεται αρχικά από τα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης κανονικά ρήγματα και παίρνει την τελική του μορφή από τη δράση των

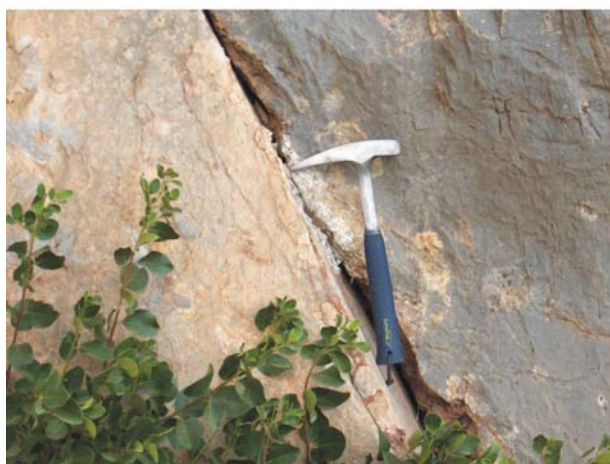
ρηγμάτων Α-Δ διεύθυνση. Τέλος τα ρήγματα διεύθυνσης Β-Ν παρουσιάζουν κίνηση προς τα ΔΒΔ ή ΑΝΑ ενώ τα ΒΑ-ΝΔ ρήγματα προς τα Β ή Ν.



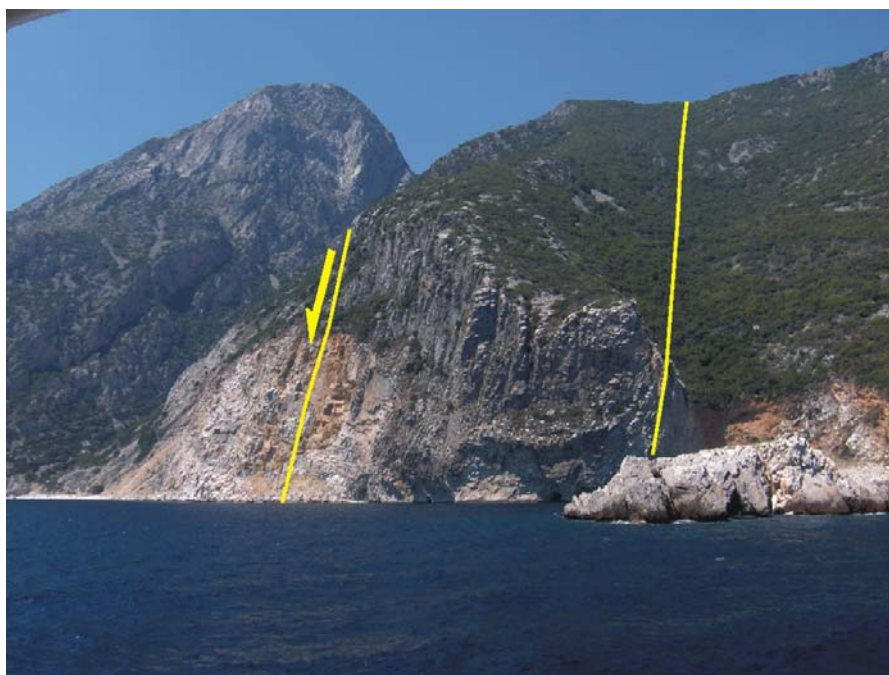
Σχ. 44. Κανονικό ρήγμα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης που κόβει ένα ανθρακικό φακό μέσα στους πρασινογενέσιους. Το πάχος του φακού είναι περίπου 3m. Περιοχή Ι.Μ. Αγ. Παύλου.



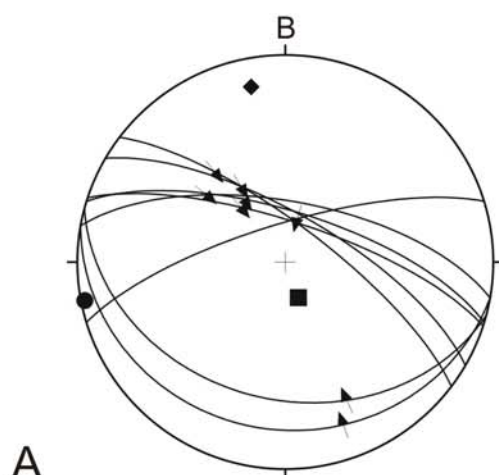
Σχ. 45. Κανονικό ρήγμα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης μέσα στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη.



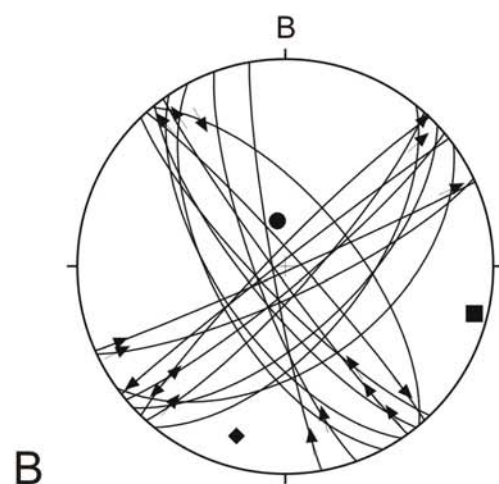
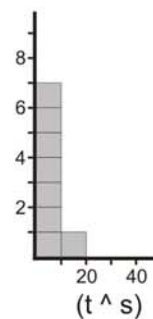
Σχ. 46. Τεκτονικά λατυποπαγή στα ανθρακικά πετρώματα, που δημιουργήθηκαν από τη δράση κανονικών ρηγμάτων.



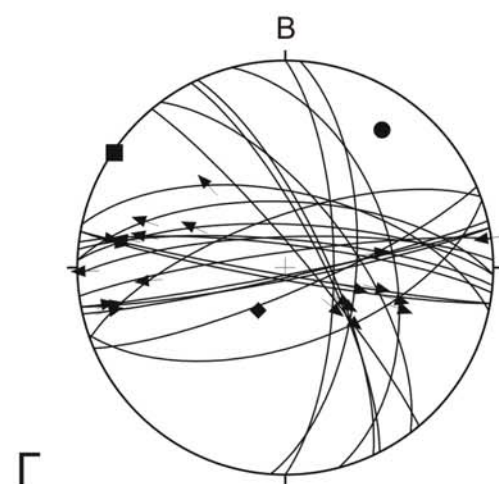
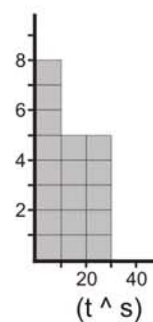
Σχ. 47. Ρηξιγενής ζώνη ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης στο ΝΔ άκρο της χερσονήσου του Άθω δυτικά της Σκήτης Καυσοκαλυβίων. Η φωτογραφία έχει τραβηχτεί από τη θάλασσα.



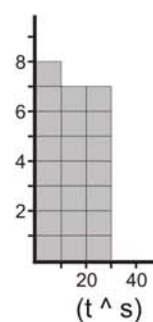
$$\begin{aligned}\sigma_1 &= 349 - 15^\circ \\ \sigma_2 &= 259 - 02^\circ \\ \sigma_3 &= 160 - 75^\circ \\ R &= 0,288\end{aligned}$$

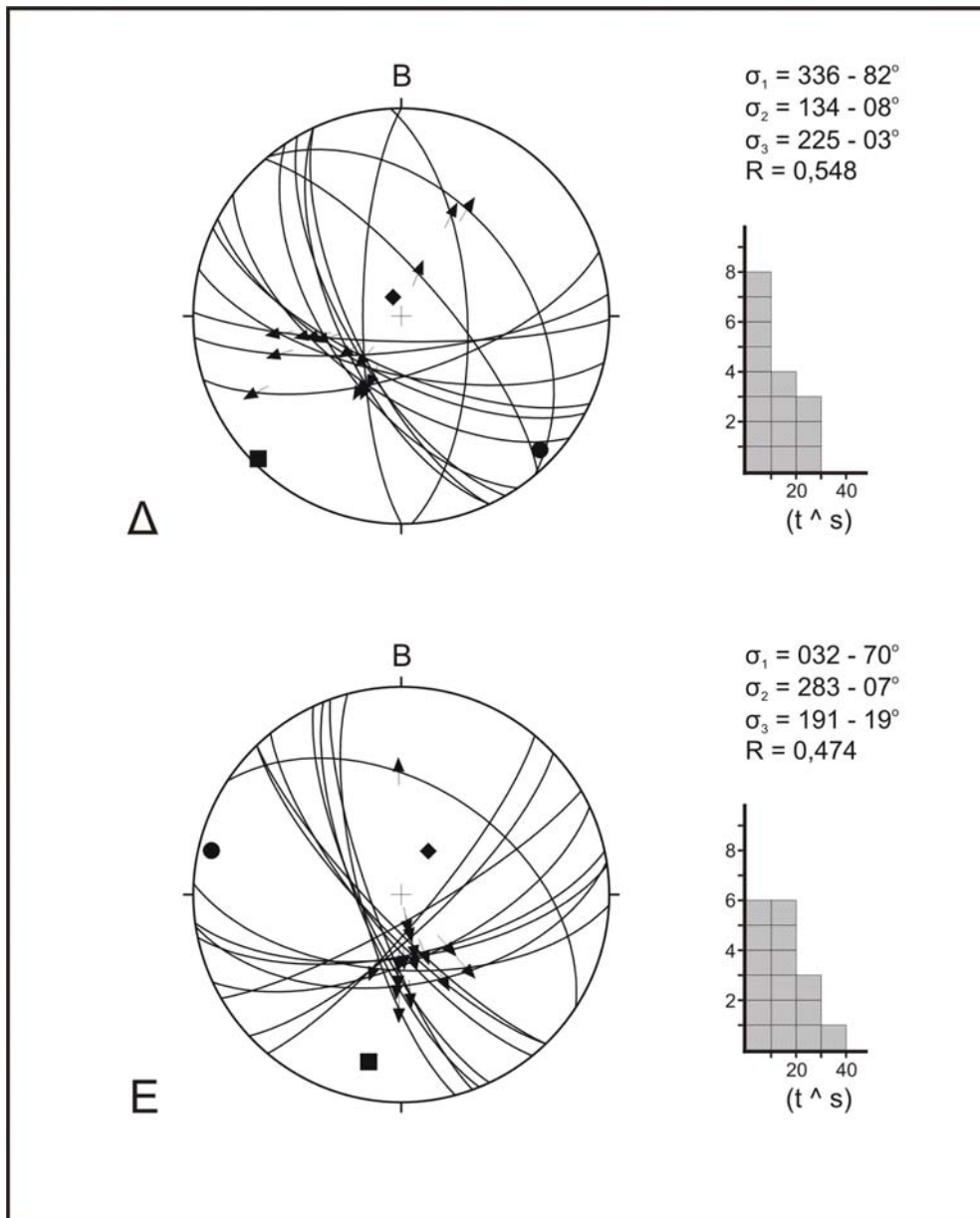


$$\begin{aligned}\sigma_1 &= 196 - 16^\circ \\ \sigma_2 &= 350 - 72^\circ \\ \sigma_3 &= 104 - 07^\circ \\ R &= 0,580\end{aligned}$$



$$\begin{aligned}\sigma_1 &= 212 - 70^\circ \\ \sigma_2 &= 035 - 20^\circ \\ \sigma_3 &= 304 - 01^\circ \\ R &= 0,730\end{aligned}$$





Σχ. 48. Διαγράμματα παλαιο-τάσεων (ισοεμβαδικά, κάτω ημισφαιρίου) με τα ρήγματα που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των κύριων αξόνων τάσης σε κάθε τεκτονικό γεγονός, δίπλα σε κάθε διάγραμμα παρουσιάζεται η κατανομή των γωνιών απόκλισης μεταξύ της θεωρητικής από την πραγματική ολίσθησης των ρηγμάτων του διαγράμματος όπως υπολογίστηκε από το πρόγραμμα τασικής αναστροφής του Angelier (1990). α) το DA_{br} γεγονός – ανάστροφα ρήγματα, β) το DA_{br} γεγονός – ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, γ) το DB γεγονός – ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, κανονικά και πλαγιοκανονικά ρήγματα, δ) το D1 γεγονός – κανονικά και πλαγιοκανονικά ρήγματα, ε) το D2 γεγονός – κανονικά και πλαγιοκανονικά ρήγματα.

4.2.4 Δυναμική ανάλυση

Όπως προαναφέρθηκε τα ρήγματα που εντοπίστηκαν κατά την υπαίθρια εργασία χωρίστηκαν ανάλογα με τον τύπο τους (ανάστροφα, οριζόντιας μετατόπισης, κανονικά), τον προσανατολισμό τους και τον προσανατολισμό

των γραμμώσεων ολίσθησης που καταγράφηκαν σε αυτά. Η ανάλυση των παραπάνω ρηγμάτων έγινε με το πρόγραμμα τασικής αναστροφής (stress inversion) του Angelier (1990) το οποίο υπολογίζει τον προσανατολισμό των κύριων αξόνων τάσης (σ_1 , σ_2 , σ_3) και τον λόγο $R = [(S_2-S_3)/(S_1-S_3)]$ του ελλειψοειδούς τάσεων. Στο συγκεκριμένο πρόγραμμα εισάγονται ως δεδομένα μετρήσεις επιφανειών ρηγμάτων και ολισθήσεων και στη συνέχεια υπολογίζει το πεδίο των τάσεων που πρέπει να είναι υπεύθυνο για την ενεργοποίηση αυτών των ρηγμάτων με τον παράλληλο υπολογισμό της γωνίας απόκλισης της παρατηρούμενης ολίσθησης κάθε ρήγματος από την θεωρητικά υπολογιζόμενη τιμή. Ως προϋπόθεση για αποδεκτή λύση στην ανάλυση αυτή υιοθετήθηκε η συνθήκη: η παρατηρούμενη γράμμωση ολίσθησης των ρηγμάτων δεν έπρεπε να αποκλίνει από τη θεωρητική ολίσθηση περισσότερο από 30° σε ποσοστό μικρότερο του 90% επί του συνόλου των ρηγμάτων. Από την ανάλυση προσδιορίστηκαν πέντε ελλειψοειδή τάσεων τα χαρακτηριστικά των οποίων υπολογίστηκαν χρησιμοποιώντας 79 από τα 100 ζευγάρια ρηγμάτων και γραμμώσεων ολίσθησης που καταγράφηκαν ενώ τα 21 εναπομείναντα απορρίφθηκαν λόγω μη συμφωνίας με την προαναφερθείσα συνθήκη. Αυτά τα ελλειψοειδή τάσεων αντιστοιχούν σε τέσσερα τεκτονικά γεγονότα. Λόγω απουσίας από την περιοχή μελέτης στρωματογραφικών κριτηρίων που να επιτρέπουν την χρονολόγηση των παραμορφωτικών γεγονότων, αυτή βασίστηκε στις χρονικές σχέσεις των ρηγμάτων που παρατηρήθηκαν κατά την υπαίθρια εργασία και στην αντιστοίχιση των τεκτονικών γεγονότων της περιοχής μελέτης με αντίστοιχα τεκτονικά γεγονότα που αναφέρονται σε προηγούμενες εργασίες για την ευρύτερη περιοχή.

DA_{br} γεγονός: Από τη δυναμική ανάλυση των ρηγμάτων προκύπτει ότι το πρώτο ρηξιγενές παραμορφωτικό γεγονός που πλήττει την περιοχή μελέτης είναι ένα συμπίεστικό – transpressional γεγονός το οποίο προσδιορίζεται τόσο από τα ανάστροφα ρήγματα όσο και από τα BBD-NNA και BA-NΔ ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (Σχ. 48A,B). Αυτό το γεγονός χαρακτηρίζεται από οριζόντιο και σε διεύθυνση B-N άξονα μέγιστης τάσης (σ_1) ενώ παρατηρείται μια αιώρηση του άξονα ελάχιστης τάσης (σ_3) μεταξύ της κατακόρυφης (ανάστροφα ρήγματα) και της οριζόντιας σε A-Δ διεύθυνση (ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης) θέσης. Αυτή η μετατόπιση του άξονα ελάχιστης

τάσης οφείλεται είτε στο διαμερισμό της παραμόρφωσης, δηλαδή εξαρτάται από το είδος των ρηγμάτων που παραλαμβάνουν την παραμόρφωση σε κάθε περίπτωση, είτε στο γεγονός ότι τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης ενεργοποιούνται στα τελευταία στάδια αυτού του γεγονότος κατά τα οποία ο σ_3 μετατοπίζεται σε οριζόντια θέση. Παρόμοιο τεκτονικό γεγονός με ρήγματα παρόμοιας γεωμετρίας και κινηματικής αναφέρεται από τον Τρανό (1998) για την περιοχή της Σιθωνίας και της Χαλκιδικής αλλά και βορειότερα στο χώρο της βουλγαρικής Σερβομακεδονικής Μάζας (Tranos 2004a) και χρονολογείται στο Ανώτερο Ολιγόκαινο – Κάτω Μειόκαινο. Αυτό το γεγονός αναγνωρίζεται επίσης με ανάστροφα ρήγματα στην περιοχή της Θράκης από τους Koukouvelas and Doutsos (1990) αλλά και από τον Sakellariou (1993) στη Χαλκιδική.

DB γεγονός: Το DB είναι ένα transtensional γεγονός κατά το οποίο τα κύρια ρήγματα που λειτουργούν είναι τα A-Δ διεύθυνσης αριστερόστροφα ρήγματα καθώς και τα B-N έως BBD-NNA διεύθυνσης κανονικά έως πλαγιοκανονικά ρήγματα (Σχ. 48Γ). Ο άξονας μέγιστης τάσης (σ_1) είναι κατακόρυφος ενώ ο άξονας ελάχιστης τάσης (σ_3) είναι οριζόντιος και σε BΔ-ΝΑ διεύθυνση. Ο άξονας ενδιάμεσης τάσης (σ_2) είναι επίσης οριζόντιος και συμπιεστικός, σε ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση. Παρατηρείται ότι προσανατολισμός του σ_3 που προσδιορίστηκε για αυτό το γεγονός δε διαφέρει σημαντικά με τον προσανατολισμό του σ_3 που προσδιορίστηκε για το DA_{br} (ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης) ενώ οι άλλοι δύο άξονες φαίνεται να ανταλλάσσουν τις θέσεις τους. Έτσι το συμπιεστικό – transpressional πεδίο του DA_{br} φαίνεται να σβήνει και να δίνει τη θέση του σταδιακά στο transtensional πεδίο του DB το οποίο και αποτελεί εξέλιξη του DA_{br}. Τα ρήγματα που περιλαμβάνονται στο DB γεγονός αναφέρονται από τον Τρανό (1998) (DB και D1 γεγονότα) και χρονολογούνται στο Κάτω - Μέσο Μειόκαινο ενώ παρόμοια παραμορφωτικά γεγονότα αναφέρονται και για την ευρύτερη περιοχή (Tranos 2004a, b, Tranos et al. 2006). Ένα παρόμοιο εκτατικό γεγονός αναφέρεται από τον Lyberis (1984) για την περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης το οποίο και χρονολογεί στο Μέσο - Άνω Μειόκαινο. Το κανονικό ρήγμα μικρής γωνίας κλίσης (detachment) που χαρτογραφήθηκε στη νότια πλαγιά του όρους Άθως θεωρείται ότι ενεργοποιήθηκε κατά τη διάρκεια αυτού του γεγονότος διότι ο προσανατολισμός του και η κινηματική του ευνοούν την ΒΔ-ΝΑ έκταση.

Εξάλλου παρόμοια μικρής γωνίας κλίσης εκτατικά ρήγματα έχουν αναφερθεί για το Κάτω – Μέσο Μειόκαινο για την ευρύτερη περιοχή (Τρανός 1998, Tranos et al. 2006).

D1 γεγονός: Το D1 είναι ένα εκτατικό γεγονός με τον ελάχιστο άξονα τάσης (σ_3) προσανατολισμένο σε ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση. Κατά το γεγονός αυτό δραστηριοποιούνται κυρίως ρήγματα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης ως κανονικά, ενώ κάποια από τα ρήγματα Α-Δ διεύθυνσης δραστηριοποιούνται ως πλαγιοκανονικά (Σχ. 48Δ). Ο εφελκυσμός αυτός έλαβε χώρα κατά το Άνω Μειόκαινο – Πλειόκαινο, αναγνωρίζεται ευρύτατα στην βόρεια Ελλάδα (Lyberis 1984, Pavlides and Kiliass 1987, Mercier et al. 1989, Τρανός 1998) και ευθύνεται για τη δημιουργία των ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης λεκανών του χώρου αυτού. Τα μεγάλα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης κανονικά ρήγματα που οριοθετούν και διαμορφώνουν τη χερσόνησο του Άθω οφείλουν τη δημιουργία τους σε αυτό το γεγονός.

D2 γεγονός: Το τελευταίο παραμορφωτικό γεγονός είναι ένας εφελκυσμός σε διεύθυνση Β-Ν που οδηγεί στη δραστηριοποίηση κανονικών ρηγμάτων Α-Δ διεύθυνση καθώς και πλαγιοκανονικών ρηγμάτων σε άλλες διευθύνσεις με κύρια την ΒΔ-ΝΑ (Σχ. 48Ε). Ο εφελκυσμός αυτός συμπίπτει με το σημερινό ενεργό εφελκυστικό πεδίο που ευθύνεται για την έντονη σεισμική δραστηριότητα του ευρύτερου χώρου και παραμορφώνει την περιοχή από το Κάτω Πλειστόκαινο μέχρι σήμερα (Lyberis 1984, Pavlides and Kiliass 1987, Mercier et al. 1989, Τρανός 1998, Mountrakis et al. 2006). Το μεγάλο κανονικό ρήγμα Α-Δ διεύθυνση που χαρτογραφήθηκε να ταπεινώνει τη βόρεια πλαγιά του όρους Άθως θεωρείται ότι δραστηριοποιήθηκε κατά τη διάρκεια αυτού του γεγονότος καθώς επίσης και τα ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης ρήγματα που χαρτογραφούνται στη νότια πλαγιά του όρους Άθως (Χάρτης-Παράρτημα) και στο θαλάσσιο χώρο ανοιχτά του νοτίου άκρου της χερσονήσου (Σχ. 8,9) (Papanikolaou et al. 2002) και διαμορφώνουν τη νότια πλαγιά του όρους. Έτσι φαίνεται ότι η διαμόρφωση του όρους Άθως άρχισε μαζί με τη δημιουργία της χερσονήσου κατά το D1 γεγονός αλλά την τελική του μορφή την παίρνει μετά από τη δραστηριοποίηση των κανονικών ρηγμάτων Α-Δ διεύθυνσης κατά το D2 γεγονός.

5 Σύνοψη – Συμπεράσματα

Η περιοχή μελέτης συγκροτείται κυρίως από πετρώματα της Περιοδοποτικής ζώνης. Πιο συγκεκριμένα στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης εμφανίζονται κυρίως πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη που λιθολογικά συνίστανται από πρασινογενέσιους και πρασινοσχιστόλιθους με παρεμβολές μαύρων φυλλιτών. Επιμήκη φακοειδή οφιολιθικά σώματα εντοπίζονται μέσα στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη ενώ στα ανατολικά οι πρασινογενέσιοι εναλλάσσονται με πλαγιοκλαστικό-μικροκλινικό γνεύσιο. Στο βόρειο όριο της περιοχής μελέτης εντοπίζεται ο Ηωκαινικός γρανίτης του Γρηγορίου που διεισδύει στα πετρώματα της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη. Το νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης, δηλαδή το όρος Άθως, συγκροτείται κυρίως από Τριαδικούς ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους-μάρμαρα. Πλευρικά κορήματα Πλειστοκαινικής ηλικίας χαρτογραφούνται να καλύπτουν τα προαναφερθέντα πετρώματα και σε ορισμένες περιπτώσεις και της επαφής τους ενώ στην περιοχή της Ι.Μ. Αγ. Παύλου χαρτογραφείται και ένα αλλουβιακό ριπίδιο.

Κατά την υπαίθρια εργασία εντοπίστηκε στα πετρώματα της περιοχής μελέτης μια διαπεραστική φύλλωση S1 παράλληλη έως υποπαράλληλη στη στρώση S0 των πετρωμάτων. Επίσης εντοπίστηκε κατά θέσεις μια σχιστότητα ρυτίδωσης (S2) να κλίνει με ενδιάμεσες γωνίες κλίσης προς τα ΝΑ και η οποία αποτελεί αξονική σχιστότητα στις πτυχές μεσοκλίμακας που εντοπίστηκαν. Στα βόρεια της περιοχής μελέτης εντοπίστηκε επίσης μια υποκατακόρυφη μυλωνιτική φύλλωση (Sm) με BBA-NNΔ διεύθυνση που κόβει την S1 δημιουργώντας με αυτήν μια S-C υφή που σε συνδυασμό με την οριζόντια γράμμωση επιμήκυνσης προσδιορίζει αριστερόστροφη κίνηση οριζόντιας μετατόπισης. Η χαρτογράφηση των παραπάνω δομών σε συνδυασμό με τις υπόλοιπες δομές που εντοπίστηκαν αποκάλυψε ότι το νότιο τμήμα της χερσονήσου του Αγίου Όρους αποτελεί ένα ασύμμετρο αντίμορφο (Σχ. 49, Χάρτης-Παράρτημα) με άξονα ελαφρά βυθιζόμενο προς τα ΝΔ και φορά προς τα ΒΒΔ. Το ένα περύγιο του αντίμορφου εντοπίζεται βόρεια του όρους Άθως, έχει ΒΑ-ΝΔ παράταξη και είναι κατακόρυφο έως ανεστραμμένο. Το άλλο περύγιο εντοπίζεται στον κύριο όγκο και την προς νότο απόληξη του όρους Άθως και κλίνει με μικρές έως ενδιάμεσες γωνίες κλίσης προς τα ΝΝΑ. Στο

βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης η χερσόνησος του Αγίου Όρους διατέμενεται από μια ετερογενή, BBA-NNΔ διεύθυνσης, κατακόρυφη διατμητική ζώνη με αριστερόστροφη κίνηση οριζόντιας μετατόπισης (Σχ. 49, Χάρτης-Παράρτημα).

Πίνακας 1. Τα παραμορφωτικά γεγονότα που αναγνωρίστηκαν στο νότιο τμήμα της χερσονήσου του Άθω.

Τεκτονικό γεγονός	Ηλικία	Τύπος παραμόρφωσης	Δομές
D2	Κ. Πλειστόκαινο - σήμερα	B – N εφελκυσμός	A-Δ Κανονικά ρήγματα και BΔ-NA αριστερόστροφα πλαγιοκανονικά ρήγματα
D1	Άνω Μειόκαινο - Πλειόκαινο	BA – NΔ εφελκυσμός	BΔ-NA κανονικά ρήγματα και A-Δ πλαγιοκανονικά ρήγματα
DB	Κάτω – Μέσο Μειόκαινο	BΔ-NA transtension	A-Δ αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και B-N έως BBD-NNΑ διεύθυνσης κανονικά – πλαγιοκανονικά ρήγματα Ρήγματα εκτατικής αποκόλλησης (detachment)
DA_{br}	Ανώτερο Ολιγόκαινο – Κάτω Μειόκαινο	B-N συμπίεση - transpression	Ανάστροφα ρήγματα A-Δ διεύθυνσης, επώθηση, BBD-NNΑ δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, BA-NΔ αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης
DA_{du}	Ηώκαινο – Av. Ολιγόκαινο	B-N συμπίεση - transpression	Ασύμμετρες Πτυχές – Αντίμορφα-συμμορφα μεγακλίμακας, φορά προς τα BBD – αξονική σχιστότητα S2 Αριστερόστροφη διατμητική ζώνη BBA-NNΔ διεύθυνσης - Sm μυλωνική φύλλωση
D0	M. Ιουρασικό – Κ. Κρητιδικό (;)	(;)	Ισοκλινείς πτυχές, S1

Αναγνωρίστηκαν πέντε τεκτονικά γεγονότα (Πίνακας 1) που επέδρασαν στην περιοχή μελέτης. Το πρώτο από αυτά (D0), που αναγνωρίζεται

υπολειμματικά, έλαβε χώρα στο Κάτω Κρητιδικό ταυτόχρονα με τη μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης και ευθύνεται για τη δημιουργία ισοκλινών πτυχών και της S1.

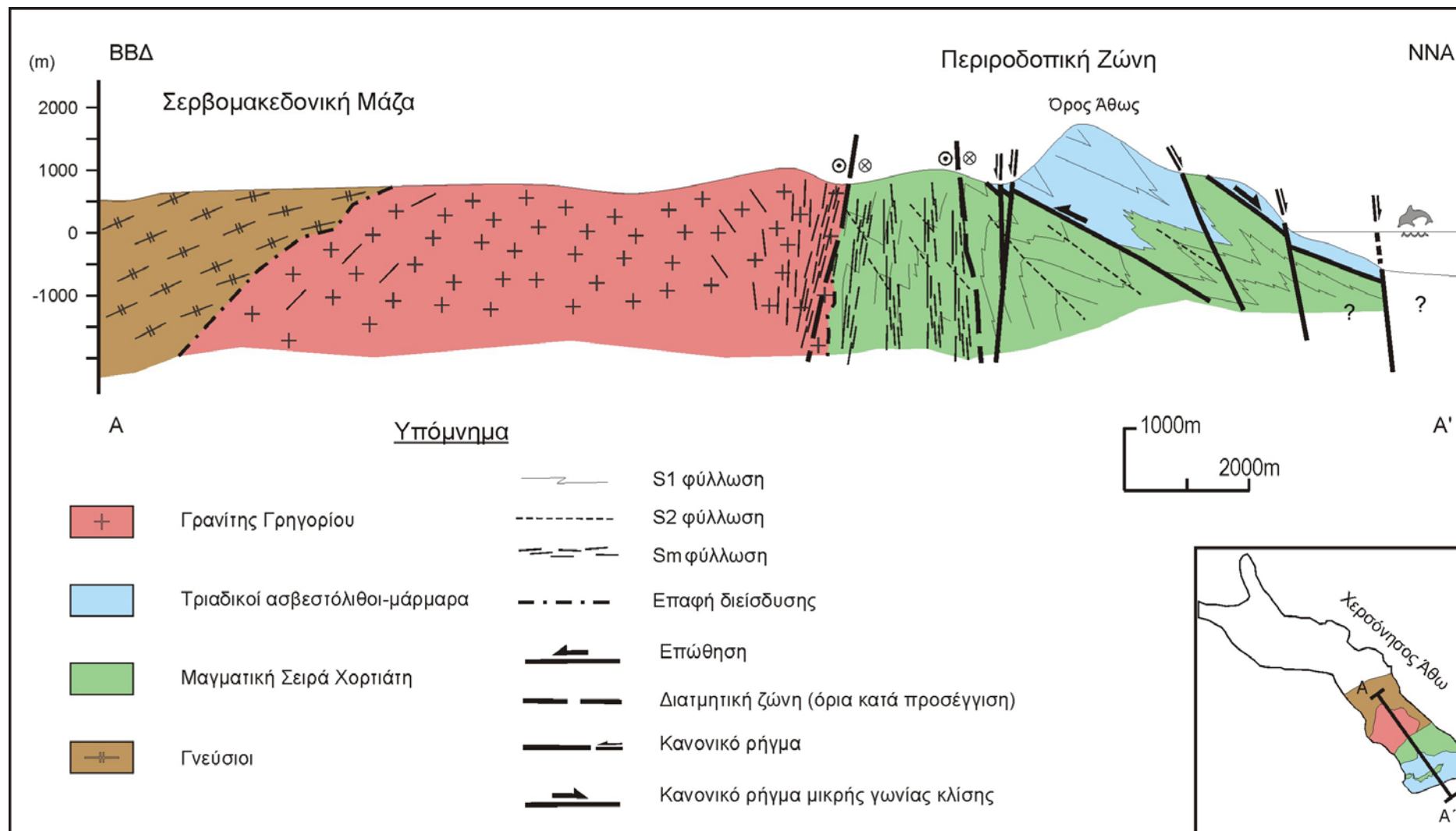
Το δεύτερο τεκτονικό γεγονός DA υπολογίζεται ότι ξεκινάει το Ηώκαινο (ή και νωρίτερα) σε πλαστικές συνθήκες (DA_{du}) ενώ από το Ανώτερο Ολιγόκαινο η παραμόρφωση συνεχίζεται με παρόμοια κινηματικά και δυναμικά χαρακτηριστικά αλλά σε θραυσιγενείς συνθήκες (DA_{br}) φτάνοντας μέχρι το Κάτω Μειόκαινο. Σε αυτό οφείλεται η δημιουργία του αντίμορφου και της BBA-NNΔ αριστερόστροφης διατμητικής ζώνης και έλαβε χώρα ταυτόχρονα με μεταμόρφωση χαμηλής πρασινοσχιστολιθικής φάσης (DA_{du}). Το γεγονός ότι οι άξονες των πτυχών δεν είναι κάθετοι στην μέγιστη συμπίεση που προσδιορίστηκε καθώς και η ταυτόχρονη πτύχωση και διάτμηση που λαμβάνουν χώρα κατά τη διάρκεια αυτού του γεγονότος υποδηλώνουν ότι πρόκειται για ένα transpressional γεγονός. Η γωνία που φαίνεται να σχηματίζει ο BBA-NNΔ άξονας μέγιστης τάσης με την BBA-NNΔ διεύθυνσης τη διατμητική ζώνη είναι μεγαλύτερη από 20° και έτσι η παραμόρφωση μπορεί να χαρακτηριστεί ως «pure-shear dominated transpression» (Fossen & Tikoff 1993). Το γεγονός αυτό αναγνωρίζεται στην περιοχή της Χαλκιδικής (Sakellariou 1993) και στη Σιθωνία (Tranos et al. 1993) με παρόμοια δυναμικά και κινηματικά χαρακτηριστικά. Οι πτυχές που εντοπίστηκαν στην περιοχή του νοτίου Αγίου Όρους βυθίζονται ελαφρά προς τα ΝΔ έως NNΔ παρουσιάζοντας κάποια απόκλιση από τις πτυχές A-Δ διεύθυνσης που αναφέρονται από τον Sakellariou (1993). Η απόκλιση αυτήν στον προσανατολισμό εξηγείται καταρχήν από την αναφορά του ίδιου ερευνητή ότι οι πτυχές A-Δ διεύθυνσης που αναφέρει για το τεκτονικό γεγονός του Ηωκαίνου μπορεί να αποκλίνουν μέχρι και 40° από αυτήν τη διεύθυνση (Σακελλαρίου 1989), αλλά και από την transpressional παραμόρφωση. Πιο συγκεκριμένα οι πτυχές του νοτίου Αγίου Όρους πιθανόν να ξεκίνησαν τη δημιουργία τους σε A-Δ έως ABA-ΔNNΔ διεύθυνση και σταδιακά να περιστράφηκαν στη θέση που βρίσκονται σήμερα κάτι που εξηγεί και τη βύθιση που παρουσιάζουν. Αυτή η ερμηνεία ενισχύεται από την παρόμοια συμπεριφορά των πτυχών που δημιουργούνται κατά τη διάρκεια transpressional παραμόρφωσης όπως προσδιορίστηκε πειραματικά από τους Tikoff & Peterson (1998). Από το Ανώτερο Ολιγόκαινο η παραμόρφωση

συνεχίζει σε θραυσιγενείς συνθήκες (DA_{br}) με ανάστροφα ρήγματα A-Δ διεύθυνσης και δεξιόστροφα BBD-NNA διεύθυνσης και αριστερόστροφα BA-NΔ διεύθυνσης ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Παρατηρείται μια ελαφριά μετατόπιση του άξονα μέγιστης τάσης (σ_1) σε περίπου B-N διεύθυνση ενώ ο άξονας ελάχιστης τάσης, ανάλογα με τα ρήγματα που δέχονται την παραμόρφωση, είναι είτε κατακόρυφος (ανάστροφα ρήγματα) είτε οριζόντιος σε A-Δ διεύθυνση (ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης). Αυτό το γεγονός συνεχίζεται μέχρι το Κάτω Μειόκαινο και κατά τη διάρκειά του δραστηριοποιείται το επωθητικό ρήγμα που χαρτογραφείται να διαμορφώνει την επαφή των πετρωμάτων της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη και των Τριαδικών μαρμάρων. Η transpressional παραμόρφωση με αριστερόστροφη συνιστώσα κατά το DA στην περιοχή του Αγίου Όρους φαίνεται να είναι ανάλογη της δεξιόστροφης transpressional παραμόρφωσης που έχει αναφερθεί κατά την ίδια περίοδο για την Περιροδοπική ζώνη στην περιοχή της Θεσσαλονίκης και της δυτικής Χαλκιδικής (Ricou and Godfriaux 1994, Tranos et al. 1999).

Κατά το Κάτω - Μέσο Μειόκαινο η παραμόρφωση γίνεται transtensional (DB) με δραστηριοποίηση αριστερόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης και κανονικών έως πλαγιοκανονικών ρηγμάτων B-N έως BBD-NNA διεύθυνσης. Ο άξονας ελάχιστης τάσης (σ_3) είναι οριζόντιος σε BΔ-NA διεύθυνση ενώ ο άξονας μέγιστης τάσης (σ_1) είναι κατακόρυφος. Ο άξονας ενδιάμεσης τάσης (σ_2) είναι οριζόντιος σε BA-NΔ διεύθυνση και συμπιεστικός κάτι που δείχνει ότι η συμπίεση του DA σταδιακά σβήνει μετατοπιζόμενη προς τα BA.

Ακολουθεί ένα εφελκυστικό παραμορφωτικό γεγονός (D1) που διαρκεί από το Άνω Μειόκαινο μέχρι και το Πλειόκαινο. Κατά τη διάρκειά του δραστηριοποιούνται κυρίως κανονικά ρήγματα BΔ-NA διεύθυνσης που προσδιορίζουν ένα BA-NΔ εφελκυστικό πεδίο.

Από το Κάτω Πλειστόκαινο ο εφελκυσμός μετατοπίζεται σε B-N διεύθυνση (D2 παραμορφωτικό γεγονός) με δραστηριοποίηση κανονικών ρηγμάτων A-Δ διεύθυνσης αλλά και πλαγιοκανονικών ρηγμάτων σε άλλες διευθύνσεις. Αυτός ο εφελκυσμός διαρκεί μέχρι σήμερα και είναι υπεύθυνος για τη σύγχρονη σεισμική δραστηριότητα της ευρύτερης περιοχής.



Σχ. 49. Γεωλογική τομή του νοτίου τμήματος της χερσονήσου του Αγίου Όρους (τα δεδομένα για το τμήμα της τομής βορειότερα της περιοχής μελέτης είναι από τον χάρτη των Kockel and Mollat 1978).

Το σχήμα και η μορφολογία του νοτίου τμήματος της χερσονήσου του Αγίου Όρους αλλά και της υπόλοιπης χερσονήσου πιστεύουμε ότι οφείλεται κυρίως στα κανονικά ρήγματα που δραστηριοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια των δύο τελευταίων εφελκυστικών γεγονότων (D1 και D2).

Από γεωτεκτονική άποψη το D0 γεγονός προφανώς ταυτίζεται με την ορογενετική φάση του Κάτω Κρητιδικού που ήταν αποτέλεσμα των συγκρούσεων των τεμαχών της Κιμμερικής ηπείρου με το περιθώριο της Ευρασίας που είχε σαν συνέπεια το κλείσιμο της ωκεάνιας λεκάνης του Αξιού (Mountrakis 1986).

Κατά το Ηώκαινο η πλάκα της Απουλίας συγκρούεται με το Ευρασιατικό περιθώριο και έχει ως αποτέλεσμα την δημιουργία μιας ζώνης υποβύθισης με τα χαρακτηριστικά πετρώματα HP/LT μεταμόρφωσης στην περιοχή του Ολύμπου (Schermer et al. 1989, Schermer 1990, Κίλιας κ.α. 1991) και των Κυκλάδων (Andriessen et al. 1979). Το DA τεκτονικό γεγονός που χρονολογείται επίσης στο Ηώκαινο είναι προφανώς αποτέλεσμα αυτής της σύγκρουσης. Το DB τεκτονικό γεγονός στο Κάτω-Μέσο Μειόκαινο, πρέπει να αποτελεί το τελείωμα αυτή της σύγκρουσης και με την παράλληλη μεταφορά της ζώνης υποβύθισης πιο εξωτερικά στην περιοχή της Πελοποννήσου και της Κρήτης. Μια ανάλογη transpressional παραμόρφωση ακολουθούμενη από transtensional παραμόρφωση στην ίδια περίπου χρονική περίοδο αναφέρεται και για την Μεσοελληνική Αύλακα (Doutsos et al. 1994, Vamvaka et al. 2004), αλλά και για την περιοχή του κεντρικού Αιγαίου (αν και με κάπως διαφοροποιημένα χαρακτηριστικά) η τελευταία όμως είναι νεότερη, μετατοπισμένη χρονικά στην περίοδο του Μειοκαίνου (Boronkay and Doutsos 1994). Έτσι φαίνεται ότι τα τελευταία στάδια της ορογενετικής διεργασίας στο ελληνικό ορογενές ακολουθούσαν παρόμοια εξελικτική πορεία, η παραμόρφωση αρχικά είναι συμπίεστική – transpressional, εξελίσσεται σε transtensional και τέλος ακολουθεί έκταση. Η εξέλιξη αυτή όμως λαμβάνει χώρα σε διαφορετικές χρονικές περιόδους σε κάθε περιοχή ανάλογα με τη θέση που καταλαμβάνει αυτή στο ορογενές.

Τα τελευταία τεκτονικά γεγονότα (D1 και D2) είναι καθαρά εφελκυστικά και συνδέονται με την μετατόπιση της υποβύθισης στη σημερινής της θέση και τη διαμόρφωση του σύγχρονου Ελληνικού τόξου.

Βιβλιογραφία

- Andriessen, P. A. M., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Priem, H. N. A., Verdurmen, E. A. Th., Verschure, R. H., 1979. Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine orogen of Naxos (Cyclades, Greece). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 215-225.
- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, 103, 363-376.
- Boronkay, K., Doutsos, Th., 1994. Transpression and transtension within different levels in the central Aegean region. *Journal of Structural Geology*, vol. 16, no11, 1555-1573.
- Borsi, S., Ferrara, G., Mercier, J., 1965. Determination de l' age des series metamorphiques du Massif Serbomacedonien au nord-est de Thessalonique (Grece) par le methodes Rb/Sr et K/Ar. *Ann. Soc. geol. Nord*, 84, 223-225.
- Brooks, M., Ferentinos, G., 1980. Structure and evolution of the Sporadhes basin of the North Aegean Trough, Northern Aegean sea. *Tectonophysics*, 68, 15-30.
- Christofides, G., D'Amico, C., Del Moro, A., Eleftheriadis, G. & Kyriakopoulos, C., 1990. Rb/Sr geochronology and geochemical characters of the Sithonia plutonic complex (Greece). *Eur. J. Mineral.*, 2, 79-87.
- De Wet, A. P., Miller, J. A., Bickle, M. J. & Chapman, H. J., 1989. Geology and geochronology of the Arnea, Sithonia and Ouranopolis intrusions, Chalkidiki peninsula, northern Greece. *Tectonophysics*, 161, 65-79.
- Δημητριάδης, Σ., 1974. Πετρολογική μελέτη των μιγματιτικών γνευσίων και αμφιβολιτών των περιοχών Ρεντίνας-Ασπροβάλτας-Σταυρού-Ολυμπιάδος. *Διδ. Διατρ.*, Πανεπ. Θεσσαλονίκης, 232 σελ.
- Dinter, D. A., Royden, L., 1993. Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley detachment system and the Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, 21, 45-48.
- Dixon, J. E., Dimitriadis, S., 1984. Metamorphosed ophiolitic rocks from the Serbomacedonian Massif, near Lake Volvi, Northeast Greece. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. *Geol. Soc. Lond.*, Spec. Publ., 17, 603-618.
- Doutsos, T., Koukouvelas, I., Zelilidis, A., Kontopoulos, N., 1994. Intracontinental wedging and post-orogenic collapse in the Mesohellenic Trough. *Geol Rundsch*, 83, 257-275.
- Duyster, J., 1999. StereoNett Version 2.40. <http://homepage.ruhr-uni-bochum.de/Johannes.P.Duyester/Stereo/Stereo1.htm>
- Fossen, H., Tikoff, B., 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to

transpression-transtension tectonics. *Journal of Structural Geology*, vol. 15, 413-422.

- Heimann, K.-O., Lebkuchner, H., Kretzler, W., 1972. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος κλίμακα 1:50.000, φύλλο Σαμοθράκη. Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Karfakis, J., Doutsos, T., 1995. Late orogenic evolution of the Circum-Rhodope Belt, Greece. *N. Jahrb. Geol. Paläont. Mh.*, 5, 305-319.
- Καρυστιναίος, Ν., 1984. Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της λεκάνης των Σερρών. Λιθοστρωματογραφία, βιοστρωματογραφία και τεκτονική. Διδασκ. Διατρ., Πανεπ. Θεσσαλονίκης, 230 σελ.
- 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*, 7, t. XVIII, n° 2. 225-230.
- Kiliass, A., Falalakis, G., Mountrakis, D., 1999. Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic hinterland (Macedonia, Greece). *Int. Journ. Earth Sciences*, 88, 513-531.
- Κίλιας, Α., Frisch, W., Ratschbacher, L., Σφέικος, Α., 1991. Η τεκτονική εξέλιξη και οι P-T συνθήκες μεταμόρφωσης των «κυανοσχιστόλιθων» της ανατολικής Θεσσαλίας (Βόρεια/Κεντρική Ελλάδα). Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., τομ. XXV/1, 81-99.
- Kiliass, A., Mountrakis, D., 1990. Kinematics of the crystalline sequences in the Western Rhodope Massif. *Geologica Rhodopica*, 2, 100-116.
- Kockel, F., Mollat, H., and Walther, H. W., 1977. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Chalkidhiki und angrenzender Gebiete 1:100.000 (Nord-Griechenland). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 119 pp.
- Kockel, F., and Mollat, H., 1978. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος κλίμακα 1:50.000, φύλλο Αθως. Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Kokkalas, S., Xypolias, P., Koukouvelas, I. K., 2005. Structural evolution and kinematics in the contact zone between Serbomacedonian and Rhodope Massifs, Central Macedonia, Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXXVII, 143-152.
- Kontopoulou, D., Zananiri, I., Michard, A., Feinberg, H., Atzemoglou, A., Pozzi, J.-P. & Voidomatis, Ph., 2007. Neogene tectonic rotations in the vicinity of the North Aegean Trough: New palaeomagnetic evidence from Athos and Samothraki (Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXXX/1, 343-359.
- Koufos, G. D., Syrides, G. E., Kostopoulos, D. S., Koliadimou, K. K., 1995. Preliminary results about the stratigraphy and the palaeoenvironment of the Mygdonia Basin, Macedonia, Greece. *Geobios*, M.S. 18, 243-249.

- Koukouvelas, I., Doutsos, T., 1990. Tectonic stages along a traverse cross cutting the Rhodopian zone (Greece). *Geol. Rundschau*, 79, 3, 753-776.
- Le Pichon, X., Lyberis, N., Alvarez, F., 1984. Subsidence history of the North Aegean Trough. In: J. E. Dixon, A. H. F. Robertson (eds), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, 17, 727-741.
- Lyberis, N. 1984. Tectonic evolution of the North Aegean trough. In: J. E. Dixon, A. H. F. Robertson (eds), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, 17, 709-725.
- Mantzos, L. A., 1991. Rb-Sr whole-rock geochronology of gneisses from Olympos, Chalkidiki. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXV/1, 147-161.
- Mercier, J.-L., Simeakis, K., Sorel, D., Vergely, P., 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research*, 2, 49-71.
- Michard, A., Coffé, B., Liati, A., Mountrakis, D., 1994. Blueschist-facies assemblages in the Peri-Rhodopian Zone, and hints for an Eohellenic HP-LT belt in the Northern Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXX/1, 185-192.
- Μουντράκης, Δ., 1985. Γεωλογία της Ελλάδας. Univ. Studio Press. Θεσσαλονίκη.
- Mountrakis, D., 1986. The Pelagonian zone in Greece. A polyphase-deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the eastern Mediterranean. *J. Geol.*, 94, 335-347.
- Μουντράκης, Δ., 2002. Τεκτονική εξέλιξη του ελληνικού ορογενούς. Γεωμετρία και κινηματική της παραμόρφωσης. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, τομ. XXXIV/6, 2113-2126.
- Mountrakis, D., 2004. Tertiary and Quaternary tectonics in Greece. In: A. A. Chatzipetros and S. B. Pavlides (eds), *Proceedings of the 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, 134-137.
- Mountrakis, D., Tranos, M., Papazachos, C., Thomaidou, E., Karagianni, E., Vamvakaris, D., 2006. Neotectonic and seismological data concerning major active faults, and the stress regimes of Northern Greece. In: A. H. F. Robertson & Mountrakis, D. (eds), *Tectonic development of the Eastern Mediterranean region*. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 260, 649-670.
- Mussalam, K., Jung, D., 1986. Petrology and geotectonic significance of salic rocks preceding ophiolites in the Eastern Vardar Zone, Greece. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 35, 217-242.
- Papadopoulos, P., Arvanitidis, N., Zanas, I., 1989. Some preliminary geological aspects on the Makri Unit (Phyllite Series), Peri-Rhodope Zone. *Geologica Rhodopica* 1, 34-42.
- Papanikolaou, D., Alexandri, M., Nomikou, P., 2006. Active faulting in the north Aegean Basin. In: Dilek, Y. and Pavlides, S. (eds), *Postcollisional*

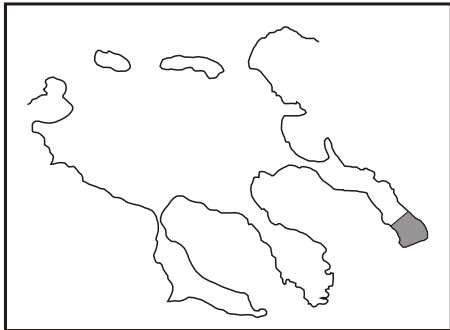
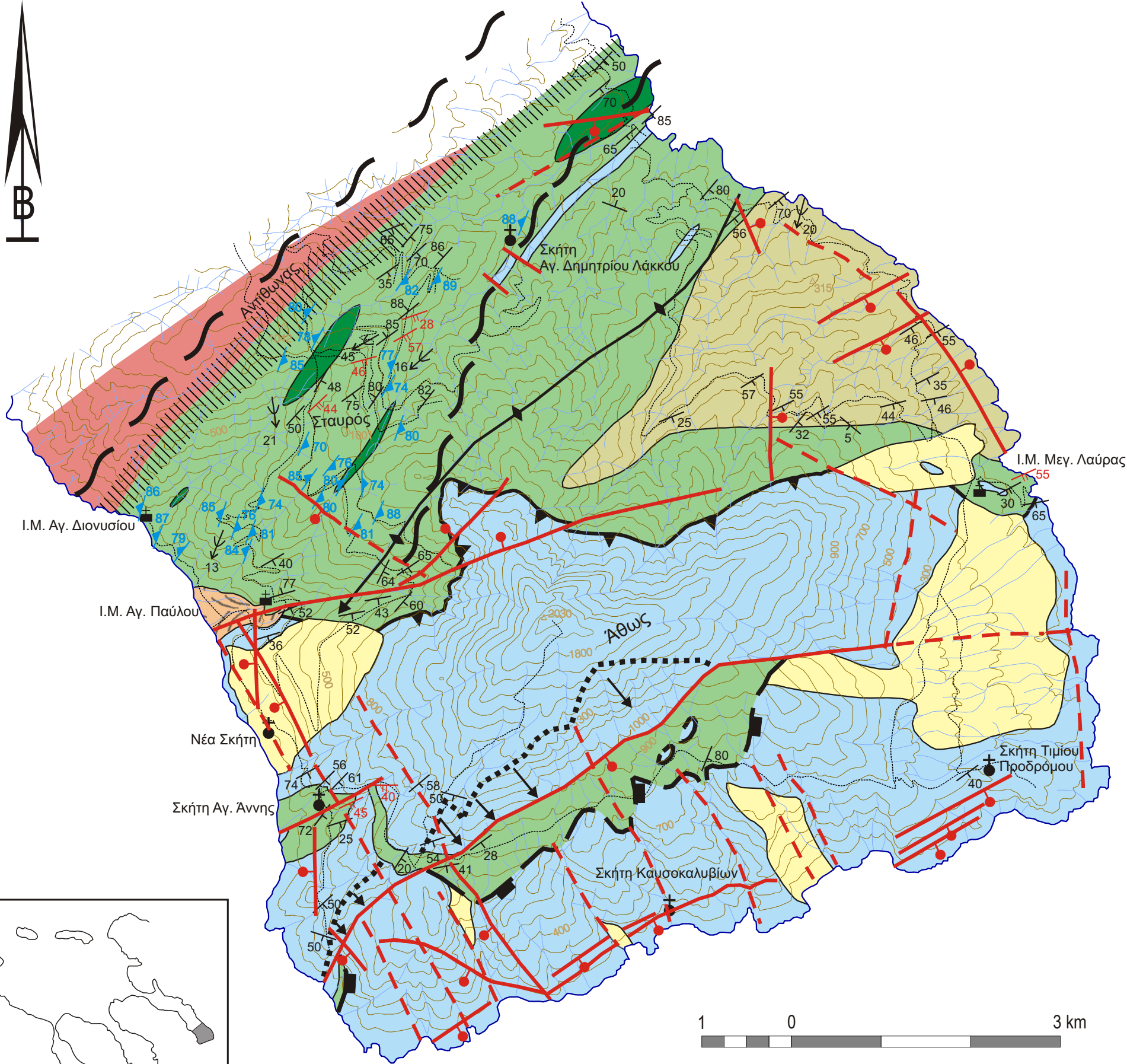
- Papanikolaou, D., Alexandri, M., Nomikou, P., Ballas, D., 2002. Morphotectonic structure of the western part of the North Aegean Basin based on swath bathymetry. *Marine Geology*, 190, 465-492.
- Papanikolaou, D., Panagopoulos, A., 1981. On the structural style of the Southern Rhodope, Greece. *Geologica Balcanica*, 11.3, 13-22.
- Pavlides, S. B., Kiliass, A. A., 1987. Neotectonic and active faults along the Serbomacedonian zone (SE Chalkidiki, northern Greece). *Ann. Tecton.*, 1, 97-104.
- Pavlides, S., Mountrakis, D., Kiliass, A., Tranos, M., 1990. The role of strike-slip movements in the extensional area of Northern Aegean (Greece). A case of transtensional tectonics. *Ann. Tecton.*, vol. IV n.2, 196-211.
- Ricou, L.-E., Godfriaux, I., 1994. The Thessaloniki klippe: a nape of Vertiskos origin emplaced upon the Mesozoic flysches of the Vardar basin. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXX/1, 69-78.
- Σακελλαρίου, Δ. Θ., 1989. Παραμόρφωση και μεταμόρφωση των πετρωμάτων της Σερβομακεδονικής Μάζας στην ΒΑ Χαλκιδική. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, τομ. XXIII/1, 47-61.
- Sakellariou, D., 1993. Tectonometamorphic evolution of the geotectonic units of the Chalkidiki peninsula. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXVIII/1, 165-177.
- Σακελλαρίου, Δ., Dürr, St., 1993. Γεωλογική δομή της Σερβομακεδονικής Μάζας στη ΒΑ Χαλκιδική. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, τομ. XXVIII/1, 179-193.
- Σαπουντζής, Η. Σ., 1969. Πετρογραφία και γεωλογικής τοποθέτηση των πράσινων γνευσίων της Θεσσαλονίκης. *Διδακτ. Διατρ.*, Πανεπ. Θεσσαλονίκης, 124 σελ.
- Schermer, E. 1990. Mechanisms of blueschist creation and preservation in an A-type subduction zone, Mount Olympos region, Greece. *Geology*, 18, 1130-1133.
- Schermer, E., Lux, D., Burchfiel, B. C., 1989. Age and tectonic significance of metamorphic events in the Mt. Olympos region, Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXIII/1, 13-27.
- Συρίδης, Γ., 1990. Λιθοστρωματογραφική, βιοστρωματογραφική και παλαιογεωγραφική μελέτη των Νεογενών – Τεταρτογενών ιζηματογενών σχηματισμών της χερσονήσου Χαλκιδικής. *Διδακτ. Διατρ.*, Πανεπ. Θεσσαλονίκης, 243 σελ.
- Syrides, G. E., 2000. Neogene marine cycles in Strymon basin, Macedonia, Greece. *Geol. Soc. Greece, Special Publications*, No 9, 217-225.

- Tikoff, B., Peterson, K., 1998. Physical experiments of transpressional folding. *J. Struct. Geol.*, 20, 661-672.
- Τρανός, Μ. Δ., 1998. Συμβολή στη μελέτη της νεοτεκτονικής παραμόρφωσης στο χώρο της Κεντρικής Μακεδονίας και του Βόρειου Αιγαίου. Διδακτ. Διατρ., Πανεπ. Θεσσαλονίκης, 349 σελ.
- Tranos, M. D., 2004a. Late Cenozoic faulting deformation of the SW Bulgaria. In: A. A. Chatzipetros and S. B. Pavlides (eds), *Proceedings of the 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, 400-403.
- Tranos, M. D., 2004b. Faulting of the Lemnos island (northern Greece). In: A. A. Chatzipetros and S. B. Pavlides (eds), *Proceedings of the 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, 205-208.
- Tranos, M. D., Kachev, V. N., Mountrakis, D. M., 2006. Transtensional origin of the Simitli basin, SW Bulgaria. In: M. Sudar, M. Ercegovac and A. Grubić, *Proceedings of the XVIIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association*, 636-640.
- Tranos, M. D., Kiliass, A. A., Mountrakis, D. M., 1993. Emplacement and deformation of the Sithonia granitoid pluton (Macedonia, Hellas). *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXVIII, 195-210.
- Tranos, M. D., Kiliass, A. A., Mountrakis, D. M., 1999. Geometry and kinematics of the Tertiary post-metamorphic Circum Rhodope Belt Thrust System (CRBTS), Northern Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXXIII, 5-16.
- Vamvaka, A., Kiliass, A., Mountrakis, D., 2004. Geometry and structural evolution of the Mesohellenic Trough. A new approach. In: A. A. Chatzipetros and S. B. Pavlides (eds), *Proceedings of the 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, 209-212.
- Vergely, P., 1984. Tectonique des ophiolites dans le Hellenides internes. Consequences sur l'évolution des regions Tethysiennes occidentales. PhD thesis, University of Paris, Paris.
- Ψιλοβίκος, Γ., 1977. Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της λεκάνης της και της λίμνης Μυγδονίας (Λαγκαδά – Βόλβης). Διδακτ. Διατρ., Πανεπ. Θεσσαλονίκης.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΤΗΣ
ΧΕΡΣΟΝΗΣΟΥ ΤΟΥ ΑΘΩ

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΧΕΡΣΟΝΗΣΟΥ ΤΟΥ ΑΘΩ
ΚΛΙΜΑΚΑ 1:50.000



Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΥΠΟΜΝΗΜΑ

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

- ΜΕΤΑ-ΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ
- Αλλουβιακά ριπίδια (Ολόκαινο)
 - Πλευρικά Κορήματα (Πλειστόκαινο)
- ΑΛΠΙΚΟΙ - ΠΡΟ-ΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ
- Ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι - μάρμαρα (Τριαδικό)
 - Πλαγιокλαστικός - μικροκλινικός γνεύσιος
 - Μαγματική Σειρά Χορτιάτη (Μ. Ιουρασικό)
- ΜΑΓΜΑΤΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ
- Γρανίτης Γρηγορίου (Ηώκαινο)
 - Οφιόλιθοι (Μ. Ιουρασικό;)

ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

- Γεωλογικό όριο
- Επώθηση
- Ρήγμα κανονικό με ένδειξη του υπερκείμενου τεμάχους
- Ρήγμα πιθανό
- Βυθιζόμενος άξονας αντίμορφου
- Παράταξη και κλίση της S1 φύλλωσης
- Παράταξη και κλίση της S2 φύλλωσης
- Παράταξη και κλίση της Sm φύλλωσης
- Διεύθυνση και γωνία βύθισης άξονα πτυχής
- Όρια διατμητικής ζώνης (κατά προσέγγιση)
- Άλως επαφής - φλεβικές διεισδύσεις
- Εκτατικό ρήγμα μικρής γωνίας κλίσης
- Τριγωνικές επιφάνειες του εκτατικού ρήγματος μικρής γωνίας κλίσης με αυλακώσεις

Σύνταξη - Σχεδίαση: ΓΕΩΡΓΙΑΔΗΣ Α. ΓΕΩΡΓΙΟΣ, Γεωλόγος
Τροποποιημένος από (Kockel and Mollat 1978)

LATE- AND POST-ALPINE TECTONIC EVOLUTION OF THE SOUTHERN PART OF THE ATHOS PENINSULA, NORTHERN GREECE

Georgiadis G. A.¹, Tranos M. D.¹, Mountrakis D. M.¹

¹Aristotle University of Thessaloniki, School of Geology, Department of Geology, 54124 Thessaloniki, Greece, gggk@geo.auth.gr, tranos@geo.auth.gr, dmountra@geo.auth.gr

Abstract

The boundary between Internal Hellenides and the Hellenic hinterland is exposed in the southern part of the Athos peninsula as a NE-SW trending contact between the Serbomacedonian massif and the Circum-Rhodope Belt. The main tectonic features and deformation of the area during late- and post-alpine times have been investigated in order to understand better the late orogenic processes that led to the present arrangement of this boundary. The field study showed that the prevailing structures in the southern Athos peninsula are an asymmetric, SW-plunging, NW-verging mega-scale antiform and a NE-SW striking left-lateral shear zone. These structures are the result of a transpressional deformation that initiated at least since the Eocene under ductile, syn-metamorphic (low-greenschist facies) conditions and progressively changed during the Oligocene-Early Miocene to brittle conditions with E-W striking reverse faults-thrusts and NNW-SSE striking right-lateral and NE-SW striking left-lateral strike-slip faults. This deformation waned in Middle Miocene changing to transtension with E-W striking, left-lateral strike-slip and NW-SE right-lateral oblique to normal faults. Since the Late Miocene an extensional regime dominates the area with the least principal stress axis (σ_3) orientated NE-SW during Late Miocene – Pliocene and N-S from Early Pleistocene – present.

Key words: Circum-Rhodope Belt, hinterland, collision, transpression, faulting.

Περίληψη

Το όριο μεταξύ των εσωτερικών Ελληνίδων και της Ελληνικής ενδοχώρας αποκαλύπτεται στο νότιο τμήμα της χερσονήσου του Άθω ως μια επαφή ΒΑ-ΝΔ παράταξης μεταξύ της Σερβομακεδονικής μάζας και της Περιοδοπικής Ζώνης. Μελετήθηκαν τα κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά και η παραμόρφωση της περιοχής κατά τη διάρκεια της τελικής αλπικής ορογένεσης όσο και μετά από αυτήν με σκοπό την καλύτερη κατανόηση των τελικών ορογενετικών διεργασιών που οδήγησαν στην σημερινή διαμόρφωση αυτού του ορίου. Η υπαίθρια έρευνα έδειξε ότι οι κυρίαρχες δομές στο νότιο τμήμα της χερσονήσου του Άθω είναι ένα ασύμμετρο, βυθιζόμενο προς τα ΝΔ, με φορά προς τα ΒΔ μέγα-αντίμορφο και μια ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης αριστερόστροφη διατμητική ζώνη. Αυτές οι δομές είναι αποτέλεσμα μιας transpressional παραμόρφωσης που άρχισε τουλάχιστον από το Ηώκαινο σε πλαστικές, συμμεταμορφικές (χαμηλή πρασινοσχιστολιθική φάση) συνθήκες και σταδιακά άλλαξε κατά το Ολιγόκαινο – Κάτω Μειόκαινο σε θραυσσιγενείς συνθήκες με Α-Δ διεύθυνσης ανάστροφα ρήγματα-επωθήσεις και ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης

δεξιόστροφα και ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Αυτή η παραμόρφωση σβήνει κατά το Μέσο Μειόκαινο και αλλάζει σε *transension* με Α-Δ διεύθυνσης αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και ΒΔ-ΝΑ δεξιόστροφα πλάγια έως κανονικά ρήγματα. Από το Άνω Μειόκαινο ένα εφελκυστικό καθεστώς κυριαρχεί στην περιοχή με τον ελάχιστο κύριο άξονα τάσης (σ_3) σε ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση κατά το Άνω Μειόκαινο – Πλειόκαινο και σε Β-Ν διεύθυνση από το Κάτω Πλειστόκαινο – σήμερα.

Λέξεις κλειδιά: Περιοδοπική Ζώνη, ενδοχώρα, σύγκρουση, transpression, ρηγμάτωση.

1. Introduction

In the Hellenic orogen, the Internal Hellenides are delimited to the east by the Serbomacedonian and Rhodope Massifs that constitute the hinterland of the orogen (Fig. 1). Specifically, this boundary in the area of the former Yugoslavia and Central Macedonia is located between the Serbomacedonian Massif to the East and the Circum-Rhodope Belt to the West and shows a constant NNW-SSE trend. This boundary has been interpreted as a right-lateral transpressional fold-and-thrust belt, the Circum Rhodope Thrust System (CRTS), formed during late collisional deformation (Tranos et al. 1999). The boundary at the SE extremity of the Chalkidiki peninsula makes an abrupt change in trend from NNW-SSE to NE-SW. Because of the sea and the limited study of the area our understanding of this trend change is insufficient. In the southern part of the Athos peninsula, apart from basic geological mapping at 1:100.000 and 1:50.000 scales by Kockel et al. (1977) and Kockel and Mollat (1978) there has been no systematic study of the area and this trend change. As a result, the current view of the geology of the area and the boundary between the internal Hellenides and hinterland is that contained in their work.

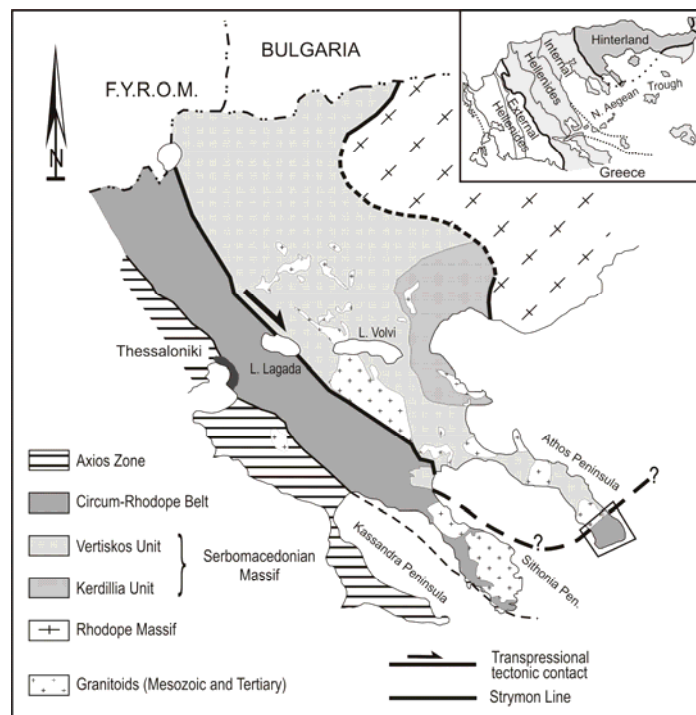


Figure 1 – Geotectonic map of central Macedonia-Chalkidiki peninsula.

This paper examines the geology and structural evolution of the southern part of the Athos peninsula, which is the only place where the NE-SW trend of the boundary between Circum-

Rhodope Belt and the hinterland can be studied. Thus studying this boundary's trend change contributes to the better understanding of the deformation and the orogenic processes in this part of the Hellenic orogen. In particular, the geometry and kinematics of the ductile and brittle structures of the area have been studied and integrated with the existing views which suggest a left-lateral transpressional deformation for the region during Tertiary time.

2. Geological setting

The Serbomacedonian Massif (Fig. 1) consists of Paleozoic or older crystalline rocks that are grouped into the upper Vertiskos Unit and the lower Kerdillion Unit (Kockel et al. 1977) that consist of migmatites, biotite gneisses, marble horizons, two-mica gneiss and amphibolites. Towards the East, the Serbomacedonian Massif tectonically overlies the Rhodope Massif along the 'Strymon Line' that was considered as a Tertiary thrust fault by Kockel et al. (1977), but recent study has shown it to be a low-angle extensional detachment by Dinter & Royden (1993) and by Kiliyas et al. (1999).

The Circum-Rhodope Belt follows the NNW-SSE trend of the Serbomacedonian Massif (Fig. 1) and consists of Upper Paleozoic and Mesozoic meta-sedimentary rocks which have been grouped into the following three units (Kauffmann et al. 1976; Kockel et al. 1977) that are from East to West:

- the Deve Koran – Doubia Unit with Upper Paleozoic volcanosedimentary rocks and neritic Triassic carbonate rocks,
- the Melissochori – Cholomon Unit with Triassic pelagic carbonate and flysch meta-sediments of Middle Jurassic age, and
- the Aspri Vrissi – Chortiatiss Unit with Permo-Triassic clastic rocks and Triassic neritic carbonate rocks in its lower part, and Lower-Middle Jurassic deep-sea sediments and ophiolites in its upper part. From these magmatic rocks the most characteristic rock types are those of mainly quartz-dioritic composition (Sapountzis 1969) that were metamorphosed to greenstones, green-gneisses and green-schists and make up the Chortiatiss Magmatic Suite (Kockel et al. 1977). The intrusion of these magmatic rocks was attributed to the development of a volcanic arc in the area during the Middle Jurassic (Mussalam & Jung 1986).

The rocks of mainly the Serbomacedonian Massif, and the rocks of the Circum-Rhodope Belt were intruded by granitoids (Fig. 1) in Mesozoic to Tertiary times (Kockel et al. 1977, De Wet et al. 1989, Christofides et al. 1990).

A main orogenic phase that occurred in Middle-Late Jurassic time and affected the hinterland and the Internal Hellenides is attributed to the collision of the Cimmerian continent with Eurasia (Mountrakis 2002). In addition, the region was subjected to the Tertiary alpine orogenic phase that caused the final configuration of the whole Hellenic orogen and which is characterised by NW-SE trends and SW vergence (Dinaro-Hellenic orogenic fabric).

The first orogenic event was associated with an amphibolite facies metamorphism in the Serbomacedonian Massif and a greenschist facies metamorphism in the Circum-Rhodope Belt, followed by a retrograde low-grade greenschist facies metamorphism (Kockel et al. 1977; Dixon and Dimitriadis 1984; Vergely, 1984; Chatzidimitriadis et al. 1985; Papadopoulos and Kiliyas 1985; Sakellariou 1989).

The Tertiary orogenic phase was associated with open, E-W trending, asymmetric folds and reverse-faults with south vergence (Sakellariou 1993). A similar NNW-SSE contraction associated with ESE-WSW trending folds, NNW-SSE and NE-SW trending shear zones and E-W trending thrusts faults deformed the Eocene Sithonia granitoid (Tranos et al. 1993).

The study of the post-metamorphic structures along the western boundary of the Serbomacedonian Massif (Tranos et al. 1999) and the Chalkidiki peninsula (Tranos 1998) suggests that the area underwent a transpressional deformation during the Latest Oligocene-Middle Miocene. This deformation was the result of a NNE-SSW contraction and its waning stage includes extensional faults that were related to an extension perpendicular to the NNE-SSW contraction (Tranos 1998). This deformational event is generally regional and related to the latest stages of the collision between the Apulian and Eurasian plates, since it has been recognized in SW Bulgaria (Tranos et al. 2006), Thrace (Koukouvelas and Doutsos 1990; Karfakis and Doutsos 1995) and the North Aegean Trough (Tranos 2004).

The deformation of central Macedonia since Late Miocene time is a continuous extension with the least principal stress axis (σ_3) oriented NE-SW during Late Miocene – Pliocene and N-S from Lower Pleistocene to present (Mercier et al. 1989).

3. Geology and structural elements of the area

3.1. Geology of the study area

The southern part of the Athos peninsula (Fig. 2) exposes rocks that belong to the Aspro Vrisi – Chortiatis Unit of the Circum-Rhodope Belt. More precisely, the central-northern part of the study area exposes greenstones, green-gneisses and greenschists of the Chortiatis Magmatic Suite, into which intercalations of schists and phyllites and few elongate tectonic slivers of serpentinized ultramafic rocks (ophiolites) are present. In addition, in the eastern part of the mapped area and within the Chortiatis Magmatic Suite, plagioclastic-microclitic gneisses have been mapped that alternate with the green-gneisses (Kockel et al. 1977). The central-southern part of the study area is covered by greyish-white and bluish-grey Triassic recrystallized limestones-marbles (Kauffmann et al. 1976) that form Mt. Athos. Here the Chortiatis Magmatic Suite is poorly exposed and forms a NE-SW trending narrow strip within the limestones-marbles.

At the NE edge of the study area, the Chortiatis Magmatic Suite is in contact with a NE-SW boundary with the crystalline rocks, i.e. gneisses of the Serbomacedonian Massif. However, the exposure of this boundary has been significantly obliterated, due to the emplacement of the Gregoriou granitoid along it. This granitoid is probably related to the Sithonia granitoid (Tranos et al. 1993) and has been recently dated as Eocene (Kontopoulou et al. submitted).

Post-alpine, Quaternary scree deposits of significant extent cover at places not only the rocks but their contacts as well.

3.2. Ductile structures

3.2.1. Foliation

The main foliation of the rocks of the Chortiatis Magmatic Suite is a S_1 schistosity. This foliation trends generally NE-SW (Fig. 3a) and is parallel to the primary layering S_0 of the rocks since it is almost parallel with the lithological boundaries in most of the mapped area. The minerals of the S_1 foliation, such as chlorite, albite, actinolite, epidote and biotite, indicate a greenschist facies of metamorphism (Sapountzis 1969; Kockel et al. 1977).

At places, a second foliation S_2 is recognized affecting S_1 and forms a crenulation cleavage (Fig. 4a). The orientation of S_2 is constant throughout the study area dipping to SE (Fig. 3b) at moderate angles. S_2 is associated with quartz re-crystallization and locally growth of muscovite and chlorite, indicating low-grade metamorphic conditions (greenschist facies metamorphism).

In the northern part of the study area a NNE-SSW to NE-SW trending mylonitic foliation (S_m) affects the rocks of the Chortiatis Magmatic Suite forming in places with the S_1 a vertical S-C fabric (Fig. 4b). This mylonitic schistosity is associated with minerals similar to those defining the S_2 foliation and thus indicates similar metamorphic conditions.

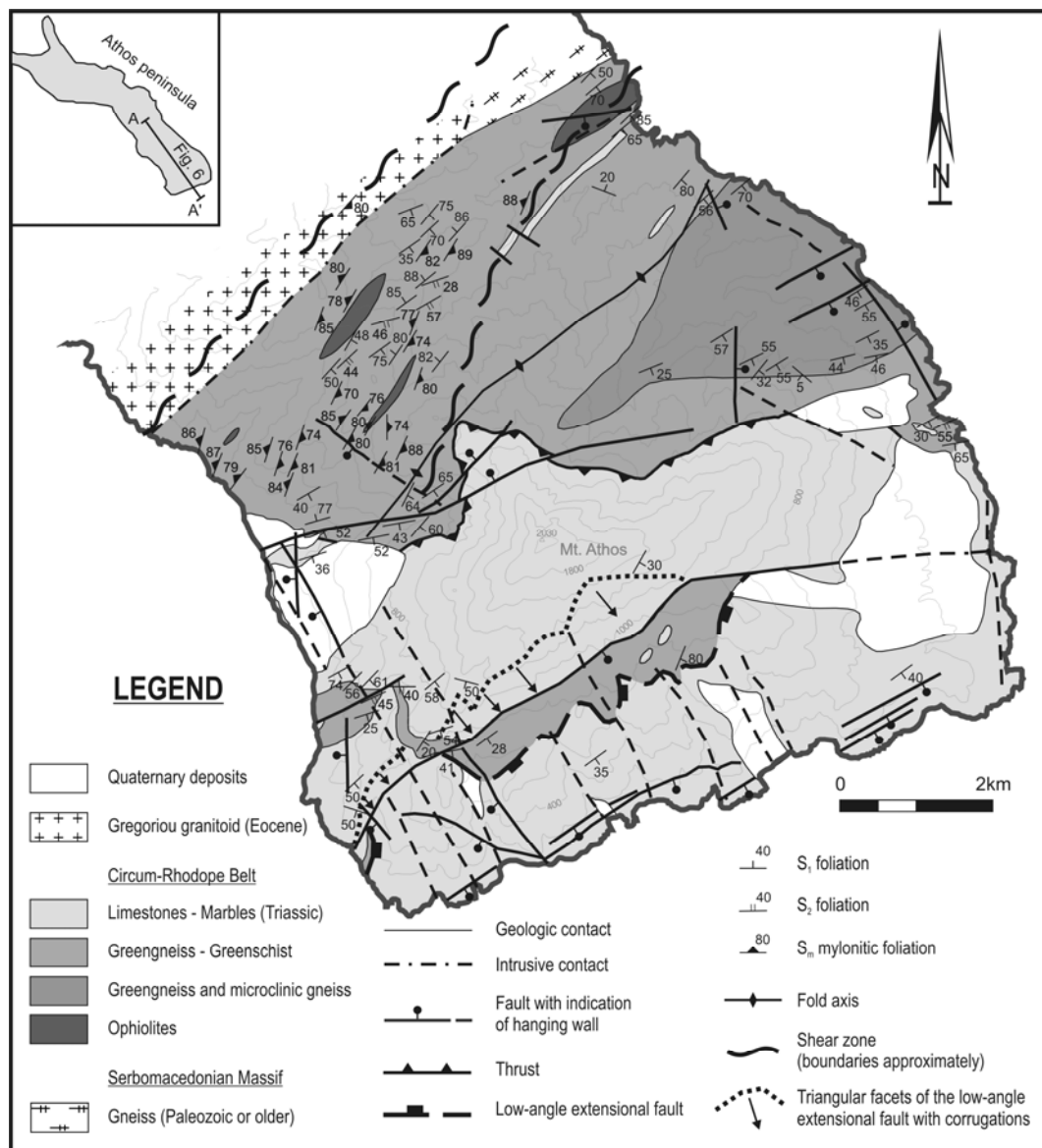


Figure 2 – Geologic map of the study area modified from Kockel et al. (1977).

3.2.2. Folding

The fieldwork carried out in the rocks of the Chortiatis Magmatic Suite indicates that the S_1 foliation is folded at metre- to decimetre-scale, asymmetric, open-closed to overturned folds that plunge at gentle- to moderate angles ($\sim 30^\circ$) mainly to the SSW (Figs. 3c, 4c). The axial surface of the folds trends NE-SW and dips consistently towards SE at moderate angles. The fact that the S_2 foliation is parallel to the axial surface forming crenulations in the S_1 foliation indicates that it is the axial planar schistosity of these folds. The mapping of S_1 and S_2 indicates that at a map-scale these folds are parasitic folds to a larger antiform of similar attitude and NW-vergence that dominates the southern area (Fig. 3d). In particular, the NNE- to NE-trending limb of the antiform is located north of Mt. Athos and dips at a high-angle to vertical. The other limb trends ENE and dips to the SE at a moderate angle and forms the main part of Mt. Athos and continues to until the southern edge of the peninsula.

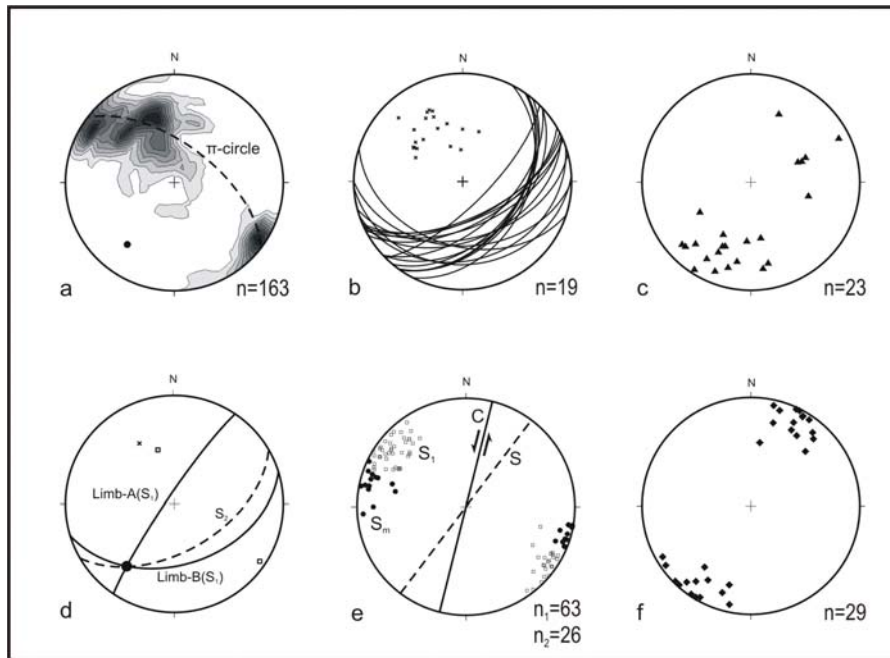


Figure 3 – Stereographic projections (lower hemisphere, equal area): (a) density of S_1 , and the π -circle and π -pole defined by this distribution, (b) S_2 foliation, (c) axes of the mesoscale folds, (d) the main structural elements of the large scale antiform, (e) S-C fabric formed by S_1 and S_m indicating the left-lateral shear zone, and (f) stretching lineation on the S_m mylonitic foliation.

3.2.3. Shear zone

The mylonitic foliation (S_m) present in the central-northern part of the study area and in the rocks of the Chortiatis Magmatic Suite is the result of semi-ductile shearing that affected the S_1 foliation forming an S-C fabric (Fig. 3e). This mylonitic schistosity trends NNE-SSW (to NE-SW) and is (sub)vertical, in contrast to S_1 that deviates from the vertical. The S-C fabric is associated with a horizontal stretching lineation (Fig. 3f) and the S-C kinematics defines a left-lateral sense-of-shear (Fig. 4b). The varying intensity of the S_m mylonitic foliation and consequently the S-C fabric at different locations implies that the shearing resulted by a heterogeneous shear zone. Due to this heterogeneity and the intense vegetation, the boundaries of the zone are defined approximately. The shear zone also affects the Eocene Gregoriou granitoid, since the latter presents close to its contact with the Chortiatis Magmatic Suite a solid-state foliation parallel to S_m (see Kockel et al. 1977). The approximate contacts of the mylonitic shear zone are shown in figure 2.

3.3. Brittle structures

Information concerning the geometry and kinematics of the faults in the map area were recorded and analyzed, and information about the cross-cutting relationship and overprinting criteria among the different faults has been also used to define their time succession in order to separate them into different faulting events. The separation of the faults was mainly based on their type, i.e. reverse, strike-slip and normal, and the use of the elaborated distribution of the P and T-axes. The geometry and kinematics of these faults are the follow:

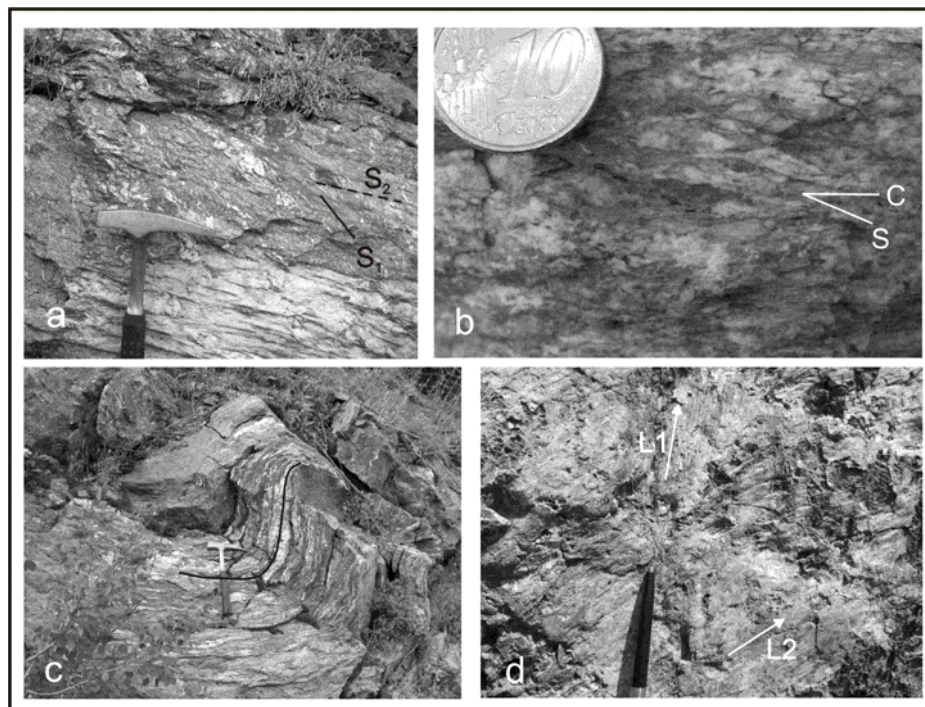


Figure 4 – Field photographs: (a) crenulation cleavage formed by the superposition of the S_2 foliation on the S_1 (b) S-C mylonitic fabric indicating left-lateral shearing in the green-gneisses, (c) asymmetric fold in the green-gneiss, (d) two generations of slickenlines (L1, L2) present on an E-W striking fault, with L2 (left-lateral strike-slip) overprinting L1 (reverse).

3.3.1. Reverse faults

The reverse faults strike ~E-W and dip at low angles to the south or at high angles to the north (Fig. 5a). Most of them exhibit a quartz coating where fiberlines and fibersteps are recognized defining N-S movements. On the northern slopes of Mt. Athos, N-directed thrusts have been found close to the contact of the Chortiatis Magmatic Suite with the overlying Triassic limestones-marbles.

3.3.2. Strike-slip faults

The strike-slip faults of the area strike NNW-SSE, NE-SW and E-W and dip at high angles both to the north and south (Fig. 5). They often exhibit Riedel structures and recrystallized quartz coating on which the formed microstructures (i.e. fiberlines and fibersteps) define the sense of movement. The majority of the NNW-SSE trending faults are right-lateral. In some cases, left-lateral strike-slip faults have been observed and these were attributed to local mechanical response of the rock. The NE-SW strike-slip faults are left-lateral and often they have been found close to the NNW-SSE right-lateral faults. The E-W trending faults are left-lateral and on the fault surfaces the strike-slip slickenlines overprint the dip-slip reverse sense slickenlines (Fig. 4d).

3.3.3. Normal faults

The normal faults strike NW-SE and E-W, while sporadic N-S striking normal faults are also observed. The majority of the NW-SE striking faults are normal to oblique slip and in many cases they reactivated older right-lateral strike-slip faults. These faults cut the afore-mentioned reverse faults. The Mt. Athos is bounded by E-W and ENE-WSW striking faults that dip at high angles forming steep slopes (Fig. 2). The normal fault that diminishes the southern slopes of Mt. Athos affects a low-angle extensional fault dipping 20° SSE that parallels and modifies the contacts of

the greenschists with the Triassic marbles forming similarly dipping, huge triangular facets with corrugations on the marble slopes of the footwall (Fig. 2).

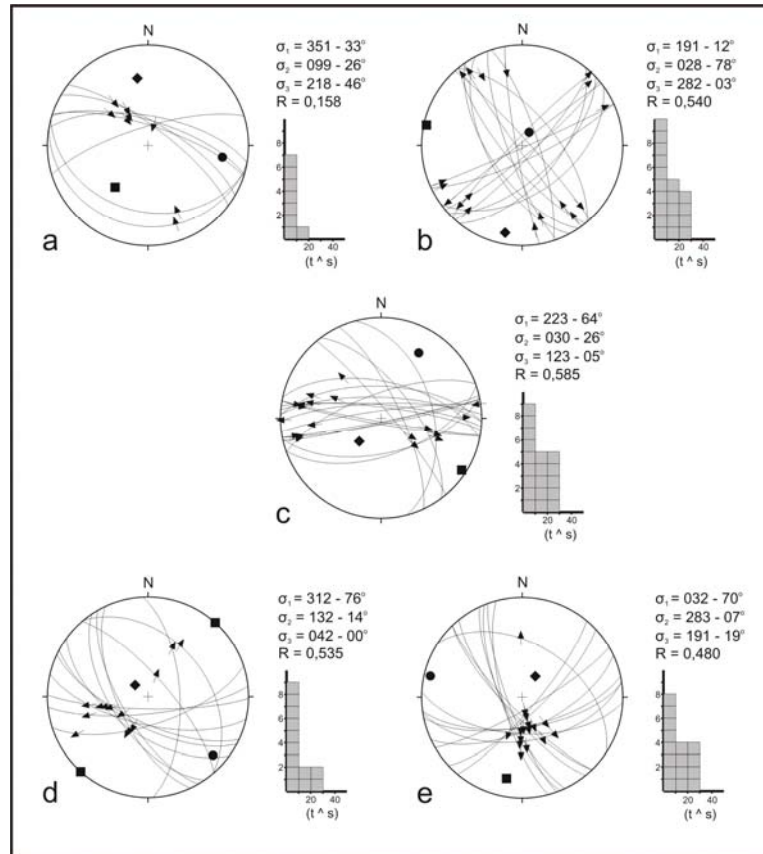


Figure 5 – Paleo-stress diagrams (lower hemisphere, equal area) and the deviation angle between the theoretical and real slip vector as calculated by the stress-inversion program described by Angelier (1990). (a) DA event -reverse faults, (b) DA event - strike-slip faults, (c) DB event - strike-slip and oblique extensional faults, (d) D1 event - normal faults, (e) D2 event - normal faults and oblique normal faults. σ_1 = diamond, σ_2 = circle, σ_3 = square.

3.3.4. Dynamic analysis-stress regimes

Based on the discrimination of the faults into different types (reverse, strike-slip and normal), but also their temporal relations as established from fieldwork, the recorded faults were analyzed using the stress inversion program described by Angelier (1990). This program calculates the direction of the principal stress axes (σ_1 , σ_2 , σ_3) and the ratio $R = [(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)]$ of the stress ellipsoid. For an acceptable solution, we adopted the condition that the slip vector of the faults should not deviate more than 30° from the theoretical one more than 90% of all the faults. The analysis elaborated five stress ellipsoids that define four deformational events. Due to the lack of stratigraphic criteria that would permit the dating of the deformational events, we correlated these events with the above field cross-cutting criteria and the previously reported regional deformational events.

DA – transpressional event: It is a pure-shear dominated transpressional event with the maximum stress axis (σ_1) oriented N-S. It is determined from the reverse faults and NNW-SSE and NE-SW trending, strike-slip faults (Fig. 5a, b). A tectonic event with similar fault geometry and kinematics was reported by Tranos (1998) for the Sithonia peninsula and for the Chalkidiki

area, and also further to the north for the SW Bulgaria (Tranos et al. 2006) and is dated as Late Oligocene – Early Miocene. This event was also recognized farther to the East by reverse faults in the Thrace area by Koukouvelas and Doutsos (1990). During this event the minimum stress axis (σ_3) varies between vertical and horizontal with a WNW trend with respect to the main faults, e.g. reverse or strike-slip faults at the different locations.

DB – transtensional event: This event is defined by E-W striking left-lateral strike-slip faults and the NW-SE striking right-lateral oblique faults (Fig. 5c). It is characterized by a steeply plunging maximum stress axis (σ_1) bearing SW and a horizontal minimum stress axis (σ_3) bearing WNW-ESE. The elaborated intermediate stress axis (σ_2) plunges gently to the NNE and is also compressive, indicating that contraction in this direction is similar to that in the previous DA event, but seems to wane during the DB event. The DB event was recognised by Tranos (1998) (DB and D1 events) and was dated as Early-Middle Miocene and it was also recognised more regionally (Tranos 2004; Tranos et al. 2006).

D1 – extensional event: The D1 event is characterized by NE-SW extension (Fig. 5d) and was dated in the Late Miocene – Pliocene by Pavlides and Kiliass (1987), Mercier et al. (1989) and Tranos (1998). During this event, large NW-SE striking normal faults were activated and are considered to be the boundary faults to the NW-SE striking basins of the Northern Greece. Similar faults are recognised to form the NW-SE orientated Athos peninsula. It is important to mention that E-W-striking faults activated as left-lateral oblique faults during this event.

D2 – extensional event: The D2 event is characterized by N-S extension that leads to the activation of E-W-striking normal faults and NW-SE-striking left-lateral oblique faults (Fig. 5e). A large E-W-striking normal fault mapped along the north slopes of Mt. Athos is considered to be activated during this event and it is parallel to the large ENE-WSW striking faults that have been recognised offshore of the southern coastline of the peninsula and caused the subsidence along the southern slopes of the Athos peninsula (Papanikolaou et al. 2002). This event corresponds to the contemporary stress regime present over a wide region from Early Pleistocene to present and gives rise to the intense seismic activity of the area (Pavlides and Kiliass 1987, Mercier et al. 1989; Tranos 1998; Mountrakis et al. 2006).

4. Discussion – structural interpretation

The geological structure of the southern part of the Athos peninsula is dominated by a SW-plunging antiform with NNW-vergence and a left-lateral heterogeneous shear zone of NE-SW strike (Fig 6). The NE-SW trending mesoscale folds that are related to this antiform, although of different trend, were formed under similar low-grade metamorphic conditions (low greenschist facies) and have a similar style to the E-W trending (Sakellariou 1993) and ENE-WSW trending folds (Tranos et al. 1993) that have been reported for the Chalkidiki and Sithonia peninsula respectively. The NE-SW left-lateral shear zone is also associated with low-grade metamorphic conditions (low greenschist facies) and was formed by the same NNW-SSE to N-S contraction. These folds as well as shear zones and thrusts of similar kinematic symmetry have been attributed by the same authors to NNW-SSE to N-S contraction that has been dated in Eocene. Therefore, the folding and the shear zone of the southern part of Athos peninsula should be attributed to a common deformation event that took place at least since Eocene, since it affects the Gregoriou granitoid. The fact that this ductile deformation is of analogous kinematic symmetry and dynamic compatibility with the abovementioned DA brittle event allows us to consider that they both represent a single progressive DA event.

The NE-SW trend of the folds mapped in the southern part of the Athos peninsula that apparently differs from the ENE-WSW to E-W folds mentioned for the other adjacent regions could be explained by a transpressional deformation. More precisely, the folds could have initially formed as ENE-WSW folds normal to the NNW-SSE to N-S contraction and were progressively rotated anticlockwise to their present orientation. This explanation is supported by similar behaviour of

folds formed during transpressional deformation as experimentally determined by Tikoff and Peterson (1998). That the NNW-SSE to N-S contraction determined by the left-lateral shear zone forms a high angle with the trend of the large antiform indicates that this event is a left-lateral ‘pure shear dominated’ transpression.

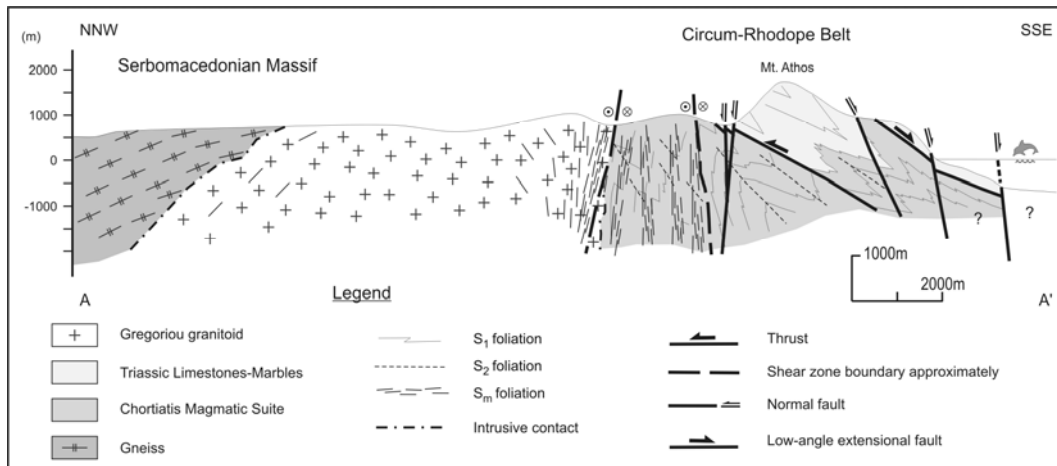


Figure 6 – Schematic cross section of the southern part of the Athos peninsula.

The boundaries of the transpressional zone in the southern Athos peninsula defined by our fieldwork are oriented NE-SW, parallel to the boundary of the Serbomacedonian Massif and the Circum-Rhodope Belt and possibly may continue further to NE.

The DA event is a ductile ‘pure-shear dominated’ transpression that evolved during the Late Oligocene – Early Miocene in more brittle conditions activating reverse and strike-slip faults that also define a similar N-S contraction. This left-lateral transpression could be considered analogous to the NW-SE trending right-lateral transpression along the Circum Rhodope Thrust System (Tranos et al. 1999). The DA deformation changed to the DB transtension during the Early-Middle Miocene activating E-W-striking left-lateral strike-slip faults and NW-SE-striking oblique extensional faults that gave rise to a WNW-ESE extension and a NNE-SSW contraction. The activation of the SSE-dipping low-angle extensional fault mapped in the southern slope of Mt. Athos is attributed to the DB because its orientation and kinematics favours the NW-SE extension that characterises this event. Besides, similar low-angle extensional faults have also been reported for the Early-Middle Miocene in the wider area (Tranos 1998; Tranos et al. 2006).

Therefore, the studied area, and thus the boundary between the hinterland and the Internal Hellenides was progressively deformed under both ductile and brittle conditions by a transpressional deformation, which is dated as Tertiary and more precisely from at least the Eocene to Middle Miocene. This deformation is attributed to the main and late-orogenic collision between the Apulian – Eurasian plates.

The younger activation of the faults defines NE-SW and N-S extensional regimes that are post-collisional ones and related to the Hellenic subduction zone. These regimes fit well with the already reported extensional regimes since the Late Miocene (Pavlidis and Kiliadis 1987; Mercier et al. 1989; Pavlidis et al. 1990; Tranos 1998; Mountrakis et al. 2006). The uplift of the Athos peninsula is attributed to the NE-SW extension, whereas the final configuration of Mt. Athos is mainly attributed to the N-S extension.

5. Acknowledgments

Dr. Uwe Ring and Dr. Clark Burchfiel are thanked for their comments and suggestions.

6. References

- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, 103, 363-376.
- Christofides, G., D'Amico, C., Del Moro, A., Eleftheriadis, G. & Kyriakopoulos, C., 1990. Rb/Sr geochronology and geochemical characters of the Sithonia plutonic complex (Greece). *Eur. J. Mineral.*, 2, 79-87.
- Chatzidimitriadis, E., Kiliyas, A., Staikopoulos, G., 1985. Nouvi aspetti petrologici e tettonici del massiccio Serbomacedonne e delle regioni adiacenti, della Grecia del Nord. *Boll. Soc. Geol. It.*, 104, 515-526.
- De Wet, A. P., Miller, J. A., Bickle, M. J. & Chapman, H. J., 1989. Geology and geochronology of the Arnea, Sithonia and Ouranopolis intrusions, Chalkidiki peninsula, northern Greece. *Tectonophysics*, 161, 65-79.
- Dinter, D. A., Royden, L., 1993. Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley detachment system and the Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, 21, 45-48.
- Dixon, J. E., Dimitriadis, S., 1984. Metamorphosed ophiolitic rocks from the Serbomacedonian Massif, near Lake Volvi, Northeast Greece. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., 17, 603-618.
- Karfakis, J., Doutsos, T., 1995. Late orogenic evolution of the Circum-Rhodope Belt, Greece. *N. Jahrb. Geol. Paläont. Mh.*, 5, 305-319.
- Kauffmann, 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*, 7, t. XVIII, n° 2. 225-230.
- Kiliyas, A., Falalakis, G., Mountrakis, D., 1999. Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic hinterland (Macedonia, Greece). *Int. Journ. Earth Sciences*, 88, 513-531.
- Kockel, F., Mollat, H., and Walther, H. W., 1977. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1:100.000 (Nord-Griechenland). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 119 pp.
- Kockel, F., and Mollat, H., 1978. Geologic map of Greece 1:50.000 scale, Athos sheet. Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens.
- Kontopoulou, D., Zananiri, I., Michard, A., Feinberg, H., Atzemoglou, A., Pozzi, J.-P. & Voidomatis, Ph. Neogene tectonic rotations in the vicinity of the North Aegean Trough: New palaeomagnetic evidence from Athos and Samothraki (Greece). *Submitted to 11th International Congress of the Geol. Soc. Greece*.
- Koukouvelas, I., Doutsos, T., 1990. Tectonic stages along a traverse cross cutting the Rhodopian zone (Greece). *Geol. Rundschau*, 79, 3, 753-776.
- Mercier, J.-L., Simeakis, K., Sorel, D., Vergely, P., 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research*, 2, 49-71.
- Mountrakis, D., 2002. Tectonic evolution of the Hellenic orogen. Geometry and kinematics of the deformation. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXIV, 2113-2126 (in Greek with English abstract).
- Mountrakis, D., Tranos, M., Papazachos, C., Thomaidou, E., Karagianni, E., Vamvakaris, D., 2006. Neotectonic and seismological data concerning major active faults, and the stress regimes of Northern Greece. In: A. H. F. Robertson & Mountrakis, D. (eds), *Tectonic*

- development of the Eastern Mediterranean region. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 260, 649-670.
- Mussalam, K., Jung, D., 1986. Petrology and geotectonic significance of salic rocks preceding ophiolites in the Eastern Vardar Zone, Greece. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 35, 217-242.
- Papadopoulos, C., Kiliass, A., 1985. Alterbeziehungen zwischen Metamorphose und Deformation im zentralen Teil des Serbomazedonischen Massivs (Vertiskos Gebirge, Nord-Griechenland). *Geol. Rundsch.*, 74, 77-85.
- Papanikolaou, D., Alexandri, M., Nomikou, P., Ballas, D., 2002. Morphotectonic structure of the western part of the North Aegean Basin based on swath bathymetry. *Marine Geology*, 190, 465-492.
- Pavlidis, S. B., Kiliass, A. A., 1987. Neotectonic and active faults along the Serbomacedonian zone (SE Chalkidiki, northern Greece). *Ann. Tecton.*, 1, 97-104.
- Pavlidis, S., Mountrakis, D., Kiliass, A., Tranos, M., 1990. The role of strike-slip movements in extensional area of Northern Aegean, (Greece). A case of transtensional tectonics. *Ann. Tecton.*, 4, 196-211.
- Sakellariou, D., 1989. The geology of the Serbomacedonian massif in the northeastern Chalkidiki peninsula, North Greece. Deformation and metamorphism. *PhD thesis*, Univ. Mainz, 177pp.
- Sakellariou, D., 1993. Tectonometamorphic evolution of the geotectonic units of the Chalkidiki peninsula. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXVIII, 165-177.
- Sapountzis, I., Petrography and geological setting of the greengneisses of Thessaloniki. *PhD thesis*, Univ. Thessaloniki (in Greek with English summary).
- Tikoff, B., Peterson, K., 1998. Physical experiments of transpressional folding. *J. Struct. Geol.* 20, 661-672.
- Tranos, M. D., 1998. Contribution to the study of the neotectonic deformation in the area of Central Macedonia and North Aegean. *PhD thesis*, Univ. Thessaloniki (in Greek with English summary).
- Tranos, M. D., 2004. Faulting of the Lemnos Island (northern Greece). In: A. A. Chatzipetros and S. B. Pavlidis (eds), *Proceedings of the 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, vol. 1, 205-208.
- Tranos, M. D., Kachev, V. N., Mountrakis, D. M., 2006. Transtensional origin of the Simitli basin, SW Bulgaria. In: M. Sudar, M. Ercegovac and A. Grubić, *Proceedings of the XVIIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association*, 636-640.
- Tranos, M. D., Kiliass, A. A., Mountrakis, D. M., 1993. Emplacement and deformation of the Sithonia granitoid pluton (Macedonia, Hellas). *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXVIII, 195-210.
- Tranos, M. D., Kiliass, A. A., Mountrakis, D. M., 1999. Geometry and kinematics of the Tertiary post-metamorphic Circum Rhodope Belt Thrust System (CRBTS), Northern Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXXIII, 5-16.
- Vergely, P., 1984. Tectonique des ophiolites dans le Hellenides internes. Consequences sur l'évolution des regions Tethysiennes occidentales. *PhD thesis*, University of Paris, Paris.