



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



ΑΝΤΡΙΑΝΗ ΒΑΡΝΑΒΑ
MSc Γεωλόγος

ΑΡΧΙΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ, ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ
ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΟΥ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑΤΟΣ
ΜΑΜΩΝΙΩΝ ΚΑΙ ΤΩΝ ΟΦΙΟΛΙΘΙΚΩΝ ΜΕΙΓΜΑΤΩΝ
ΤΗΣ ΝΔ ΚΥΠΡΟΥ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

«Η υλοποίηση της διδακτορικής διατριβής συγχρηματοδοτήθηκε από την Ελλάδα και την Ευρωπαϊκή Ένωση (Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο) μέσω του Επιχειρησιακού Προγράμματος «Ανάπτυξη Ανθρώπινου Δυναμικού, Εκπαίδευση και Διά Βίου Μάθηση», 2014-2020, στο πλαίσιο της Πράξης «Ενίσχυση του ανθρώπινου δυναμικού μέσω της υλοποίησης διδακτορικής έρευνας Υποδράση 2: Πρόγραμμα χορήγησης υποτροφιών ΙΚΥ σε υποψηφίους διδάκτορες των ΑΕΙ της Ελλάδας».



Ευρωπαϊκή Ένωση
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο

Επιχειρησιακό Πρόγραμμα
Ανάπτυξη Ανθρώπινου Δυναμικού,
Εκπαίδευση και Διά Βίου Μάθηση

Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2023





ARISTOTLE UNIVERSITY OF THESSALONIKI
FACULTY OF SCIENCES
SCHOOL OF GEOLOGY



ANTRIANI VARNAVA
MSc Geologist

STRUCTURAL ARCHITECTURE, KINEMATICS OF DEFORMATION
AND GEOTECTONIC EVOLUTION OF MAMONIA COMPLEX AND
OPHIOLITE MÉLANGES OF SW CYPRUS

DISSERTATION THESIS

«The implementation of the doctoral thesis was co-financed by Greece and the European Union (European Social Fund-ESF) through the Operational Programme «Human Resources Development, Education and Lifelong Learning» in the context of the Act “Enhancing Human Resources Research Potential by undertaking a Doctoral Research” Sub-action 2: IKY Scholarship Programme for PhD candidates in the Greek Universities».



Operational Programme
Human Resources Development,
Education and Lifelong Learning
Co-financed by Greece and the European Union



THESSALONIKI
2023





ANTPIANH BARNABA
MSc Γεωλόγος

ΑΡΧΙΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ, ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΚΑΙ
ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΟΥ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑΤΟΣ ΜΑΜΩΝΙΩΝ ΚΑΙ
ΤΩΝ ΟΦΙΟΛΙΘΙΚΩΝ ΜΕΙΓΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΝΔ ΚΥΠΡΟΥ

Εκπονήθηκε στον Τομέα Τεκτονικής, Ιστορικής και Εφαρμοσμένης Γεωλογίας του Τμήματος
Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. τον Σεπτέμβριο του 2023

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 30/10/2023

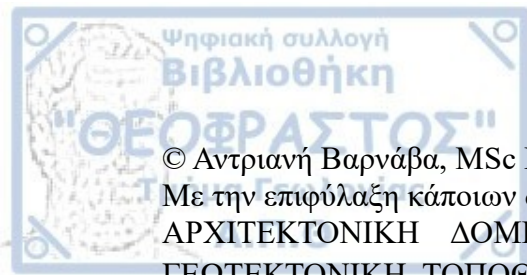
Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Νο: 237

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Ομότιμος Καθηγητής Αδαμάντιος Κίλιας, Επιβλέπων
Αναπλ. Καθηγητής Αλέξανδρος Χατζηπέτρος, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής
Επιτροπής
Καθηγήτρια Λαμπρινή Παπαδοπούλου, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Εξεταστική Επιτροπή

Ομότιμος Καθηγητής Αδαμάντιος Κίλιας
Αναπλ. Καθηγητής Αλέξανδρος Χατζηπέτρος
Καθηγήτρια Λαμπρινή Παπαδοπούλου
Καθηγητής Αντώνιος Κορωναίος
Καθηγητής Βασίλειος Μέλφος
Επίκουρος Καθηγητής Άγγελος Μαραβέλης
Καθηγητής Χρήστος Πικριδάς



© Αντριανή Βαρνάβα, MSc Γεωλόγος, 2023

Με την επιφύλαξη κάποιων δικαιωμάτων.

ΑΡΧΙΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ, ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΟΥ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑΤΟΣ ΜΑΜΩΝΙΩΝ ΚΑΙ ΤΩΝ ΟΦΙΟΛΙΘΙΚΩΝ ΜΕΙΓΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΝΔ ΚΥΠΡΟΥ.-*Διδακτορική Διατριβή*

Το έργο παρέχεται υπό τους όρους Creative Commons CC BY-NC-SA 4.0.

© Antriani Varnava, MSc Geologist, 2023

Some rights reserved.

STRUCTURAL ARCHITECTURE, KINEMATICS OF DEFORMATION AND GEOTECTONIC EVOLUTION OF MAMONIA COMPLEX AND OPHIOLITE MÉLANGES OF SW CYPRUS.-*Ph.D. Thesis*

The work is provided under the terms of Creative Commons CC BY-NC-SA 4.0.

Citation:

Βαρνάβα, Α., 2023.-Αρχιτεκτονική δομή, Κινηματική της Παραμόρφωσης και Γεωτεκτονική Τοποθέτηση του συμπλέγματος Μαμωνίων και των Οφιολιθικών Μειγμάτων της ΝΔ Κύπρου. Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμ. Γεωλογίας Νο 237, 205 σελ.

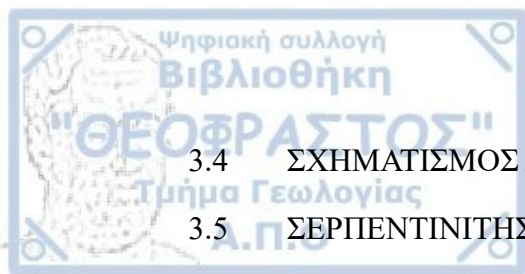
Varnava, A., 2023.-Structural Architecture, Kinematics of Deformation and Geotectonic Evolution of Mamonia Complex and Ophiolite Mélanges of SW Cyprus. Ph.D. Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Annex Number of Scientific Annals of the School of Geology No 237, 205 pp.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

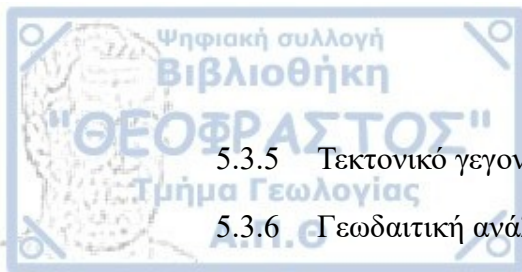


ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΟΧΟΜΕΝΩΝ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
1.1 ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ ΚΑΙ ΣΤΟΧΟΙ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ	2
1.2 ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	4
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΣΥΝΘΕΣΗ	7
2.1 ΟΡΟΓΕΝΕΤΙΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΤΟΥ ΩΚΕΑΝΟΥ ΤΗΣ ΤΗΘΥΟΣ-ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ	7
2.2 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΤΗΣ ΚΥΠΡΟΥ-ΚΥΠΡΙΑΚΟ ΟΡΟΓΕΝΕΣ ..	15
2.2.1 Οφιολιθικό Σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα	17
2.2.2 Αυτόχθονη Ιζηματογενή Ακολουθία	25
2.2.3 Γεωτεκτονική ζώνη της Κερύνειας	29
2.2.4 Σύμπλεγμα Μαμωνίων	32
2.3 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΚΥΠΡΙΑΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ	32
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΤΗΣ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΗΣ ΚΥΠΡΟΥ-ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ	36
3.1 ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΝΔ ΚΥΠΡΟΥ	36
3.2 ΟΜΑΔΑ ΔΙΑΡΙΖΟΣ	42
3.2.1 Σχηματισμός Φασούλα	42
3.2.1.1 Μέλος Χολέτρια	43
3.2.2 Σχηματισμός Λουτρά της Αφροδίτης	45
3.2.3 Σχηματισμός Πέτρα του Ρωμιού	46
3.2.4 Σχηματισμός Μαυροκόλυμπος	49
3.3 ΟΜΑΔΑ ΑΓΙΟΣ ΦΩΤΙΟΣ	51
3.3.1 Σχηματισμός Βλάμπουρος	53
3.3.2 Σχηματισμός Μαρώνας	59
3.3.3 Σχηματισμός Επισκοπή	63
3.3.3.1 Μέλος Ακάμα	67



3.4	ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΑΓΙΑ ΒΑΡΒΑΡΑ	68
3.5	ΣΕΡΠΕΝΤΙΝΙΤΗΣ.....	73
3.6	ΚΑΘΗΚΑΣ ΜΕΛΑΝΓΕ	76
3.7	ΜΟΝΗ ΜΕΛΑΝΓΕ.....	77
3.7.1	Μέλος Παρεκκλησιά.....	78
3.7.2	Μέλος Μοναγρούλι.....	79
3.8	ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΠΕΡΑΠΕΔΙ	80
3.9	ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΚΑΝΝΑΒΙΟΥ.....	80
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ		84
4.1	ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ.....	84
4.2	ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ.....	88
4.2.1	Επεξεργασία ακτινοζώνων.....	88
4.2.2	Επεξεργασία Τεκτονικών Παρατηρήσεων	90
4.2.3	Παρασκευή λεπτών προσανατολισμένων τομών.....	95
4.2.4	Μέθοδος Θερμοβαρομετρίας.....	99
4.2.5	Γεωδαιτική επεξεργασία	100
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ		109
5.1	ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΣΤΗΛΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣ (ΕΡΙΣΚΟΡΙ SECTION)	109
5.2	ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ	115
5.2.1	Ορυκτολογική-Ορυκτοχημική σύσταση.....	117
5.2.2	Γεωθερμόμετρο αμφιβόλων (T).....	131
5.2.3	Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου (P).....	133
5.3	ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ.....	135
5.3.1	Τεκτονικό γεγονός (D ₀).....	137
5.3.2	Τεκτονικό γεγονός (D ₁).....	137
5.3.3	Τεκτονικό γεγονός (D ₂).....	142
5.3.4	Τεκτονικό γεγονός (D ₃).....	147



5.3.5 Τεκτονικό γεγονός (D ₄).....	150
5.3.6 Γεωδαιτική ανάλυση	154
5.3.7 Γεωλογικές τομές.....	159
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΣΥΖΗΤΗΣΗ	163
ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	174
ABSTRACT.....	178
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ.....	181



ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η διδακτορική διατριβή έχει ως θέμα την μελέτη της γεωλογικής δομής του συμπλέγματος Μαμωνίων που συναντάται στην νότιο-νοτιοδυτική Κύπρο. Ειδικότερα, εξετάζονται η γεωμετρία και η κινηματική παραμόρφωσης, αλλά και η γεωδυναμική εξέλιξη του σε σχέση με το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τρόοδους-Ακάμα. Ο συσχετισμός των δύο αυτών συμπλεγμάτων εξετάζεται με τη χρήση στρωματογραφικών, πετρογραφικών και τεκτονικών στοιχείων, όπως και με την εφαρμογή σύγχρονων μεθόδων τεκτονικής.

Η διδακτορική διατριβή αποτελείται από έξι Κεφάλαια, την περίληψη τόσο ελληνική όσο και αγγλική, τις σχετικές βιβλιογραφικές αναφορές (ξενόγλωσσες και ελληνικές) και τα δύο παραρτήματα. Το Παράρτημα 1 συνθέτουν οι πίνακες ορυκτοχημικής ανάλυσης, ενώ το Παράρτημα 2 ένας γενικός γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης.

Στο πρώτο κεφάλαιο της εισαγωγής, αναφέρεται εκτεταμένα το ερευνητικό πλαίσιο και οι στόχοι της διδακτορικής διατριβής, καθώς και τα κύρια γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης. Στο δεύτερο κεφάλαιο, το κυπριακό ορογενές εντάσσεται στη γεωδυναμική εξέλιξη του ωκεανού της Τηθύος και αναφέρονται εν συντομία οι μεγάλες γεωτεκτονικές ενότητες από τις οποίες απαρτίζεται. Στο τρίτο κεφάλαιο, αναφέρονται γενικά στοιχεία αλλά και σχετικές προϋπάρχουσες απόψεις για τη γεωλογική δομή των ποικίλων σχηματισμών που συναντώνται στην νότιο-νοτιοδυτική Κύπρο. Αναλυτικότερα, παρουσιάζονται οι δύο τεκτονοστρωματογραφικές ομάδες του συμπλέγματος Μαμωνίων, τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, οι σερπεντινίτες αλλά και λοιποί σχηματισμοί, δίνοντας έμφαση στην πετρολογική και στρωματογραφική συσχέτιση τους. Στο τέταρτο κεφάλαιο, προσδιορίζονται οι τοποθεσίες δειγματοληψίας και οι μέθοδοι επεξεργασίας που χρησιμοποιήθηκαν για την υλοποίηση της διδακτορικής διατριβής. Το πέμπτο και σημαντικότερο κεφάλαιο, αναφέρεται στα αποτελέσματα που προέκυψαν από την παρούσα μελέτη και διαχωρίζεται σε τρία κύρια υποκεφάλαια, τη στρωματογραφική μελέτη του Σχηματισμού Επισκοπή, την ορυκτοχημική ανάλυση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα και την τεκτονική ανάλυση της γεωδυναμικής εξέλιξης του συμπλέγματος Μαμωνίων βάσει υπαίθριων και μικροσκοπικών παρατηρήσεων, καθώς και γεωδαιτικών αναλύσεων. Στο έκτο



κεφάλαιο, γίνεται διεξοδική συζήτηση των αποτελεσμάτων σε σύγκριση με την ήδη υπάρχουσα βιβλιογραφία και τις απόψεις άλλων ερευνητών, καθώς επίσης προτείνονται το γεωτεκτονικό μοντέλο και η τεκτονοστρωματογραφική στήλη που προέκυψαν βάσει των αποτελεσμάτων της παρούσας μελέτης.

Το θέμα της διδακτορικής διατριβής ανατέθηκε στις 20/10/2017, με Επιβλέποντα τον Ομότιμο Καθηγητή Αδαμάντιο Κίλια και μέλη της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής τον Αναπληρωτή Καθηγητή Αλέξανδρο Χατζηπέτρο και την Καθηγήτρια Λαμπρινή Παπαδοπούλου. Η υλοποίηση της διδακτορικής διατριβής συγχρηματοδοτήθηκε από την Ελλάδα και την Ευρωπαϊκή Ένωση (Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο) μέσω του Επιχειρησιακού Προγράμματος «Ανάπτυξη Ανθρώπινου Δυναμικού, Εκπαίδευση και Δια Βίου Μάθηση», 2014-2020, στο πλαίσιο της Πράξης «Ενίσχυση του ανθρώπινου δυναμικού μέσω της υλοποίησης διδακτορικής έρευνας Υποδράση 2: Πρόγραμμα χορήγησης υποτροφιών ΙΚΥ σε υποψηφίους διδάκτορες των ΑΕΙ της Ελλάδας».

Το πρώτο ευχαριστώ δικαιωματικά το οφείλω στον Επιβλέποντα μου, Ομότιμο Καθηγητή Αδαμάντιο Κίλια, για την άπογη πολυετή συνεργασία μας, την αμέριστη συμπαράσταση και την επιστημονική καθοδήγηση που μου παρείχε όλα αυτά τα χρόνια.

Θερμές ευχαριστίες και στα άλλα δύο μέλη της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, τον Αναπληρωτή Καθηγητή Αλέξανδρο Χατζηπέτρο και την Καθηγήτρια Λαμπρινή Παπαδοπούλου.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω να αποδώσω στον Αναπληρωτή Καθηγητή Αλέξανδρο Χατζηπέτρο για την επιστημονική και γραφειοκρατική καθοδήγηση που μου παρείχε κάθε φορά που τον χρειαζόμουν, για τα όμορφα επιστημονικά ταξίδια με τη συμμετοχή μας σε συνέδρια, αλλά και για την κατανόηση με την οποία διαχειρίστηκε κάθε απορία ή σκέψη μου.

Για τη διεκπεραίωση της παρούσας μελέτης οφείλω ένα μεγάλο ευχαριστώ στην Καθηγήτρια Λαμπρινή Παπαδοπούλου, όπου το παρόν εγχείρημα δεν θα ήταν εφικτό χωρίς τις διευκρινήσεις και τη συνεχόμενη καθοδήγησή της. Επίσης, η συμβολή της ήταν καταλύτης για την ολοκλήρωση των αναλύσεων στο σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM-EDS) και την πραγματοποίηση και ερμηνεία των διαγραμμάτων, των ορυκτοχημικών αναλύσεων κλπ. Την ευχαριστώ από τα βάθη της καρδιάς μου για την μεθοδικότητα και την σημαντική επιρροή που άσκησε πάνω μου, τόσο σε προσωπικό όσο και επιστημονικό επίπεδο.



Ευχαριστώ επίσης τα υπόλοιπα μέλη της Εξεταστικής Επιτροπής, τον Καθηγητή Αντώνη Κορωναίο, τον Καθηγητή Βασίλειο Μέλφο και τον Επίκουρο Καθηγητή Αγγελο Μαραβέλη του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ., αλλά και τον Καθηγητή κ. Χρήστο Πικριδά του Τμήματος Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών Α.Π.Θ., για την κριτική ανάγνωση της διδακτορικής διατριβής και τις χρήσιμες υποδείξεις τους.

Θερμές ευχαριστίες οφείλω σε όλο το προσωπικό του Τμήματος Γεωλογίας και ιδιαίτερα του Τομέα Τεκτονικής, Ιστορικής και Εφαρμοσμένης Γεωλογίας για τη συναδελφικότητα και την υποστήριξη τους κατά τη διάρκεια των πολλών χρόνων συνεργασίας μας. Ιδιαίτερα ευχαριστώ τον Δρ. Εμμανουήλ Κατριβάνο για την υποστήριξη, καθοδήγηση, συμπαράσταση και τις σημαντικές υποδείξεις του για την ολοκλήρωση της διδακτορικής διατριβής.

Δεν θα μπορούσα να παραλείψω τις θερμές ευχαριστίες μου σε όλους τους συναδέλφους γεωλόγους που συνεργαστήκαμε μαζί στο γραφείο, στο εργαστήριο ή και στην ύπαιθρο. Ιδιαίτερες ευχαριστίες σε αυτούς που κατά το πέρας των χρόνων γίναμε φίλοι και μοιραστήκαμε λύπες, χαρές, ανυπομονησίες, στιγμές κλπ.

Ευχαριστώ επίσης, τον Καθηγητή κ. Τανιέλ Δανελιάν του Πανεπιστημίου της Λιλ, στη Γαλλία, για την ευκαιρία που μου έδωσε να ταξιδέψω και να συνεργαστώ μαζί του, καθώς και για την επιστημονική καθοδήγηση του.

Ευχαριστώ θερμά το Εργαστήριο Εξέλιξης-Οικολογίας-Παλαιοντολογίας (Evo-Eco-Paleo laboratory (UMR 8198)) του Πανεπιστημίου της Λιλ, στη Γαλλία, για την αποδοχή συνεργασίας και την φιλοξενία που μου παρείχε. Ιδιαίτερα ευχαριστώ τη Sylvie Regnier και Léa Devaere για την αμέριστη υποστήριξη, συμπαράσταση, αλλά και πολύτιμη βοήθεια τους στην παρούσα μελέτη.

Εκφράζω θερμές ευχαριστίες στα Προγράμματα Erasmus+Σπουδές και Erasmus+Πρακτική του Α.Π.Θ. για την οικονομική υποστήριξη των κινητικοτήτων στο Πανεπιστήμιο της Λιλ, στη Γαλλία, με σκοπό την διεκπεραίωση σημαντικών αποτελεσμάτων της διδακτορικής διατριβής.

Θερμές ευχαριστίες οφείλω στον Καθηγητή κ. Nikita Bragin (Dr. Sci. Researcher at Russian Academy of Sciences) για την επιστημονική καθοδήγηση του σχετικά με την περιοχή μελέτης, αλλά και τη βοήθεια του κατά τη συλλογή της ραδιολαριτικής σειράς του Σχηματισμού Επισκοπή.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες θα ήθελα να εκφράσω για τον συνάδελφο γεωλόγο, αλλά και πολύ καλό φίλο, Δρ. Ηλία Λάζο ο οποίος συνέδραμε σημαντικά στην διεκπεραίωση και ερμηνεία των αποτελεσμάτων γεωδαιτικής ανάλυσης.



Η ολοκλήρωση της διδακτορικής μου διατριβής, βεβαίως, θα ήταν κυριολεκτικά αδύνατη χωρίς την ηθική και έμπρακτη συμπαράσταση της οικογένειάς μου. Οφείλω ένα πολύ μεγάλο ευχαριστώ στους γονείς μου, Παύλο και Ελένη, για όλα όσα κάνουν για εμένα καθημερινά και κυρίως για την αδιαπραγμάτευτη αγάπη και βαθιά πίστη τους σε εμένα, βασικά συστατικά που, όπως αντιλαμβάνομαι μεγαλώνοντας, με έχουν ολοκληρώσει ως άνθρωπο προσφέροντας μου μεγάλα αποθέματα αντοχής και δύναμης. Ιδιαίτερα ευχαριστώ τον μπαμπά μου, γιατί χωρίς αυτόν το παρόν εγχείρημα δεν θα ήταν εφικτό καθώς με συνόδευσε σε όλες τις υπαίθριες δειγματοληψίες μου δείχνοντας πίστη, σεβασμό και απaráμιλλη επιστημονική ικανότητα.

Οφείλω ένα πολύ μεγάλο ευχαριστώ στον σύζυγο μου, Θεοχάρη, ο οποίος βούτηξε μαζί μου στην περιπέτεια και εμπιστεύθηκε σθεναρά κάθε επιλογή μου με σεβασμό προς την επιστήμη μου. Επίσης τον ευχαριστώ για τη διαρκή συμπαράσταση κάθε είδους που μου προσέφερε από την αρχή έως το τέλος και για τη μοναδική ικανότητα που έχει να αποδίδει νόημα σε αυτό που κάνω κι όταν εγώ χάνω το νόημα, αλλά και για την ακλόνητη πίστη του «ότι θα τα καταφέρουμε να φτάσουμε στην κορυφή».

Επίσης, θερμές ευχαριστίες στους γονείς του συζύγου μου, Δημήτρη και Αντωνία, οι οποίοι στήριζαν κάθε σκέψη και επιθυμία μου με σεβασμό, πίστη και αγάπη. Τους ευχαριστώ θερμά για την συμπαράσταση τους στον καθημερινό δύσκολο αγώνα που είχα και την πίστη που έδειξαν σε εμένα.

Θερμές ευχαριστίες στην αδερφή μου Χρυσούλα, η οποία στήριζε και συνόδευσε αρκετά σκαμπανεβάσματα μου με αδιαπραγμάτευτη αγάπη και βαθιά πίστη σε εμένα.

Επίσης ευχαριστώ θερμά την πολύ καλή φίλη και συνάδελφο γεωλόγο, Αγάθη Σπανού, η οποία με συνόδευσε στην τελευταία υπαίθρια μελέτη και με στήριξε καθ' όλη τη διάρκεια της διδακτορικής μου διατριβής.

Τέλος, ένα πολύ μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στις φίλες μου, Ελένη και Μαρία, οι οποίες στήριζαν με σεβασμό τη διαδρομή μου προς την ολοκλήρωση της διδακτορικής μου διατριβής, αλλά και για την απaráμιλλη πίστη τους σε εμένα.

Αντριανή Βαρνάβα

Θεσσαλονίκη, Οκτώβριος 2023

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ανέκαθεν, η γεωλογία του νησιού της Κύπρου αποτελούσε εξαιρετικά σημαντικό ερευνητικό αντικείμενο, καθώς απαντάται σε μία περιοχή της ανατολικότερης Μεσογείου που υπέστη περίπλοκες τεκτονικές διεργασίες. Αρκετοί ερευνητές έστρεψαν την προσοχή τους στο οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα, το οποίο αποτελεί ένα καλοδιατηρημένο υπόλειμμα Μεσοζωικού ωκεάνιου φλοιού (Gass 1960, 1968, 1980; Moores & Vines 1971; Gass & Sweming 1973; Clube & Robertson 1986; Mukasa & Ludden 1987; Alerton & Vine 1987; Morris et al. 1990; Agar & Klitgord 1993; Gass et al. 1994; Cann et al. 2001; Robinson et al. 2003; Chan et al. 2007; Pearce & Robinson 2010; Kinnaird et al. 2011; Morris & Maffione 2016; Ring & Pantazides 2019; Martin 2019) και θεωρείται παγκοσμίως ως το ενδεικτικότερο παράδειγμα οφιολιθικών πετρωμάτων. Συγκεκριμένα, το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα, ηλικίας Ανώτερο Κρητιδικό, αναπτύχθηκε σε ένα συγκλίνων σύστημα το οποίο χαρακτηριζόταν από έναν αργά διανοιγόμενο άξονα μεσο-ωκεάνιας ράχης. Αποτέλεσμα αυτού ήταν η γένεση μίας επιμέρους ωκεάνιας λεκάνης η οποία τελούσε υπο-τμήμα του ωκεανού της Νεοτηθύος (Simonian & Gass 1978; Smewing et al. 1975; Bragin & Krylov 1996; Bragin & Krylov 1996b; Bragin & Krylov 1999a; Bailey et al. 2000; Lapierre et al. 2007; Chan et al. 2007; Chen & Robertson 2018; Varnava et al. 2021, 2022).

Το αλλόχθονο σύμπλεγμα Μαμωνίων που συναντάται στο νότιο-νοτιοδυτικό τμήμα της Κύπρου αποτελείται από σχηματισμούς βαθιάς θάλασσας. Οι γεωολογικοί σχηματισμοί του συμπλέγματος Μαμωνίων είναι πλήρως αποδεκτό ότι εξελίχθηκαν ως ένα παθητικό ηπειρωτικό περιθώριο (Robertson & Woodcock 1979; Swarbrick &

Robertson 1980; Malpas et al. 1993; Bragin & Krylov 1996; Bragin & Krylov 1996b; Bragin & Krylov 1999a; Bailey et al. 2000; Lapierre et al. 2007; Chan et al. 2007; Chen & Robertson 2018; Martin 2019; Bragin et al. 2021; Varnava et al. 2021, 2022). Το σύμπλεγμα Μαμωνίων έχει τεκτονιστεί και συνάμα επηρεαστεί από την νεότερη τεκτονική κατάρρευσης του Κυπριακού ορογενούς. Για την γεωδυναμική εξέλιξη του συμπλέγματος Μαμωνίων υπάρχουν αρκετά ερευνητικά ερωτήματα προς συζήτηση, τόσο για τη γεωλογία και δημιουργία του, όσο και για τη θέση του στον ωκεανό της Νεοτηθύος. Επιπρόσθετα, η τοποθέτηση και τεκτονική του σχέση με το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα αποτελούν επίσης θέμα προς συζήτηση. Αναλυτικότερα, η ανάπτυξη και γεωτεκτονική τοποθέτηση του συμπλέγματος Μαμωνίων στην μικρότερη περιθωριακή ωκεάνια λεκάνη στην οποία αναπτυσσόταν το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα θα μελετηθεί/αναλυθεί στα παρακάτω κεφάλαια.

Η παρούσα ανάλυση αποτελεί συνέχεια της κινηματικής παραμόρφωσης του ρήγματος Αρακαπά που μελετήθηκε από την παρούσα συγγραφέα (Varnava et al. 2018, 2019), όπου σε συνδυασμό με την πολυπλοκότητα της τεκτονικής του συμπλέγματος Μαμωνίων, προέκυψε το ερευνητικό ερώτημα της αποσαφήνισης του γεωτεκτονικού και στρωματογραφικού καθεστώτος του νοτιοδυτικού τμήματος της Κύπρου. Η παρούσα διδακτορική διατριβή έχει ως αντικείμενο τη μελέτη ενός μεγάλου τμήματος του συμπλέγματος Μαμωνίων με στόχο τη συνεισφορά στη γνώση της γεωτεκτονικής εξέλιξης της κυπριακού χώρου, αλλά και την προσπάθεια συσχετισμού του ελληνικού και κυπριακού γεωτεκτονικού χώρου.

1.1 ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ ΚΑΙ ΣΤΟΧΟΙ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Ποικίλες έρευνες (Lapierre 1975; Robertson & Woodcock 1979; Swarbrick & Robertson 1980; Robertson 1980; Lapierre et al. 2007; Malpas et al. 1993; Bragin & Krylov 1996; Bragin & Krylov 1996b; Bragin & Krylov 1999a; Bailey et al. 2000; Lapierre et al. 2007; Chan et al. 2007; Chen & Robertson 2018; Bragin et al. 2021; Varnava et al. 2021, 2022) έχουν συνταχθεί έως και σήμερα, όπου αναφέρονται στον τρόπο δημιουργίας και εξέλιξης του συμπλέγματος των Μαμωνίων, αλλά και τη σχέση του με το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα. Η παρούσα μελέτη εστιάζει στην αναλυτικότερη μελέτη ενός τμήματος του συμπλέγματος Μαμωνίων, όπως επίσης και την σχέση του με το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα.

Οι βασικότεροι στόχοι αφορούν στη διερεύνηση της γεωδυναμικής εξέλιξής του συμπλέγματος Μαμωνίων, εστιάζοντας στην στρωματογραφία, την ορυκτοχημική ανάλυση, αλλά και την τεκτονική παραμόρφωση του. Αναλυτικότερα, η παρούσα μελέτη στοχεύει στην τεκτονική μελέτη των ποικίλων γεωλογικών δομών του συμπλέγματος Μαμωνίων και των επάλληλων τεκτονικών γεγονότων που λειτούργησαν και σχετίζονται με την γεωδυναμική εξέλιξη του. Η διερεύνηση πραγματοποιήθηκε με τις νεότερες μεθόδους τεκτονικής (π.χ. αναγνώριση κινηματικών δεικτών στις προσανατολισμένες λεπτές τομές μεταμορφωμένων πετρωμάτων του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρας, αναγνώριση κινηματικών δεικτών από υπαίθριες παρατηρήσεις, αναγνώριση και προσδιορισμός των επαφών μεταξύ των σχηματισμών κλπ.). Επιπρόσθετα, με τη συστηματική ανάλυση και ταξινόμηση της βιοποικιλότητας των ακτινόζων (ραδιολάρια) στοχεύει στην μελέτη της ηλικίας του Σχηματισμού Επισκοπή (υπερκείμενος σχηματισμός ιζημάτων της Ομάδας Άγιος Φώτιος). Αξιοσημείωτη θα είναι η χρήση των γεωδαιτικών δεδομένων από τους μόνιμους σταθμούς GNSS του Δικτύου CYPOS, που βρίσκονται τοποθετημένοι στο νησί από το 2010, βάσει των οποίων θα αποτυπωθεί το σύγχρονο τεκτονικό καθεστώς που επικρατεί στην περιοχή μελέτης.

Αποτέλεσμα των παραπάνω στόχων είναι η τεκτονοστρωματογραφική στήλη και το γεωδυναμικό μοντέλο του συμπλέγματος Μαμωνίων σε σχέση με το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα.

Κατά τη διάρκεια εκπόνησης της διδακτορικής διατριβής ακολουθήθηκαν(?) τα παρακάτω στάδια:

1. Παρατήρηση των κινηματικών δεικτών των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα (Ayias Varvaras Formation) με σκοπό την αναγνώριση των τεκτονικών γεγονότων που έλαβαν χώρα.
2. Ορυκτοχημική ανάλυση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα (Ayias Varvaras Formation) με σκοπό την εξακρίβωση της γεωδυναμικής εξέλιξής τους.
3. Μελέτη και ταξινόμηση των ακτινόζων (ραδιολάρια) με σκοπό την διευκρίνιση της βιο-στρωματογραφίας ενός τμήματος του σχηματισμού Επισκοπή (Ayios Photios Group).
4. Υπαίθρια παρατήρηση στην περιοχή μελέτης των τεκτονικών δομών για καθορισμό των τεκτονικών γεγονότων, τόσο παλαιότερων όσο και των νεότερων, που έλαβαν χώρα.

5. Καθορισμός του σύγχρονου τεκτονικού πεδίου μέσω των γεωδαιτικών δεδομένων από τους μόνιμους σταθμούς GNSS του Δικτύου CYPOS και τον υπολογισμό της επιφανειακής παραμόρφωσης.

1.2 ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Το σύμπλεγμα Μαμωνίων συναντάται στην επαρχία της Πάφου (Σχ. 1.1) η οποία βρίσκεται στο νοτιοδυτικό τμήμα της Κύπρου, με την πόλη της Πάφου να είναι πρωτεύουσα της ομώνυμης επαρχίας. Η επαρχία της Πάφου χαρακτηρίζεται ως η τέταρτη σε έκταση επαρχία του νησιού της Κύπρου και καλύπτει το 15,04% του νησιού το οποίο κυμαίνεται σε έκταση περίπου 1389,819km² (CYSTAT, 2016). Στις ανατολικές παρυφές της, η επαρχία της Πάφου συνορεύει με την επαρχία Λευκωσίας και Λεμεσού. Διοικητικά, η επαρχία της Πάφου διαιρείται σε 4 κύριους δήμους, οι οποίοι είναι ο Δήμος Πάφου, Γεροσκήπου, Πέγειας και Πόλης Χρυσοχούς, αλλά και 121 χωριά/κοινότητες.

Υψομετρικά, η περιοχή της Πάφου, δεν χαρακτηρίζεται από μεγάλα υψόμετρα, όπου κυμαίνονται από 20m έως 1,144m. Το Βουνί της Παναγιάς συναντάται στα 1,144m, ενώ ακολουθούν το χωριό Παναγιά σε υψόμετρο 900m και τα χωριά Στατός-Άγιος Φώτιος και Μαμούνταλι σε υψόμετρο 800m. Το χαμηλότερο υψόμετρο της επαρχίας Πάφου, σημειώνεται για το χωριό Μανδριά και τον Δήμο Πόλης Χρυσοχούς, περίπου στα 20m.

Η επαρχία της Πάφου διατρέχεται από επτά ποταμούς οι οποίοι πηγάζουν όλοι από την οροσειρά του Τροόδους. Ο μεγαλύτερος είναι ο ποταμός Διαρίζος με μήκος 42km και έπειτα ακολουθούν ο Ξερός ποταμός με μήκος 41.5km, ο ποταμός Έζουσας με μήκος 41km, ο Μακούντα ποταμός με μήκος 18km, οι ποταμοί Μαυροκόλυμπος και Λειβάδι με μήκος 15km, και τέλος ο ποταμός Σταυρός της Ψώκας. Εξαιρετικές εμφανίσεις των σχηματισμών του συμπλέγματος Μαμωνίων παρατηρούνται στους ποταμούς Διαρίζος, Έζουσας και Μαυροκόλυμπος. Παραδείγματος χάριν, οι γεωτεκτονικά κατώτεροι ηφαίστειο-ιζηματογενείς σχηματισμοί του συμπλέγματος ανήκουν στην Ομάδα Διαρίζος, η οποία πήρε το όνομα της από το ομώνυμο ποτάμι, καθόσον εκεί παρατηρούνται οι ενδεικτικότερες εμφανίσεις τους.

Ο Διαρίζος ποταμός είναι ο τέταρτος μεγαλύτερος σε μήκος ποταμός της Κύπρου, με τις πηγές του να αναβλύζουν από την οροσειρά του Τροόδους εκβάλλοντας στην επαρχία της Πάφου κοντά στο χωριό Κούκλια, έχοντας λεκάνη απορροής περίπου

278km². Ο ποταμός Ξερός ή Ξεροπόταμος είναι ο πέμπτος μεγαλύτερος ποταμός της Κύπρου και πηγάζει από τις δυτικές παρυφές της οροσειράς του Τροόδους διασχίζοντας το δάσος της Πάφου και καταλήγοντας στις νότιες ακτές της επαρχίας Πάφου και στην περιοχή το χωριού Κούκλια. Ακολουθεί ο ποταμός Έζουσας ο οποίος είναι ο έκτος μεγαλύτερος ποταμός της Κύπρου πηγάζοντας από την οροσειρά του Τροόδους και καταλήγοντας κοντά στην Πάφο. Οι κοιλάδες των τριών αυτών ποταμών προστατεύονται από τις ειδικές διατάξεις της Κυπριακής και Ευρωπαϊκής νομοθεσίας για το φυσικό περιβάλλον (NATURA 2000) καθώς αποτελούν βιοτόπους εξαιρετικής σημασίας.

Ο ποταμός Μακούντας πηγάζει από τις βορειοδυτικές παρυφές του δάσους της Πάφου εκβάλλοντας βορειοδυτικά του χωριού Μακούντα. Ακολούθως ο ποταμός Λιβάδι πηγάζει σε υψόμετρο περίπου 1040m εντός του δάσους της Πάφου και οι εκβολές του συναντώνται βόρεια του χωριού Πωμός. Ακόμη ένας σημαντικός ποταμός, στον οποίο παρατηρούνται εξαιρετικές εμφανίσεις των ιζηματογενών σειρών του συμπλέγματος Μαμωνίων, είναι ο Μαυροκόλυμπος, του οποίου οι πηγές βρίσκονται μεταξύ των χωριών Στρουμπί (υψόμετρο 600m) και Τσάδας, με τις εκβολές του να συναντώνται στην θαλάσσια περιοχή του χωριού Κισσόνεργα. Ο ποταμός Σταυρός της Ψώκας συναντάται στις δυτικές παρυφές του δάσους της Πάφου διατρέχοντας κατά μήκος της έκτασης του.

Η επαρχία της Πάφου χαρακτηρίζεται από δύο δασικές περιοχές, όπου η μία κατηγοριοποιείται ως η μεγαλύτερη κρατική δασική έκταση του νησιού της Κύπρου.

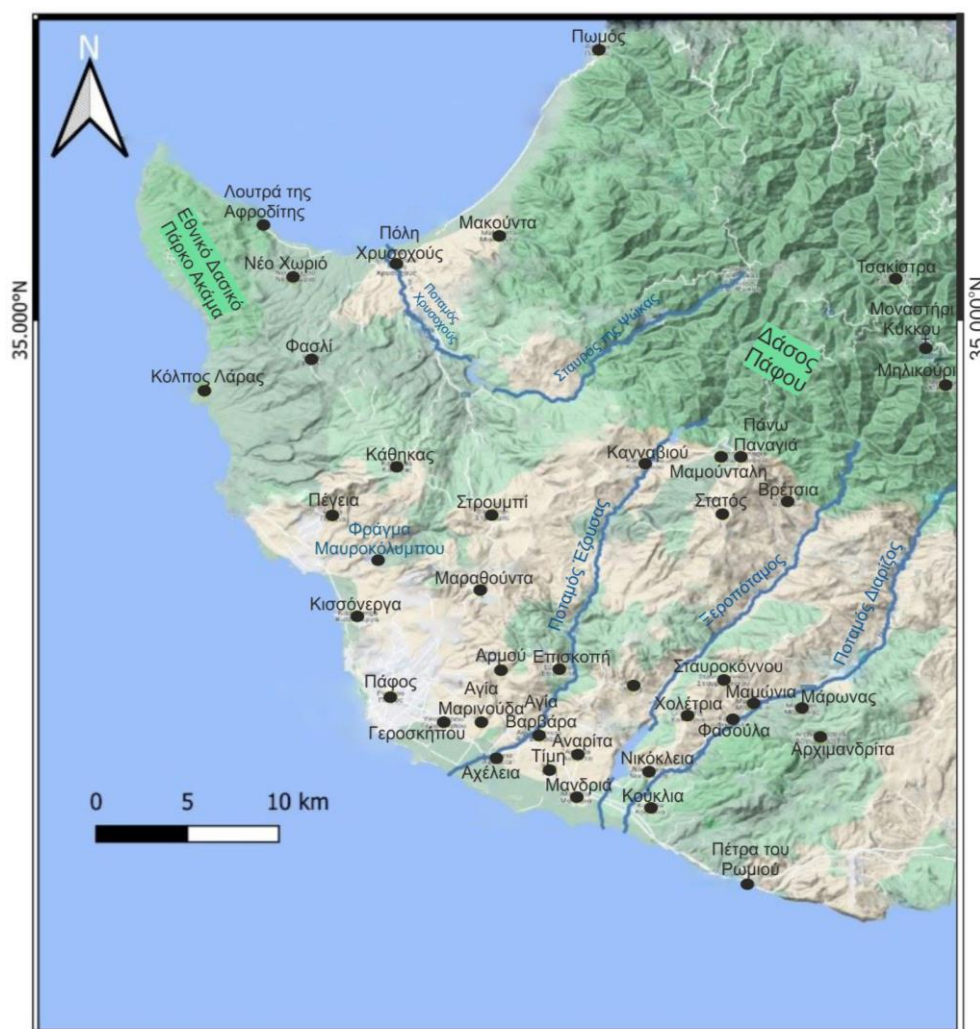
Η δασική αυτή έκταση κυμαίνεται στα 600km² αποτελώντας το Δάσος της Πάφου το οποίο καλύπτει 6,5% από την συνολική έκταση του νησιού. Το Δάσος της Πάφου καλύπτει ολόκληρο το δυτικό τμήμα της οροσειράς του Τροόδους, και κυρίως αποτελείται από δάση Τραχείας Πεύκης. Ενδεικτικά, εδώ παρατηρείται η φημισμένη κοιλάδα την Κέδρων, η οποία χαρακτηρίζεται από το ενδημικό είδος του Κυπριακού Κέδρου. Επίσης, ο κυριότερος Δασικός Σταθμός της Κύπρου, ο οποίος εκτείνεται κατά μήκος του ποταμού Σταυρός της Ψώκας βρίσκεται στο Δάσος της Πάφου. Συνολικά, η έκταση του Δάσους της Πάφου τελεί κρατική ιδιοκτησία με εξαίρεση τις περικλειστές περιοχές του Κάμπου της Τσακκίστρας στο χωριό Τσακκίστρα και του Μοναστηριού της Παναγίας του Κύκκου στο χωριό Μηλικούρι.

Ακόμα μία σημαντική δασική περιοχή της επαρχίας Πάφου είναι το δάσος του Ακάμα με την έκταση του καλύπτει περίπου 60.000 στρεμμάτων. Το ακρωτήριο του δάσους του Ακάμα, αλλά και η ομώνυμη χερσόνησος βρίσκονται στη βορειοδυτική

Εισαγωγή

άκρη του νησιού της Κύπρου. Η εξάπλωση του συγκεκριμένου δάσους εκτείνεται από τον κόλπο της Λάρας, το Νέο Χωριό της Πάφου και τα Λουτρά της Αφροδίτης έως το Ακρωτήριο Αρναούτη. Επιπλέον, το δάσος του Ακάμα, αποτελείται κυρίως από πεύκα, κυπαρίσσια και χαμηλής βλάστησης δέντρα και στο σύνολο του θεωρείται κρατική ιδιοκτησία, με εξαίρεση μία μικρή ιδιωτική έκταση, η οποία χρησιμοποιείται για γεωργικούς σκοπούς έχοντας αμυγδαλιές, αμπέλια και εποχιακά δημητριακά.

Αξιοσημείωτο είναι ότι, οι ονομασίες των γεωλογικών σχηματισμών του συμπλέγματος Μαμωνίων, οι οποίοι θα αναφερθούν αναλυτικότερα στο Κεφάλαιο 3, προέρχονται από χωριά της επαρχίας Πάφου, κυρίως από αυτά που υπαίθρια παρατηρούνται οι πιο καλοδιατηρημένες δομές και παρατηρήσεις τους.



Σχήμα 1.1. Χάρτης γενικής χρήσης στον οποίο διακρίνονται τα κυριότερα γεωγραφικά και γεωμορφολογικά στοιχεία της περιοχής μελέτης (πόλεις και χωριά, Εθνικά Δάση Κυπριακής Δημοκρατίας, υδρογραφικό δίκτυο κτλ.) (Προβολικό σύστημα EPSG: 4326).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΣΥΝΘΕΣΗ

2.1 ΟΡΟΓΕΝΕΤΙΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΤΟΥ ΩΚΕΑΝΟΥ ΤΗΣ ΤΗΘΥΟΣ-ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ

Ανέκαθεν ο ωκεανός της Τηθύος προσέλκυε την ερευνητική προσοχή. Όπως αναφέρουν ποικίλοι ερευνητές (π.χ. Dewey et al. 1973, Biju-Duval et al. 1977, Dercourt et al. 1986; Belov et al. 1986; Gatinsky 1986; Şengör 1979, 1984; Şengör et al., 1984; Robertson & Dixon 1984), οι γενικές πληροφορίες για αυτόν, είχαν ήδη καθιερωθεί από τα μέσα του προηγούμενου αιώνα, τόσο για την ύπαρξη όσο και την εξέλιξή του.

Γεωλογικά στοιχεία, υποδεικνύουν ότι ο ωκεανός της Τηθύος λειτούργησε για περίπου 250 Ma (Şengör 1979, 1984; Şengör et al., 1984; Chengfa et al. 1986; Adamia et al. 1981; Belov et al., 1982, 1986; Boulin 1988; Kazmin 1991), με το Αλπικό ορογενετικό σύστημα να οφείλει τη γένεση και εξέλιξή του στον συγκεκριμένο ωκεανό (Smith 1971; Dercourt et al., 1972; Şengör 1979; Smith & Woodcock 1982; Vergely 1984; Mountrakis 2006; Μουντράκης 2010).

Το Αλπικό ορογενετικό σύστημα, αποτέλεσμα των σχετικών κινήσεων των δύο ηπειρωτικών πλακών, Ευρασία και Γκοτβάννα, αποτελείται από μία διπλή ορεινή αλυσίδα (Σχ. 2.1). Η διπλή ορογενετική αλυσίδα αποτελούμενη από ποικίλους σχηματισμούς διαφορετικής προέλευσης, θεωρείται μία σύνθετη δομή (Kazmin 1991) και περιλαμβάνει όλους τους ορεινούς όγκους που προήλθαν από την πτύχωση, αλλά και την παραμόρφωση των αποτεθειμένων ιζημάτων, Μεσοζωικής και Τριτογενούς ηλικίας του ωκεανού της Τηθύος. Ορισμένοι σχηματισμοί δημιουργήθηκαν στο ενεργό περιθώριο της Ευρασίας σε εμπροσθοτόξιες και οπισθοτόξιες λεκάνες, καθώς επίσης

και λεκάνες νησιωτικών τόξων (Kazmin 1991). Ωστόσο, το μεγαλύτερο ποσοστό τους αποτελούν θραύσματα της Γκοντβάνας, η οποία αποτελούσε το παθητικό περιθώριο του ωκεανού της Τηθύος (Kazmin 1991).

Το Αλπικό ορογενετικό σύστημα χωρίζεται σε δύο κύριους κλάδους. Όπως φαίνεται στο Σχ. 2.2, ο βόρειος (Αλπιδικός) κλάδος εκτείνεται κατά μήκος όλης της ορογενετικής ζώνης και βρίσκεται άμεσα σε επαφή με την ηπειρωτική πλάκα της Ευρασίας. Ο κλάδος αυτός, σε μία κατεύθυνση από δυτικά προς ανατολικά (Σχ. 2.1-Σχ. 2.2), αποτελείται από τις Βατίδες οροσειρές που εξαπλώνονται από την Ιβηρική, τα Πυρηναία, τις Βόρειες Άλπεις, τα Καρπάθια, τις Βαλκανίδες, τις Ποντίδες, τον Καύκασο έως τα Ιμαλάια. Σε αντίθεση, ο νότιος (Διναρικός) κλάδος, στα νοτιότερα σημεία του, επωθείται απευθείας στις ηπειρωτικές πλάκες της Αφρικής, της Αραβίας και της Ινδίας, ενώ στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου επωθείται σε υπολείμματα ωκεάνιας πλάκας. Ο κλάδος αυτός, σε μία κατεύθυνση από δυτικά προς ανατολικά (Σχ. 2.1-Σχ. 2.2) αποτελείται από τον Άτλαντα, τη Σικελία, τα Απέννινα, τις Νότιες Άλπεις, τις Διναρίδες, τις Ελληνίδες, τις Ταυρίδες, τις Ιρανίδες (όρη Ζάγκρος), φτάνοντας επίσης έως τα Ιμαλάια (Κατριβάνος 2017; Marko et al. 2020).

Έτσι, πλην της Ανατολικής Μεσογείου, όπου συντελείται υποβύθιση υπολειμματικού ωκεάνιου φλοιού κάτω από τα πρίσματα επαύξησης του ηπειρωτικού φλοιού, κατά μήκος του υπόλοιπου ορογενετικού συστήματος της Τηθύος έχει πραγματοποιηθεί ηπειρωτική σύγκρουση μεταξύ Ευρασίας και Γκοντβάνας με καταστροφή της ωκεάνιας πλάκας (Παπανικολάου 2015). Πιο συγκεκριμένα, όπως αναφέρουν οι Cavazza & Wezel (2003), έχει ήδη αποδειχθεί με τη χρήση γεωφυσικών δεδομένων, ότι στο Ιόνιο-Λιβυκό Πέλαγος και στην ανατολικότερη Μεσόγειο κάτω από εκτεταμένα στρώματα Μεσοζωικών και Καινοζωικών ιζημάτων, συναντάται παλαιός ωκεάνιος φλοιός, Πέρμιας ηλικίας, ο οποίος υποβυθίζεται κάτω από το ηπειρωτικό τμήμα της «Calabria-Peloritani terrane» στην νοτιότερη Ιταλία και του τόξου Κρήτης-Κύπρου, αντίστοιχα (Σχ. 2.2).

Ποικίλα γεωδυναμικά μοντέλα έχουν προταθεί για τον ωκεανό της Τηθύος, σχετικά με την ύπαρξη και εξέλιξή του, κατά τη διάρκεια των γεωλογικών αιώνων. Παρόλα αυτά, παραμένουν ακόμη αδιευκρίνιστα ερωτήματα που σχετίζονται με το αν ο ωκεανός της Τηθύος εξελίχθηκε ως μία ενιαία θάλασσα χωρίς διαχωρισμούς, ή αν υφίστανται διαδοχικές μικρότερες ωκεάνιες περιοχές, τόσο χρονικά, όσο και εξελικτικά. Τα κύρια ερωτήματα, αφορούν το πόσες, ή και ποιες ήταν οι ωκεάνιες λεκάνες που λειτούργησαν ανάμεσα σε Ευρασία και Γκοντβάνα, καθώς επίσης

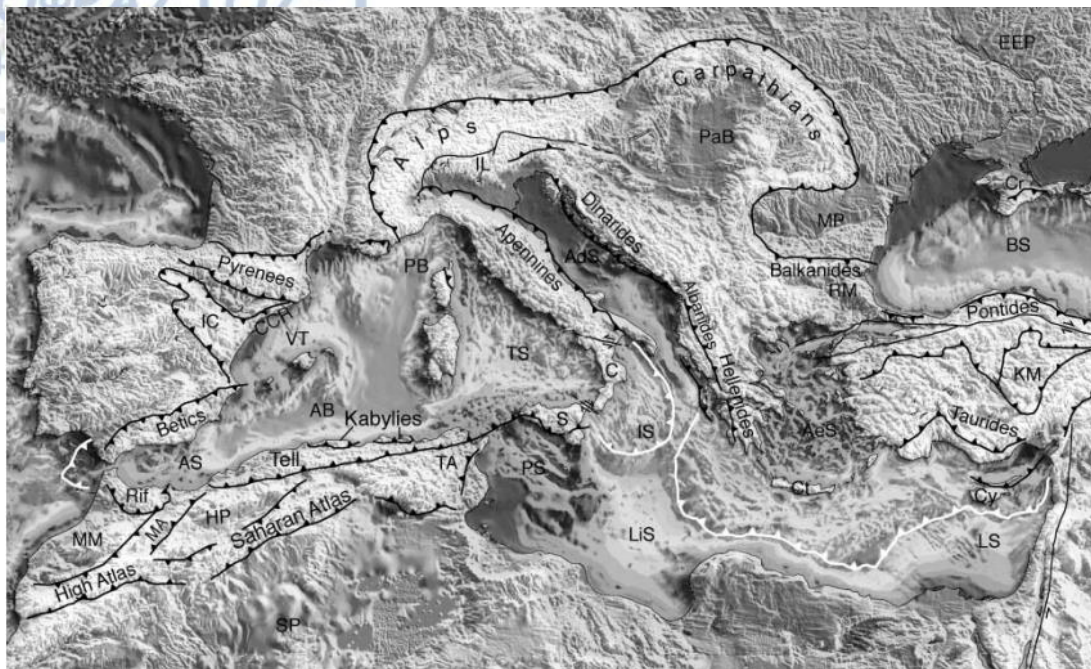
εγείρονται αρκετά ερωτήματα σχετικά με τη γεωτεκτονική εξέλιξη του ελλαδικού, αλλά και κυπριακού χώρου.

Ο ωκεανός της Τηθύος, για αρκετές δεκαετίες, θεωρούταν ως ένας μεγάλος και ενιαίος ωκεάνιος χώρος, κυρίως Μεσοζωικής ηλικίας, ο οποίος εκτεινόταν ανάμεσα στις ηπειρωτικές πλάκες της Ευρασίας και της Γκοντβάνας (Αφρική), προερχόμενος από το σπάσιμο της Παγγαίας, στο Περμοτριάδικό. Αρκετοί ερευνητές (π.χ. Dewey et al. 1973; Boccaletti 1979; Μουντράκης 1983; Şengör et al. 1984; Mountrakis 1986; Robertson et al. 1991; Stampfli & Hochard 2009), προτείνουν την ύπαρξη δύο τουλάχιστον ωκεάνιων χώρων. Οι ωκεάνιοι αυτοί χώροι, λειτούργησαν μεταξύ Ευρασίας και Γκοντβάνας και καλούνται Παλαιοτηθύς και Νεοτηθύς, με την τελευταία σύμφωνα με τους Stampfli et al. (2001) να διανοίγεται κατά το Περμοτριάδικό (Σχ. 2.3).

Ωστόσο, ο Stöcklin (1968, 1974) καθόρισε επίσημα αυτούς τους δύο μεγάλους ωκεάνιους χώρους. Όπως ανέφερε ο ωκεάνιος χώρος της Παλαιοτηθύς βρισκόταν βόρεια του Ιράν, εκτεινόμενος μεταξύ της Ευρασίας και των Κιμμερικών ηπειρωτικών τεμαχών, ενώ ο ωκεάνιος χώρος της Νεοτηθύς, λειτούργησε από το Πέρμιο έως το Κρητιδικό, διανοιγόμενος από την πλευρά της Γκοντβάνας, με τη συρραφή του να απαντάται μεταξύ του Ιράν και της Σαουδικής Αραβίας. Ο ωκεάνιος χώρος της Παλαιοτηθύς, θεωρείται ότι καταστράφηκε ολοσχερώς μεταξύ του Άνω Τριαδικού (Dercourt et al. 1986; Kazmin 1991) και Ιουρασικού (Şengör & Yilmaz 1981; Şengör 1984).



Σχήμα 2.1. Αλπικό ορογενετικό σύστημα (Marko et al. 2020).

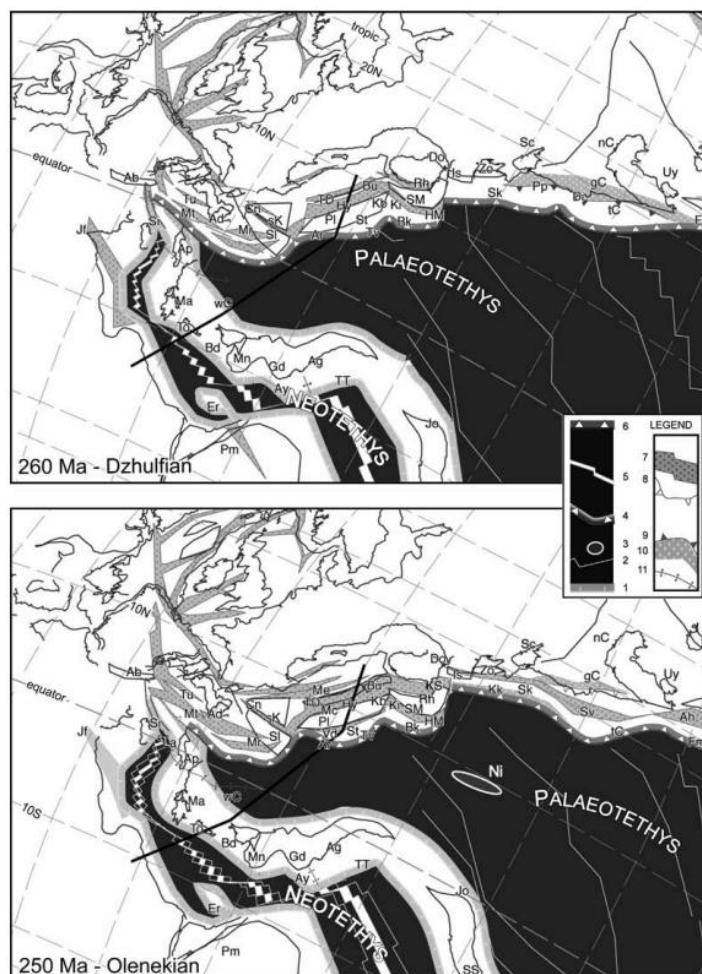


Σχήμα 2.2. Ψηφιακό μοντέλο εδάφους για την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου το οποίο παρουσιάζει τις κυρίες γεωτεκτονικές δομές. Οι επωθήσεις με λευκό χρώμα υποδηλώνουν το εξωτερικό μέτωπο παραμόρφωσης κατά μήκος του μετώπου υποβύθισης στο Ιονικό Πέλαγος και στην ανατολικότερη Μεσόγειο. Σύμβολα υπόδειξης: AB: λεκάνη της Αλγερίας, AS: Θάλασσα του Αλμποράν, AdS: Αδριατική Θάλασσα, AeS: Αιγαίο Πέλαγος, BS: Μαύρη Θάλασσα, C: Calabria-Peloritani terrane» στην νοτιότερη Ιταλία, CCR: Καταλανική Παράκτια Ζώνη οροσειρών, Cr: Κριμαία, Ct: Κρήτη, Cy: Κύπρος, EEP: Πλατφόρμα Ανατολικής Ευρώπης (Ρωσική Πλατφόρμα), HP: High Plateaux στην βορειότερη Αλγερία, km: Μάζα Κιρσεχίρ (Τουρκία), IC: Ιβηρική αλυσίδα οροσειρών, IL: Insubric line (τμήμα της Περιαδριατικής συρραφής), IS: Ιονικό Πέλαγος, LS: Θάλασσα του Λεβάντε, LiS: Λιβυκό Πέλαγος, MA: Μεσαίος Άτλαντας, MM: Μαροκινή Μεσέτα, MP: Πλατφόρμα Moesian, PB: Λεκάνη Προβηγκίας, PaB: Πεδιάδα της Παννονίας, PS: Πελαγική Υφαλοκρηπίδα, RM: Μάζα Ροδόπης, S: Maghrebides Σικελίας, SP: Πλατφόρμα Σαχάρας, TA: Άτλαντας, TS: Τυρρηνικό Πέλαγος, VT: Βύθισμα Βαλένθιας (Cavazza & Wezel 2003).

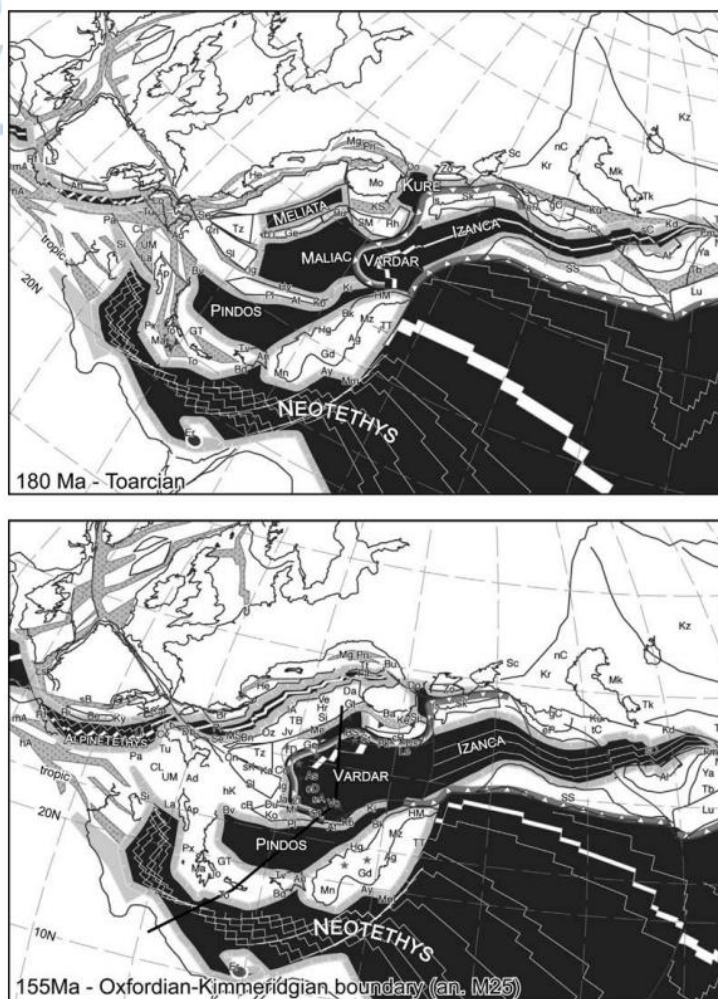
Σύμφωνα με τους Stampfli & Hochard (2009), πλην των δύο μεγάλων ωκεάνιων χώρων, στον οπισθοτόξιο χώρο, βόρεια της ζώνης υποβύθισης της Παλαιοιθηθύος, ξεκίνησαν να διανοίγονται κι άλλοι ωκεάνιοι χώροι. Οι συγκεκριμένοι ωκεάνιοι χώροι, λειτούργησαν ως δευτερεύοντες, και λόγω της Τριαδικής-Ιουρασικής ηλικίας τους, θεωρούνται ως αποτέλεσμα του ωκεανού της Νεοιθηθύος, αν και δεν έχουν άμεση σύνδεση με αυτόν, τόσο γεωλογικά, όσο και γεωγραφικά (Stampfli & Kozur 2006). Ως

εκ τούτου, σύμφωνα με τους Stampfli & Kozur (2006), θα πρέπει να ονομάζονται με τα τοπικά τους ονόματα (π.χ. Μέλιατα, Βαρδάρης, Πίνδος κλπ.).

Επομένως, η γεωδυναμική εξέλιξη του ωκεανού της Τηθύος κατά το Ιουρασικό, είναι αρκετά περίπλοκη. Εκτιμάται ότι αποτελούταν από πολυάριθμους μικρότερους ωκεάνιους χώρους, αλλά συνάμα κι από τον μεγάλο ωκεανό της Νεοτηθύος, ο οποίος σχηματιζόταν από την πλευρά της Γκοντβάνας (Σχ. 2.4). Επίσης, πολύπλοκη γεωδυναμική εξέλιξη, εκτιμάται και στα στάδια ωκεάνιας σύγκλισης, καθόσον αυτά δημιούργησαν νέες οπισθοτόξιες ωκεάνιες λεκάνες, ειδικότερα στην περιοχή της Τουρκίας, του Ιράν (Moix et al. 2008), καθώς και της Ελλάδας. Έτσι, τα οφιολιθικά συστήματα εκτιμάται ότι προήλθαν από αυτούς τους μικρότερους ωκεάνιους χώρους, καθώς οι παλαιότερες ωκεάνιες περιοχές είχαν ήδη εξαφανιστεί, χωρίς να παρατηρούνται στις μέρες μας υπολείμματα του θαλάσσιου πυθμένα τους (Stampfli & Borel 2002).



Σχήμα 2.3. Σχηματική απεικόνιση της γεωδυναμικής εξέλιξης του δυτικού ωκεανού της Τηθύος όπως αυτός εξελίχθηκε στο Ανώτερο Περμοτριαδικό (Stampfli & Borel 2004).

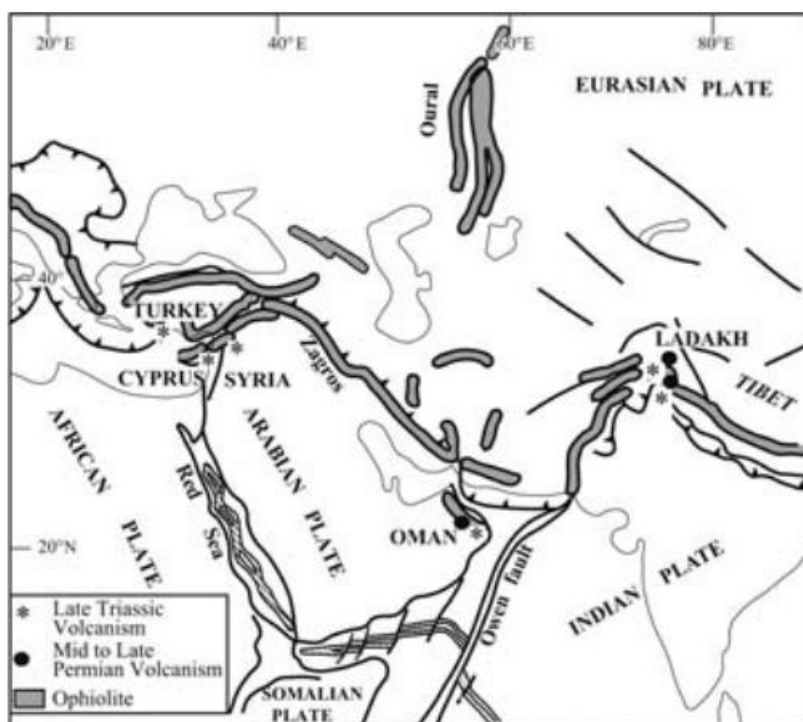


Σχήμα 2.4. Σχηματική απεικόνιση της γεωδυναμικής εξέλιξης του δυτικού ωκεανού της Τηθύος στο Μέσο-Ανώτερο Ιουρασικό, με τον ωκεάνιο χώρο της Παλαιοτηθύος να έχει κλείσει εντελώς. Στο σχήμα διακρίνονται συνάμα οι μικρότεροι ωκεάνιοι χώροι που αναπτύχθηκαν οπισθοτόξια (Stampfli & Kozur 2006 μορφοποιημένο από Stampfli & Borel 2004).

Αξίζει να τονισθεί, ότι τα ποικίλα γεωδυναμικά μοντέλα, τα οποία περιγράφουν την γεωδυναμική εξέλιξη του ωκεάνιου χώρου της Τηθύος, βασίζονται στην μελέτη και χρονολόγηση των θαλάσσιων ιζημάτων, καθώς επίσης και στην μελέτη των φάσεων παραμόρφωσης που παρατηρούνται σε αυτά. Καθοριστική σημασία, όμως, έχει η μελέτη των οφιολιθικών συστημάτων, που αποτελούν τμήματα του ωκεάνιου φλοιού και στις μέρες μας βρίσκονται τεκτονικά τοποθετημένα σε ιζήματα ηπειρωτικού περιθωρίου, ή και σε κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα, τα οποία αποτελούν το γεωλογικό υπόβαθρο των πλακών της Γκοντβάνας και της Ευρασίας.

Τεκτονικά, τα οφιολιθικά συστήματα του ωκεανού της Τηθύος, σε ορισμένες εμφανίσεις τους, συνδέονται και με ηφαιστειογενή πετρώματα, ηλικίας Πέρμιο και Άνω

Τριαδικό, όπου με τη σειρά τους, σχετίζονται στρωματογραφικά με πελαγικούς, ή και ασβεστόλιθους υφαλοκρηπίδας. Συγκεκριμένα, στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου (Σχ. 2.5), ηφαιστειακή δραστηριότητα παρατηρείται στην νοτιότερη Τουρκία (Αττάλεια και Χατάϊ), αλλά και στην νοτιοδυτική Κύπρο (Σύμπλεγμα Μαμωνίων-περιοχή μελέτης), ηλικίας Ανώτερο Τριαδικό (Marcoux 1970; Dumont et al. 1972; Robertson et al. 1990). Τα ηφαιστειογενή αυτά πετρώματα, σχετίζονται άμεσα με αποθέσεις που περιέχουν πελαγικά δίθυρα (*Halobia*), αμμωνίτες, κοράλλια και μικροπανίδα (Lapierre et al. 2007). Επίσης, δύο ηφαιστειακές δραστηριότητες καταγράφονται στην περιοχή Μπάερ-Μπασίτ της ΒΔ Συρίας, ηλικίας Ανώτερο Τριαδικό (Lapierre et al. 2007) και Κατώτερο-Μέσο Ιουρασικό (Al-Riyami et al. 2000).

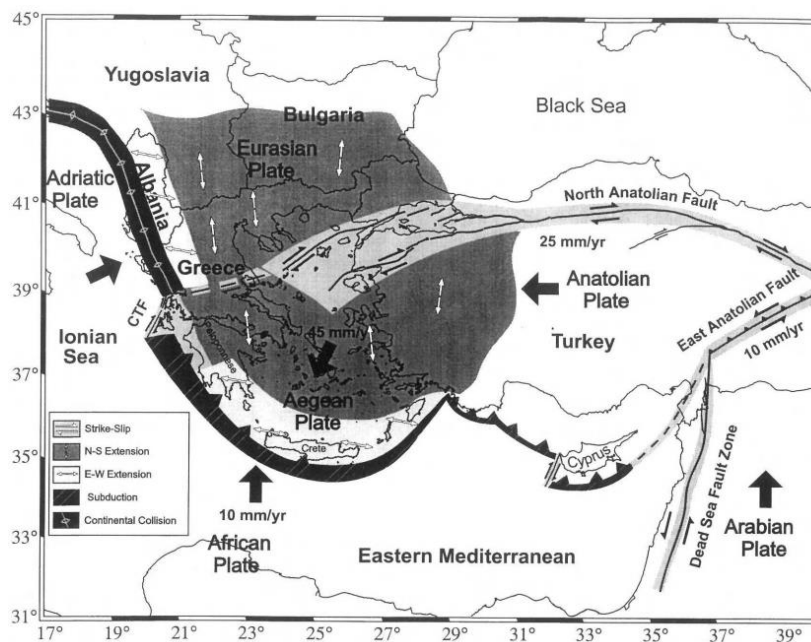


Σχήμα 2.5. Σκαριφηματικός χάρτης των οφιολιθικών συστημάτων και των Περμο-Τριαδικών ηφαιστειογενών ακολουθιών του ωκεανού της Νεοτηθύος (Lapierre et al. 2007 μετά από Searle 1983).

Τέλος, αξίζει να σημειωθεί ότι το Αλπικό ορογενετικό σύστημα είναι ακόμη ενεργό, με την γεωδυναμική ενεργότητά του να παρατηρείται στην Ανατολική Μεσόγειο. Οι πλάκες της Ευρασίας, Αφρικής και Αραβίας μετέχουν ενεργά στην γεωτεκτονική εξέλιξη της Ανατολικής Μεσογείου, έως και σήμερα (Parazachos et al. 1998). Οι σεισμοτεκτονικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στην Ανατολική Μεσόγειο, δεν

μπορούν να κατανοηθούν πλήρως από τις πολύ μικρές σχετικές κινήσεις, που συντελούνται μεταξύ των τριών αυτών μεγάλων ηπείρων/πλακών. Αποτέλεσμα αυτού είναι η παραμόρφωση της περιοχής, να υπολογίζεται από τρεις επιπρόσθετες μικροπλάκες, οι οποίες είναι της Ανατολίας, του Αιγαίου και της Αδριατικής (Papazachos et al. 1998).

Στο Σχ. 2.6 δίνεται η σχηματική απεικόνιση των κύριων πλακών και η οριοθέτηση των επιπρόσθετων μικροπλακών που συμμετέχουν στην ενεργό τεκτονική της Ανατολικής Μεσογείου, καθώς επίσης και οι σχετικές κινήσεις τους, με βάση την πλάκα της Ευρασίας. Για την ακρίβεια, το ρήγμα της Νεκράς Θάλασσας (Dead Sea Fault Zone) μετέχει στην κίνηση της Αραβικής πλάκας προς βόρεια, το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας (North Anatolian Fault) κινεί την μικροπλάκα της Ανατολίας προς ανατολικά και τέλος, η σύγκλιση των πλακών στο νότιο Αιγαίο ωθεί την Αφρικανική πλάκα να κινηθεί προς βόρεια (Σχ. 2.6).



Σχήμα 2.6. Απλοποιημένος χάρτης του Αιγαίου Πελάγους και της ευρύτερης περιοχής της Ανατολικής Μεσογείου, στον οποίο διακρίνονται, τόσο οι μεγάλες πλάκες όσο και οι μικροπλάκες που μετέχουν στην ενεργό γεωδυναμική τεκτονική της περιοχής. Επίσης, παρουσιάζεται η σύγχρονη διαμόρφωση του Ελληνικού και Κυπριακού τόξου. Με μαύρα βέλη υποδεικνύονται οι σχετικές κινήσεις της Ευρασιατικής πλάκας (DeMets et al. 1990; Oral et al. 1995), ενώ με μικρά άσπρα βέλη υποδεικνύονται οι διευθύνσεις των εσωτερικής εκτατικής παραμόρφωσης που δέχεται η μεγαλύτερη περιοχή του Αιγαίου (Papazachos et al. 1998).

Όπως είναι αντιληπτό, η περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου προσελκύει συνεχώς την επιστημονική κοινότητα, και κάπως έτσι το ενδιαφέρον για το γεωλογικό καθεστώς του νησιού της Κύπρου, ξεπερνάει κάθε αναλογία σε σχέση με την κλίμακα μεγέθους του νησιού. Τα θέματα αυτά, θα αναλυθούν και στα επόμενα Κεφάλαια, καθώς η διαδρομή στην γεωλογία της Κύπρου και το Κυπριακό ορογενές, ξεκινάει από την επόμενη ενότητα.

2.2 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΤΗΣ ΚΥΠΡΟΥ-ΚΥΠΡΙΑΚΟ ΟΡΟΓΕΝΕΣ

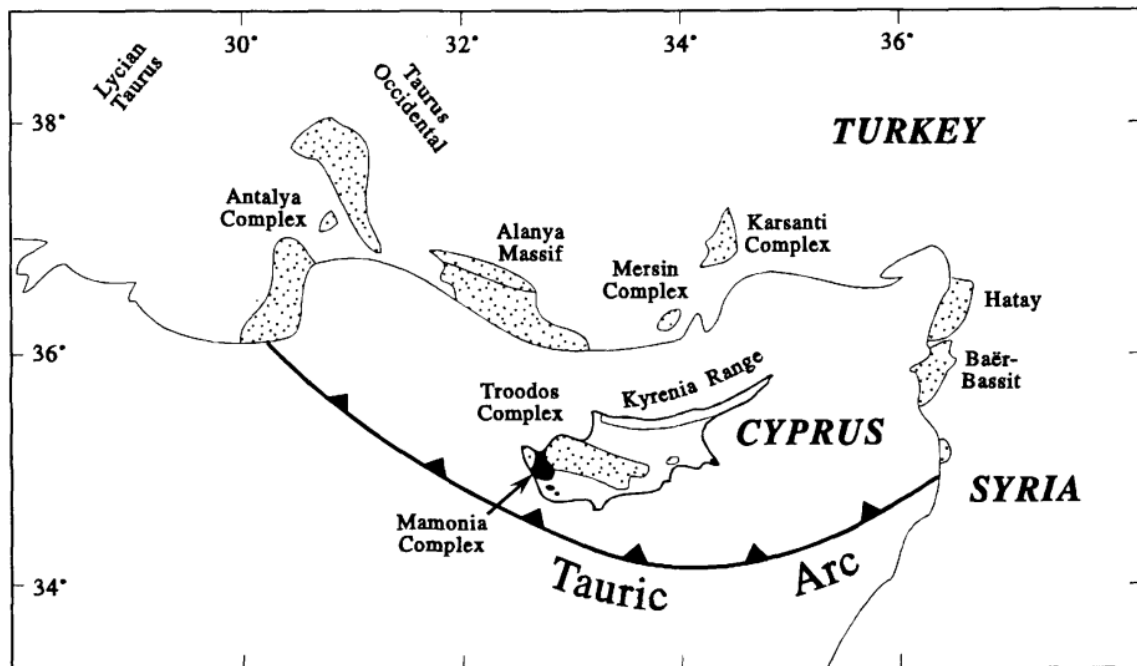
Το νησί της Κύπρου συναντάται σε ένα τεκτονικά πολύπλοκο τμήμα της Ανατολικής Μεσογείου (Σχ. 2.7). Το κεντρικό τμήμα του νησιού αποτελείται από την οροσειρά του Τροόδους με την υψηλότερη κορυφή, τον Όλυμπο, να φτάνει σε υψόμετρο 1951 m. Η οροσειρά του Τροόδους έχει λάβει μεγάλη ερευνητική προσοχή (Gass 1960, 1968; Moores & Vine 1971; Robertson & Xenophontos 1993; Robinson et al. 2003; Pearce & Robinson 2010; Morris & Maffione 2016; Martin 2019; κ.α), καθώς αποτελείται από μία άθικτη και πλήρη οφιολιθική ακολουθία, Άνω Κρητιδικής ηλικίας. Η δημιουργία των συγκεκριμένων οφιολιθικών πετρωμάτων, σύμφωνα με αρκετούς ερευνητές (π.χ. Moores & Vine 1971; Simonian & Gass 1978; Gass I. 1980; Moores et al. 1984), σχετίζεται με την ανάπτυξη της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, καθώς και του συμπλέγματος του Δάσος Λεμεσού. Το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα, δημιουργήθηκε σε μία ζώνη πάνω από την υποβύθιση (Supra-Subduction Zone) και ήρθε σε αντικριστή θέση με τους αλλόχθονους γεωλογικούς σχηματισμούς του συμπλέγματος Μαμωνίων, κατά τη σύγκλιση των δύο ωκεάνιων πλακών (Malpas et al. 1993).

Οι ποικίλοι Μεσοζωικοί και Καινοζωικοί γεωλογικοί σχηματισμοί του συμπλέγματος Μαμωνίων, που συναντώνται στην νοτιο-νοτιοδυτική Κύπρο, διαδραματίζουν καθοριστικό γεωδυναμικό ρόλο (Swarbrick & Robertson 1980). Αυτό συμβαίνει διότι, στην συγκεκριμένη περιοχή, υπάρχει δυνατότητα παρατήρησης της γεωδυναμικής εξέλιξης, μεταξύ των συμπλεγμάτων Τρόοδους-Ακάμα και Μαμώνια.

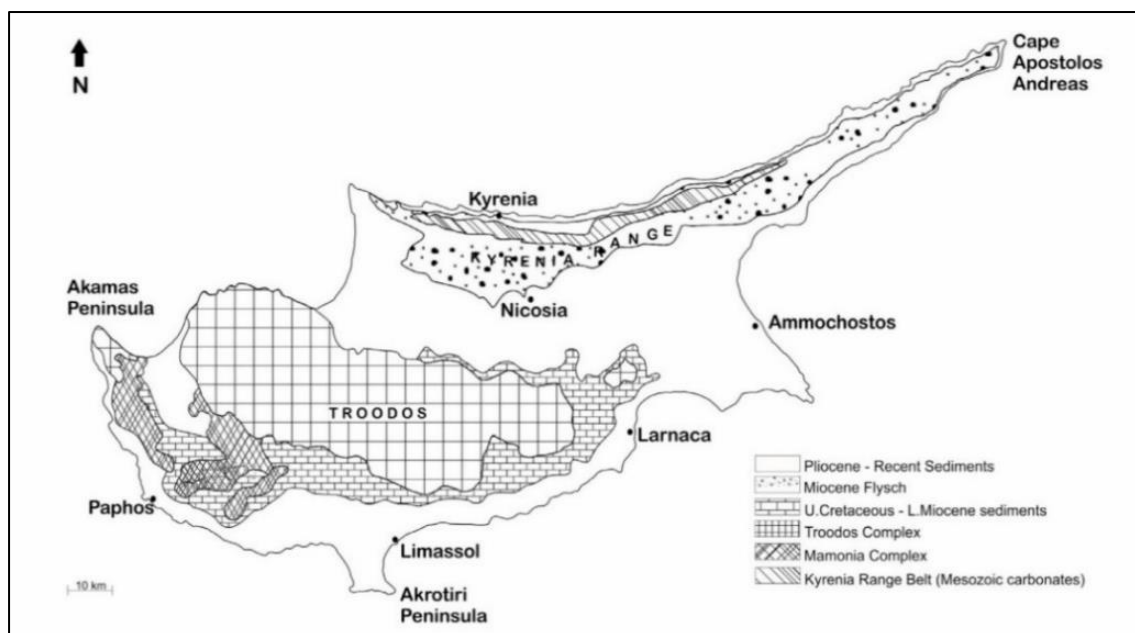
Πλην του συμπλέγματος Μαμωνίων και των οφιολιθικών πετρωμάτων του Τροόδους-Ακάμα, στο Κυπριακό ορογενές συγκαταλέγονται η γεωτεκτονική ζώνη Κερύνειας και η Αυτόχθονη Ιζηματογενή Ακολουθία των νεότερων ιζημάτων (Σχ. 2.8). Εν συνεχεία του συγκεκριμένου Κεφαλαίου, θα παρατεθούν τα πιο σημαντικά στοιχεία

Γεωλογική Σύνοψη

της Οφιολιθικής Σειράς του Τροόδους-Ακάμα, της Αυτόχθονης Ιζηματογενής Ακολουθίας, αλλά και της γεωτεκτονικής ζώνης της Κερύνειας.



Σχήμα 2.7. Απλοποιημένος χάρτης με την τοποθεσία του νησιού της Κύπρου στην ανατολικότερη Μεσόγειο, αλλά και τις σχετικές τοποθεσίες της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους-Ακάμα, του συμπλέγματος Μαμωνίων και των λοιπών οφιολιθικών συστημάτων με τα συναφή συμπλέγματα τους (Malpas et al. 1993).



Σχήμα 2.8. Γεωτεκτονικές ενότητες που συντελούν το νησί της Κύπρου (σύμφωνα με τους Malpas et al. 1992, Varnava et al. 2021 και την παρούσα διατριβή).

2.2.1 Οφιολιθικό Σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα

Αρχής γενομένης των υπάρχοντων δεδομένων, το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα αποτελεί ίσως το καλύτερο παράδειγμα οφιολιθικού συστήματος στον κόσμο, αφενός μεν γιατί δομείται από όλα τα πετρώματα που δημιουργούνται σε ένα ωκεάνιο φλοιό, και αφετέρου δε, γιατί δεν έχει υποστεί έντονες εξαλλιώσεις και τεκτονικές παραμορφώσεις.

Σύμφωνα με τον Gass (1960), το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα, αποτελεί τη βάση του νησιού της Κύπρου και εξαπλώνεται ευρύτερα, καλύπτοντας το κεντρικό τμήμα του νησιού. Από τα ήδη υπάρχοντα δεδομένα, διευκρινίζεται ότι τα πετρώματα της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους-Ακάμα, σχηματίστηκαν σε ένα συγκλίνων γεωτεκτονικό καθεστώς (Smewing et al. 1975). Αρκετές μελέτες, αναφέρουν ότι η δημιουργία του έγινε σε μία ζώνη πάνω από την υποβύθιση (Supra Subduction Zone-SSZ) (Moores et al. 1984; Mukasa & Ludden 1987; Pearce & Robinson 2010), με την σύγκλιση των δύο λιθοσφαιρικών ωκεάνιων πλακών, καθώς επίσης και την μετέπειτα διάνοιξη του ωκεάνιου χώρου, να ξεκινάει στο Ανώτερο Κρητιδικό (περίπου πριν από 85 εκατομμύρια χρόνια).

Τα οφιολιθικά πετρώματα του συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα, ταυτίζονται απόλυτα με μία τυπική ακολουθία πετρωμάτων ωκεάνιου φλοιού (Gass & Smewing 1973), και έτσι κατηγοριοποιούνται ως μία τοποθεσία «Penrose» ψευδοστρωματογραφίας ωκεάνιας λιθόσφαιρας (Anonymous 1972; Thy & Moores 1988). Ωστόσο, στο νοτιότερο τμήμα της οροσειράς του Τροόδους, συμπεριλαμβανομένου του συμπλέγματος Δάσος Λεμεσού, τα οφιολιθικά πετρώματα παρατηρούνται σε επαφή με το σύμπλεγμα Μαμωνίων, χωρίς όμως να παρουσιάζουν την χαρακτηριστική δομή μίας οφιολιθικής στρωματογραφίας (Malpas et al. 1993).

Παρόλα αυτά, το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα, παρουσιάζει εξαιρετικά μεγάλες διαφορές, σε σχέση με τα οφιολιθικά πετρώματα τα οποία αναπτύσσονται σήμερα, στα ενεργά περιθώρια διάνοιξης ωκεάνιου φλοιού, τόσο στις ορυκτολογικές παραγενέσεις, όσο και στα ιχνοστοιχεία που περιέχει (Smewing et al. 1975). Επιπρόσθετα, βάσει των πετροχημικών, αλλά και ορυκτοχημικών χαρακτηριστικών, υποδεικνύεται ότι τα οφιολιθικά πετρώματα του Τροόδους-Ακάμα, αναπτύχθηκαν κατά μήκος ενός άξονα μίας αργά διανοιγόμενης μεσοωκεάνιας ράχης, η οποία αποτελούσε τμήμα ενός συστήματος, το οποίο εξελισσόταν σε μία μικρή περιθωριακή ωκεάνια λεκάνη (Smewing et al. 1975).

Η ηλικία σχηματισμού της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους-Ακάμα, εκτιμάται Κενομάνιο-Τουρόνιο (92-90 Ma-Άνω Κρητιδικό; βάσει την γεωλογική χρονική κλίμακα των Harland et al. 1989) με βάση την χρονολόγηση της ραδιομετρικής μεθόδου (Mukasa & Ludden 1987), αλλά και την χρονολόγηση των ακτινοζώων και των βιοστρωματογραφικών δεδομένων (Blome & Irwin 1985) Η τοποθέτηση των οφιολίθων του Τροόδους-Ακάμα, συνέβη σύμφωνα με τον Gass (1960), περίπου στο Καμπάνιο-Μαιστρίχτιο(?).

Από τα κατώτερα πετρώματα έως τα ανώτερα, το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα (Σχ. 2.9) αποτελείται από: (1) το Σύμπλεγμα Πλουτωνικών Πετρωμάτων (Plutonic Complex) το οποίο αποτελείται από τον χαρτσβουργίτη, τα συσσωρευμένα πλουτωνικά πετρώματα, τους ισοτροπικούς γάββρους και τους πλαγιογρανίτες/γρανοφύρες, (2) το Σύμπλεγμα Φλεβών (Sheeted Dyke Complex), (3) τις Μαξιλαροειδείς Λάβες (Pillow Lavas) και (4) τα Τεταρτογενή ιζήματα (Tertiary sediments) (Gass & Smewing 1973; Gass 1980; Greenbaum 1972; Smewing et al. 1975; Moores & Vine 1971). Βάσει των υπαίθριων παρατηρήσεων, στην περίπτωση των οφιολιθικών πετρωμάτων του Τροόδους-Ακάμα, διακρίνεται αναστροφή της στρωματογραφικής στήλης (Cann et al. 2001).

Το Σύμπλεγμα Πλουτωνικών Πετρωμάτων, παρατηρείται σε δύο μόνο εμφανίσεις, στην υψηλότερη κορυφή του Τροόδους και στο Δάσος Λεμεσού (Moores & Vine 1971). Σε μία αποτύπωση της πραγματικής μαγματικής στρωματογραφίας του συστήματος, φαίνεται να σχηματίστηκε ως μία ενότητα, εντούτοις σε πολλά επίπεδα (Σχ. 2.9; Greenbaum 1972). Στα κατώτερα στρώματα του Συμπλέγματος Πλουτωνικών Πετρωμάτων, παρατηρούνται πετρώματα του ανώτερου μανδύα, όπως είναι ο χαρτζβουργίτης και ο δουνίτης, τα οποία σε πολλά σημεία σχετίζονται με χρωμίτη (Moores & Vine 1971; Greenbaum 1972). Στα παραπάνω στρώματα συναντώνται σωρευτικά (cumulate) υπερβασικά πετρώματα, τα οποία περιλαμβάνουν γάββρους και ολιβινικούς πυροξενίτες (Moores & Vine 1971; Gass & Smewing 1973), ενώ στα υπερκείμενα στρώματα παρατηρούνται γρανοφύρες και γάββροι (Moores & Vine 1971; Gass & Smewing 1973). Σύμφωνα με τον Greenbaum (1972), στην περίπτωση του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα, το Σύμπλεγμα Πλουτωνικών Πετρωμάτων υπέρκειται του Συμπλέγματος Φλεβών.

Το Σύμπλεγμα Φλεβών (Σχ. 2.9) παρατηρείται ευρύτερα εκτεθειμένο, σε απόσταση μεγαλύτερη των 70km, κάθετα στην παράταξη (Gass 1968). Οι φλέβες παρατηρούνται σε αφθονία, από 30-50% στα κατώτερα σημεία του βασαλτικού τμήματος και 100% σε

κεντρικά σημεία του Συμπλέγματος Φλεβών (Gass 1980). Το πάχος των μεμονωμένων φλεβών κυμαίνεται από 0.1 έως 3 m (Gass 1980). Σύμφωνα με τους Kidd & Cann (1974), τα όρια ψύξης είναι ευρύτερα διαδεδομένα στο Σύμπλεγμα Φλεβών και τοπικά υποδεικνύουν μονόδρομη ψύξη, η οποία αντικατοπτρίζει την εισχώρηση των φλεβών γύρω από ένα κεντρικό τμήμα. Όμως, όπως είναι γνωστό, ο σχηματισμός ενός φλοιού είναι πολύ πιο περίπλοκο σε σχέση με τις τοπικές θέσεις των εκρηξιγενή κέντρων, και έτσι η μονόδρομη ψύξη, η οποία διατηρείται εντός των φλεβών, παρουσιάζεται ελαττωματική (Martin 2019). Επίσης, το μέγεθος δείγματος που αναλύθηκε από τους Kidd & Cann (1974), πιθανόν να ήταν ανεπαρκές για την ακριβή αναπαράσταση των διεργασιών κατά τη δημιουργία οφιολιθικών πετρωμάτων.

Η μετάβαση των ανώτερων τμημάτων του Συμπλέγματος Πλουτωνικών Πετρωμάτων στο Σύμπλεγμα Φλεβών, γίνεται βαθμιαία σε αρκετά μέτρα (Gass 1980). Σύμφωνα με τον ίδιο ερευνητή, ένας μικρός αριθμός φλεβών, αναπτύσσεται εγκάρσια με τα τμήματα γάββρου, και αυτό υποδεικνύει ότι ο σχηματισμός των φλεβών είναι αδύνατον να συνυπήρξε ταυτόχρονα, με τον σχηματισμό των ανώτερων πλουτωνικών πετρωμάτων. Επομένως, οι φλέβες λειτουργούν ως αγωγοί για την ανάβαση του μαγματικού υλικού προς τον θαλάσσιο πυθμένα, πιέζοντας έτσι την εκρηξιγενή σειρά να ανυψωθεί (Martin 2019).

Στις μέρες μας το Σύμπλεγμα Φλεβών παρατηρείται σε περιστροφή, αν και σύμφωνα με τους Cooke et al. (2014) και Varga (1991), εισχώρησε κατακόρυφα, κατά την εξάπλωση του στον θαλάσσιο πυθμένα,. Επίσης, η Varga (1991), με βάση τον αριθμό των φλεβών και την αντίστοιχη γωνία κλίσης τους, ταξινόμησε το Σύμπλεγμα Φλεβών σε εννέα κύριους τομείς. Η κυρίαρχη διεύθυνση κλίσης των φλεβών παρατηρείται BBA-ΝΔ, με εξαίρεση τις περιοχές του Αρακαπά, της Πόλης και του νότιου Μιτσερού (Varga 1991).

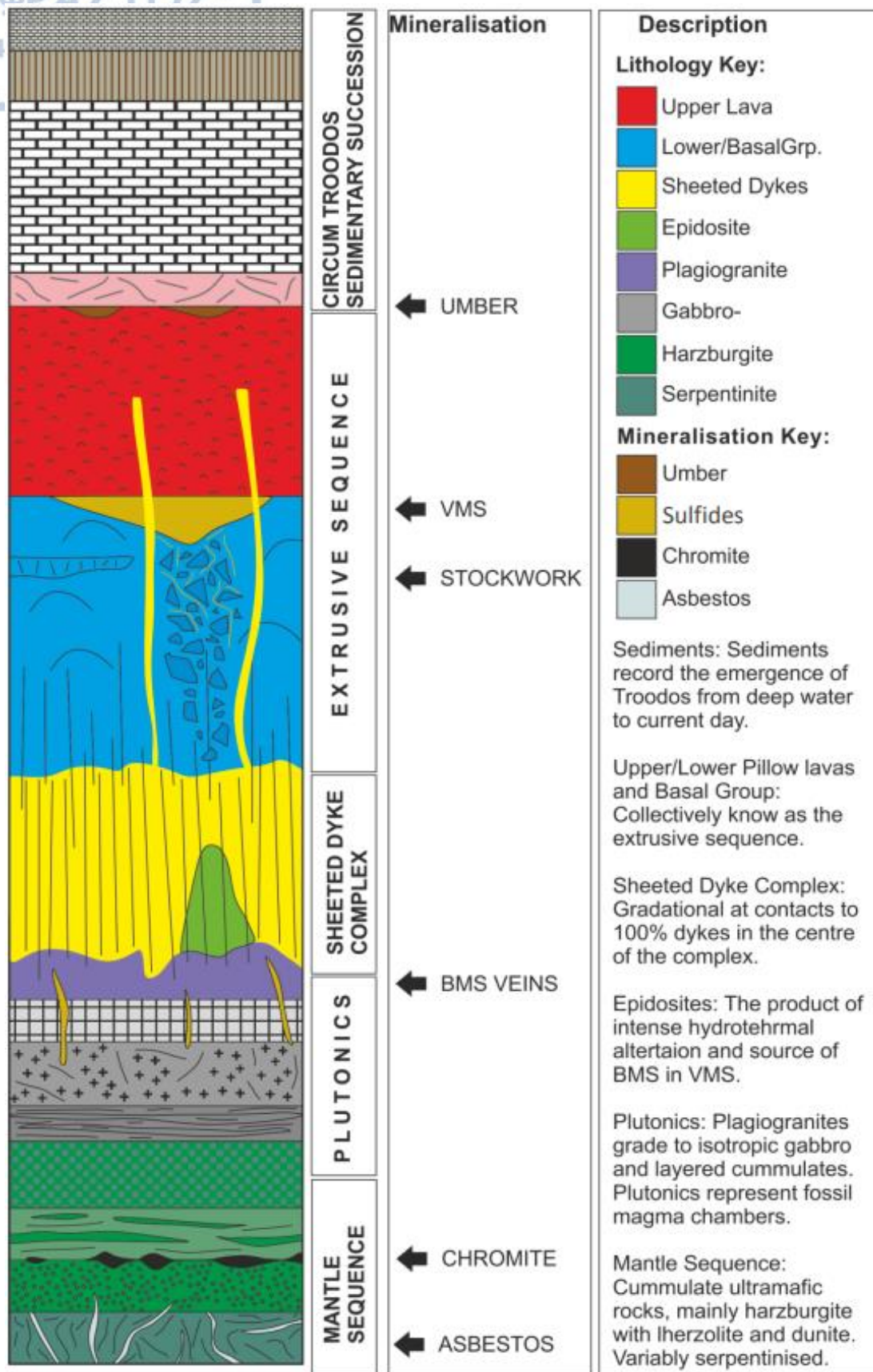
Περιφερειακά της οροσειράς του Τρόοδους, συναντάται η ενότητα των Μαξιλαροειδών Λαβών, η οποία διαχωρίζεται σε Κατώτερες και Ανώτερες Μαξιλαροειδείς Λάβες (Σχ. 2.9; Moores & Vine 1971; Gass & Smewing 1973). Οι Κατώτερες και Ανώτερες Μαξιλαροειδείς Λάβες, διαχωρίζονται από μία σημαντική ασυνέχεια μεταμορφικού χαρακτήρα, ενώ τοπικά σε ορισμένες θέσεις παρατηρείται ως στρωματογραφική ασυμφωνία (Gass & Smewing 1973; Smewing et al. 1975). Η ασυνέχεια αυτή, υποδεικνύει την μετάβαση από τις Κατώτερες στις Ανώτερες Μαξιλαροειδείς Λάβες, και στηρίζεται σε ευκρινείς διαφοροποιήσεις που διακρίνονται στη μεταξύ τους σύσταση (Gass & Smewing 1973). Συγκεκριμένα, η σύσταση των

Κατώτερων Μαξιλαροειδών Λαβών σε σχέση με αυτήν των Ανώτερων Μαξιλαροειδών Λαβών, χαρακτηρίζεται από περιεκτικότητες μεγαλύτερες σε SiO_2 , μικρότερες σε K_2O (περίπου ισούται με 0,25 %) και μικρότερες σε αλκαλικά (Σχ. 2.10; Moores & Vine 1971).

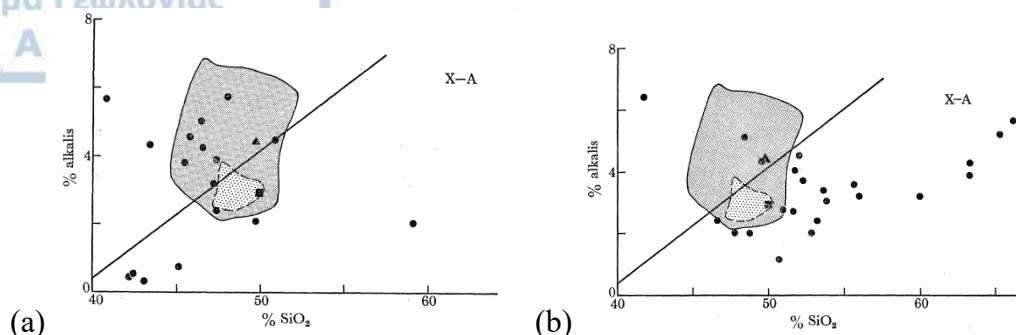
Οι Κατώτερες Μαξιλαροειδείς Λάβες αποτελούνται κυρίως από βασαλτικής σύστασης πετρώματα, τα οποία συνήθως παρατηρούνται πυριτωμένα (Gass & Smewing 1973). Αναλυτικότερα, σύμφωνα με τους Moores & Vine (1971), περιέχουν κυρίως πλαγιόκλαστα, πυροξένους, αλλά και εμφανίσεις VMS (Volcanogenic Massive Sulfides Deposits; Σχ. 2.9) . Αντίθετα, οι Ανώτερες Μαξιλαροειδείς Λάβες παρατηρούνται σε ασυνεχείς εμφανίσεις, κυρίως περιβάλλοντας την οροσειρά του Τροόδους (Moores & Vine 1971). Οι συγκεκριμένες λάβες, αποτελούνται κυρίως από μαξιλαροειδείς ροές λαβών και λατυποπαγή (Wilson & Ingham 1959; Bagnall 1960; Pantazis 1967).

Οι Wilson & Ingham (1959), Bagnall (1960) και Pantazis (1967) αναφέρουν ότι τα λατυποπαγή που συνθέτουν τις Ανώτερες Μαξιλαροειδείς Λάβες, είναι άλλοτε άφθονα, ή και ενίοτε φτωχικά, σε περιεκτικότητα πυροκλαστικών και ηφαιστειοκλαστικών ιζημάτων. Επίσης, στο νοτιότερο τμήμα των Ανώτερων Μαξιλαροειδών Λαβών, διακρίνεται πληθώρα παρεντρωμένων λατυποπαγών, σε συνοδεία με ραδιολαριτικούς μαγγανιούχους ιλύολιθους (Moores & Vine 1971).

Στα ανώτερα στρώματα της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους-Ακάμα (Σχ. 2.9), παρατηρούνται τα υπερκείμενα ιζήματα, ηλικίας Ανώτερο Κρητιδικό έως Τεταρτογενές, τα οποία αποτελούνται από ραδιολαριτικούς πηλίτες, κερατόλιθους και ούμπρες (φαιοχώματα). Τα ιζήματα αυτά, θεωρούνται ως τα πρώτα πελαγικά και χημικά ιζήματα, τα οποία αποτέθηκαν στα οφιολιθικά πετρώματα, λόγω της έντονης ιζηματογένεσης που επικράτησε στον θαλάσσιο πυθμένα. Όπως σημειώνεται από τους Lapierre et al. (2007), τα τελευταία στρώματα των Ανώτερων Μαξιλαροειδών Λαβών, συνδέονται άμεσα με τα σιδηρομαγγανιούχα υπερκείμενα ιζήματα (ούμπρες) και τους κερατόλιθους του Σχηματισμού Περαπεδί, ηλικίας Ανώτερο Κρητιδικό.



Σχήμα 2.9. Απλοποιημένη στρωματογραφική στήλη (*χωρίς κλίμακα) της ωκεάνιας λιθόσφαιρας του Τροόδους και των ιζημάτων (Martin 2019).



Σχήμα 2.10. Διαγράμματα της σύστασης των αλκαλικών-πυριτίου, όπως εκτιμήθηκαν για τις Κατώτερες (a) και Ανώτερες (b) Μαξιλαροειδείς Λάβες (Moores & Vine 1971).

Στο νοτιότερο περιθώριο του οφιολιθικού συμπλέγματος Τρόοδους-Ακάμα, παρατηρείται η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά (Σχ. 2.11), η οποία διαχωρίζει την οφιολιθική σειρά, σε βόρειο και νότιο τμήμα. Το βόρειο τμήμα αποτελείται από την κύρια οφιολιθική σειρά, ενώ το νότιο τμήμα αποτελείται από τα οφιολιθικά πετρώματα του συμπλέγματος Δάσος Λεμεσού (Gass 1968; Simonian & Gass 1978; Gass et al. 1994).

Επομένως, το βόρειο τμήμα αποτελείται από τα τυπικά πετρώματα μίας οφιολιθικής σειράς, τα οποία κατανέμονται σε τοξωτή διεύθυνση (Cann et al. 2001). Το συγκεκριμένο τμήμα, χαρακτηρίζεται από έναν εσωτερικό δόμο, το σχήμα του οποίου δημιουργήθηκε κατά την αρχική ανύψωση του Τρόοδους, κατά το Μειόκαινο (Cann et al. 2001). Η ανάπτυξη του εσωτερικού δόμου, αλλά και η διαβρωτική διαδικασία που επικράτησε μετά τον σχηματισμό του, οδήγησαν κυρίως στην αναστροφή της στρωματογραφίας των οφιολιθικών πετρωμάτων Τρόοδους-Ακάμα (Cann et al. 2001). Ωστόσο, πιθανότατα η αναστροφή, να οφείλεται και στον τρόπο ανύψωσης του εσωτερικού δόμου, όπως επίσης, και σε έναν συνδυασμό όλων των παραπάνω, με την εκτατική τεκτονική η οποία επικράτησε κατά την κατάρρευση του Κυπριακού ορογενούς.

Όσον αφορά την τεκτονική του βόρειου τμήματος, χαρακτηρίζεται από πολυάριθμα ρήγματα βύθισης (steeps faults), τα οποία παρατηρούνται εντός των Μαξιλαροειδών Λαβών και του Συμπλέγματος Φλεβών (Gass 1960; Dietrich & Spencer 1993; Agar & Klitgord 1993). Τα περισσότερα ρήγματα, έχουν παράταξη παράλληλη με αυτή του Συμπλέγματος Φλεβών (Gass 1960; Dietrich & Spencer 1993; Agar & Klitgord 1993). Επίσης, οι ρηξιγενείς επιφάνειες των περισσότερων ρηγμάτων, καλύπτονται από

φλέβες πυρίτη, επιδότου και χαλαζία, υποδεικνύοντας ότι τα ρήγματα, ήταν ενεργά, κατά την διάνοιξη του ωκεάνιου φλοιού και λειτούργησαν ως αγωγοί των υδροθερμικών ρευστών (Agar & Klitgord 1993). Ωστόσο, σε ορισμένα ρήγματα, τα οποία συναντώνται κυρίως στο Σύμπλεγμα Φλεβών, εκτιμάται μία ελάχιστη εκτατική παραμόρφωση, η οποία μάλλον οφείλεται στη διείσδυση των φλεβών (Agar & Klitgord 1993).

Οι Varga & Moores (1985) και Agar & Klitgord (1993), αναφέρουν ότι στο βόρειο τμήμα του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα, το Σύμπλεγμα Φλεβών, επηρεάστηκε ταυτόχρονα από την παλαιότερη τεκτονική έκτασης, κατά την οποία σχηματίστηκαν ρήγματα αποκόλλησης (detachment) μικρής γωνίας κλίσης. Όπως αναφέρουν οι ίδιοι ερευνητές, η τεκτονική αυτή έλαβε χώρα κατά την εκτιμώμενη περιστροφή των τμημάτων του Συμπλέγματος Φλεβών.

Όσον αφορά το νότιο τμήμα, το οποίο αποτελείται από τα πετρώματα του συμπλέγματος Δάσους Λεμεσού, έχουν παρόμοια λιθολογία με αυτήν του βόρειου τμήματος, αν και διακρίνονται αρκετές διαφοροποιήσεις. Το Δάσος Λεμεσού οριοθετείται από δύο μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες, αυτές του Αρακαπά και της Γεράσας, οι οποίες συναντώνται στο βόρειο και νοτιοδυτικό τμήμα του, αντίστοιχα (Σχ. 2.11). Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, διαχωρίζει το σύμπλεγμα Δάσους Λεμεσού από το υπόλοιπο οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα, διατρέχοντας ένα σημαντικό μέρος της έκτασης του.

Το σύμπλεγμα Δάσους Λεμεσού χαρακτηρίζεται από εναλλαγές σερπεντινίτη και τεκτονικών λατυποπαγών, τα οποία δεν συναντώνται σε όλη την έκταση του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα. Θεωρείται πως, το συγκεκριμένο σύμπλεγμα έχει δημιουργηθεί κατά την εξέλιξη μίας «transtensional» ζώνης μετασχηματισμού, της οποίας η εκτατική ζώνη μεταβίβασης (extensional relay zone), αντιστάθμισε την κίνηση μετασχηματισμού κατά μήκος ενός κύριου ρήγματος (Simonian & Gass 1978; Murton 1990; MacLeod 1990; MacLeod & Murton 1995). Η συγκεκριμένη ρηξιγενής ζώνη μετασχηματισμού, που βρίσκεται στο νότιο τμήμα της οροσειράς του Τροόδους (Southern Troodos Transform Fault Zone-STTFZ), υπερκαλύπτεται επίσης από μία σειρά υπερβασικών και γαββρικών διεισδύσεων.

Στην μετέπειτα κύρια παραμόρφωση οριζόντιας μετατόπισης, έλαβε χώρα η συλλειτουργία των δύο ρηξιγενών ζωνών, Αρακαπά και Γεράσας και το κεντρικό τμήμα του συμπλέγματος Δάσους Λεμεσού υπέστη τεκτονική συμπίεσης (Simonian & Gass 1978). Αποτέλεσμα αυτής της έντονης ρηγμάτωσης, ήταν η δημιουργία

ανάστροφον ρηγμάτων. Σύμφωνα με τους Varnava et al. (2018, 2019) η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά συλλειτούργησε με την ρηξιγενή ζώνη της Γεράσας, στο Μειόκαινο-Πλειόκαινο, σε ένα καθεστώς οριζόντιας μετατόπισης με πλάγια έκταση (transtensional), παράταξης ΒΔ-ΝΑ. Η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, ήταν ένα ρήγμα μετασχηματισμού, το οποίο αφενός δημιουργήθηκε με το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα και αφετέρου λειτούργησε ως ένα αριστερόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, κατά το Ανώτερο Ολιγόκαινο-Μειόκαινο (Βαρνάβα 2016).

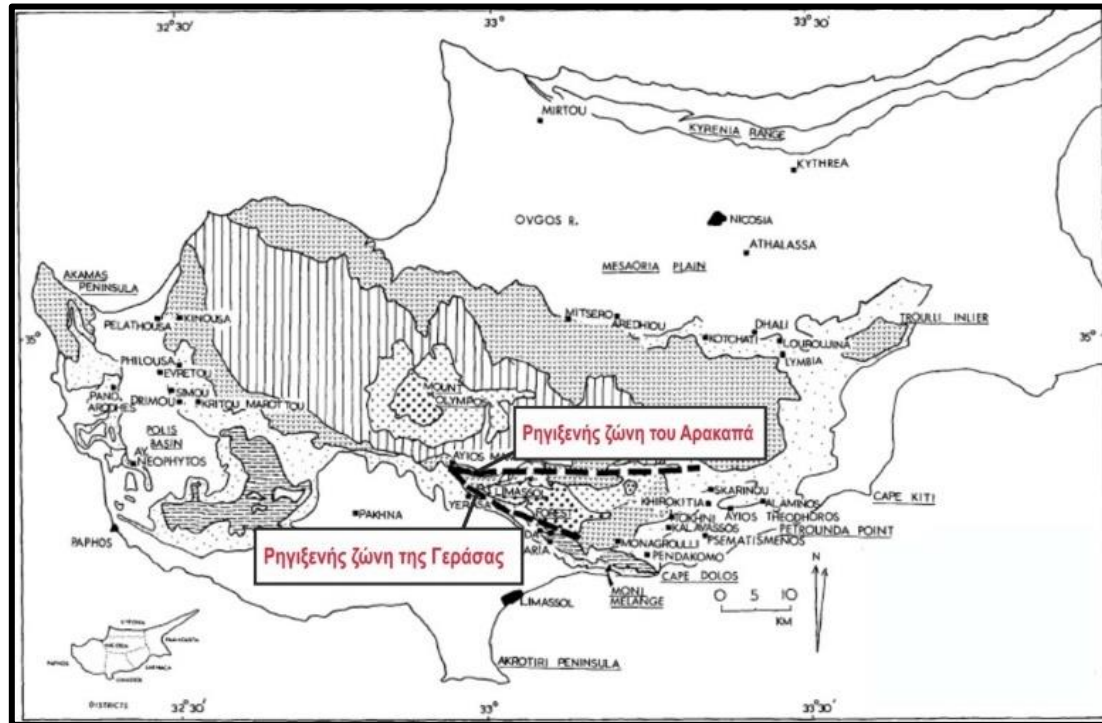
Αναλυτικότερα, το κεντρικό τμήμα του συμπλέγματος Δάσος Λεμεσού χαρακτηρίζεται από επιμήκεις εμφανίσεις σερπεντινίτη, με παράταξη Α-Δ, οι οποίες επηρεάζονται από συμπιεστική τεκτονική έως και σήμερα. Επίσης, οι εμφανίσεις σερπεντινίτη περιβάλλονται από την ασυνεχή καλλυματική τεκτονική, η οποία περιλαμβάνει πετρώματα του κύριου άξονα του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα, καθώς και του Συμπλέγματος Φλεβών.

Εντός του σερπεντινίτη, όπως έχει ήδη αναφερθεί, κυρίως κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά, συναντώνται τεκτονικά λατυποπαγή από γάββρο και περιδοτίτη, αλλά και από πετρώματα του Συμπλέγματος Φλεβών (Simonian & Gass 1978). Σύμφωνα με τους Simonian & Gass (1978), λόγω της παρουσίας των τεκτονικών λατυποπαγών, αποδεικνύεται ότι ο σερπεντινίτης, ο οποίος είναι το κύριο πέτρωμα του συμπλέγματος Δάσος Λεμεσού, σχηματίστηκε και τοποθετήθηκε σε μία ρηγματωμένη ζώνη, η οποία αναφέρεται ως το βορειότερο περιθώριο του συμπλέγματος Δάσος Λεμεσού, γνωστή και ως ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά.

Στα υπερκείμενα στρώματα του συμπλέγματος Δάσος Λεμεσού, παρατηρούνται οι Ανώτερες Μαξιλαροειδείς Λάβες, οι οποίες είναι σε ασυμφωνία με τον σερπεντινίτη, και βρίσκονται σε επαφή με τα υπερκείμενα νεότερα ανθρακικά πετρώματα, τα οποία συναντώνται κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης της Γεράσας.

Για την τοποθέτηση των εμφανίσεων σερπεντινίτη, οι Simonian & Gass (1978) αναφέρουν ότι πραγματοποιήθηκε πριν από τον σχηματισμό των Ανώτερων Μαξιλαροειδών Λαβών, αλλά σίγουρα μετά τη συλλειτουργία των δύο ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, Αρακαπά και Γεράσας. Σχετικά με το τελευταίο, όπως αναφέρουν οι ίδιοι ερευνητές, ο σερπεντινίτης φαίνεται να τοποθετείται μετά την τεκτονική οριζόντιας μετατόπισης, καθόσον απαντάται και σε πετρώματα της ρηξιγενούς ζώνης της Γεράσας, με τη μορφή παραμορφωμένων ιζημάτων. Η τοποθέτηση του συγκεκριμένου σερπεντινίτη, εκτιμάται ότι έγινε στο Κάτω Μειόκαινο, αν και μέχρι το Μέσο Μειόκαινο τα υπερκείμενα ιζηματογενή στρώματα,

δεν είχαν ακόμη υποστεί την τεκτονική συμπίεσης (Simonian & Gass 1978), η οποία δημιούργησε τα χαρακτηριστικά ανάστροφα ρήγματα του συμπλέγματος Δάσος Λεμεσού.



Σχήμα 2.11. Τα όρια του συμπλέγματος Δάσος Λεμεσού. Στο βορειότερο περιθώριο του συμπλέγματος συναντάται η ρηξιγενής ζώνη του Αρακαπά, ενώ στο νοτιοδυτικό περιθώριο του συμπλέγματος συναντάται η ρηξιγενής ζώνη της Γεράσας (Βαρνάβα 2016).

2.2.2 Αυτόχθονη Ιζηματογενή Ακολουθία

Τα ιζήματα της συγκεκριμένης ακολουθίας (βλ. Σχ. 2.8), καλύπτουν ολόκληρο τον εναπομείναντα χώρο του νησιού, έχοντας την μεγαλύτερη εξάπλωση σε σχέση με τις υπόλοιπες τρεις γεωτεκτονικές ζώνες, στις οποίες αποτίθενται ασύμφωνα. Η Αυτόχθονη Ιζηματογενής Ακολουθία παρατηρείται κυρίως στην λεκάνη της Μεσαορίας (Mesaoria Basin), ωστόσο εμφανίσεις της παρατηρούνται εξίσου στα νότια και νοτιοδυτικά τμήματα του νησιού της Κύπρου (Ring & Pantazides 2019).

Συγκεκριμένα, η λεκάνη της Μεσαορίας συναντάται στο βόρειο περιθώριο του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα, διαχωρίζοντας τις δύο μεγάλες οροσειρές του νησιού Τρόδος και Κερύνεια (Πενταδάκτυλος) (McCallum & Robertson 1990). Οι τρεις ιζηματογενείς λεκάνες που συναντώνται νότια και νοτιοδυτικά του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα είναι οι λεκάνες

Πολεμίου, Πισσουρίου και Μαρώνη-Ψεματισμένου (Ellion 1983; Robertson et al. 1991; Eaton & Robertson 1993).

Οι αυτόχθονοι σχηματισμοί της Ιζηματογενούς Ακολουθίας, ηλικίας Ανώτερο Κρητιδικό έως Πλειστόκαινο συνδέονται με το τελικό στάδιο ανύψωσης της οροσειράς του Τροόδους. Στο Σχ. 2.12 παρουσιάζεται μία γενική στρωματογραφική στήλη της Αυτόχθονης Ιζηματογενούς Ακολουθίας, όπως αυτή παρατηρείται στην νοτιοδυτική Κύπρο.

Τα κατώτερα στρώματα της συγκεκριμένης ιζηματογένεσης αποτελούνται από τον Σχηματισμό Περαπεδί (Perapedhi Formation), ο οποίος είναι κυρίως πελαγικά ιζήματα βαθιάς θάλασσας, ηλικίας Σαντόνιο-Καμπάνιο (Άνω Κρητιδικό). Έπειτα, ακολουθεί ο Σχηματισμός Κανναβιού (Kannaviou Formation), ο οποίος χαρακτηρίζεται ως μία ηφαιστειογενής σειρά, καθόσον αποτελείται από μπετονίτες και ηφαιστειοκλαστικά ιζήματα, ηλικίας Καμπάνιο (Άνω Κρητιδικό). Ο Σχηματισμός Λευκάρων (Lefkara Formation) υπέρκειται του Σχηματισμού Κανναβιού αποτελούμενος από πελαγικές μάργες, γύψους και μαργαϊκούς γύψους βαθιάς θάλασσας, ηλικίας Ανώτερο Κρητιδικό έως Ανώτερο Ολιγόκαινο-Κάτω Μειόκαινο (Lord et al. 2000).

Είναι αξιοσημείωτο ότι, οι παρατηρούμενες πλευρικές διακυμάνσεις, μεταξύ των Σχηματισμών Περαπεδί και Κανναβιού, υποδεικνύουν ότι κατά το Ανώτερο Κρητιδικό, κάποια τμήματα της οροσειράς του Τροόδους ήταν τοπογραφικά περισσότερο ανυψωμένα σε σχέση με άλλα τμήματα (Robertson & Hudson 1975). Ωστόσο, σύμφωνα με τον Robertson (1976) αρκετές μορφολογικές ανωμαλίες του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα, εξομαλύνθηκαν από τις αποθέσεις των πελαγικών γύψων του Σχηματισμού Λευκάρων, έως και το Μέσο Ηώκαινο.

Επιπρόσθετα, η Αυτόχθονη Ιζηματογενής Ακολουθία αποτελείται από Νεογενείς πρόσφατους σχηματισμούς οι οποίοι είναι ημιπελαγικά έως νηριτικά ανθρακικά ιζήματα Μειοκαινικής ηλικίας (Follows 1992; Follows et al. 1996), εβαπορίτες του Μεσσηνίου (Orszag-Sperber et al. 1989; Robertson et al. 1995; Orszag-Sperber & Rouchy 2000; Krijgsman et al. 2002), Πλειοκαινικές αποθέσεις ρηχής θάλασσας (McCallum & Robertson 1995a; Payne & Robertson 1995; Payne A. S. et al. 2000) και Πλειστοκαινικές παράκτιες έως χερσαίες αποθέσεις (Poole & Robertson 1991, 1998; Poole et al. 2000).

Τα ιζήματα αυτά οφείλουν την απόθεσή τους στην πρώιμη ανύψωση της οροσειράς του Τροόδους κατά την οποία σημειώθηκε σημαντική αλλαγή της ιζηματογένεσης. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα, η πελαγική ιζηματογένεση βαθιάς θάλασσας του

Σχηματισμού Λευκάρων, να μεταπέσει σε ημιπελαγική ή νηριτική ιζηματογένεση, με την ανάπτυξη του Σχηματισμού Πάχνα (Pakhna Formation) (Kinnaird et al. 2011), ο οποίος υπέρκειται του πρώτου (Σχ. 2.13). Ο Σχηματισμός Πάχνα σχηματίστηκε κατά μήκος των αποθετικών λεκανών και επηρεάστηκε από διαφορετικές τεκτονικές παραμορφώσεις.

Στο Μειόκαινο, οι νότιες παρυφές της οροσειράς του Τροόδους (Δάσος Λεμεσού), επηρεάστηκαν τοπικά από παραμόρφωση συμπίεσης, κατά την οποία δημιουργήθηκαν ανάστροφα ρήγματα και λεπιώσεις, καθώς επίσης σημειώθηκε ανύψωση και διάβρωση (Kinnaird et al. 2011). Αποτέλεσμα αυτού, ήταν ο σχηματισμός επιμέρους ιζηματογενών λεκανών, εντός των οποίων αποτέθηκαν ημιπελαγικά (π.χ. γύψος και μάργα), νηριτικά ανθρακικά (π.χ. ασβεστόλιθοι υφαλοκρηπίδας) και κλαστικά ιζήματα οφιολιθικής προέλευσης, ηλικίας Μειόκαινου (Eaton & Robertson 1993). Τα ιζήματα αυτά, σήμερα αποτελούν τον Σχηματισμό Πάχνα.

Σε αντίθεση, στην νοτιοδυτική Κύπρο, τα Μειοκαινικά ιζήματα του Σχηματισμού Πάχνα, αποτίθονταν σε λεκάνες ελεγχόμενες από εκτατική τεκτονική, όπως είναι οι λεκάνες του Πολεμίου (Polis Graben) (Payne & Robertson 1995; Payne et al. 2000) και του Πισσουρίου (Kinnaird 2008). Παρόμοια ιζηματογένεση εκδηλωνόταν και στην λεκάνη της Μεσαορίας, η οποία επηρεάστηκε άμεσα από κανονικά ρήγματα τα οποία σχηματίστηκαν κατά μήκος του βόρειου περιθωρίου της οροσειράς του Τροόδους (Follows & Robertson 1990; McCallum & Robertson 1995a; Kinnaird 2008).

Η Μειοκαινική περίοδος κορυφώνεται με την κρίση του Μεσσηνίου και χαρακτηρίζεται από αποθέσεις εβαποριτών, κατά μήκος της ευρύτερης περιοχής της Μεσογείου. Παρομοίως, στην περιοχή του νησιού της Κύπρου, κατά μήκος όλων των περιφερειακών λεκανών της οροσειράς του Τροόδους, αποτίθεται ο Σχηματισμός Καλαβασός (Kalavastos Formation), ο οποίος υπέρκειται του Σχηματισμού Πάχνα (Σχ. 2.12). Ο Σχηματισμός Καλαβασός αποτελείται από γυψούχα ή εβαποριτικά ιζήματα (Orszag-Sperber et al 1989; Robertson et al. 1995; Krijgsman et al. 2002). Με το πέρας της κρίσης αλμυρότητας του Μεσσηνίου, λόγω της διάνοιξης των στενών του Γιβραλτάρ, η Μεσόγειος θάλασσα πλημμυρίζεται πάλι με νερό και η θάλασσα επανέρχεται στη φυσιολογική μορφή της.

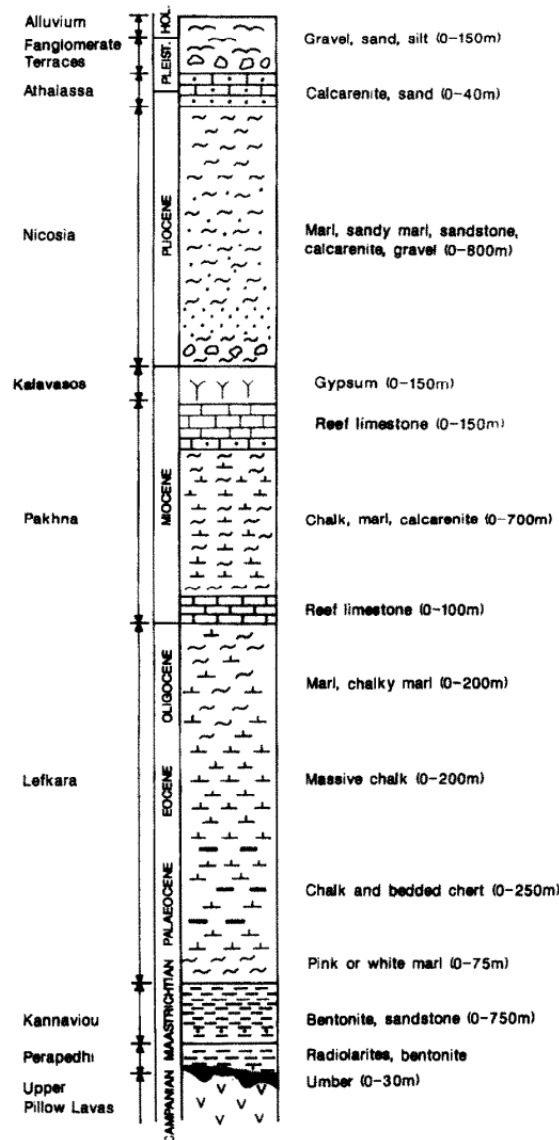
Επομένως, κατά την Πλειοκαινική περίοδο, ξεκίνησε μία καινούρια φάση ιζηματογένεσης, κατά την οποία αποτίθονταν ιζήματα ρηχής θάλασσας, κυρίως αργιλικά και κλαστικά, εντός των λεκανών Πολεμίου (Polis Graben) (Payne & Robertson 1995; Payne et al. 2000), Πισσουρίου (Stow et al. 1995; Kinnaird 2008) και

Μεσαορίας (McCallum & Robertson 1990). Αξιοσημείωτο είναι ότι σύμφωνα με τους McCallum et al. (1993), η εκτατική τεκτονική εξακολουθούσε να επηρεάζει το βορειότερο περιθώριο της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους-Ακάμα, κατά την περίοδο του Πλειοκαίνου, ενώ οι συνθήκες συμπίεσης που επηρέαζαν τις νότιες περιοχές της οροσειράς, είχαν καταστεί ηπιότερες.

Η ιζηματογένεση, Πλειοκαινικής ηλικίας, χαρακτηρίζεται κυρίως από δελταϊκά ιζήματα (fan-deltas) περιθωριακών λεκανών, όπου στα βαθύτερα τμήματά τους σημειώνεται μαργαϊκή ιζηματογένεση, τύπου υφαλοκρηπίδας. Τα ιζηματογενή αυτά στρώματα εναλλάσσονται με ψαμμιτικούς τουρβιδίτες, και με ιλυόλιθους, οι οποίοι αποτελούν προϊόν χερσαίας διαβρωτικής διεργασίας. Επίσης, παρατηρούνται ασβεσταρενίτες με φακοειδής εμφανίσεις και ψαμμίτες οφιολιθικής προέλευσης, οι οποίοι υποδεικνύουν την περιθωριακή ιζηματογένεση, τύπου υφαλοκρηπίδας, αλλά και την προσφορά χερσαίου υλικού, λόγω της διαβρωτικής διεργασίας (Kinnaird 2011). Τα Πλειοκαινικά αυτά ιζήματα αποτελούν τον Σχηματισμό Λευκωσίας (Nicosia Formation), ο οποίος υπέρκειται του Σχηματισμού Καλαβασός (Σχ. 2.12).

Η έντονη ανύψωση των οροσειρών Τροόδους και Κερύνειας, σημειώθηκε κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Πλειστοκαίνου(?) - Πλειοκαίνου και διακρίνεται από την μετάβαση του ρηχού θαλάσσιου περιβάλλοντος σε χερσαία φάση ιζηματογένεσης, συμπεριλαμβανομένων των αμμούχων αποθέσεων και των υλικών οφιολιθικής προέλευσης. Αυτή η αποθετική μετάβαση αναγνωρίζεται στους Πλειστοκαινικούς Σχηματισμούς Κακκαρίστας (Kakkaristra Formation), Αθαλάσσα (Athalassa Formation) και Άπαλλος (Apalos Formation), καθώς επίσης και στην Πλειστοκαινική ενότητα Σύναγμα (Fanglomerates Unit) (Ducloz 1965; McCallum & Robertson 1990, 1995a).

Αργότερα, οι Σχηματισμοί Κακκαρίστας και Αθαλάσσας συμπεριλήφθηκαν στον Σχηματισμό Λευκωσίας (Nicosia Formation) και ονομάστηκαν Μέλος Κεφαλή (Kephales Member) και Μέλος Αθαλάσσα (Athalassa Member), αντίστοιχα. Στο Σχ. 2.12 αναγνωρίζεται η Ενότητα Σύναγμα να υπέρκειται τους Μέλους Αθαλάσσα, το οποίο αποτελεί τα ανώτερα στρώματα του Σχηματισμού Λευκωσίας. Η στρωματογραφική στήλη της Αυτόχθονης Ιζηματογενούς Ακολουθίας ολοκληρώνεται με τα Ολοκαινικά ανώτερα αλλουβιακά ιζήματα.



Σχήμα 2.12. Στρωματογραφική στήλη της Αυτόχθονης Ιζηματογενούς Ακολουθίας όπως αυτή συναντάται στην νότιο-νοτιοδυτική Κύπρο (Malpas et al. 1992).

2.2.3 Γεωτεκτονική ζώνη της Κερύνειας

Τα πετρώματα της γεωτεκτονικής ζώνης της Κερύνειας προέρχονται από ένα ηπειρωτικό τέμαχος (πιθανώς βορειότερα της ωκεάνιας λεκάνης στην οποία αναπτύσσονταν τα οφιολιθικά πετρώματα) και συναντώνται στην οροσειρά του Πενταδακτύλου, η οποία βρίσκεται στο βόρειο τμήμα του νησιού της Κύπρου. Ενδεικτικά, το ανάστροφο ρήγμα της Κερύνειας (McPhee & van Hinsbergen 2019) ή της Κυθρέας (Baroz 1979) οριοθετεί το βορειότερο άκρο της λεκάνης της Μεσαορίας, διαχωρίζοντας τα κατώτερα στρωματογραφικά ιζήματα της γεωτεκτονικής ζώνης της Κερύνειας από τα Τεταρτογενή ιζήματα της Αυτόχθονης Ιζηματογενούς Ακολουθίας.

Οι Robertson & Woodcock (1986) αναφέρουν ότι τα κατώτερα στρώματα της γεωτεκτονικής ζώνης της Κερύνειας αποτελούνται από μεταμορφωμένα ανθρακικά πετρώματα, τα οποία ανήκουν στην Ομάδα Τρύπα (Trypa Group), ενώ τα υπερκείμενα στρώματα της αποτελούνται από μη-μεταμορφωμένα θαλάσσια ιζηματογενή και ηφαιστειακά πετρώματα, ηλικίας Ανώτερου Κρητιδικού (Μαιστρίχτιο) έως Πλειστοκαίνου. Η στρωματογραφική στήλη της γεωτεκτονικής ζώνης της Κερύνειας παρουσιάζεται στο Σχ. 2.13, με τις ενότητές της να περιγράφονται παρακάτω.

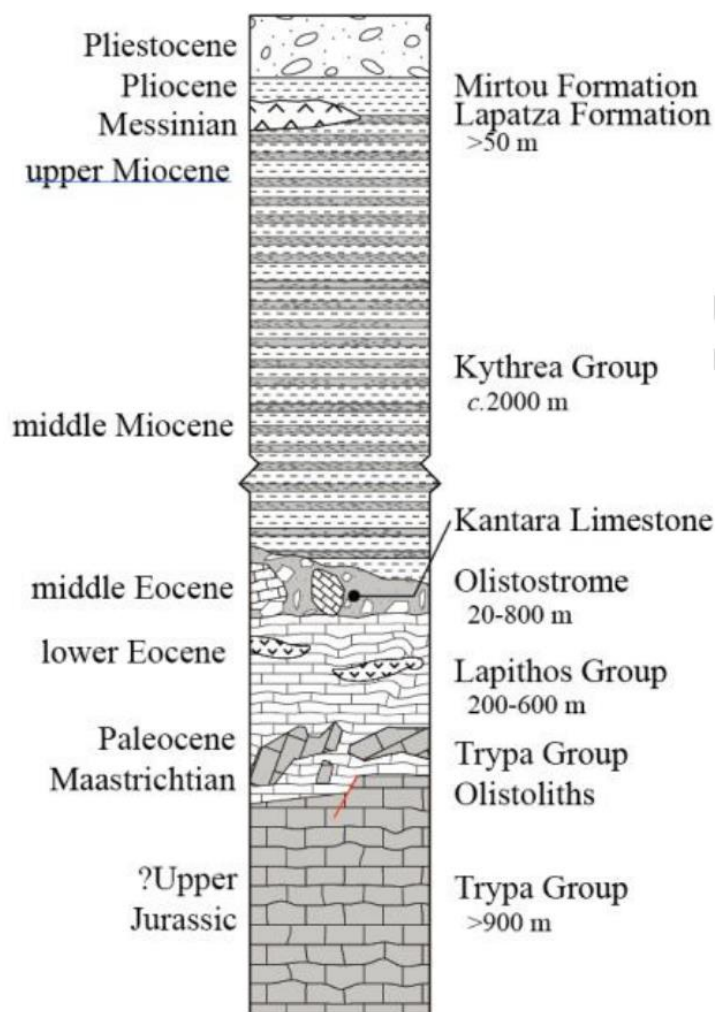
Τα μεταμορφωμένα ανθρακικά πετρώματα της Ομάδας Τρύπα περιέχουν κατά θέσεις πηλινικά στρώματα με χλωρίτη, τα οποία υποδεικνύουν ότι έχουν υποστεί πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση (Baroz 1979). Η ηλικία της πρασινοσχιστολιθικής μεταμόρφωσης είναι περιορισμένη, γιατί στους μεταμορφωμένους ασβεστόλιθους της Ομάδας Τρύπα συναντώνται μικροαπολιθώματα Άνω Ιουρασικής ηλικίας (McPhee & van Hinsbergen 2019). Η Ομάδα Τρύπα βρίσκεται σε ασυμφωνία κυρίως με τα υπερκείμενα πετρώματα της Ομάδας Λάπηθος, αλλά ενίοτε υπερκαλύπτεται από τα ιζηματογενή πετρώματα του Σχηματισμού Κυπαρισσό-Βουνό (Kiparisso Vouno Formation) (Baroz 1979; Robertson & Woodcock 1986; Robertson et al. 2012; 2013).

Τα κατώτερα στρώματα της Ομάδας Λάπηθος, αποτελούνται από μία σειρά πελαγικών ασβεστολίθων με μαξιλαροειδείς λάβες και βασικά λατυποπαγή, ηλικίας Μαιστρίχτιο έως Παλαιόκαινο (Robertson et al. 2012), τα οποία καλούνται ως Σχηματισμοί Μελούντα (Melounda Formation) και Άγιος Νικόλαος (Ayios Nikolaos Formation) (Baroz 1979). Ωστόσο, στη βάση των κατώτερων στρωμάτων της ενότητας, συναντώνται μεγάλα τεμάχια μεταμορφωμένων ασβεστολίθων της Ομάδας Τρύπα, όπου χαρακτηρίζονται ως λέπια (Baroz 1979), ή και ως ολισθόλιθοι (Ducloz 1972). Στα υπερκείμενα στρώματα των κατώτερων στρωμάτων της ενότητας, συναντώνται πελαγικοί ασβεστόλιθοι οι οποίοι περιέχουν ροές θραυσμάτων (debris flow), τουρβιδιτικούς ασβεστόλιθους, μαξιλαροειδεί λάβες και βασालτικά λατυποπαγή, ηλικίας Παλαιόκαινο έως Μέσο Ηώκαινο (Robertson et al. 2012, 2013).

Τα ανώτερα στρώματα της Ομάδας Λάπηθος ανήκουν στον Σχηματισμό Καλογραίας-Αδράνα (Kalaograia-Ardana Formation) (Baroz 1979) και αποτελούνται από μία Μέσο Ηωκαινική σειρά, η οποία χαρακτηρίζεται από εναλλαγές αργίλων, μαργών και ψαμμιτών που περιέχουν ροές θραυσμάτων (debris flow), καθώς επίσης και ολισθόλιθους που παρατηρούνται κυρίως στο ανατολικό τμήμα της οροσειράς του Πενταδακτύλου (McCay et al. 2013). Οι συγκεκριμένοι ολισθόλιθοι είναι ευρέως γνωστοί ως ασβεστόλιθοι Καντάρας (Kantara Limestones).

Όσον αφορά την χρονολόγηση των ασβεστόλιθων Καντάρας, ορισμένες εμφανίσεις τους απέδωσαν ηλικία από Λιθανθρακοφόρο έως Πέρμιο. Εντούτοις, αρκετές εμφανίσεις τους χρονολογούνται με ηλικίες Τριαδικό, Ιουρασικό και Κρητιδικό, με την πλειονότητα τους να υποδεικνύει Κρητιδική ηλικία (Baroz 1979; Robertson & Woodcock 1986; McPhee & van Hinsbergen 2019).

Να σημειωθεί ότι μεταξύ της Ομάδας Λάπηθος και της υπερκείμενης Ομάδας Κυθρέας (Kythrea Group) παρατηρείται μία τοπική ασυμφωνία. Η Ομάδα Κυθρέας, ηλικίας Μέσου Μειοκαίνου, αποτελείται από εναλλαγές αργίλων και τουρβιδιτικών ψαμμιτών (McCay & Robertson 2012). Τέλος, η Ομάδα Κυθρέας επικαλύπτεται ασύμφωνα από αναβαθμίδες Πλειο-Πλειστοκαινικών ιζημάτων, τα οποία δημιουργήθηκαν σε μία περιθωριακή λεκάνη (Palamakumbura et al. 2016).



Σχήμα 2.13. Στρωματογραφική στήλη της γεωτεκτονικής ζώνης της Κερύνειας (Πενταδάκτυλος) (McPhee & van Hinsbergen 2019).

2.2.4 Σύμπλεγμα Μαμωνίων

Τα πυριγενή και ιζηματογενή πετρώματα του συμπλέγματος Μαμωνίων μπορούν να διαχωριστούν σε δύο κύριες τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες (Lapierre 1968a, 1968b), οι οποίες είναι ο Σχηματισμός Πέτρα του Ρωμιού (Petra tou Romiou Formation; Lapierre 1975) ή η Ομάδα Διαρίζος (Dhiarizos Group; Swarbrick & Robertson 1980) και ο Σχηματισμός Μαμώνια (Mamonia Formation; Lapierre 1975) ή Ομάδα Άγιος Φώτιος (Ayios Photios Group; Swarbrick & Robertson 1980). Οι δύο αυτές ενότητες διαφέρουν, τόσο στα λιθολογικά χαρακτηριστικά τους, όσο και στις τεκτονικές διεργασίες σχηματισμού τους.

Η Ομάδα Διαρίζος (Dhiarizos Group) που είναι η κατώτερη γεωτεκτονικά ενότητα, αποτελείται κυρίως από ηφαιστειακά πετρώματα, βασικής έως όξινης σύστασης, ηλικίας Άνω Τριαδικού. Η Ομάδα Άγιος Φώτιος (Ayios Photios Group) που είναι η υπερκείμενη γεωτεκτονικά ενότητα, αποτελείται κυρίως από ιζηματογενή πετρώματα, τα οποία χαρακτηρίζουν την σύγχρονη εξέλιξη μίας λεκάνης με ρηχή/ημιπελαγική έως πελαγική ιζηματογένεση (Lapierre 1975). Επίσης, το σύμπλεγμα Μαμωνίων περιέχει τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα (Ayia Varvara Formation; Swarbrick & Robertson, 1980; Malpas et al. 1992), όπως και τις εμφανίσεις σερπεντινίτη. Συγκεκριμένα, τα πετρώματα αυτά συνδέονται με την εξέλιξη των οφιολιθικών πετρωμάτων του Τροόδους-Ακάμα, ωστόσο συναντώνται εντός του συμπλέγματος Μαμωνίων, στην νότιο-νοτιοδυτική Κύπρο. Εκτενέστερα οι γεωλογικοί σχηματισμοί του συμπλέγματος Μαμωνίων θα αναφερθούν στο Κεφάλαιο 3, καθώς αποτελούν το κύριο μέρος της μελέτης της διδακτορικής διατριβής.

2.3 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΚΥΠΡΙΑΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ

Η γεωτεκτονική εξέλιξη του Κυπριακού ορογενούς, ουσιαστικά ξεκίνησε στο Ανώτερο Κρητιδικό (Κενομάνιο-Τουρόνιο/92-90 Ma) και συνεχίστηκε έως την τελική ανύψωσή του. Στηριζόμενοι σε παλαιομαγνητικά στοιχεία τα οποία συλλέχθηκαν από το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα, οι Clube & Robertson (1986) και Morris et al. (1990), υποστήριξαν ότι επηρεάστηκε από μία αριστερόστροφη περιστροφή, περίπου 90° σε έναν κάθετο άξονα. Ο Robertson (1990c) υποστήριξε ότι αυτή η αριστερόστροφη περιστροφή έλαβε χώρα από το Ανώτερο Κρητιδικό έως το Ηώκαινο, με τους Morris et al. (2006) να προσθέτουν ότι η περιστροφή των περίπου 65° είχε ήδη πραγματοποιηθεί πριν από το Μαιστρίχτιο (Ανώτερο Κρητιδικό).

Παρομοίως, στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, σημαντικές αριστερόστροφες περιστροφές από 60° έως 120° , έχουν επίσης καταγραφεί για τα οφιολιθικά συστήματα Hatay και Baer-Bassit, στην Τουρκία και Συρία, αντίστοιχα (Morris A. et al. 2002; Inwood et al. 2009). Σύμφωνα με τους Maffione et al. (2017), η κατεύθυνση παλαιο-εξάπλωσης (paleospreading) των συγκεκριμένων οφιολιθικών συστημάτων, παρατηρείται από Α-Δ έως ΝΑ-ΒΔ, όπως αυτή υπολογίστηκε από τις τομές των φλεβικών συστημάτων τους. Αυτά τα οφιολιθικά συστήματα, βάσει των ορυκτοχημικών αναλύσεων τους, υποδεικνύουν ότι σχηματίστηκαν σε μία Supra Subduction Zone (SSZ) (Whitechurch et al. 1984; Lytwyn & Casey 1993; Parlak et al. 2009), με τις ηλικίες τους να κυμαίνονται περίπου από 92 έως 95 Ma (Karaoglan et al. 2013). Έτσι, με βάση τις περιστροφικές αναλύσεις που διεξάχθηκαν στο Σύστημα Φλεβών του οφιολιθικού συμπλέγματος Τρόοδους-Ακάμα, αρχικά εκτιμήθηκε ότι οι φλέβες έχουν παράταξη περίπου Β-Ν (Varga & Moores 1985; Allerton & Vine 1987; Cann et al. 2001). Έπειτα, οι Morris & Maffione (2016) και Maffione et al. (2017), υπέδειξαν ότι η παράταξη του Συστήματος Φλεβών, είναι περίπου ΒΑ-ΝΔ, βάσει της οποίας εξάχθηκε η κατεύθυνση παλαιο-εξάπλωσης (paleospreading) περίπου ΝΑ-ΒΔ.

Επομένως, βασιζόμενοι στις παρόμοιες κατευθύνσεις παλαιο-εξάπλωσης, την ηλικία, την προέλευση των οφιολιθικών πετρωμάτων, αλλά και την περίοδο που σημειώθηκε η περιστροφή των οφιολιθικών συμπλεγμάτων Τρόοδους- Ακάμα, Hatay και Baer-Bassit, φαίνεται να ταιριάζουν και πιθανόν να ανήκαν σε ένα κοινό σύστημα ωκεάνιων μικροπλακών. Το σύστημα αυτό, υπέστη σημαντική περιστροφή γύρω από το Αραβικό περιθώριο, πολύ πιο πριν από το Ανώτερο Κρητιδικό, κατά το οποίο επωθήθηκαν (obduction) στο ηπειρωτικό περιθώριο (Morris et al. 2006; Maffione et al. 2017).

Κάπως έτσι, τοπικές συγκρίσεις μεταξύ των οφιολιθικών συμπλεγμάτων της Ανατολικής Μεσογείου υποδηλώνουν ότι το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τρόοδους-Ακάμα αναπτύχθηκε σε μία Supra Subduction Zone (SSZ) με τα γεωτεκτονικά μοντέλα να υποδηλώνουν την υποβύθιση προς τα βόρεια (Clube & Robertson 1986; Robertson 1990c). Παρόλα αυτά, λιγότερο πιθανά γεωτεκτονικά σενάρια έχουν επίσης προταθεί, αναφερόμενα σε μία νότια υποβύθιση του συγκλίνων συστήματος (Dilek et al. 1990).

Παρά ταύτα, υπάρχει συμφωνία, ότι η υποβύθιση έγινε προς τα βόρεια. Αποτέλεσμα αυτού, ήταν η παθητική ώθηση των οφιολιθικών πετρωμάτων προς τα νότια, προς την Αραβική πλάκα, και έπειτα, η τελική σύγκρουση τους με το ηπειρωτικό περιθώριο της ίδιας πλάκας, κατά την περίοδο Καμπάνιου(?). Αυτό θα διερευνηθεί και

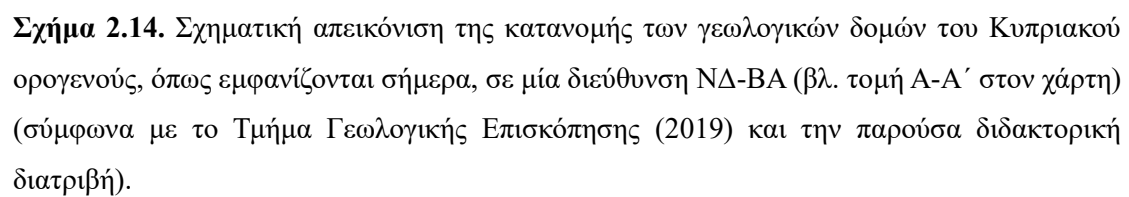
στην παρούσα διδακτορική διατριβή με βάση τη φορά κίνησης των κινηματικών δεικτών που παρατηρήθηκαν στα μεταμορφωμένα πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα.

Εξαιρετικά σημαντική παρατήρηση είναι ότι το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα παρέμεινε βυθισμένο στον ωκεανό της Νεοτηθύος, από το Ανώτερο Κρητιδικό έως το Κατώτερο-Μέσο Τριτογενές, με αποτέλεσμα την απόθεση της ανθρακικής ιζηματογένεσης βαθιάς θάλασσας, συμπεριλαμβανομένων των γυψούχων ιζημάτων και πελαγικών ανθρακικών τουρβιδιτών (Σχηματισμός Λεύκαρα-Lefkara Formation; Robertson & Hudson 1975).

Στο Ανώτερο Ολιγόκαινο(?) με Κατώτερο Μειόκαινο, ξεκίνησε η αρχική ανύψωση του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα, η οποία χαρακτηρίζεται από την ημιπελαγική ιζηματογένεση του Σχηματισμού Πάχνα (Pakhna Formation), Ολιγοκαινικής-Μειοκαινικής ηλικίας (Robertson et al. 1991). Πιο συγκεκριμένα, κατά την ανυψωτική παραμόρφωση του Κυπριακού ορογενούς, σχηματίστηκαν λεκάνες, όπως αυτές της Λεμεσού, του Πισσουρίου, της Μεσαορίας, του Μαρωνίου, του Πολεμίου και της Πόλης (Ακάμας), στις οποίες αποτέθηκαν Μειοκαινικά ημιπελαγικά ιζήματα, ανθρακικά νηριτικής ιζηματογένεσης και κλαστικές αποθέσεις προερχόμενες από τη διάβρωση του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα (Eaton & Robertson, 1993), ή και από το σύμπλεγμα Μαμωνίων.

Η κύρια φάση ανύψωσης του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα ξεκίνησε κατά το Πλειόκαινο, μεταξύ των 2.14 και 1.95 Ma, είτε αμέσως πριν τα 1.77 Ma (Kinnaird et al. 2011). Τέλος, κατά το Πλειο-Τεταρτογενές συντελείται η χαρακτηριστική σύγκρουση της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους-Ακάμα με το ηπειρωτικό περιθώριο (γεωτεκτονική ζώνη της Κερύνειας), με αποτέλεσμα την τελική ανύψωση της.

Σύμφωνα με τους Morag et al. (2016), η ηλικία της τελικής ψύξης της πλάκας του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα, καθορίζεται στα 6 ± 2 Ma, με βάση τη μεθοδολογία που στηρίζεται στις ηλικίες των ισοτόπων (U-Th)/He. Η εκτιμώμενη ηλικία τελικής ψύξης στα 6 ± 2 Ma συνάδει απόλυτα με τις ερμηνείες ποικίλων ερευνητών (π.χ McCallum & Robertson 1995; Stow et al. 1995; Calon et al. 2005) οι οποίοι υπέδειξαν την αρχική ανύψωση με ηλικία Μειόκαινο, σε ένα καθεστώς συμπίεσης περίπου B-N. Ταυτόχρονα, αναπτύχθηκαν ιζηματογενείς λεκάνες με παράταξη Α-Δ, υπό συνθήκες έκτασης (Balmer et al. 2019). Στο Σχ. 2.14

[illegible]

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΤΗΣ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΗΣ ΚΥΠΡΟΥ-ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

3.1 ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΝΔ ΚΥΠΡΟΥ

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή μελετάται το σύμπλεγμα Μαμωνίων και πιο συγκεκριμένα η γεωτεκτονική εξέλιξη, καθώς και η τεκτονική σχέση του με το οφιολιθικό σύμπλεγμα του Τροόδους-Ακάμα. Το σύμπλεγμα πήρε το όνομα του από το χωριό Μαμώνια, 19km ανατολικά της Πάφου.

Το σύμπλεγμα Μαμωνίων αναγνωρίστηκε για πρώτη φορά από τους Henson et al. (1949), οι οποίοι συμπεριέλαβαν τα ιζηματογενή και πυριγενή πετρώματα του νότιου-νοτιοδυτικού τμήματος της Κύπρου σε μία ενότητα της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους-Ακάμα, ονομάζοντας τα Ομάδα Τρύπα (Trypa Group). Όμως, αργότερα ο Gass (1960), χωρίς να αποδίδει σαφή διαχωρισμό αυτών των πετρωμάτων από το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα, τα μετονόμασε σε σύμπλεγμα Μαμωνίων (Mamonia Complex).

Ωστόσο, για πρώτη φορά, η Lapierre (1968a) ανέδειξε την εξαιρετικά σημαντική διάκριση μεταξύ των πετρωμάτων του νότιου-νοτιοδυτικού τμήματος της Κύπρου με το αυτόχθονο οφιολιθικό σύμπλεγμα και τα υπερκείμενα ιζήματα της αυτόχθονης ιζηματογενούς ακολουθίας. Η συγκεκριμένη μελέτη, έδωσε κυρίως έμφαση στα πετρώματα της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου, καθώς αναφέρθηκε για πρώτη φορά ότι πρόκειται για πυριγενή πετρώματα, αλλά και ιζηματογενή πετρώματα που σχηματίζουν ακολουθίες αρκετών μέτρων. Έπειτα, ακολούθησαν εκτενέστερες μελέτες για την συγκεκριμένη περιοχή, όπως αυτές των Robertson & Hudson (1975), Robertson

(1977a), Robertson & Woodcock (1979), Lapierre (1975, 2007), Swarbrick & Naylor (1980) και Swarbrick (1980).

Σύμφωνα με την Lapierre (1968a), τα αλλόχθονα πετρώματα του συμπλέγματος Μαμωνίων, μπορούν να διαχωριστούν σε δύο ξεχωριστές τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες, οι οποίες ερμηνεύονται ως «καλύμματα» και καλούνται Σχηματισμός Μαμώνια (Mamonia Formation) που αποτελείται εξ ολοκλήρου από ιζηματογενή πετρώματα, και Σχηματισμός Πέτρα του Ρωμιού (Petra tou Romiou Formation) που αποτελείται, ως επί το πλείστον, από πυριγενή πετρώματα και ηφαιστειο-ιζηματογενείς ακολουθίες. Ωστόσο, η ταξινόμηση του πρώτου σχηματισμού, ως Σχηματισμός Μαμώνια, περιπλέκει την ονοματολογία και ταξινόμηση των ποικίλων σχηματισμών, καθώς στο σύνολο τους ανήκουν στο σύμπλεγμα Μαμωνίων.

Στη συνέχεια, μία εντελώς καινούρια ονοματολογία προτάθηκε από τον Turner (1973), ο οποίος κατά βάση στηρίχθηκε στη χερσόνησο του Ακάμα. Ο ίδιος επαναπροσδιόρισε την ονοματολογία των σχηματισμών του νότιο-νοτιοδυτικού τμήματος της Κύπρου, με ενδεικτική περίπτωση την υπερκείμενη in-situ ιζηματογενή σειρά. Όμως, στην εν λόγω ταξινόμηση δεν λήφθηκε υπόψιν η καθιερωμένη στρωματογραφική προτεραιότητα, αλλά και παλαιότερες ερευνητικές μελέτες οι οποίες προσδιόρισαν πολύ σωστά τους σχηματισμούς. Έτσι, η ονοματολογία από τον Turner (1973), δεν καθίσταται διαδεδομένη και δεν χρησιμοποιήθηκε στην πράξη από τους μεταγενέστερους ερευνητές.

Επίσης, οι Ealey & Knox (1975), πρότειναν τον όρο Αλλόχθονο Σύμπλεγμα Μαμώνια (Mamonia Allochthonous Complex), καθώς τα πετρώματα του συμπλέγματος είναι αλλόχθονα. Ωστόσο, στις ποικίλες ερευνητικές μελέτες προτιμάται ο παλαιότερος όρος, Σύμπλεγμα Μαμωνίων (Mamonia Complex; Gass 1960), ο οποίος ως ονοματολογία, δεν παραπέμπει στην γεωλογική προέλευση των πετρωμάτων, καθώς στο νότιο-νοτιοδυτικό τμήμα της Κύπρου παρατηρούνται και ηφαιστειο-ιζηματογενείς σχηματισμοί, ηλικίας Ανώτερο Κρητιδικό, για τους οποίους αμφισβητείται η αλλόχθονη προέλευση.

Ακολούθως, οι Swarbrick & Robertson (1980) επαναπροσδιόρισαν την στρωματογραφία των Μεσοζωικών ιζηματογενών σειρών και πυριγενών πετρωμάτων του συμπλέγματος Μαμωνίων, με τις ονομασίες των γεωλογικών σχηματισμών να υιοθετούνται βάσει του καθιερωμένου οδηγού ονοματολογίας της Διεθνούς Στρωματογραφικής Επιτροπής (International Stratigraphical Commission), όπως αυτός προκύπτει από τον Hedberg (1976). Στο διαχωρισμό και καθορισμό των ενοτήτων και

σχηματισμών του συμπλέγματος Μαμωνίων, οι συγκεκριμένοι μελετητές, στηρίχθηκαν κυρίως στην αντίστοιχη ονοματοδοσία των οφιολιθικών πετρωμάτων της οροσειράς Όθρυς, στην Κεντρική Ελλάδα, η οποία αποδόθηκε από τους Smith et al. (1975). Ανάλογη ονοματοδοσία αποδόθηκε επίσης από τους Woodcock & Robertson (1980) για το αντίστοιχο γεωλογικό σύμπλεγμα που συναντάται στην Αντάλεια της νοτιοδυτικής Τουρκίας και έχει παρόμοιους γεωλογικούς σχηματισμούς.

Τονίζεται ότι η Lapierre (1968a) και οι Swarbrick & Robertson (1980), παρομοίως διατήρησαν τον διαχωρισμό του συμπλέγματος Μαμωνίων σε δύο κύριες γεωτεκτονικές υπο-ομάδες. Οι ομάδες αυτές παρουσιάζουν έντονες διαφοροποιήσεις τόσο στα λιθολογικά στοιχεία, όσο και στις τεκτονικές διεργασίες δημιουργίας τους.

Εντούτοις, οι Swarbrick & Robertson (1980), σε αντίθεση με την Lapierre (1968a), επαναπροσδιόρισαν την ονοματολογία των δύο τεκτονοστρωματογραφικών ενοτήτων. Έτσι, η ενότητα που αποτελείται εξ ολοκλήρου από ηπειρωτικού περιθωρίου ιζηματογενείς αποθέσεις ονομάστηκε Ομάδα Άγιος Φώτιος (Ayios Photios Group) και η ενότητα που αποτελείται κυρίως από πυριγενή και ιζηματογενή πετρώματα ονομάστηκε Ομάδα Διαρίζος (Dhiarizos Group). Η παρούσα διδακτορική διατριβή έρχεται σε συμφωνία με την ονοματοδοσία των σχηματισμών από τους Swarbrick & Robertson (1980) (Σχ. 3.1).

Η κατώτερη γεωτεκτονικά ενότητα, η Ομάδα Διαρίζος (Dhiarizos Group) μπορεί να διαχωριστεί σε τέσσερις περαιτέρω σχηματισμούς: τον Σχηματισμό Φασούλα (Phasoula Formation), τον Σχηματισμό Λουτρά της Αφροδίτης (Loutra tis Aphroditis Formation), τον Σχηματισμό Πέτρα του Ρωμιού (Petra tou Romiou Formation) και τον Σχηματισμό Μαυροκόλυμπος (Mavrokolymbos Formation) (Swarbrick & Robertson, 1980). Οι σχηματισμοί Φασούλα και Λουτρά της Αφροδίτης, είναι ηφαιστειακής προέλευσης και αποτελούνται κυρίως από τυπικά οφιολιθικά mélanges και ηφαιστειακά κροκαλοπαγή, αντίστοιχα, ηλικίας Ανώτερου Τριαδικού. Οι σχηματισμοί Πέτρα του Ρωμιού και Μαυροκόλυμπος, αποτελούν το Μεσοζωικό ιζηματογενές κάλυμμα των Τριαδικών ηφαιστειακών πετρωμάτων (Swarbrick & Robertson, 1980). Η Ομάδα Διαρίζος, περιέχει κι ένα ιζηματογενές μέλος, το Μέλος Χολέτρια (Kholetrias Member), το οποίο απαντάται σε εναλλαγές με το Σχηματισμό Φασούλα.

Η ανώτερη γεωτεκτονικά ομάδα, η Ομάδα Άγιος Φώτιος (Ayios Photios Group), περιέχει ιζήματα με προέλευση ηπειρωτικού περιθωρίου και μπορεί να διαχωριστεί σε τρεις σχηματισμούς, οι οποίοι είναι ο Σχηματισμός Βλάμπουρος (Vlambouros Formation), ο Σχηματισμός Μαρώνας (Marona Formation) και ο Σχηματισμός

Επισκοπή (Episkopi Formation). Ωστόσο, οι Bragin & Krylov (1996, 1999a), υποστηρίζουν ότι ο Σχηματισμός Μαρώνας (Marona Formation) δεν υφίσταται ως ξεχωριστός σχηματισμός και μπορεί να ταξινομηθεί εντός του Σχηματισμού Βλάμπουρος. Επίσης, στα υπερκείμενα στρώματα της ομάδας παρατηρούνται ψαμμίτες, οι οποίοι ανήκουν στο Μέλος Ακάμα (Akamas Member) (Robertson & Woodcock 1979; Swarbrick & Robertson 1980). Ενδεικτικά, οι σχηματισμοί της Ομάδας Άγιος Φώτιος αντιπροσωπεύουν πυριτοκλαστικές, ανθρακικές και ραδιολαρικές αποθέσεις, ηλικίας Ανώτερο Τριαδικό έως τουλάχιστον Μέσο Κρητιδικό (Swarbrick & Robertson 1980).

Επίσης, στο σύμπλεγμα Μαμωνίων συναντώνται και μεταμορφωμένα πετρώματα τα οποία καλούνται Σχηματισμός Αγία Βαρβάρα (Ayia Varvara Formation; Malpas et al. 1992). Ο εν λόγω σχηματισμός παρατηρείται ως μια σφήνα αμφιβολιτών (amphibolites), οι οποίοι εναλλάσσονται με μετα-ιζήματα (metasediments) (Robertson & Woodcock, 1979) και παρουσιάζουν μία πολύπλοκη τεκτονική ιστορία.

Να σημειωθεί ότι τα μεταμορφωμένα πετρώματα, παρατηρούνται ως τεκτονικά λέπια (Malpas et al. 1993) και με τα συνοδά οφιολιθικά πετρώματα του Τροόδους-Ακάμα λεπιώνονται εντός του συμπλέγματος Μαμωνίων. Με βάση την τεκτονική δομή τους, συμπεραίνεται τόσο η γεωδυναμική εξέλιξη, όσο και η τελική τοποθέτηση και κινηματική παραμόρφωση της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους-Ακάμα σε σχέση με το σύμπλεγμα Μαμωνίων. Στην παρούσα διδακτορική διατριβή θα μελετηθούν οι αμφιβολίτες, με σκοπό την περαιτέρω συσχέτιση των συγκεκριμένων συμπλεγμάτων.

Κάπου εδώ να τονιστεί ότι, οι Ανώτερες Μαξιλαροειδείς Λάβες (Pillow lavas) των οφιολιθικών πετρωμάτων του Τροόδους-Ακάμα συνδέονται και υπερκαλύπτονται από χημικά σιδηρομαγνησιούχα ιζήματα (ούμπρες-umbers) και κερατόλιθους με ραδιολάρια, Ανώτερης Κρητιδικής ηλικίας, του Σχηματισμού Πέραπεδί (Perapedhi Formation). Κατά μήκος του βορειότερου περιθωρίου της οροσειράς του Τροόδους, ο Σχηματισμός Πέραπεδί, επικαλύπτεται ασύμφωνα από την Αυτόχθονη Ιζηματογενή Ακολουθία (Lapierre 2007). Αντιθέτως, στο νότιο και νοτιοδυτικό τμήμα της οροσειράς του Τροόδους, τα ιζήματα του Σχηματισμού Πέραπεδί διαβαθμίζονται σταδιακά μεταβαίνοντας σε ψαμμιτικούς και μπεντονιτικούς αργίλους, που ανήκουν στον Σχηματισμό Κανναβιού (Kannaviou Formation; (Lapierre 1968a, 1975; Ealey & Knox 1975; Robertson 1977).

Σημαντικά είναι και τα οφιολιθικά μείγματα Μονή Mélange (Moni Mélange; Swarbrick & Naylor 1980) και Κάθηκα Mélange (Kathikas Mélange; Swarbrick &

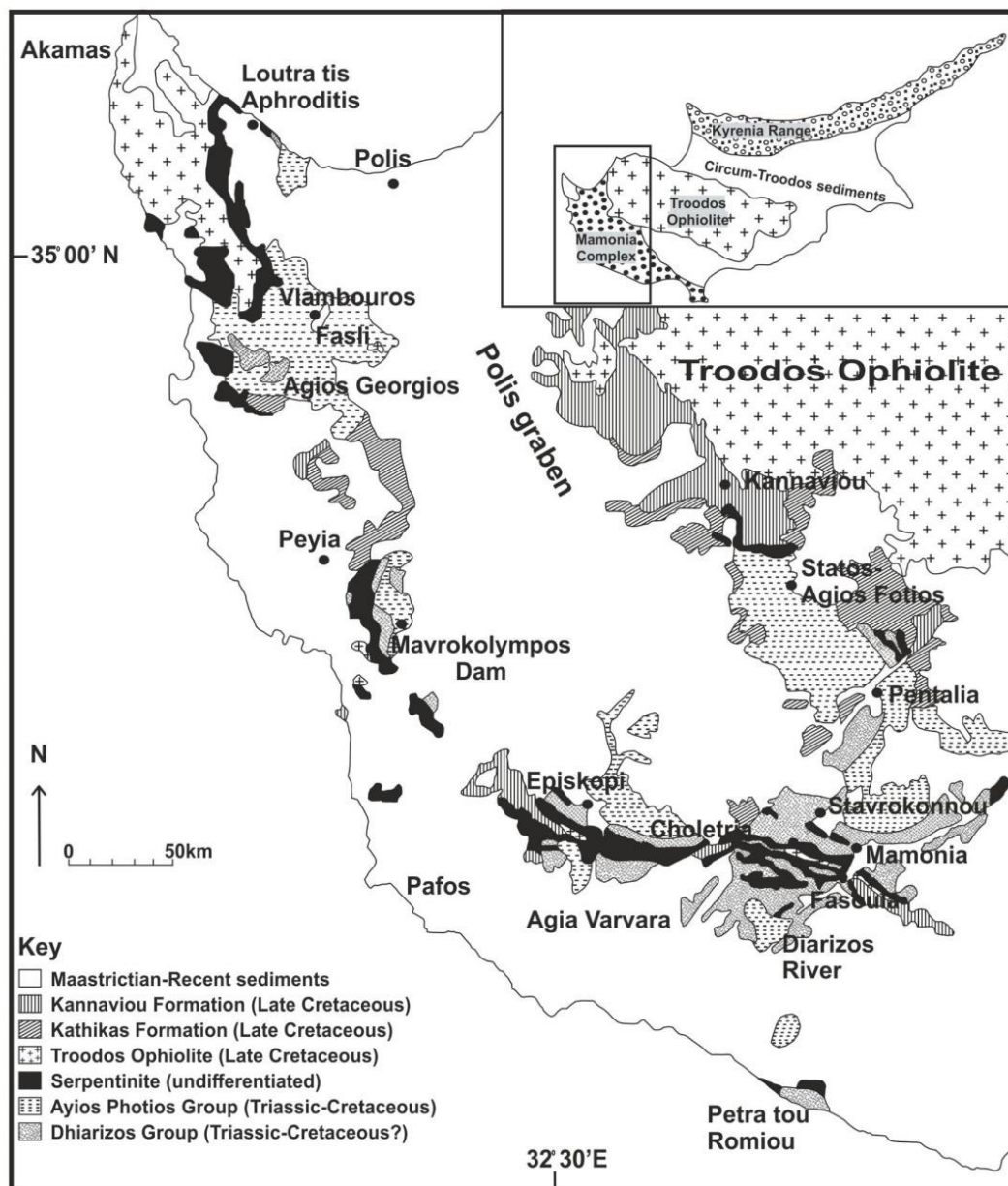
Naylor 1980) που χαρακτηρίζονται από τεφρά έως κόκκινα αργιλικά ιζήματα τα οποία συνοδεύονται με ολισθόλιθους, πάχους δεκάδων μέτρων έως μερικών χιλιομέτρων, προερχόμενοι από τα υποκείμενα πετρώματα (μεταμορφωμένα πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, σερπεντινίτες, ηφαιστειακά και ιζηματογενή πετρώματα του συμπλέγματος Μαμωνίων; Malpas et al. 1992). Επίσης, το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα και το σύμπλεγμα Μαμωνίων επικαλύπτονται ασύμφωνα από τα ιζήματα του Σχηματισμού Λεύκαρα, ηλικίας Ανώτερο Κρητιδικό έως Κατώτερο Τριτογενές. Στο Σχ. 3.1 υποδεικνύεται η στρωματογραφία των ποικίλων Μεσοζωικών ενοτήτων και σχηματισμών της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου, σύμφωνα με την ονοματολογία των Swarbrick & Robertson (1980) και Malpas et al. (1993).

ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΚΛΙΜΑΚΑ		ΕΝΟΤΗΤΕΣ ΜΑΜΩΝΙΩΝ		ΕΝΟΤΗΤΕΣ ΤΡΟΟΔΟΥΣ
ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ	ΑΝΩΤΕΡΟ	ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΛΕΥΚΑΡΑ ΚΑΘΗΚΑΣ ΜΕΛΑΝΓΕ		ΜΟΝΗ ΜΕΛΑΝΓΕ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΚΑΝΝΑΒΙΟΥ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΠΕΡΑΠΕΔΙ ΟΦΙΟΛΙΘΙΚΗ ΣΕΙΡΑ ΤΟΥ ΤΡΟΟΔΟΥΣ
	ΚΑΤΩΤΕΡΟ	Ο ΜΑΔΑ ΜΕΛΟΣ ΑΚΑΜΑ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΕΠΙΣΚΟΠΗ Ο ΜΑΔΑ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΜΑΥΡΟΚΟΛΥΜΠΙΟΣ		
ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ		ΑΓΙΟΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΜΑΡΩΝΑ	ΑΓΙΟΣ ΜΕΛΟΣ ΧΟΛΕΤΡΙΑ ΣΧΗΜΑ- ΣΧΗΜΑ- ΣΧΗΜΑ- ΤΙΣΜΟΣ ΤΙΣΜΟΣ ΤΙΣΜΟΣ ΦΑΣΟΥΛΑ Α.Τ.Α. Π.Τ.Ρ.	
ΤΡΙΑΔΙΚΟ	ΑΝΩΤΕΡΟ	ΦΩΤΙΟΣ	ΦΩΤΙΟΣ	
	ΚΑΤΩΤΕΡΟ	ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΒΛΑΜΠΟΥΡΟΣ	ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΒΛΑΜΠΟΥΡΟΣ	

Σχήμα 3.1. Στρωματογραφία των Μεσοζωικών πετρωμάτων της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου (τροποποιημένο μετά από Malpas et al. 1993).

Η τεκτονική τοποθέτηση του συμπλέγματος Μαμωνίων στο οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα, εκτιμάται ότι συνέβη μετά την απόθεση των μπεντονιτικών αργίλων

του Σχηματισμού Κανναβίου (Μαιστρίχτιο/Ανώτερο Κρητιδικό) και πριν από την απόθεση του Σχηματισμού Λευκάρων (Ανώτερο Κρητιδικό-Κατώτερο Τριτογενές). Αρα, συμπεραίνεται ότι η επώθηση του αλλόχθονου συμπλέγματος Μαμωνίων υπέρ των οφιολιθικών πετρωμάτων του Τροόδους-Ακάμα, σημειώθηκε κατά την εποχή του Μαιστρίχτιου (Lapierre 1975; Robertson & Woodcock 1981; Swarbrick 1993). Παρόλα αυτά, παραμένει υπό συζήτηση η σύγκρουση και η μετέπειτα γεωτεκτονική εξέλιξη των δύο συμπλεγμάτων. Στο Σχ. 3.2 υποδεικνύεται η γεωλογία της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου και στον χάρτη διακρίνονται τα σημαντικότερα χωριά της περιοχής μελέτης.



Σχήμα 3.2. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης των πετρωμάτων, της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου (σύμφωνα με τους Malpas et al. 1992 και την παρούσα διατριβή).

3.2 ΟΜΑΔΑ ΔΙΑΡΙΖΟΣ

Η Ομάδα Διαρίζος αναφέρεται ως η κατώτερη γεωτεκτονικά ομάδα του συμπλέγματος Μαμωνίων και περιέχει ηφαιστειακά πετρώματα βασικής έως όξινης σύστασης. Η ηφαιστειότητα αυτή σχετίζεται άμεσα με την πελαγική ιζηματογένεση και ιζηματογένεση υφαλοκρηπίδας, ηλικίας Ανώτερο Τριαδικό. Αρχικά, από τους Henson et al. (1949) θεωρήθηκε εν μέρει τμήμα της Ομάδας Τρύπα (Trypa Group), αργότερα ο Turner (1973) επαναπροσδιόρισε την ονομασία του ως Ομάδα Πυριγενών Αετού (Aetous Igneous Group) και τέλος, η Lapierre (1975) απέδωσε σε αυτή την ενότητα πετρωμάτων την ονομασία Σχηματισμός Πέτρα του Ρωμιού (Petra tou Romiou Formation). Παρόλα αυτά, η Ομάδα Διαρίζος (Dhiarizos Group; Robertson & Woodcock 1979; Swarbrick & Robertson 1980), είναι η πιο διαδεδομένη ονομασία της ενότητας, προερχόμενη από τον ποταμό Διαρίζο που συναντάται στο νοτιοδυτικό τμήμα της επαρχίας Πάφου.

Η Ομάδα Διαρίζος υποδιαιρείται σε τέσσερις σχηματισμούς και ένα μέλος, που περιγράφονται στα επόμενα υπο-κεφάλαια και είναι ο Σχηματισμός Φασούλα (Phasoula Formation), ο Σχηματισμός Λουτρά της Αφροδίτης (Loutra tis Aphroditis Formation), ο Σχηματισμός Πέτρα του Ρωμιού (Petra tou Romiou Formation) και ο Σχηματισμός Μαυροκόλυμπος (Mavrokolymbos Formation), καθώς επίσης και το Μέλος Χολέτρια (Kholetrias Member).

3.2.1 Σχηματισμός Φασούλα

Ο Σχηματισμός Φασούλα πήρε το όνομα του από το ομώνυμο χωριό Φασούλα, το οποίο βρίσκεται στην κοιλάδα του ποταμού Διαρίζος, περίπου 2km νοτιοδυτικά του χωριού Μαμώνια. Η τυπικότερη μορφή του σχηματισμού αναγνωρίζεται περίπου 0.3km βορειοανατολικά του χωριού Φασούλα και δομείται από πορφυριτικές μαξιλαροειδείς λάβες, με αμυγδαλοειδές σχήμα, οι οποίες εναλλάσσονται με ρόδινους και τεφρούς ασβεστολιθικούς ορίζοντες του Μέλους Χολέτρια.

Στην ευρύτερη περιοχή του χωριού Φασούλα, ο ομώνυμος σχηματισμός ξεπερνάει σε πάχος τα 250m, ωστόσο σημαντικές εμφανίσεις του παρατηρούνται επίσης στην ευρύτερη περιοχή του χωριού Αγία Βαρβάρα και στην χερσόνησο του Ακάμα. Επιπρόσθετα, οι λάβες του Σχηματισμού Φασούλα, κυρίως στην νότια Κύπρο, παρατηρούνται ως αποκολλημένα τμήματα εντός του Μονή Mélange (Swarbrick & Robertson 1980).

Σύμφωνα με τους Henson et al. (1949), ο Σχηματισμός Φασούλα αποδόθηκε ως μη-διακριτός από το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα, με τον Turner (1973) να τον ξεχωρίζει για πρώτη φορά προσδιορίζοντας τον ως Μαξιλαροειδείς Λάβες Φαρκώνια (Pharkonia Pillow Lavas). Έπειτα, σύμφωνα με την Lapierre (1975) θεωρήθηκε εν μέρει τμήμα του Σχηματισμού Πέτρα του Ρωμιού (Petra tou Romiou Formation) και σύμφωνα με τους Robertson & Woodcock (1979) ως Λάβες Φασούλας (Phasoula Lavas). Τέλος, οι Swarbrick & Robertson (1980) απέδωσαν την διαδεδομένη ονομασία των λαβών, ως Σχηματισμός Φασούλα, η οποία ισχύει έως και σήμερα.

Σημειώνεται ότι εντός των μαξιλαροειδών λαβών συναντώνται παρεμβολές από συμπαγείς ροές (massive flows) λαβών, όπως για παράδειγμα στην ευρύτερη περιοχή του χωριού Φασούλα, ή από ηφαιστειοκλαστικούς ιλυολίθους, όπως για παράδειγμα βορειοδυτικά του χωριού Πραστιό. Ακόμη, τοπικά παρατηρούνται εσωτερικές προεξοχές και φλέβες δολερίτη.

Βασιζόμενοι στα πετρολογικά χαρακτηριστικά, οι λάβες του Σχηματισμού Φασούλα (Σχ. 3.3) αποτελούνται κυρίως από βασάλτες αλκαλικής σύστασης εμπλουτισμένοι με Ti και τραχειβασάλτες (Lapierre & Rocci 1969, 1976; Lapierre 1975). Το κατώτερο όριο ή βάση των λαβών του Σχηματισμού Φασούλα, δεν διακρίνεται πουθενά στο πεδίο, σε αντίθεση με το ανώτατο όριο που χαρακτηρίζεται ως μία κανονική επαφή με το υπερκείμενο Μέλος Χολέτρια ή τα ιζήματα του Σχηματισμού Μαυροκόλυμπος.

3.2.1.1 Μέλος Χολέτρια

Για πρώτη φορά αναγνωρίστηκε και αποδόθηκε ως Μέλος Χολέτρια από τους Swarbrick & Robertson (1980), βάσει του χωριού Χολέτρια που συναντάται στην ανατολική πλευρά του ποταμού Ξεροπόταμος. Το μέλος Χολέτρια έχει μεγάλη εξάπλωση στην ευρύτερη περιοχή του χωριού Χολέτρια, με την τυπικότερη στρωματογραφική στήλη του μέλους να διακρίνεται 0.4km νοτιοδυτικά του χωριού.

Λιθολογικά, το Άνω Τριαδικό Μέλος Χολέτρια αποτελείται από ρόδινους-κόκκινους έως τεφρούς κερατολιθικούς ασβεστολιθικούς σχηματισμούς, οι οποίοι σχετίζονται επίσης με ανθρακικά ιζήματα πλούσια σε μαγγάνιο. Σε ορισμένες εμφανίσεις το Μέλος Χολέτρια αποτελείται από παρεμβλλόμενες λεπτές στρώσεις κόκκινων ραδιολαριτικών κερατολίθων.

Οι φακοειδείς ασβεστολιθικοί ορίζοντες και οι ραδιολαριτικοί κερατόλιθοι του Μέλους Χολέτρια, όπως φαίνεται στο Σχ. 3.4, συναντώνται διάσπαρτοι ως ιζηματογενείς παρεμβολές εντός των λαβών του Σχηματισμού Φασούλα, ή και στα υπερκείμενα επίπεδα. Αποτέλεσμα αυτού, είναι ο Σχηματισμός Φασούλα να διαχωρίζεται από το σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα. Επίσης, αναφέρεται ότι η δημιουργία του Μέλους Χολέτρια οφείλεται στην ηφαιστειότητα που επικράτησε κατά την δημιουργία του Σχηματισμού Φασούλα.

Το πάχος των ασβεστολιθικών εμφανίσεων του Μέλους Χολέτρια εκτιμάται άνω των 35m, φθάνοντας μέχρι και κάποιες εκατοντάδες μέτρα, ενώ οι ραδιολαριτικοί κερατόλιθοι έχουν μικρό πάχος και σπάνια φθάνουν έως αρκετά μέτρα (Swarbrick & Robertson 1980). Σύμφωνα με τους Swarbrick & Robertson (1980) το ανώτατο όριο του Μέλους Χολέτρια παρατηρείται στην ευρύτερη περιοχή του χωριού Φασούλα, όπου το μέλος μεταπίπτει σύμφωνα προς τον Σχηματισμό Μαυροκόλυμπο.



Σχήμα 3.3. Εμφάνιση των λαβών του Σχηματισμού Φασούλα.



Σχήμα 3.4. Φακοειδής εμφάνιση ασβεστολιθικών οριζόντων (επάνω φωτογραφία) και ραδιολαριτικοί κερατόλιθοι (κάτω φωτογραφία) του Μέλους Χολέτρια όπως εμφανίζεται εντός των λαβών του Σχηματισμού Φασούλα.

3.2.2 Σχηματισμός Λουτρά της Αφροδίτης

Η ονομασία Σχηματισμός Λουτρά της Αφροδίτης, αποδόθηκε από τους Swarbrick & Robertson (1980) βάσει του αρχαιολογικού χώρου των Λουτρών της Αφροδίτης που εντοπίζεται στη χερσόνησο του Ακάμα. Οι τυπικότερες εμφανίσεις του σχηματισμού διακρίνονται κατά μήκος των πλαγιών της νοτιοδυτικής ακτής του τουριστικού θέρετρου, αν και σημειώνονται εμφανίσεις του με μικρά αποκολλημένα τμήματα, τόσο στην κεντρική, όσο και στην ανατολικότερη επαρχία της Πάφου. Επίσης, μικρά τμήματα συναντώνται εντός του Μονή Mélange στην νότια Κύπρο.

Αρχικά, ο Σχηματισμός Λουτρά της Αφροδίτης παρατηρήθηκε και τοποθετήθηκε εν μέρει εντός του Σχηματισμού Πέτρα του Ρωμιού (Henson et al. 1949; Lapierre 1975), ωστόσο μετέπειτα από τον Turner (1973) μετονομάστηκε ως Λατυποπαγή Αργάκιν (Argakin Breccias). Έπειτα, δόθηκε η τελευταία ονομασία του ως Σχηματισμός Λουτρά της Αφροδίτης (Swarbrick & Robertson 1980).

Λιθολογικά, στην τυπική θέση παρατήρησής του, ο σχηματισμός (Σχ. 3.5) χαρακτηρίζεται από λατυποπαγή λάβας αμυγδαλοειδούς σχήματος και ηφαιστειοκλαστικές λάβες με συνοδά δευτερογενή στρώματα ηφαιστειοκλαστικών ιλύολιθων και ραδιολαριτικών αργίλων, που συχνά είναι πλούσια σε μαγγάνιο (manganiferous). Η ανάπτυξη των ραδιολαριτών, σχετίζεται με το Μέλος Χολέτρια, το οποίο παρατηρείται με παρόμοιες εμφανίσεις, τόσο στον Σχηματισμό Φασούλα όσο και στον Σχηματισμό Λουτρά της Αφροδίτης (Swarbrick & Robertson 1980). Στα κατώτερα σημεία του σχηματισμού παρατηρούνται εναλλαγές λατυποπαγών με μαξιλαροειδείς λάβες, παρόμοιες με τις λάβες του Σχηματισμού Φασούλα. Λόγω της τεκτονικής μετατόπισης, το πάχος του σχηματισμού, δεν μπορεί να προσδιοριστεί με ακρίβεια, παρόλα αυτά στην τυπική θέση παρατήρησης του, δηλαδή στα Λουτρά της Αφροδίτης, προσδιορίζεται με μέγιστο πάχος, περίπου 75m.

Παρομοίως με τον Σχηματισμό Φασούλα, και στον Σχηματισμό Λουτρά της Αφροδίτης δεν παρατηρείται κατώτερο όριο. Ωστόσο, το ανώτερο όριό του, είναι πάντοτε ανάστροφο ρήγμα/επώθηση, με κάποιον άλλον σχηματισμό. Τονίζεται ότι στην ευρύτερη περιοχή της Πέτρας του Ρωμιού, ο Σχηματισμός Λουτρά της Αφροδίτης, βρίσκεται σε ασυμφωνία με τους μπεντονιτικούς αργίλους του Σχηματισμού Κανναβιού (Kannaviou Formation).

3.2.3 Σχηματισμός Πέτρα του Ρωμιού

Οι Henson et al. (1949) ονόμασαν τα πετρώματα αυτά ως Σχηματισμός Πέτρα του Ρωμιού, με τους μεταγενέστερους ερευνητές να διατηρούν την ονοματολογία του ως έχει. Ο Σχηματισμός Πέτρα του Ρωμιού (Σχ. 3.6) πήρε το όνομα του από ένα μεγάλο αποκολλημένο τμήμα ανακρυσταλλωμένου ασβεστόλιθου, το οποίο ξεπροβάλλει σε ακτή που βρίσκεται 14km νοτιοανατολικά της Πάφου. Ο σχηματισμός είναι γνωστός και ως αποκολλημένοι ογκόλιθοι.



Σχήμα 3.5. Λατυποπαγή λάβας και ηφαιστειοκλαστικές λάβες του Σχηματισμού Λουτρά της Αφροδίτης, στην τυπική θέση παρατήρησης του, πλησίον του αξιοθέατου Λουτρά της Αφροδίτης, κατά μήκος των ακτών της βορειοδυτικής Κύπρου.

Ο συγκεκριμένος σχηματισμός, κυρίως σε εμφανίσεις που διακρίνεται λιγότερο ανακρυσταλλωμένος, χαρακτηρίζεται ως ένας λευκός κοραλλιογενής ασβεστόλιθος που περιέχει απολιθώματα φυκιών, εσωτερικούς κλάστες, μικροαπολιθώματα,

πισόλιθους (pisoliths), ωοειδή (ooids) και σφαιρίδια (pellets) (Swarbrick & Robertson 1980). Σε ορισμένες εμφανίσεις, ο σχηματισμός παρατηρείται ως ασβεστολιθικά λατυποπαγή (Swarbrick & Robertson 1980). Η διάμετρος των αποκολλημένων τμημάτων κυμαίνεται έως 40 με 50m, με χαρακτηριστικό παράδειγμα το μεγαλύτερο γνωστό αποκολλημένο τέμαχος που ορθώνεται κατά μήκος του χωριού Επισκοπή. Ο εξαιρετικά γιγαντιαίος βράχος ασβεστόλιθου, είναι γνωστός ως «Ατσουπόπετρα» ή «Πέτρα του Ατσουπά» (Σχ. 3.7). Οι ασβεστόλιθοι του Σχηματισμού Πέτρα του Ρωμιού παρουσιάζουν αξιοσημείωτη χωρική και τεκτονική σχέση με τα πυριγενή πετρώματα της Ομάδας Διαρίζος, ειδικότερα στις περιοχές της Πέτρας του Ρωμιού και των Λουτρών της Αφροδίτης. Ο σχηματισμός διακρίνεται σε πολυάριθμα τεμάχη ασβεστολίθων εντός του Μονή Mélange στην νότια Κύπρο.



Σχήμα 3.6. Εμφανίσεις αποκολλημένων ασβεστολιθικών ογκόλιθων του Σχηματισμού Πέτρα του Ρωμιού.



Σχήμα 3.7. Αποκολλημένο τέμαχος ασβεστόλιθου, κοντά στο χωριό Επισκοπή, γνωστός ως «Ατσουνόπετρα» ή «Πέτρα του Ατσουνά».

3.2.4 Σχηματισμός Μαυροκόλυμπος

Ο εν λόγω σχηματισμός πετρωμάτων αναγνωρίστηκε για πρώτη φορά από τους Swarbrick & Robertson (1980), οι οποίοι την ονόμασαν Σχηματισμό Μαυροκόλυμπος, από τον ομώνυμο ποταμό, που συναντάται 9km βόρεια της πόλης της Πάφου. Στην ευρύτερη περιοχή του ποταμού Μαυροκόλυμπος, η τυπικότερη μορφή του σχηματισμού, εμφανίζεται στην βόρεια πλευρά ενός φράγματος, ωστόσο σύμφωνα με τους Swarbrick & Robertson (1980) διακρίνεται εξίσου και σε μία στρωματογραφική στήλη εμφάνισης, που συναντάται 1.5km νοτιοδυτικά του χωριού Χολέτρια.

Στην συγκεκριμένη στρωματογραφική στήλη, το μέγιστο πάχος του σχηματισμού, μπορεί να καθοριστεί περίπου στα 45m, αν και η τεκτονική παραμόρφωση έχει επηρεάσει σημαντικά την εξάπλωση του (Swarbrick & Robertson 1980).

Λιθολογικά ο σχηματισμός αποτελείται από λεπτές στρώσεις ραδιολαριτικών αργίλων, ιλυολίθων πλούσιων σε μαγγάνιο, ασβεστολιθικά στρώματα και λευκοκρατικούς ραδιολαριτικούς ιλυολίθους (Swarbrick & Robertson 1980). Στον

σχηματισμό κυριαρχούν οι ραδιολαριτικοί άργιλοι οι οποίοι ποικίλουν σε χρωματισμούς, από κόκκινο έως πράσινο και τεφρό (Σχ. 3.8).



Σχήμα 3.8. Ιζηματογενή πετρώματα του Σχηματισμού Μαυροκόλυμπος.

Αξιοσημείωτο είναι ότι σε μερικές θέσεις εμφάνισης, ο σχηματισμός ταιριάζει απόλυτα στη λιθολογία του με τα ανώτερα στρώματα (πριν το Μέλος Ακάμα) του Σχηματισμού Επισκοπή, όπως για παράδειγμα οι τυπικές εμφανίσεις του στον ποταμό Χαποτάμι (Swarbrick & Robertson 1980). Όμως, ο Σχηματισμός Μαυροκόλυμπος, αν και δεν ξεχωρίζει απόλυτα από τον Σχηματισμό Επισκοπή, εκτείνεται σε όλη την έκταση της νοτιοδυτικής Κύπρου, πλην της ευρύτερης περιοχής της Πέτρας του Ρωμιού (Swarbrick & Robertson 1980).

Στο κατώτερο όριό του, ο Σχηματισμός Μαυροκόλυμπος συνορεύει με το Μέλος Χολέτρια και κατ' επέκταση με τις λάβες του Σχηματισμού Φασούλα, ενώ στο ανώτερο όριο του διακρίνεται επώθηση μικρής γωνίας κλίσης με την υπερκείμενη Ομάδα Άγιος Φώτιος.

3.3 ΟΜΑΔΑ ΑΓΙΟΣ ΦΩΤΙΟΣ

Η Ομάδα Άγιος Φώτιος μπορεί να υποδιαιρεθεί σε τρεις σχηματισμούς και ένα μέλος. Από τα κατώτερα έως τα ανώτερα στρώματά του, αποτελείται από τον Σχηματισμό Βλάμπουρος, τον Σχηματισμό Μαρώνας και τον Σχηματισμό Επισκοπή, καθώς επίσης και το Μέλος Ακάμα (Robertson & Woodcock 1979; Swarbrick & Robertson 1980). Το Μέλος Ακάμα συναντάται στα υπερκείμενα στρώματα του Σχηματισμού Επισκοπή και εντάσσεται στον συγκεκριμένο σχηματισμό.

Αρχικά, η ιζηματογενής αυτή ομάδα σχηματισμών θεωρήθηκε εν μέρει τμήμα της Ομάδας Τρύπα (Trypa Group) σύμφωνα με τους Henson et al. (1949) και Turner (1973). Αργότερα η Lapierre (1975) ομαδοποίησε τους τρεις σχηματισμούς ως μία ενότητα την οποία ονόμασε Σχηματισμός Μαμώνια (Mamonia Formation). Ωστόσο, οι Swarbrick & Robertson (1980) διαφοροποιήθηκαν μετονομάζοντας την ενότητα αυτήν ως Ομάδα Άγιος Φώτιος (Ayios Photios Group).

Συνοπτικά ο Σχηματισμός Βλάμπουρος αποτελείται από στρώματα χαλαζιακών ψαμμιτών, ιλυολίθων και αργίλων τα οποία υπερβαίνουν τα 30m σε πάχος και συνοδεύονται από δευτερογενή στρώματα ασβεστόλιθων και ασβεσταρενιτών (Robertson & Woodcock 1979; Swarbrick & Robertson 1980).

Ο Σχηματισμός Μαρώνας, είναι τοπικά κατανεμημένος σε μερικές στρωματογραφικές στήλες εμφάνισης της Ομάδας Άγιος Φώτιος και περιέχει στρώματα περίπου 25m τουρβιδιτικών ασβεστόλιθων που περιλαμβάνουν πελαγικά δίδυρα του γένους *Halobia* και σπανιότερα αμμωνίτες. Άλλοι ερευνητές (Bragin & Krylov 1996, 1999a), λόγω της τοπικής, ή και μη-ανάπτυξης του Σχηματισμού Μαρώνας υποστηρίζουν ότι δεν υφίσταται ως ξεχωριστός σχηματισμός και μπορεί να ταξινομηθεί εντός του Σχηματισμού Βλάμπουρος.

Ο Σχηματισμός Επισκοπή παρατηρείται ως ο ανώτερος στρωματογραφικά σχηματισμός και υπέρκειται του Σχηματισμού Βλάμπουρος ή του Σχηματισμού Μαρώνας, τοπικά όπου παρατηρείται καλά ανεπτυγμένος. Οι εμφανίσεις του Σχηματισμού Επισκοπή παρατηρούνται ευρύτερα στο σύμπλεγμα Μαμωνίων, με στρώματα πάχους μεγαλύτερα των 100m, τα οποία αποτελούνται κυρίως από ιλυόλιθους, ασβεστόλιθους, ραδιολαριτικούς αργίλους και κερατόλιθους με δευτερογενείς εμφανίσεις χαλαζιακών ψαμμιτών, ασβεσταρενιτών και μεταλλοφόρων ιζημάτων (Robertson & Woodcock 1979). Οι χαλαζιακοί ψαμμίτες, καλύπτουν με συμπαγείς εμφανίσεις τα υπερκείμενα στρώματα του Σχηματισμού Επισκοπή και

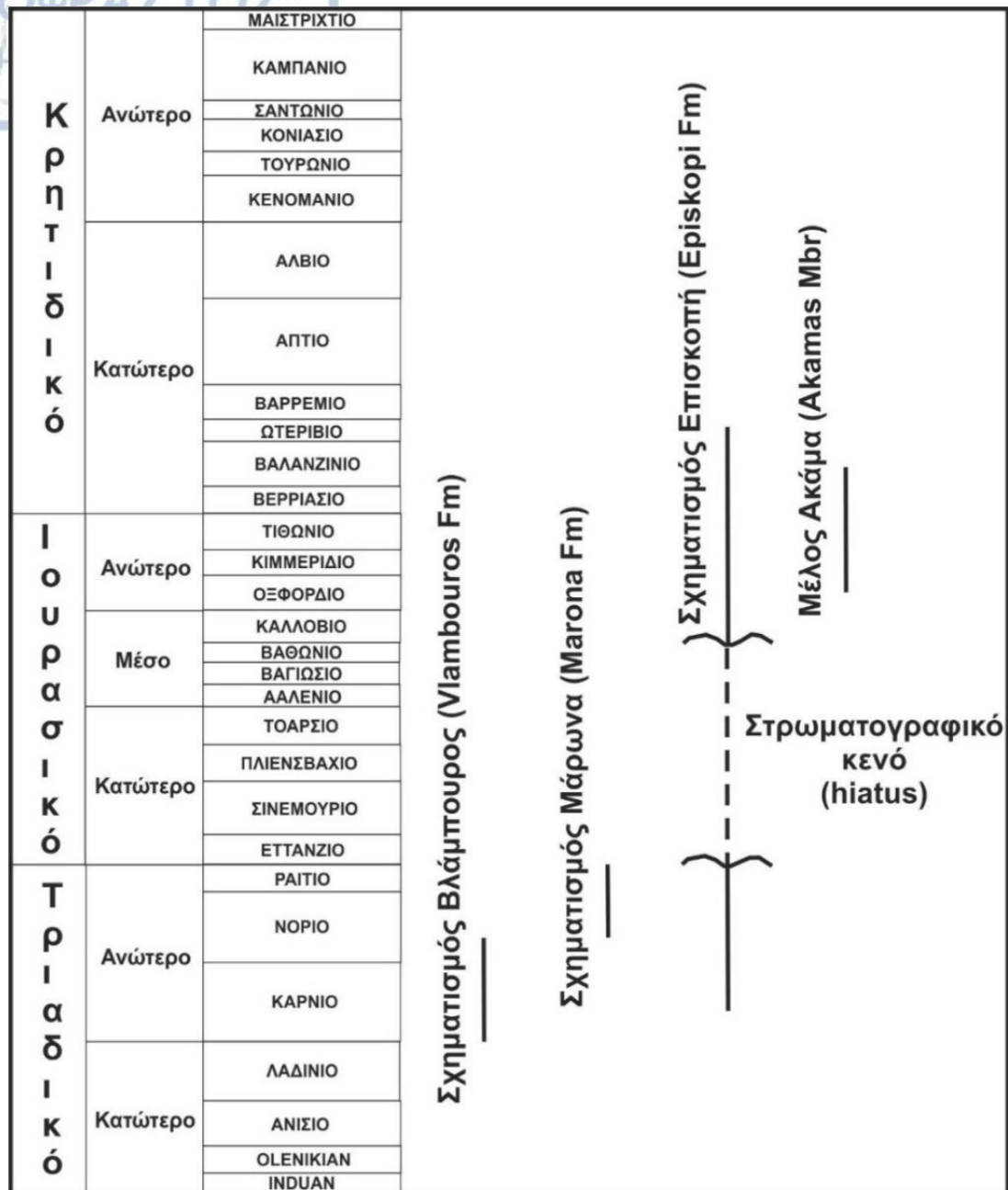
συγκαταλέγονται στο Μέλος Ακάμα (Robertson & Woodcock 1979; Swarbrick & Robertson 1980).

Το εύρος ηλικίας της Ομάδας Άγιος Φώτιος, κυμαίνεται από το Ανώτερο Τριαδικό (Κάρνιο; Henson et al. 1949) έως το Κατώτερο Κρητιδικό (Hauterivian). Ιδιαίτερα σημαντική παρατήρηση για την σχέση μεταξύ των δύο κατώτερων σχηματισμών και του υπερκείμενου Σχηματισμού Επισκοπή, είναι το μεγάλο στρωματογραφικό κενό που παρατηρείται με εύρος από το Ετάντζιο έως το Καλλόβιο (Hettangian-Callovian) (Σχ. 3.9; Bragin & Krylov 1996).

Ενδεχομένως, σύμφωνα με τους Bragin & Krylov (1996) να ισχύουν δύο σενάρια για αυτό το φαινόμενο: (I) το στρωματογραφικό κενό, το οποίο κυμαίνεται από το Κάτω έως το Μέσο Ιουρασικό, είναι αποτέλεσμα των αβαθών συνθηκών που επικρατούσαν, γεγονός που παρατηρείται στις μέρες μας σε περιοχές απόθεσης ερυθρών ωκεάνιων αργίλων, με πολύ χαμηλό ρυθμό ιζηματογένεσης, και (II) το στρωματογραφικό κενό, παρατηρείται λόγω της έντονης διάβρωσης που επικράτησε κατά το Κάτω με Μέσο Ιουρασικό.

Παρόλα αυτά, οι ίδιοι ερευνητές στηριζόμενοι σε παλαιοντολογικά δεδομένα, συμπεράναν ότι το στρωματογραφικό κενό, το οποίο συναντάται ενδιάμεσα της Ομάδας Άγιος Φώτιος, πιθανόν να οφείλεται σε χαμηλή τρέχουσα δραστηριότητα ιζηματογένεσης. Έτσι, όπως επισήμαναν στην περίπτωση αυτή, πιθανόν να είναι τοπικό και δεν είναι δυνατό να συμπεριλάβει ολόκληρο το κενό του Κατώτερου με Μέσου Ιουρασικού σε όλη την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου.

Για την καλύτερη δυνατή κατανόηση της γεωτεκτονικής εξέλιξης της Νεοτηθούς, καίριας σημασίας είναι η μελέτη των ιζηματογενών αποθέσεων του συμπλέγματος Μαμωνίων, οι οποίες χρονολογούνται πολύ κοντά στο Κατώτερο με Μέσο Ιουρασικό, ή ισοδυναμούν με αποθέσεις εντός της ανατολικότερης Μεσογείου. Αυτό συμβαίνει γιατί μπορεί να επιλύσουν ή να ελαχιστοποιήσουν το θέμα που προκύπτει με την παρουσία του στρωματογραφικού κενού. Να σημειωθεί ότι στην παρούσα διδακτορική διατριβή θα αναλυθεί η χρονολόγηση μίας στρωματογραφικής στήλης του Σχηματισμού Επισκοπή, βάσει των ακτινοζώων, και θα δοθεί η περαιτέρω επεξήγησή της στο Κεφάλαιο 5.



Σχήμα 3.9. Γεωλογικοί σχηματισμοί της Ομάδας Άγιος Φώτιος σύμφωνα με την σχετική ηλικία τους και το στρωματογραφικό κενό, όπως αυτό καθορίζεται, μεταξύ του υπερκείμενου Σχηματισμού Επισκοπή και των υποκείμενων σχηματισμών Βλάμπουρος και Μαρώνας.

3.3.1 Σχηματισμός Βλάμπουρος

Ο Σχηματισμός Βλάμπουρος πήρε το όνομά του από την κορυφή Βλάμπουρου που συναντάται στη χερσόνησο του Ακάμα, σε απόσταση 2.5km βορειοδυτικά του χωριού Φασλί. Αρχικά, από τους Henson et al. (1949) ο σχηματισμός αυτός, θεωρήθηκε εν μέρει τμήμα του Σχηματισμού Μαμώνια (Mamonia Formation), ενώ αργότερα από τον

Turner (1973) θεωρήθηκε εν μέρει τμήμα του Διαμελισμένου Σχηματισμού Μαμώνια (Mamonia Broken Formation). Αργότερα, η Lapierre (1975) μετανόμασε τον «Grés à Végéteaux» ενότητα Βλάμπουρου, με τους Robertson & Woodcock (1979) και Swarbrick & Robertson (1980) να αποδίδουν την τελική ονομασία του ως Σχηματισμός Βλάμπουρος.

Μία τυπική ακολουθία του σχηματισμού παρατηρείται στο δυτικό τμήμα της κορυφής Βλάμπουρου. Εντός του σχηματισμού, διακρίνονται εκτεταμένες λιθολογικές πλευρικές διακυμάνσεις, από μεσόκοκκους έως χονδρόκοκκους ψαμμίτες με εμφανίσεις ανθρακικών φυτικών απολιθωμάτων, κυρίως στην περιοχή του δυτικότερου Ακάμα, διαβαθμισμένα στρώματα μεγάλου έως μεσαίου πάχους ψαμμιτών, στην περιοχή του ποταμού Μαυροκόλυμπου, και λεπτόκοκκα στρώματα ψαμμιτών με εναλλαγές ραδιολαριτικών αργίλων και ασβεστολιθικών οριζόντων στην περιοχή Χαποτάμι που βρίσκεται στο νότιο τμήμα της επαρχίας Πάφου. Το πάχος του συνολικού Σχηματισμού Βλάμπουρος ξεπερνάει τα 50m (Swarbrick & Robertson 1980). Ενδεικτικά, οι Swarbrick & Robertson (1980) σημειώνουν ότι σε τοπικές εμφανίσεις, συγκεκριμένα στη χερσόνησο του Ακάμα και κοντά στο χωριό Κελοκέδαρα, τα λεπτόκοκκα ψαμμιτικά και ιλυολιθικά στρώματα του Σχηματισμού Βλάμπουρος, παρεμβάλλονται μεταξύ των ηφαιστειακών λαβών του Σχηματισμού Φασούλα, της Ομάδας Διαρίζος.

Τα ιλυολιθικά και ραδιολαριτικά στρώματα ερυθρού χρώματος του Σχηματισμού Επισκοπής, ή και κατά θέσεις οι μικριτικοί ασβεστόλιθοι του Σχηματισμού Μαρώνας, υπέρκεινται με κανονική ασυμφωνία του Σχηματισμού Βλάμπουρος (Swarbrick & Robertson 1980). Συγχρόνως, τα υπερκείμενα στρώματα του Σχηματισμού Βλάμπουρος περνάν βαθμιαία, συνήθως μετά από αρκετά μέτρα, στις λιθολογίες που εκφράζουν τους σχηματισμούς Επισκοπής και Μαρώνας (Swarbrick & Robertson 1980). Όσον αφορά τα κατώτερα στρώματα του Σχηματισμού Βλάμπουρος, επωθούνται με τεκτονική επαφή μικρής γωνίας κλίσης στην Ομάδα Διαρίζος.

Ο Σχηματισμός Βλάμπουρος εκτιμάται ότι έχει Ανώτερη Τριαδική ηλικία, διότι πολύ συχνά παρατηρούνται εμφανίσεις του πελαγικού διθύρου *Halobia* sp. (Lapierre 1975; Ealey & Knox 1975; Robertson & Woodcock 1979). Συνήθως, χαρακτηριστικές μορφές λεπτών, ευθύγραμμων θραυσμάτων από κελύφη διθύρων παρατηρούνται στους μικριτικούς ασβεστόλιθους, οι οποίοι τοπικά σχετίζονται με πυριτοκλαστικές αποθέσεις. Επίσης, ακέραια τμήματα των κελυφών, αλλά και θραύσματά τους

παρατηρούνται εντός των ημιπελαγικών ασβεστολίθων του υπερκείμενου Σχηματισμού Μαρώνας (Lapierre 1975; Robertson & Woodcock 1979).

Ενδεικτικά, ο σχηματισμός έχει χρονολογηθεί με ακρίβεια μέσω των ραδιολαρίων, στο Κάρνιο-Νόριαν (Bragin & Krylov 1996, 1999a, 1999b), ενώ με την μελέτη των κωνοδόντων έχει εξακριβωθεί ως ηλικία το Ανώτερο Τριαδικό. Σχετικά με την χρονολόγηση των κωνοδόντων, συναντώνται σε έξι στρωματογραφικές στήλες, όπως στον ποταμό Μαυροκόλυμπο, ανατολικά του κόλπου της Λάρας, στον ποταμό Έξουσας, στο ποταμό Διαρίζο (νότια του χωριού Επισκοπή), στον ποταμό Χαποτάμι και ΝΝΔ του χωριού Φασλί στην χερσόνησο του Ακάμα. Επιπρόσθετα, το κωνόδοντο *Misikella posthernsteini* εμφανίζεται σε ποικίλα είδη υποδεικνύοντας ηλικία Κατώτερο Ραίτιο (Ανώτερη Ζώνη bidentata; Fåhræus & Ryley, 1989) και βρίσκεται σε αφθονία εντός δύο στρωματογραφικών στηλών, σε απόσταση περίπου 1km και 2km νότια από το χωριό Επισκοπή.

Η ιδανικότερη παρατήρηση της στρωματογραφίας του Σχηματισμού Βλάμπουρος διακρίνεται στο αριστερό πρηνές του ποταμού Μαυροκόλυμπος (Σχ. 3.10) και σύμφωνα με τους Bragin & Krylov (1996) από τα κατώτερα έως τα ανώτερα στρώματα αποτελείται από:

1. Μεγάλου πάχους στρώματα χρονδρόκοκκων έως μεσόκοκκων ψαμμιτών, κιτρινωπού έως τεφρού χρώματος, τα οποία περιέχουν φυτικά απολιθώματα που περιορίζονται κυρίως στην επιφάνεια των στρωμάτων και υπολείμματα *Halobia* sp. Το συνολικό πάχος των στρωμάτων κυμαίνεται στα 2m.
2. Μεγάλου πάχους στρώματα μεσόκοκκων έως λεπτόκοκκων ψαμμιτών με ανοιχτό τεφρό χρώμα, στα οποία παρεμβάλλονται τεφρό-πράσινα στρώματα ιλυολίθων και σπανιότερα στρώματα μικριτικών ασβεστολίθων χρώματος ανοιχτό τεφρό. Να σημειωθεί ότι οι ψαμμίτες έχουν τυπική εμφάνιση τουρβιδιτών. Εντός των ασβεστολίθων συναντώνται κωνόδοντα ηλικίας Κάρνιο έως Κατώτερο Νόριο. Το συνολικό πάχος των στρωμάτων κυμαίνεται στα 10m.
3. Λεπτόκοκκα τεφρό-πράσινα στρώματα ψαμμίτη και ιλυολίθου τα οποία εναλλάσσονται με ασβεστόλιθους χρώματος τεφρού έως ρόδινου, και ρόδινους ασβεσταρενίτες. Οι συγκεκριμένοι ασβεστόλιθοι περιέχουν κωνόδοντα του είδους *Epigondolella* sp., ηλικίας Κάρνιο-Νόριο. Το συνολικό πάχος των στρωμάτων κυμαίνεται στα 8m.
4. Τεφρά και κόκκινα στρώματα ψαμμιτών, σε εναλλαγές με πράσινα-τεφρά ή κόκκινα-τεφρά λεπτόκοκκα στρώματα ιλυολίθων, κόκκινων ραδιολαριτών και

ρόδινων καλκαρενιτών. Στα στρώματα ραδιολαριτών αναγνωρίζονται τα ραδιολάρια *Livarella gifalensis* @ *osbida*, L. sp., and *Betraccium* sp., ηλικίας Νόριο-Ραίτιο(?). Το συνολικό πάχος των στρωμάτων κυμαίνεται στα 10m.

5. Μεσόκοκκοι έως λεπτόκοκκοι ψαμμίτες κοκκινωπού χρώματος με ασβεστολιθικές εμφανίσεις, εντός των οποίων παρεμβάλλονται τμήματα κόκκινων ιλυολίθων. Το συνολικό πάχος των στρωμάτων κυμαίνεται στα 5m.
6. Εναλλασσόμενοι λεπτόκοκκοι ψαμμίτες τεφρού χρώματος με τμήματα κόκκινων ιλυολίθων και μερικές εμφανίσεις κόκκινων ραδιολαριτών, στις οποίες αναγνωρίζονται τα ραδιολάρια *Livarella* sp., ηλικίας Νόριο-Ραίτιο(?). Το συνολικό πάχος των στρωμάτων κυμαίνεται στα 10m.

Από την παραπάνω ταξινόμηση των στρωμάτων, οι Bragin & Krylov (1996) διαχωρίζουν τον σχηματισμό σε τρία μέλη, όπως το κατώτερο, το μέσο και το ανώτερο. Τα τρία μέλη στρωμάτων χαρακτηρίζονται από διαφορετικό ρυθμό και συνθήκες ιζηματογένεσης.

Συγκεκριμένα, το κατώτερο μέλος (Member 1) αποτελείται από ψαμμιτικούς τουρβιδίτες, με τα ανώτερα στρώματα του να χαρακτηρίζονται από εναλλαγές μεσόκοκκων έως λεπτόκοκκων ψαμμιτών, με την παρουσία ασβεστολιθικών οριζόντων και ασβεσταρενιτών (Bragin & Krylov 1996). Αναφορικά, το συγκεκριμένο στρωματογραφικό τμήμα, παρουσιάζει αύξηση στο πάχος των στρωμάτων, κυρίως των ψαμμιτικών, διαβαθμισμένη αντικατάσταση των χονδρόκοκκων και μεσόκοκκων ψαμμιτών από λεπτόκοκκες κλαστικές αποθέσεις, καθώς επίσης και εμφανίσεις ασβεσταρενιτών στα ανώτερα στρώματα του (Bragin & Krylov 1996). Κάτι τέτοιο δείχνει ότι η ιζηματογένεση του κατώτερου τμήματος του Σχηματισμού Βλάμπουρος, η οποία κυρίως παρατηρείται σε εμφανίσεις στην χερσόνησο του Ακάμα, μπορεί να χαρακτηριστεί έως πολύ ρηχή με δελταϊκές αποθέσεις, και υλικά προερχόμενα από έντονο ρυθμό ιζηματογένεσης (Robertson & Woodcock 1981). Πετρογραφικά, οι ψαμμίτες του κατώτερου μέλους μπορεί να χαρακτηριστούν από χαλαζιακούς αρκόζες, λιθαρενίτες και ασβεσταρενίτες (Bragin & Krylov 1996).

Το μεσαίο μέλος (Member 2) του Σχηματισμού Βλάμπουρος, διακρίνεται από αφθονία μικριτικών ασβεστολιθικών στρωμάτων, καλκαρενιτών και κερατολίθων, τα οποία εμφανίζονται ως παρεμβολές μεταξύ ψαμμιτών και ιλυολίθων. Τα πετρογραφικά χαρακτηριστικά των ψαμμιτών, του μεσαίου μέλους, είναι παρόμοια με αυτά που καταγράφονται στο κατώτερο μέλος, και υποδεικνύουν κυρίως τουρβιδιτική προέλευση (Bragin & Krylov 1996). Πλην των τουρβιδιτικών ψαμμιτών, το μέλος αυτό

περιέχει λεπτόκοκκα υλικά τα οποία παρατηρούνται σε πολύ λεπτά κυματοειδή έως οριζόντια στρώματα, που χαρακτηρίζονται από έντονες επαφές μεταξύ τους, οι οποίες παρουσιάζουν πολύ υψηλό βαθμό κοκκομετρικής ταξινόμησης (Bragin & Krylov 1996).

Τα παραπάνω χαρακτηριστικά, όπως επίσης και οι κύριες δομές του μεσαίου μέλους, μπορούν να ερμηνευθούν ως αποτέλεσμα εναπόθεσης των ιζημάτων από ρεύματα πυθμένα (Hubert, 1964; Curray & Moore 1974; Hampton, 1972; Hollister et al. 1974; Hein, 1982). Τέτοιοι ψαμμίτες, μπορεί να χαρακτηριστούν ως κοντουρίτες (contourites), καθόσον τα πετρογραφικά χαρακτηριστικά είναι παρόμοια μεταξύ τουρβιδιτών και κοντουριτών. Οι τουρβιδιτικοί ψαμμίτες περιέχουν μικριτικούς ασβεστόλιθους, οι οποίοι έχουν συνήθως ρόδινο χρώμα με υπολείμματα ακτινοζώνων και διάσπαρτων κελυφών *Halobia* sp. (Bragin & Krylov 1996). Στο Σχ. 3.11 διακρίνονται στρώματα μικριτικών ασβεστολίθων, με υπολείμματα ραδιολαριτών ρόδινου χρώματος. Έτσι, με βάση τα παραπάνω, καθώς επίσης και τις θέσεις των ασβεστολιθικών παρεμβολών σε σχέση με τους τουρβιδιτικούς κύκλους των ψαμμιτών, οι Bragin & Krylov (1996), υποστήριξαν ότι οι μικριτικοί ασβεστόλιθοι είναι προϊόντα ιζηματογένεσης του πυθμένα, ο οποίος διαταράχθηκε από την αλληπάλληλη ανάπτυξη τουρβιδιτών και κοντουριτών.

Όσον αφορά το ανώτερο μέλος (Member 3) του Σχηματισμού Βλάμπουρος, έχει εντελώς διαφορετική λιθολογία από τα άλλα δύο μέλη. Το μέλος αυτό χαρακτηρίζεται από μια διαστρωμάτωση λεπτόκοκκων ψαμμιτών, ιλυολίθων, αργίλων, ασβεσταρενιτών και ασβεστολίθων (Bragin & Krylov 1996). Να σημειωθεί ότι οι εμφανίσεις μικριτικών ασβεστολίθων είναι πολύ σπάνιες στο ανώτερο μέλος (Bragin & Krylov 1996).

Τα πετρογραφικά χαρακτηριστικά των ψαμμιτών, αυτού του μέλους, είναι πανομοιότυπα με τα υποκείμενα στρώματα των κλαστικών ιζημάτων. Ως επί το πλείστον, όμως, οι παρατηρούμενοι λεπτόκοκκοι έως μεσόκοκκοι ασβεσταρενίτες, είναι ευρύτερα διαδεδομένοι στα υπερκείμενα στρώματα του ανώτερου μέλους, και αποτελούνται από ποικιλία υλικών, όπως είναι ο χαλαζίας, ο άστριος, τα ανακρυσταλλωμένα τρηματοφόρα, τα όξινα ηφαιστειακά υλικά, καθώς και τα φυτικά και πυριτικά απολιθώματα (Bragin & Krylov 1996).

Σύμφωνα με τα παραπάνω, οι Delaune-Mayere et al. (1977), συμπεραίνουν ότι ο Σχηματισμός Βλάμπουρος, αλλά και οι ισοδύναμες αποθέσεις που συναντώνται σε διαφορετικές περιοχές, όπως είναι η βορειοδυτική Συρία, αποτελούν ιζήματα του

νότιου παθητικού περιθωρίου της Τηθύος. Ωστόσο, η θέση απόθεσης του σχηματισμού, στις νότιες περιοχές του ωκεανού της Τηθύος, καθίσταται αμφίβολη για αρκετούς ερευνητές (Kazmin et al. 1987; Robertson 1990; Robertson & Woodcock 1981).



Σχήμα 3.10. Ιζηματογενή πετρώματα του Σχηματισμού Βλάμπουρος, όπως αυτός εμφανίζεται στο αριστερό πρηνές του ποταμού Μαυροκόλυμπος. Στη βάση του πρηνούς τα στρώματα του Σχηματισμού Βλάμπουρος αναγνωρίζονται κάτω από θραύσματα.



Σχήμα 3.11. Υπολείμματα ραδιολαριτών ρόδινου χρώματος εντός των μικριτικών ασβεστολίθων του Σχηματισμού Βλάμπουρος.

3.3.2 Σχηματισμός Μαρώνας

Ο Σχηματισμός Μαρώνας, πήρε το όνομά του από το ομώνυμο χωριό το οποίο συναντάται περίπου 2.7km ανατολικά του χωριού Μαμώνια. Τα στρώματα του Σχηματισμού Μαρώνας, κυρίως εμφανίζονται στο νότιο τμήμα του συμπλέγματος Μαμωνίων. Όμως, οι Swarbrick & Robertson (1980) υποδεικνύουν ότι στο βόρειο τμήμα του συμπλέγματος Μαμωνίων, ο υποκείμενος Σχηματισμός Βλάμπουρος διαδέχεται τον υπερκείμενο Σχηματισμό Επισκοπή, χωρίς την παρουσία του Σχηματισμού Μαρώνας.

Αρχικά, από τους Henson et al. (1949) ο σχηματισμός αυτός θεωρήθηκε εν μέρει τμήμα του Σχηματισμού Μαμώνια (Mamonia Formation), ενώ αργότερα από τον Turner (1973) θεωρήθηκε εν μέρει τμήμα του Διαμελισμένου Σχηματισμού Μαμώνια (Mamonia Broken Formation). Αργότερα η Lapierre (1975) μετονόμασε τον «Calcaires à Halobie» ενότητα Βλάμπουρου, με τους Robertson & Woodcock (1979) και Swarbrick & Robertson (1980) να αποδίδουν την τελική ονομασία του, ως Σχηματισμός Μάρωνα (Marona Formation).

Στη μελέτη της Lapierre (1975), αναφέρεται ότι η καλύτερη στρωματογραφική παρατήρηση του συγκεκριμένου σχηματισμού, συναντάται στα βορειοανατολικά του χωριού Μαρώνας (ΝΑ του ποταμού Διαρίζος). Αργότερα, οι Swarbrick & Robertson

(1980), υπέδειξαν ότι ο Σχηματισμός Μαρώνας, στην συγκεκριμένη τοποθεσία, δεν είναι εφικτός προς παρατήρηση λόγω των συνεχών κατολισθήσεων. Ωστόσο, ημιτελείς ακολουθίες εμφάνισης του σχηματισμού παρατηρούνται και σε άλλες τοποθεσίες, όπως εκατέρωθεν του ποταμού Διαρίζος, κατά μήκος του δρόμου μεταξύ των χωριών Μαμώνια και Πρασιό, και σε μία ανεστραμμένη ακολουθία κοντά στο χωριό Κελοκέδαρα. Όπως αναφέρουν οι Swarbrick & Robertson (1980), ένας μικρός ολισθόλιθος του Σχηματισμού Μαρώνας εντοπίζεται εξίσου, εντός του Μονή Mélange (Moni Mélange).

Αξιοσημείωτη παρατήρηση είναι ότι στον ποταμό Μαυροκόλυμπος (περίπου 300m βόρεια του άκρου του φράγματος), παρατηρείται μία ελλιπή ακολουθία στρωμάτων (περίπου 5m) από πελαγικούς ασβεστόλιθους και αργίλους του Σχηματισμού Μαρώνας, που υπερκαλύπτουν τους ψαμμίτες του Σχηματισμού Βλάμπουρος. Με αυτά τα στοιχεία παρατήρησης, επιβεβαιώνεται ότι ο Ανώτερος Τριαδικός Σχηματισμός Μαρώνας υπέρκειται του Σχηματισμού Βλάμπουρος, χωρίς την ύπαρξη στρωματογραφικού κενού (Lapierre 1975; Robertson & Woodcock 1979; Swarbrick & Robertson 1980), και βαθμιαία μεταπίπτει προς τον υπερκείμενο Σχηματισμό Επισκοπή (Swarbrick & Robertson 1980).

Σε αντίθεση με τον Σχηματισμό Βλάμπουρος, ο Σχηματισμός Μαρώνας, παρουσιάζει μικρή πλευρική διακύμανση και αποτελείται από τουρβιδιτικούς ασβεστόλιθους οι οποίοι περιέχουν πολυάριθμα απολιθώματα *Halobia*, και σπανίως αμμωνίτες (Σχ. 3.12). Ο Σχηματισμός Μαρώνας, διαπιστώθηκε ότι αποτελείται από εναλλαγές πελαγικών ασβεστολίθων με ασβεστολιθικά αργιλικά, τεφρού χρώματος, ηλικίας Ανώτερου Τριαδικού. Πιο συγκεκριμένα, σύμφωνα με την Lapierre (1975) οι ιζηματογενείς αυτοί ορίζοντες, παρατηρούνται τοπικά σε συγκεκριμένες θέσεις, ανάμεσα στους υποκείμενους ψαμμίτες και στα υπερκείμενα στρώματα αργιλικών και ραδιολαριτικών, αποκτώντας πάχος περίπου 20m.

Οι ασβεστόλιθοι του Σχηματισμού Μαρώνας καθορίζονται ως πελαγικής ιζηματογένεσης, η οποία έλαβε χώρα σε ένα τμήμα του ηπειρωτικού περιθωρίου, το οποίο δεν επηρεαζόταν από χερσαίες κλαστικές αποθέσεις κατά το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα (Robertson & Woodcock 1979). Στην ευρύτερη περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, παρατηρούνται αντίστοιχοι πελαγικοί ασβεστόλιθοι, όπως αυτοί του συμπλέγματος στην Αττάλεια, στην νοτιοδυτική Τουρκία (Marcoux 1976; Robertson & Woodcock 1979).



Σχήμα 3.12. Ασβεστολιθικός ορίζοντας με απολιθώματα *Halobia* του Σχηματισμού Μαρώνας. Παλαιοντολογικό εύρημα από το αριστερό πρηνές του φράγματος Μαυροκόλυμπος.

Σύμφωνα με τους Bragin & Krylov (1996, 1999a), ο Σχηματισμός Μαρώνας, θα πρέπει να επαναπροσδιοριστεί ως μέλος του Σχηματισμού Βλάμπουρος. Δηλαδή, με βάση την ερμηνεία τους, ο εν λόγω σχηματισμός ισοδυναμεί με το μεσαίο μέλος (Member 2; βλ. Κεφ. 3.3.1) του Σχηματισμού Βλάμπουρος το οποίο χαρακτηρίζεται κυρίως από ανθρακική ιζηματογένεση. Άρα, οι συγκεκριμένοι ερευνητές, επαναπροσδιορίζουν την στρωματογραφία της Ομάδας Αγίος Φώτιος, εντάσσοντας τον Σχηματισμό Μαρώνας, εντός των ψαμμιτικών ιζημάτων του Σχηματισμού Βλάμπουρος, συμπεριλαμβανομένων και των αξιοσημείωτων εμφανίσεων του σχηματισμού, στην περιοχή του ποταμού Μαυροκόλυμπος και στην χερσόνησο του Ακάμα.

Επίσης, οι Bragin & Krylov (1996, 1999a) υποστηρίζουν ότι σε μερικές θέσεις, τα ανθρακικά ιζήματα του Σχηματισμού Μαρώνας, επικαλύπτονται από αργιλικά και λεπτά ψαμμιτικά στρώματα, καθώς επίσης και στρώματα αργιλικών ασβεστολίθων, τα οποία χρονολογούνται βάσει ραδιολαρίων ως Κάρνιο-Νόριο (Member 3; βλ. προηγούμενο υπο-κεφάλαιο), χαρακτηρίζοντας τα ως υπερκείμενα στρώματα του Σχηματισμού Βλάμπουρος. Ωστόσο, βάσει των ήδη υπάρχοντων στρωματογραφικών χαρακτηριστικών (Robertson & Woodcock 1979; Swarbrick & Robertson 1980) οι Ανώτεροι Τριαδικοί ημιπελαγικοί ασβεστόλιθοι του Σχηματισμού Μαρώνας, μπορούν να διακριθούν ως μία ξεχωριστή λιθολογική ενότητα, η οποία υπέρκειται του Σχηματισμού Βλάμπουρος και υπόκειται του Σχηματισμού Επισκοπή.

Έτσι, τα στρώματα των πελαγικών ασβεστολίθων πάχους δεκάδων μέτρων, όπως αυτά παρατηρούνται στην κοιλάδα του ποταμού Διαρίζος και στο αριστερό πρηνές του φράγματος του ποταμού Μαυροκόλυμπος, είναι σαφώς μία ξεχωριστή χαρτογραφική ενότητα. Επομένως, στην παρούσα διδακτορική διατριβή διατηρείται ο Σχηματισμός Μαρώνας (Σχ. 3.13), ως ξεχωριστός σχηματισμός.



Σχήμα 3.13. Ασβεστολιθικά στρώματα του Σχηματισμού Μαρώνας, όπως αυτά αναγνωρίζονται στο αριστερό πρηνές του φράγματος Μαυροκόλυμπος.

3.3.3 Σχηματισμός Επισκοπή

Ο Σχηματισμός Επισκοπή, πήρε το όνομα του από το ομώνυμο χωριό της επαρχίας Πάφου, το οποίο βρίσκεται 9km βόρεια της Πάφου. Η τυπικότερη στρωματογραφική ακολουθία του σχηματισμού, παρατηρείται περίπου 0.5km βορειοανατολικά του χωριού Επισκοπή (Swarbrick & Robertson 1980).

Αρχικά, από τους Henson et al. (1949), ο σχηματισμός αυτός θεωρήθηκε εν μέρει τμήμα του Σχηματισμού Μαμώνια (Mamonia Formation), ενώ αργότερα από τον Turner (1973) θεωρήθηκε εν μέρει τμήμα του Διαμελισμένου Σχηματισμού Μαμώνια (Mamonia Broken Formation). Έπειτα, η Lapierre (1975) μετονόμασε τον σχηματισμό, ως Ενότητα Κερατολιθική Άγιος Φώτιος-Φάλια (Chert unit of Ayios Photios-Phalia), με τους Robertson & Woodcock (1979) και Swarbrick & Robertson (1980) να αποδίδουν την τελική ονομασία του, ως Σχηματισμός Επισκοπή (Episkopi Formation).

Ο εν λόγω σχηματισμός, κυριαρχείται από μη-ανθρακικούς αργίλους ερυθρού χρώματος (Σχ. 3.14) με στρώματα ραδιολαριτών, τα οποία συνοδεύονται με εναποθετημένα στρώματα ασβεστόλιθων, καθώς επίσης και χαλαζιακούς ψαμμίτες. Αυτοί οι χαλαζιακοί ψαμμίτες, χαρακτηρίζουν τα υπερκείμενα στρώματα του Σχηματισμού Επισκοπή, και είναι γνωστοί ως Μέλος Ακάμα. Αναλυτικότερα, η στρωματογραφία του Σχηματισμού Επισκοπή (Σχ. 3.14-3.15), δομείται από στρώματα ραδιολαριτών, πάχους εκατοντάδων μέτρων (ζεύγη κερατολίθων πάχους λίγων εκατοστών και ιλυολίθων πάχους λίγων μιλιμέτρων), με λιγοστές παρεμβολές εναποθετημένων ασβεστόλιθων, αλλά και χερσαίων ιζημάτων. Τα στρώματα χερσαίας ιζηματογένεσης παρατηρούνται σε αφθονία στα ανώτερα στρώματα του σχηματισμού.

Ο Σχηματισμός Επισκοπή, παρουσιάζει εκτεταμένες λιθολογικές διακυμάνσεις. Συγκεκριμένα, σε αρκετές στρωματογραφικές ακολουθίες, κυρίως στη χερσόνησο του Ακάμα, και στην περιοχή των χωριών Στατός-Άγιος Φώτιος και Φάλια, στα ανώτερα στρώματα του σχηματισμού, παρατηρούνται εναλλαγές μεταλλοφόρων ιλυολίθων με στρώματα χαλαζιακών ψαμμιτών (Μέλος Ακάμα), μεγάλου πάχους (Swarbrick & Robertson 1980). Στην ευρύτερη περιοχή των χωριών Στατός-Άγιος Φώτιος και Φάλια, στο κατώτερο τμήμα του Σχηματισμού Επισκοπή, παρατηρούνται παρεμβολές μεσόκοκκων έως χονδρόκοκκων ψαμμιτών, σε αντίθεση με την περιοχή Χαποτάμι, όπου τα κατώτερα στρώματα της ακολουθίας, αποτελούνται αποκλειστικά από λεπτόκοκκους ραδιολαριτικούς ιλυολίθους, συνήθως μεταλλοφόρους, αλκαρενίτες και άφθονους ραδιολαρίτες (Swarbrick & Robertson 1980).



Σχήμα 3.14. Στρώματα ραδιολαριτών και ιλυολίθων, ερυθρού χρώματος, του Σχηματισμού Επισκοπή. Η στρωματογραφική στήλη αναγνωρίζεται σε δύσβατο σημείο της ευρύτερης περιοχής του φράγματος του ποταμού Μαυροκόλυμπος.

Ο Σχηματισμός Επισκοπή, παρατηρείται σε όλη την έκταση του συμπλέγματος Μαμωνίων. Ωστόσο, στην ευρύτερη περιοχή των χωριών Στατός-Άγιος Φώτιος και Φάλια, το μέγιστο πάχος του σχηματισμού φθάνει έως τα 120m. Ο Σχηματισμός Επισκοπή, παρατηρείται στα υπερκείμενα στρώματα της Ομάδας Άγιος Φώτιος, και ενίοτε επικαλύπτεται με ασυμφωνία από τον Σχηματισμό Λευκάρων, ο οποίος ανήκει στην Αυτόχθονη Ιζηματογενή Ακολουθία, ή από το Κάθηκα Mélange (Kathikas Mélange) (Swarbrick & Robertson 1980). Να σημειωθεί ότι, στην ευρύτερη περιοχή του χωριού Επισκοπή, σε συγκεκριμένες ακολουθίες διαπιστώνεται ότι, ο Σχηματισμός Επισκοπή υπέρκειται του Σχηματισμού Βλάμπουρος, χωρίς την παρουσία του Σχηματισμού Μαρώνας (Swarbrick & Robertson 1980).

Κατά την πρώτη χρονολόγησή του, ο Σχηματισμός Επισκοπή, εκτιμήθηκε Ιουρασικής ηλικίας, σύμφωνα με βενθονικά τρηματοφόρα (Lapierre 1975; Ealey & Knox 1975). Στις μέρες μας, με την ύπαρξη αρκετών διαθέσιμων παλαιοντολογικών δεδομένων, η ηλικία του σχηματισμού εκτιμάται στο Μέσο Ιουρασικό έως Κατώτερο Κρητιδικό. Συγκεκριμένα, οι Bragin & Krylov (1999a) μετά από δειγματοληψία τριών

στρωματογραφικών στηλών (Σχ. 3.16; (I) στο δυτικό τμήμα του κόλπου της Λάρας-χερσόνησος Ακάμα, (II) αριστερό πρანές της κοιλάδας του ποταμού Έζουσας, αντίθετα του βορειότερου περιθωρίου του χωριού Επισκοπής, (III) κατά μήκος του δρόμου από το χωριό Στατός-Άγιος Φώτιος προς το χωριό Φάλια) απέδωσαν τρία αποθετικά τμήματα με βάση τα παλαιοντολογικά δεδομένα, αλλά και την χρονολόγηση των ακτινοζώων.



(a)



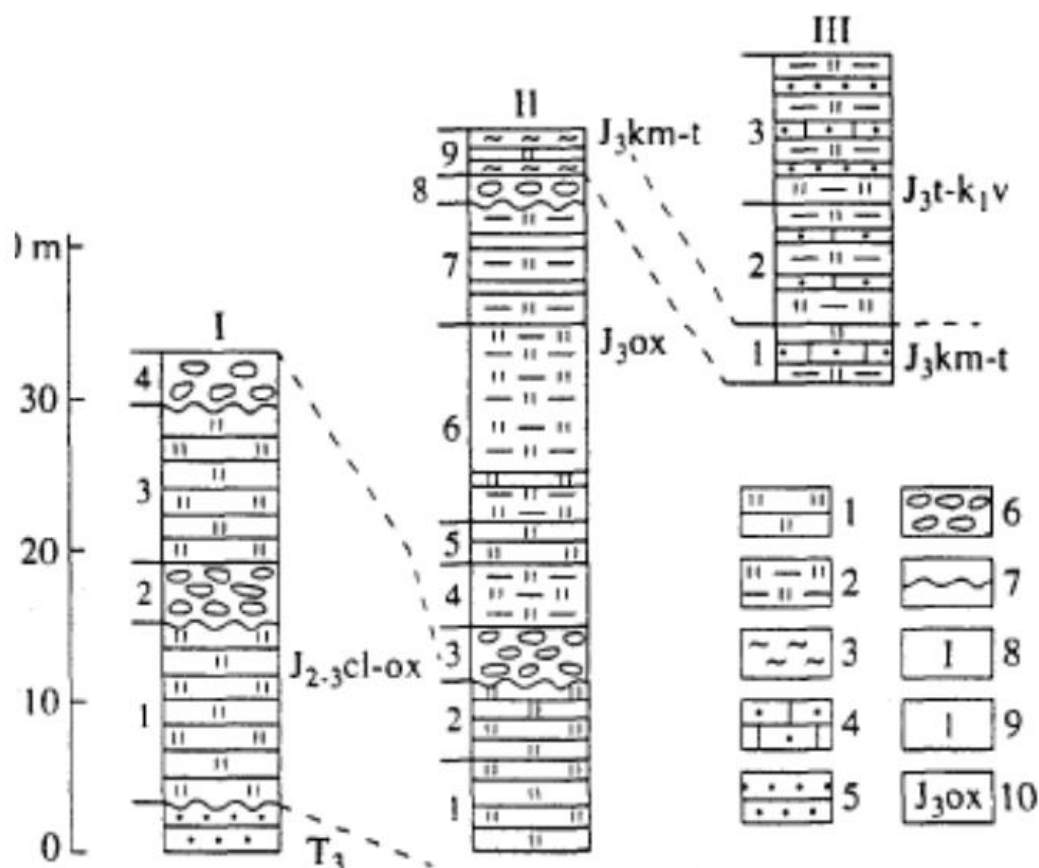
(b)

Σχήμα 3.15. Στρώματα ραδιολαριτών με παρεμβολές εναποθετημένων ασβεστολιθικών στρωμάτων του Σχηματισμού Επισκοπή. (a) Μακριά λήψη της στρωματογραφικής στήλης, και (b) Κοντινή λήψη της στρωματογραφικής στήλης.

Ενδεικτικά, αναγνωρίστηκαν τα εξής αποθετικά τμήματα (Bragin & Krylov 1999a):

1. Κερατολιθικά στρώματα, πάχους περισσότερο από 30m, με ταξινόμηση ακτινοζών, πιθανής ηλικίας Καλλόβιο-Οξφόρδιο.
2. Πυριτικά αργιλικά στρώματα, πάχους περίπου 25m, με ταξινόμηση ακτινοζών, πιθανής ηλικίας Οξφόρδιο.
3. Εναλλαγές στρωμάτων πυριτικών αργίλων, ψαμμιτών, ασβεσταρενιτών και ραδιολαριτών, πάχους περισσότερο από 25m, με ταξινόμηση ακτινοζών, πιθανής ηλικίας Κιμμερίδιο-Βαλανζίνιο.

Αξιοσημείωτο είναι ότι, δεν έχουν εντοπιστεί ακτινόζωα, ηλικίας Κάτω Ιουρασικού, σε κανένα αποθετικό τμήμα που μελετήθηκε από τους Bragin & Krylov (1999a). Οι ίδιοι ερευνητές, με βάση τα κριτήρια χρονολόγησης των ακτινοζών, εκτίμησαν ένα στρωματογραφικό κενό, από το Εττάνζιο έως το Καλλόβιο, το οποίο συναντάται μεταξύ των Σχηματισμών Βλάμπουρος-Μαρώνας και Επισκοπή.



Σχήμα 3.16. Οι στρωματογραφικές στήλες και η μεταξύ τους συσχέτιση, σύμφωνα με τους Bragin & Krylov (1999a): (I) Λάρα-χερσόνησος Ακάμα, (II) Επισκοπή, (III) Στατός-Άγιος Φώτιος προς Φάλια, αντίστοιχα του Σχηματισμού Επισκοπή, ηλικίας Ιουρασικό.

3.3.3.1 Μέλος Ακάμα

Το Μέλος Ακάμα, παρατηρείται στα υπερκείμενα στρώματα του Σχηματισμού Επισκοπή, τα οποία χαρακτηρίζονται από την έναρξη λεπτών στρωμάτων ορθοχαλαζίτη. Το άνωτερο όριο του σχηματισμού, δεν παρατηρείται πουθενά.

Αρχικά το μέλος ονομάστηκε από τους Henson et al. (1949) ως Σχηματισμός Ψαμμίτη Ακάμα (Akamas Sandstone Formation), έπειτα ως Ψαμμίτης Ακάμα από τους Gass (1960), Turner (1973), Lapierre (1975) και Robertson & Woodcock (1979). Η τελική ονοματοδοσία του, ως Μέλος Ακάμα, αποδόθηκε από τους Swarbrick & Robertson (1980), γιατί στην περιοχή της χερσονήσου του Ακάμα παρατηρούνται οι τυπικότερες εμφανίσεις με την μορφή μεγάλων τμημάτων αποκόλλησης.

Ενδεικτικά, το μέλος, περιλαμβάνει μεσόκοκκους έως χονδρόκοκκους ψαμμίτες, χρώματος κίτρινο έως πορτοκαλί (Σχ. 3.17) και απαντάται, όπως έχει ήδη αναφερθεί, στα ανώτερα στρώματα του Σχηματισμού Επισκοπή. Το Μέλος Ακάμα, εμφανίζεται με συμπαγείς πυριτικο-ορθοχαλαζίτες, οι οποίοι δεν έχουν συγκεκριμένη δομή.



Σχήμα 3.17. Αποκολλημένα τμήματα των ψαμμιτικών στρωμάτων του Μέλους Ακάμα.

Στην χερσόνησο του Ακάμα, τα μεγάλα αποκολλημένα τμήματα του μέλους, έχουν διάμετρο μεγαλύτερη από 40m. Αντίθετα, στο χωριό Άγιος Φώτιος και στην περιοχή του χωριού Κελοκέδαρα, το Μέλος Ακάμα, παρατηρείται στα κατώτερα στρώματα με λίγες παρεμβολές λεπτών στρωμάτων ορθοχαλαζίτη, πάχους έως 0.2m, όπου προοδευτικά προς τα ανώτερα στρώματα αποκτούν μεγαλύτερο πάχος, φθάνοντας περίπου τα 5m σε πάχος. Σε άλλες περιοχές της νοτιοδυτικής Κύπρου, το Μέλος Ακάμα, απουσιάζει από τα ανώτερα στρώματα του Σχηματισμού Επισκοπή. Παρόλα αυτά, στην νότια Κύπρο, το Μέλος Ακάμα, παρατηρείται εντός του Μονή mélange, με πολυάριθμους ογκόλιθους, διαμέτρου μικρότερη των 5m.

3.4 ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΑΓΙΑ ΒΑΡΒΑΡΑ

Ο Σχηματισμός Αγία Βαρβάρα (Ayia Varvara Formation; Swarbrick & Robertson 1980), ονομάστηκε για πρώτη φορά, ως σειρές σχιστόλιθου της Ομάδας Τρύπα (Trypa Group; Gass 1960), ενώ έπειτα, ως Αφροδίτη Μεταμορφωμένα (Aphrodite Metamorphic; Turner 1973). Ο Σχηματισμός Αγία Βαρβάρα πήρε το όνομα του από το ομώνυμο χωριό, το οποίο βρίσκεται 8km ανατολικά της πόλης της Πάφου. Στο συγκεκριμένο χωριό, εντοπίζονται τυπικότερες εμφανίσεις του σχηματισμού Αγία Βαρβάρα (Σχ. 3.18), όπως για παράδειγμα, στη βόρεια και ανατολική πλευρά του ποταμού Έζουσας, αμέσως μετά το χωριό.



Σχήμα 3.18. Τυπική εμφάνιση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, πλησίον του χωριού Αγία Βαρβάρα.

Όπως υποστηρίζουν οι Swarbrick & Robertson (1980), συγκρίσιμες εμφανίσεις των μεταμορφωμένων πετρωμάτων, ωστόσο χαμηλότερης μεταμόρφωσης, παρατηρούνται ως μεμονωμένα τμήματα βορειοδυτικά του χωριού Σταυροκόνου, δυτικά του χωριού Φασούλας, στη χερσόνησο του Ακάμα, και κοντά στο χωριό Γαλαταριά. Ενδεικτικά, τα μεταμορφωμένα πετρώματα του σχηματισμού εμφανίζονται και σε άλλες περιοχές του συμπλέγματος Μαμωνίων, όπως στην περιοχή του κόλπου της Λάρας, κοντά στο χωριό Φασούλα και στα Λουτρά της Αφροδίτης (Σχ. 3.19), τα οποία βρίσκονται στην χερσόνησο του Ακάμα.



Σχήμα 3.19. Τυπική εμφάνιση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, στην περιοχή των Λουτρών της Αφροδίτης (κατά μήκος της ακτής), στην χερσόνησο του Ακάμα.

Το μέγιστο πάχος του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, κυμαίνεται περίπου στα 200m. Αν και όπως αναφέρουν οι Swarbrick & Robertson (1980), η ακριβής εκτίμηση του πάχους του σχηματισμού, κυρίως στην περιοχή των Λουτρών της Αφροδίτης, δεν είναι εφικτή, λόγω την ύπαρξης ρηγμάτων. Άλλοτε, τα μεταμόρφωνα πετρώματα περιορίζονται σε μικρότερες τμηματικές εμφανίσεις, όπως για παράδειγμα στο χωριό Σταυροκόνου.

Συνοπτικά, ο σχηματισμός αποτελείται από αμφιβολίτες, επιδοτιτικούς-κεροσιλβικούς σχιστόλιθους, χαλαζιακούς σχιστόλιθους και μάρμαρα, όπου δείχνουν την πολυφασική μεταμόρφωση που έχουν υποστεί (Lapierre 1975; Woodcock & Robertson 1980). Επίσης, στην ευρύτερη περιοχή του χωριού της Αγίας Βαρβάρας αναγνωρίζονται γρανατούχοι αμφιβολίτες (Garnet-bearing) (Ealey & Knox 1975).

Τονίζεται ότι, στο χωριό της Αγίας Βαρβάρας, συγκεκριμένα στην ανατολική πλευρά του ποταμού Έζουσας, παρατηρείται μία σφήνα μεταμορφωμένων πετρωμάτων, πρασινοσχιστολιθικής έως αμφιβολιτικής φάσης, με παρεμβαλλόμενα στρώματα μετα-ιζημάτων (Swarbrick & Robertson 1980; Spray & Roddick, 1981; Malpas et al. 1992; Malpas et al. 1993). Σύμφωνα με τους αναφερόμενους ερευνητές, τα μετα-ιζήματα παρατηρούνται με τη μορφή λεπίων, τα οποία έχουν έκταση από μερικά μέτρα έως κάποια χιλιόμετρα. Η σφήνα των αμφιβολιτών, προσανατολίζεται σε διεύθυνση Α-Δ, καταλαμβάνοντας έκταση περίπου 1,6km, καθώς επίσης και υψόμετρο σε διεύθυνση Β-Ν, το οποίο φθάνει περίπου τα 900m. Στο Σχ. 3.20, παρουσιάζεται, ένα λέπι χαλαζίτη εντός των μεταμορφωμένων πετρωμάτων.

Με τη σειρά τους, τα μεταμορφωμένα πετρώματα, παρατηρούνται με τη μορφή λεπίων, εντός του σερπεντινίτη. Σύμφωνα με τους Malpas et al. (1992) και Malpas et al. (1993), λαμβάνοντας υπόψιν τις τεκτονικές μετρήσεις του σερπεντινίτη, ο οποίος τοπικά παρουσιάζεται μυλωνιτωμένος, σε μερικές εμφανίσεις παρατηρείται παράλληλος ή υπο-παράλληλος με την κυρίαρχη φύλλωση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων.

Τα μεταμορφωμένα πετρώματα για πρώτη φορά χρονολογήθηκαν από τους Spray & Roddick (1981), με την μεθοδολογία $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ σε κεροσιλβες τεσσάρων δειγμάτων, δύο από το χωριό Αγία Βαρβάρα και δύο από τα Λουτρά της Αφροδίτης (χερσόνησος Ακάμα). Οι αμφίβολοι, έδωσαν ηλικίες 83 έως 90 Ma, οι οποίες θεωρήθηκαν ότι αντιπροσωπεύουν τη χρονική στιγμή πτώσης της θερμοκρασίας κάτω από 550-600°C (δηλαδή τη θερμοκρασία κλεισίματος Ar για τις αμφιβόλους). Αυτή η υπόθεση συνάδει

με το γεγονός ότι η παραμόρφωση και η μεταμόρφωση συνέβησαν σε μία ενδοωκεάνια θραυστική ζώνη.

Αργότερα, μία νεότερη μελέτη (Chan et al. 2007), χρησιμοποιώντας την μεθοδολογία της θερμοχρονολόγησης $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, σε τέσσερα δείγματα αμφιβολιτών, δύο από το χωριό Αγία Βαρβάρα και δύο από τα Λουτρά της Αφροδίτης (χερσόνησος του Ακάμα), απέδωσε ηλικίες από 75.7 ± 0.3 έως 76.5 ± 0.4 Ma και 80.1 ± 0.3 έως 88.9 ± 0.8 Ma, αντίστοιχα. Όπως επισημαίνεται, στα βόρεια σημεία του συμπλέγματος Μαμωνίων (χερσόνησος του Ακάμα) εκτιμάται παλαιότερη ηλικία, με διαφορά 5 έως 10 Ma, σε σχέση με τα νότια σημεία του συμπλέγματος Μαμωνίων (Chan et al. 2007).



Σχήμα 3.20. Πέτρωμα χαλαζίτη, ο οποίος λεπιώνεται μαζί με τα μεταμορφωμένα πετρώματα. Η συγκεκριμένη εμφάνιση του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, παρατηρείται κοντά στο χωριό Αγία Βαρβάρα.

Σύμφωνα με τους Spray & Roddick (1981), τα μεταμορφωμένα πετρώματα της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου, είναι υψηλής θερμοκρασίας (high-temperature), με την ηλικία τους να κυμαίνεται στα 83-90 Ma, όπως χρονολογήθηκαν με τη μέθοδο ^{40}Ar – ^{39}Ar σε κεροστίλβες. Ωστόσο, οι Chan et al. (2007) διαφωνούν με τους συγκεκριμένους ερευνητές, θεωρώντας ότι, οι περισσότερες αναλύσεις στη βαθμιδωτή θέρμανση (step-heating analyses) των κεροστίλβων, απέδωσαν ακανόνιστες ηλικίες (plateau).

Όπως αναγράφουν οι Chan et al. (2007), η πλειοψηφία των αποτελεσμάτων των Spray & Roddick (1981) δεν πληροί τα κριτήρια για ουσιαστική χρονολόγηση αμφιβολιτών, όπως αυτά καθορίζονται από τους Lanphere & Dalrymple (1978). Τα κριτήρια είναι τα εξής: 1. μία ηλικία (plateau) θα πρέπει να περιέχει περισσότερο από το 50% του συνολικού ^{39}Ar που απελευθερώνεται από το δείγμα, 2. μια άριστα καθορισμένη ισόχρονη, πρέπει να έχει μία αποδεκτή παράμετρο προσαρμογής, η οποία να ισχύει στατιστικά, 3. η ηλικία του πλατώ και της ισόχρονης, πρέπει να είναι σε συμφωνία, και 4. η τιμή $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ για το παγιδευμένο αργό, δεν πρέπει να έχει σημαντική διαφορά από την ατμοσφαιρική αναλογική τιμή $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, η οποία ισούται με 295.5. Επίσης, όπως υποστηρίζουν οι Chan et al. (2007), οι εκτιμώμενες αναλογικές τιμές του K/Ca, όπως αυτές εξήχθησαν από τους Spray & Roddick (1981), για τα μεταμορφωμένα πετρώματα της νοτιοδυτικής Κύπρου, δεν συνάδουν με τα αποτελέσματα των ορυκτολογικών μικροαναλύσεων. Οι ίδιοι ερευνητές αναφέρουν ότι, πιθανόν, ο διαχωρισμός των κεροστιλβών δεν έγινε σωστά και υπήρξε επιμόλυνση από άλλα ορυκτά.

Όσον αφορά την ανάπτυξη των μεταμορφωμένων πετρωμάτων, οι Clube & Robertson (1986), αντιστοίχισαν τα μεταμορφωμένα πετρώματα του συμπλέγματος Μαμωνίων, με μία μεταμορφική σόλα, τοποθετημένη σε διαφορετικές οφιολιθικές εμφανίσεις. Σχετικά με αυτό ανέφεραν ότι, η μεταμόρφωση αναπτύχθηκε κατά μήκος μίας «transpressional» ωκεάνιας θραυστιγενής ζώνης, η οποία αργότερα εξελίχθηκε σε ένα τοπικό συγκλίνων σύστημα.

Αντίθετα, ο Swarbrick (1993) υποστήριξε ότι εφόσον τα μεταμορφωμένα αυτά πετρώματα συναντώνται σε επαφή με τον σερπεντινίτη, κατά μήκος ρηγμάτων με μεγάλη γωνία κλίσης, η μεταμόρφωση έλαβε χώρα κατά μήκος αριστερόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, πολύ πιο πριν την αντιπαραβολή του συμπλέγματος Τρόοδους-Ακάμα με το σύμπλεγμα Μαμωνίων. Οι Bailey et al. (2000), έρχονται σε συμφωνία με την παραπάνω άποψη, αποδίδοντας ωστόσο, την τοπική μεταμόρφωση που παρατηρείται εντός του συμπλέγματος Μαμωνίων, σε ένα ρήγμα μετασχηματισμού δεξιόστροφης οριζόντιας ολίσθησης. Παρόλα αυτά, είναι ακόμη επιστημονικά αδιευκρίνιστο, αν θα μπορούσε μεγάλη ποσότητα θερμότητας, να εξαχθεί κατά την ολίσθηση ενός ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης, ούτως ώστε να επέλθει μεταμόρφωση υψηλής θερμοκρασίας.

Από τους Malpas et al. (1992, 1993) προτάθηκε ένα εναλλακτικό σενάριο, καθώς επισήμαναν διαφοροποίηση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της νοτιοδυτικής

Κύπρου, σε σχέση με τα πετρώματα που δομούν μία τυπική μεταμορφική σόλα, όπως αυτή προτείνεται σε ποικίλες μελέτες (π.χ. Williams & Smyth 1973; Malpas 1979; Searle & Malpas 1980, 1982). Επιπρόσθετα, σημείωσαν ότι τα μεταμορφωμένα πετρώματα εντός του συμπλέγματος Μαμωνίων, στην νοτιοδυτική Κύπρο, στερούνται ξεκάθαρα την μεταμορφική βαθμίδα και δεν παρατηρούνται σε άμεση γειτνίαση, ή/και σε επαφή με υπερκείμενο άθικτο οφιόλιθο.

Με βάση τις ορυκτοχημικές αναλύσεις, οι Malpas et al. (1992, 1993), κατέληξαν στο ότι οι αμφιβολίτες της νοτιοδυτικής Κύπρου, πιθανόν να έχουν ως πρωτόλιθο ηφαιστειακά και ιζηματογενή πετρώματα, παρόμοια με αυτά που δομούν το σύμπλεγμα Μαμωνίων, κυρίως την Ομάδα Διαρίζος. Συμπέραναν ότι, οι συγκεκριμένοι αμφιβολίτες, σχηματίστηκαν όταν το σύμπλεγμα Μαμωνίων είχε ήδη πλησιάσει κοντά σε μία ζώνη υποβύθισης, πάνω από την οποία αναπτυσσόταν το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα (SSZ-Supra Subduction Zone).

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή θα γίνει προσπάθεια εξακρίβωσης των παραπάνω ερευνητικών συζητήσεων, καθώς θα παρουσιαστούν αποτελέσματα, τόσο από τη ορυκτοχημική, όσο και από την κινηματική ανάλυση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων.

3.5 ΣΕΡΠΕΝΤΙΝΙΤΗΣ

Στις εμφανίσεις των σερπεντινιτών, αναφέρθηκαν για πρώτη φορά οι Gass (1960) και Lapierre (1975), με ουσιαστική υπόδειξη διαφοροποίησης της προέλευσής τους, δηλ. αφενός παρατηρούνται εντός του συμπλέγματος Μαμωνίων έως τοξοειδή ζώνη, αφετέρου ο σχηματισμός τους συνδέεται πιθανότατα με το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα. Σημαντικής έκτασης λέπια σερπεντινίτη, σχετίζονται με τα πετρώματα του συμπλέγματος Μαμωνίων, με τον σερπεντινίτη να συνδέεται με πετρώματα βασικής και υπερβασικής σύστασης (Swarbrick & Robertson 1980). Αξιοσημείωτο είναι ότι τα μεταμορφωμένα πετρώματα, σχετίζονται άμεσα με τους σερπεντινίτες, καθώς συναντώνται σε τεκτονικά λέπια μαζί με αυτούς (Swarbrick & Robertson, 1980). Ειδικότερα, στην νοτιοδυτική Κύπρο, τα λέπια σερπεντινίτη (Σχ. 3.21) σχηματίζουν μία κύρια τοξοειδή ζώνη, η οποία εκτείνεται από το χωριό Αρχιμανδρίτα (νότια επαρχία Πάφου), διαπερνώντας το χωριό Αγία Βαρβάρα και τον ποταμό Μαυροκόλυπτου, έως την χερσόνησο του Ακάμα (βόρεια επαρχία Πάφου). Οι εμφανίσεις του σερπεντινίτη στο νότιο τμήμα της επαρχίας Πάφου, με εξάπλωση από

το χωριό Μαραθούντα έως το χωριό Αρχιμανδρίτα, περιέχουν μάζες μαξιλαροειδών λαβών της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους-Ακάμα, όπως επίσης και διαβάση, γάββρο και χαρτσβουργίτη.



Σχήμα 3.21. Εμφανίσεις σερπεντινίτη εντός του συμπλέγματος Μαμωνίων, στην νότιο-νοτιοδυτική Κύπρο.

Αν και η γένεση του σερπεντινίτη, παραμένει ακόμη αδιευκρίνιστη, φαίνεται ότι έχει προέλθει από τον δουνίτη και τον χαρτσβουργίτη, οι οποίοι ορίζονται ως οι πρωτόλιθοι του, και άρα σχετίζεται με τα με τα αντίστοιχα πετρώματα της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους-Ακάμα. Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα, να μην ταξινομείται ως ενότητα του συμπλέγματος Μαμωνίων, αν και παρατηρείται εντός του, σε λεπιώσεις, μαζί τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, αλλά και με τις μαξιλαροειδείς λάβες της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους-Ακάμα. Σχετικά με τη δημιουργία των συγκεκριμένων σερπεντινιτών έχουν προταθεί αρκετά σενάρια από πολλούς ερευνητές.

Με βάση τους Gass (1960) και Lapierre (1975), ο σερπεντινίτης συγγενεύει γενετικά με το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα, χωρίς να υπάρχει ουσιαστικός διαχωρισμός από τα πετρώματα αυτού. Σε συνάφεια με τις συγκεκριμένες μελέτες, οι Robertson & Hudson (1975), υποστήριξαν ότι οι ασυνεχείς μάζες σερπεντινίτη, ωκεάνιας προέλευσης, συγγενεύουν με το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα και μαζί με αυτό, επωθήθηκαν προς τα νότια μέχρι τη σύγκρουση τους με το σύμπλεγμα Μαμωνίων. Ωστόσο, σε μία αντιφατική άποψη κατέληξαν οι Ealey & Knox (1975), καθόσον ανέφεραν ότι οι σερπεντινίτες είναι αλλόχθονα προϊόντα, τα οποία επωθήθηκαν μαζί με το σύμπλεγμα Μαμωνίων από τα νοτιοδυτικά, πάνω στο οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα.

Έπειτα ο Swarbrick (1980) επισήμανε ότι οι σερπεντινίτες, παρατηρούνται ως προεξοχές κατά μήκος ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης μεγάλης γωνίας κλίσης, τα οποία φέρνουν σε αντιπαράβολή τα συμπλέγματα Τρόοδους-Ακάμα και Μαμώνια. Οι Clube & Robertson (1986) και Malpas et al. (1992), υποστήριξαν ότι ορισμένες εμφανίσεις σερπεντινιτών, παρατηρούνται ως έντονα μεταμορφωμένες μαξιλαροειδείς λάβες, και πιθανόν να αναπτύχθηκαν ταυτόχρονα με την εκτατική τεκτονική που επικράτησε κατά τη δημιουργία της ρηξιγενούς ζώνης του Αρακαπά. Συγκεκριμένα, υποστηρίζουν ότι η αντιπαράβολή των συμπλεγμάτων Τρόοδους-Ακάμα και Μαμώνια, λειτούργησε θετικά για την προεξοχή του σερπεντινίτη, αλλά και την μετέπειτα λεπίωσή του με το σύμπλεγμα Μαμωνίων, κατά μήκος ενός επιφανειακού ορίου. Το όριο αυτό, σύμφωνα με τους Clube & Robertson (1986), αναγνωρίζεται στο ΒΑ άκρο μίας τοξοειδούς ζώνης παραμόρφωσης, η οποία κυριαρχείται από ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, με τις λεπιώσεις του σερπεντινίτη, να σχετίζονται άμεσα με την ρηξιγενή ζώνη του Αρακαπά. Τα λέπια του σερπεντινίτη παρατηρούνται εντός των πετρωμάτων του συμπλέγματος Μαμωνίων.

3.6 ΚΑΘΗΚΑΣ MÉLANGE

Ο σχηματισμός αναγνωρίστηκε για πρώτη φορά από την Lapierre (1975), η οποία τον ταξινόμησε ως υποτμήμα της Μονής mélangé. Αργότερα ο Turner (1973) και οι Ealey & Knox (1975) μετονόμασαν τον σχηματισμό, σε Τρύπα mélangé (Trypa mélangé) και Μαμώνια mélangé (Mamonia mélangé), αντίστοιχα. Οι Swarbrick & Naylor (1980) και Swarbrick & Robertson (1980), χρησιμοποιώντας ως τοπωνύμιο το χωριό Κάθηκα, το οποίο βρίσκεται βορειοδυτικά της επαρχίας Πάφου, μετονόμασαν τον σχηματισμό σε Κάθηκα mélangé και Σχηματισμός Κάθηκα, αντίστοιχα. Στην παρούσα διδακτορική διατριβή προτιμάται το Κάθηκα mélangé, ονοματοδοσία που παραπέμπει στις συνθήκες γένεσης και εξέλιξης του σχηματισμού.

Λιθολογικά, ο σχηματισμός αποτελείται εξ ολοκλήρου από ένα ιζηματογενές mélangé, το οποίο περιέχει πετρώματα των συμπλέγματος Μαμώνια και Τροόδους-Ακάμα. Θεωρείται ότι το αρχικό υλικό προήλθε από τον Σχηματισμό Κανναβιού, ο οποίος διασκορπίστηκε μέσα σε ένα «μάτριξ» υλικό κόκκινου αργιλικού ιλυολίθου (Swarbrick & Robertson 1980). Σε αρκετές τοποθεσίες το mélangé, παρατηρείται σε διαστρωμάτωση σύμφωνη με τον προσανατολισμό των κλαστών, χρωματικές ζώνες, καθώς επίσης και λεπτές παρεμβολές πελαγικών γύψων (Swarbrick & Robertson 1980).

Το Κάθηκα mélangé επικαλύπτει κυρίως τον Σχηματισμό Κανναβιού, ενώ σε συγκεκριμένες εμφανίσεις (όπως για παράδειγμα στα χωριά Στατός-Άγιος Φώτιος και Βρέτσια) επικαλύπτει το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα. Επίσης, σε κάποιες εμφανίσεις, σχηματισμοί του συμπλέγματος Μαμωνίων, μεταπίπτουν σταδιακά στο Κάθηκα mélangé (Swarbrick & Naylor 1980). Αποτέλεσμα αυτού, είναι να παρατηρείται μία προοδευτική εμφάνιση κλαστών, μέσα στο αργιλικό σώμα του mélangé, οι οποίοι προέρχονται από το σύμπλεγμα Μαμωνίων (Swarbrick & Robertson 1980). Το Κάθηκα mélangé μεταπίπτει σταδιακά προς τον ανώτερο σχηματισμό, ο οποίος αποτελείται από τις πελαγικές γύψους και μάργες του Σχηματισμού Λευκάρων.

Το Κάθηκα mélangé, σε αντίθεση με το Μονή mélangé (βλ. επόμενο Κεφ. 3.7), έχει έντονες διαφοροποιήσεις, κυρίως στην εσωτερική κατανομή και σύστασή του. Πιο συγκεκριμένα, το Κάθηκα mélangé, χαρακτηρίζεται από κόκκινο αργιλικό μάτριξ υλικό, ενώ το Μονή mélangé διαθέτει κυρίως ως μάτριξ υλικό τους τεφρούς μπεντονιτικούς αργίλους του Σχηματισμού Κανναβιού. Ωστόσο, σε συγκεκριμένες εμφανίσεις στην νότια Κύπρο, τα ανώτερα επίπεδα του Μονή mélangé, πάχους περίπου

20m, χαρακτηρίζονται από κόκκινο χρώμα με αποτέλεσμα να είναι συγκριτικά παρόμοια με αυτά του Κάθηκα mélange στην νοτιοδυτική Κύπρο.

3.7 MONH MÉLANGE

Ο εν λόγω σχηματισμός πήρε το όνομα του από το χωριό Μονή που βρίσκεται 14km βορειοδυτικά της επαρχίας Λεμεσού. Το Μονή mélange, παρατηρείται εκατέρωθεν της νοτιότερης πλευράς της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους-Ακάμα, από το ακρωτήριο Δόλος (βορειοανατολικό κέρασ του κόλπου της Λεμεσού) έως την ευρύτερη περιοχή του χωριού Γεράσα.

Για πρώτη φορά ο σχηματισμός, αναγνωρίστηκε από τους Henson et al. (1949), οι οποίοι ταξινόμησαν το mélange, εν μέρει ως τμήμα της Ομάδας Τρύπα (Trypa Group), όπως εξίσου υπέδειξε και ο Morel (1964). Αργότερα, ο σχηματισμός μετονομάστηκε σε Μονή mélange (Robertson 1977a; Robertson & Woodcock 1979; Swarbrick & Naylor 1980), όπως επίσης και Σχηματισμός Μονή (Swarbrick & Robertson 1980). Όπως, με τον Κάθηκα mélange, στην παρούσα διδακτορική διατριβή προτιμάται το Μονή mélange, ονοματοδοσία που παραπέμπει στις συνθήκες γένεσης και εξέλιξης του σχηματισμού.

Με βάση τη λιθολογία, το Μονή mélange, θεωρείται ως ένα ιζηματογενές τεκτονικό μείγμα που δομείται κυρίως από τεμάχη, διαμέτρου έως 2km, προερχόμενα από πετρώματα των συμπλεγμάτων Μαμώνια και Τροόδους-Ακάμα. Το ματριξ υλικό του Μονή mélange, προέρχεται κυρίως από τους τεφρούς μπεντονιτικούς αργίλους, τους ηφαιστειοκλαστικούς ιλυολίθους και τους ραδιολαριτικούς αργίλους, του Σχηματισμού Κανναβιού. Κατά βάσει, όπως διακρίνεται στο Σχ. 3.22, το Μονή mélange είναι λευκοκρατικού χρώματος, κυρίως από μπεζ έως τεφρό, και περιέχει ποικίλα πετρώματα του συμπλέγματος Μαμωνίων. Σύμφωνα με τους Swarbrick & Robertson (1980), εντός του Μονή mélange, παρατηρούνται σημαντικά συμπαγή τεμάχη από μη-πυριτιωμένο χαλαζίτη, ιλυόλιθο και ασβεστόλιθο, τα οποία στην συγκεκριμένη εργασία καθορίζονται ως Μέλος Παρεκκλησιά (Parekklisha Member) και Μέλος Μοναγρούλι (Monagroulli Member).



Σχήμα 3.22. Εμφάνιση του Μονή mélangé στο χωριό Βρέτσια, κατά μήκος του νότιου περιθωρίου της οφιολιθικής σειράς του Τροόδου-Ακάμα.

3.7.1 Μέλος Παρεκκλησιά

Το συγκεκριμένο μέλος του Μονή mélangé, πρωτοαναφέρθηκε ως Ψαμμίτης Παρεκκλησιά (Parekklisha Sandstone; Pantazis 1967; Robertson 1977a), ενώ αργότερα μετονομάστηκε σε Μέλος Παρεκκλησιά (Parekklisha Member; Swarbrick & Robertson 1980), λαμβάνοντας το όνομα του, από το ομώνυμο χωριό Παρεκκλησιά. Σε αυτό το χωριό, περίπου 1km νότια του, παρατηρούνται αρκετά αποκολλημένα τεμάχη του μέλους.

Το Μέλος Παρεκκλησιά, δομείται από συμπαγή έως εγκάρσια παχιά στρώματα κίτρινων ψαμμιτών, όπου τοπικά περιέχουν ορίζοντες από χαλαζιακά χαλίκια και απομονωμένους σιδηρούχους ασβεστόλιθους (Swarbrick & Robertson 1980). Ενίοτε, σε άλλες εμφανίσεις, οι ψαμμίτες περιέχουν λεπτά στρώματα καολινιτικού ιλυολίθου (όπως για παραδείγμα 1km νότια του χωριού Πύργος), καθώς επίσης και σχιστόλιθους (όπως για παραδείγμα δίπλα στο χωριό Φοινικαριά) (Swarbrick & Robertson 1980).

Οι Swarbrick & Robertson (1980) διέκριναν το μέλος, μόνο ως αποκολλημένα τεμάχη, εντός του Μονή mélangé. Το μέγιστο πάχος του μέλους, κυρίως στην περιοχή

του χωριού Παρεκκλησιά, κυμαίνεται περίπου στα 60m, με τα μεγαλύτερα αποκολλημένα τεμάχια να συναντώνται κυρίως περιφερειακά της οροσειράς του Τροόδους (χωριό Φοινικαριά) και τα μικρότερα να είναι διασκορπισμένα εντός του Μονή mélange (Swarbrick & Robertson 1980).

Τονίζεται ότι, οι ψαμμίτες του Μέλους Παρεκκλησιά, διαφοροποιούνται από τους ψαμμίτες του Μέλους Ακάμα, λόγω της παρουσίας διασταυρούμενων στρώσεων και οριζόντων από χαλαζιακά χαλίκια, όπως επίσης κι από την εύθραυστη δομή του. Αντίθετα, οι ψαμμίτες του Μέλους Ακάμα, παρατηρούνται χωρίς συγκεκριμένη δομή με μεγάλη σκληρότητα λόγω της παρουσίας πυριτίου.

3.7.2 Μέλος Μοναγρούλι

Αναφέρθηκε για πρώτη φορά ως Ανώτερο Τυφώδης Μέλος (Upper Tuffaceous Member; Pantazis 1967), ενώ έπειτα ως Ιλυόλιθος Μοναγρούλι (Monagroulli Siltstone; Robertson 1977a), με την σημερινή ονοματοδοσία του, να καθορίζεται από τους Swarbrick & Robertson (1980), ως Μέλος Μοναγρούλι (Monagroulli Member). Το Μέλος Μοναγρούλι πήρε το όνομά του μετά το ομώνυμο χωριό Μοναγρούλι, το οποίο βρίσκεται 16km βόρεια της Λεμεσού.

Ενδεικτικά, το Μέλος Μοναγρούλι παρατηρείται μόνο ως μέλος αποκολλημένων τεμαχίων, μεγάλου ή μικρού μεγέθους εντός του Μονή mélange. Η τυπικότερη εμφάνιση του μέλους, δομείται 1km νότιο-νοτιοδυτικά του χωριού Μοναγρούλι (Swarbrick & Robertson 1980). Άλλες σημαντικές εμφανίσεις των αποκολλημένων τεμαχίων του Μέλους Μοναγρούλι, εμφανίζονται στο χωριό Φοινικαριά, ενώ μικρότερου μεγέθους αποκολλημένα τεμάχια εμφανίζονται κατά μήκος της συνολικής εξάπλωσης του Μονή mélange (Swarbrick & Robertson 1980).

Όσον αφορά την τυπικότερη εμφάνιση παρατήρησης του μέλους, έχει μέγιστο πάχος περίπου 60m, και με βάση τους Swarbrick & Robertson (1980) περιέχει στρώματα ασβεσταρενιτών και ασβεστολιθικών οριζόντων μεγάλου πάχους, τα οποία γίνονται λεπτότερα και λεπτόκοκκα προς τα ανώτερα στρώματα. Ορισμένες εμφανίσεις στα ανώτερα στρώματα του Μέλους Μοναγρούλι, περιέχουν λεπτόκοκκα στρώματα ιλυολίθων και αργίλων (Swarbrick & Robertson 1980).

3.8 ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΠΕΡΑΠΕΔΙ

Η συγκεκριμένη ενότητα πετρωμάτων πήρε το όνομα της από το χωριό Πέρα Πεδί, το οποίο βρίσκεται στην νοτιότερη πλευρά της οροσειράς του Τροόδους, περίπου 43km βόρεια της Λεμεσού. Η τυπικότερη εμφάνιση του σχηματισμού, έχει έκταση περίπου 19km και εξάπλωση από το χωριό Πέρα Πεδί έως το χωριό Τριμίκλινη, όπως αυτή παρατηρήθηκε για πρώτη φορά, από τον Wilson (1959). Το όνομα του σχηματισμού, δηλαδή Σχηματισμός Πέραπεδί (Perapedhi Formation), δόθηκε από τον ίδιο ερευνητή και ισχύει μέχρι σήμερα. Έπειτα, οι Kluyver (1969) και Robertson & Hudson (1975), συμφώνησαν με την συγκεκριμένη μελέτη, εμμένοντας στην ίδια ονοματοδοσία του σχηματισμού.

Ωστόσο, ο Turner (1973) προτίμησε την εν μέρει ταξινόμησή του ως Μέλος Πέραπεδί (Perapedhi Member), εντός του Σχηματισμού Σίμου (Simou Formation), αν και οι ονοματοδοσίες της συγκεκριμένης μελέτης θεωρούνται αδύναμες, εφόσον δεν δόθηκαν με βάση τους γνωστούς στρωματογραφικούς προσδιορισμούς, και για τον λόγο αυτόν αποφεύγονται από την ερευνητική κοινότητα. Έπειτα, οι Lapierre (1975) και Lapierre & Rocci (1976), δεν παρατήρησαν δυνατές διαφοροποιήσεις του σχηματισμού από τον Σχηματισμό Κανναβιού, και εξαίροντάς τα ήδη υπάρχοντα δεδομένα, ταξινόμησαν τον σχηματισμό ως εν μέρει τμήμα του Σχηματισμού Κανναβιού.

Ο Σχηματισμός Πέραπεδί χαρακτηρίζεται από τυπικές ούμπρες (Σχ. 3.23), οι οποίες φθάνουν σε πάχος έως και μερικά μέτρα (Swarbrick & Robertson 1980). Ωστόσο, σε λεκάνες που αναπτύχθηκαν ενδιάμεσα των μαξιλαροειδών λαβών της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους-Ακάμα, και οριοθετούνται από ρήγματα, ο σχηματισμός φθάνει σε πάχος έως και τα 35m (Swarbrick & Robertson 1980). Επίσης, ο Σχηματισμός Πέραπεδί αποτελείται από ραδιολαρίτες και ραδιολαριτικούς αργίλους, το πάχος των οποίων κυμαίνεται από 1 έως 10m (Swarbrick & Robertson 1980).

3.9 ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΚΑΝΝΑΒΙΟΥ

Ο Σχηματισμός Κανναβιού ονομάστηκε από το ομώνυμο χωριό, που βρίσκεται στην κεντρική επαρχία Πάφου. Η τυπική εμφάνιση παρατήρησης του σχηματισμού, γνωστοποιήθηκε από την Lapierre (1975) και συναντάται στο χωριό Παλαιόμυλος, το οποίο βρίσκεται βορειοανατολικά του χωριού Κανναβιού. Παρόλα αυτά, ο Robertson

(1977b) ανέφερε ότι η συγκεκριμένη εμφάνιση του σχηματισμού δεν μπορεί να παρατηρηθεί λεπτομερώς, λόγω συνδυαστικής τεκτονικής παραμόρφωσης και κατολισθήσεων.



Σχήμα 3.23. Τυπικές εμφανίσεις σύμπρων του Σχηματισμού Πέραπεδί.

Ο Pantazis (1967), ανέφερε τον σχηματισμό για πρώτη φορά, ονομάζοντας τον Σχηματισμός Μονή (Moni Formation), ενώ αργότερα η Lapierre (1968b, 1975), θεώρησε τον σχηματισμό, εν μέρει τμήμα του Σχηματισμού Κανναβιού (Kannaviou Formation). Παρόλα αυτά, για το σύνολο του σχηματισμού επικράτησε η ονοματοδοσία Σχηματισμός Κανναβιού (Kannaviou Formation) που αποδόθηκε από τους Robertson & Hudson (1975) και Robertson (1977b).

Ο Σχηματισμός Κανναβιού (Σχ. 3.24) αποτελείται από μπεντονιτικούς και ραδιλαριτικούς αργίλους, ηφαιστειοκλαστικούς ιλυολίθους και ψαμμίτες. Ενδεικτικά, στην ευρύτερη περιοχή της επαρχίας Λεμεσού, ο Σχηματισμός Κανναβιού περιέχει μη-ασβεστολιθικούς ραδιολαριτικούς ιλυολίθους και λεπτόκοκκους ηφαιστειοκλαστικούς ιλυολίθους, χωρίς την παρουσία ψαμμιτών. Αντίθετα, στη βόρεια και βορειοανατολική περιφέρεια της οροσειράς Τροόδους, κυρίως σε επιφανειακές λεκάνες που σχηματίστηκαν ενδιάμεσα των μαξιλαροειδών λαβών της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους-Ακάμα, ο Σχηματισμός Κανναβιού περιορίζεται, και παρατηρείται σε διασκορπισμένες αποθέσεις μπεντονιτικών αργίλων (Swarbrick & Robertson 1980). Οι εμφανίσεις της στρωματογραφικής ακολουθίας του Σχηματισμού Κανναβιού, από την νοτιοδυτική και νότια Κύπρο, προς της περιφέρεια της οροσειράς του Τροόδους, μειώνονται μέχρι να μηδενιστούν (Swarbrick & Robertson 1980). Ειδικότερα, το πάχος του σχηματισμού, κυμαίνεται περίπου στα 650m στην νότιοδυτική Κύπρο, στα 160m στην νότια Κύπρο και στα 10m στη βόρεια και ανατολική περιφέρεια της οροσειράς του Τροόδους (Swarbrick & Robertson 1980).

Σημειώνεται ότι, ο Σχηματισμός Κανναβιού, εναποτέθηκε και καλύπτει αρκετούς σχηματισμούς. Πιο συγκεκριμένα, το κατώτερο όριο του, παρατηρείται ως μία στρωματογραφική συμφωνία με τις κατώτερες ούμπρες του Σχηματισμού Πέραπεδί (όπου αυτές παρατηρούνται), ή και ως ασυμφωνία, σε ορισμένες εμφανίσεις, με τις κατώτερες μαξιλαροειδείς λάβες και τα κατώτερα λατυποπαγή της οφιολιθικής σειράς του Τροόδους-Ακάμα. Στην περιοχή μελέτης της διδακτορικής διατριβής, διακρίνεται ότι ο Σχηματισμός Κανναβιού, κυρίως στην ευρύτερη περιοχή της Πέτρας του Ρωμιού, συναντάται με κανονική επαφή πάνω από τα πετρώματα του συμπλέγματος Μαμωνίων. Στα ανώτερα επίπεδα, παρατηρείται ότι ο Σχηματισμός Κανναβιού μεταπίπτει με κανονική επαφή στις πελαγικές γύψους του Σχηματισμού Λευκάρων, ή ενίοτε και στο Κάθηκα mélange. Να τονιστεί ότι οι Swarbrick & Robertson (1980) αναφέρουν ότι τα ιζηματογενή στρώματα του Σχηματισμού Κανναβιού αποτελούν τα μητρικά υλικά για την δημιουργία του Μονή mélange, στην νότια Κύπρο.



Σχήμα 3.24. Μπεντονιτικοί άργιλοι του Σχηματισμού Κανναβιού, όπως αυτοί παρατηρούνται στην Ν-ΝΔ Κύπρο.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ

4.1 ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ

Η στρωματογραφική στήλη που μελετάται, στην παρούσα διδακτορική μελέτη, αποτελείται από ιζηματογενή πετρώματα και συναντάται 2km νοτιοδυτικά του χωριού Επισκοπή, στην επαρχία Πάφου (συντεταγμένες: 34° 46' 57.78" N, 32° 31' 08.86" E). Τα πετρώματα αυτά ανήκουν στην ιζηματογενή ακολουθία του Σχηματισμού Επισκοπή, η χρονολόγηση του οποίου είναι πολύ σημαντική για την εξελικτική πορεία του Συμπλέγματος Μαμωνίων.

Η στρωματογραφική στήλη έρευνας συναντάται σε προσβάσιμο σημείο σε σχέση με το χωριό και προσεγγίζεται από έναν στενό χωματόδρομο, με την αρχή του να διέπεται από το χωριό Επισκοπή. Επίσης, η στρωματογραφική στήλη είναι προσπελάσιμη και από τον ποταμό Έζουσα σε μια διεύθυνση από τα κατάντη προς τα ανάντη του ποταμού.

Η δειγματοληψία διενεργήθηκε στις 20/10/2019 με τα δείγματα να παρουσιάζονται στην στρωματογραφική στήλη από τα κατώτερα έως τα ανώτερα στρώματα στον Πίν. 4.1. Η στρωματογραφική στήλη ολοκληρώνεται με τα ανώτερα ψαμμιτικά στρώματα μεγάλου πάχους τα οποία συγκαταλέγονται εξίσου στον Σχηματισμό Επισκοπή και τα υπερκείμενα τα ασβεστολιθικά στρώματα του Σχηματισμού Λεύκαρα.

Πίνακας 4.1. Τα δείγματα που προέκυψαν από την δειγματοληψία της στρωματογραφικής στήλης Επισκοπή (Episkopi section) στο ομώνυμο χωριό, στην ΝΔ Κύπρο.

Δείγμα	Ιζηματογενές Πέτρωμα
cy_114_s1	Ιλυολιθικά στρώματα πράσινου έως κόκκινου χρώματος με παρεμβολές κόκκινων κερατολιθικών στρωμάτων.
cy_114_s2	Μικρό λεπτό στρώμα βαθυκόκκινου καλκαρενίτη.
cy_114_s3	Πρασινωπά έως κοκκινωπά κερατολιθικά στρώματα μεγάλου πάχους (δειγματοληψία από το μεσαίο τμήμα των στρωμάτων μεγάλου πάχους).
cy_114_s4	Πρασινωπά έως κοκκινωπά κερατολιθικά στρώματα μεγάλου πάχους (δειγματοληψία από την μετάβαση των κατώτερων λεπτών στρωμάτων στα στρώματα μεγάλου πάχους).
cy_114_s5	Λεπτά πρασινωπά έως κοκκινωπά κερατολιθικά στρώματα (δειγματοληψία στο αμέσως ανώτερο στρώμα από τον καλκαρενίτη).
cy_114_s6	Στρώματα καλκαρενίτη μεγάλου πάχους, χρώματος ρόδινο έως κόκκινο.
cy_114_s7	Εναλλαγές χοντρών και λεπτών κερατολιθικών στρωμάτων κόκκινου έως πράσινου χρώματος (δειγματοληψία από τα ανώτερα στρώματα).
cy_114_s8	Εναλλαγές χοντρών και λεπτών κερατολιθικών στρωμάτων κόκκινου έως πράσινου χρώματος (δειγματοληψία από τα μεσαία στρώματα).
cy_114_s9	Εναλλαγές χοντρών και λεπτών κερατολιθικών στρωμάτων κόκκινου έως πράσινου χρώματος (δειγματοληψία από τα κατώτερα στρώματα).
cy_114_s10	Μεταπηλίτες.

Η δειγματοληψία των μεταμορφωμένων πετρωμάτων πραγματοποιήθηκε στην ευρύτερη περιοχή του χωριού Αγία Βαρβάρα, του κόλπου της Λάρας και των Λουτρών της Αφροδίτης, στην χερσόνησο του Ακάμα και χωρίστηκε σε δύο φάσεις. Η πρώτη δειγματοληψία πραγματοποιήθηκε τον Οκτώβριο του 2020 και η δεύτερη τον Ιούνιο του 2022. Από την δειγματοληψία προέκυψαν προσανατολισμένα δείγματα αμφιβολίτη, σερπεντινίτη και χαλαζίτη. Συνολικά συλλέχθηκαν 20 δείγματα, 19 εκ των οποίων πραγματοποιήθηκαν λεπτές προσανατολισμένες τομές. Συγκεκριμένα, από την ευρύτερη περιοχή του χωριού Αγία Βαρβάρα συλλέχθηκαν δέκα δείγματα εκατέρωθεν της αριστερής πλευράς (από κατάντη προς ανάντη) του ποταμού Έζουσας και έξι δείγματα από την δεξιά πλευρά του κεντρικού δρόμου (E606), με κατεύθυνση από το χωριό Αγία Βαρβάρα προς το χωριό Αμαργέτη, περίπου 2.3km απόσταση από το χωριό Αγία Βαρβάρα. Από την ευρύτερη περιοχή του κόλπου της Λάρας συλλέχθηκαν τρία δείγματα εκ των οποίων πραγματοποιήθηκε εργαστηριακή επεξεργασία μόνο στο ένα, ενώ από την ευρύτερη περιοχή των Λουτρών της Αφροδίτης, στην χερσόνησο του Ακάμα συλλέχθηκε ένα δείγμα.

Παρότι ο αριθμός των προσανατολισμένων δειγμάτων ήταν 19, ο συνολικός αριθμός των λεπτών προσανατολισμένων τομών ήταν 20 (Πίν. 4.2). Αυτό συνέβη γιατί κρίθηκε σημαντικό να κατασκευαστούν δύο ξεχωριστές λεπτές προσανατολισμένες τομές (cy_007_s1a και cy_007_s1b) για το δείγμα που προήλθε από την περιοχή του κόλπου της Λάρας.

Όσον αφορά την εξακρίβωση των πιέσεων και των θερμοκρασιών (ορυκτοχημική μελέτη) τόσο των μεταμορφωμένων πετρωμάτων όσο και του σερπεντινίτη, έγινε επιλογή σε συγκεκριμένα προσανατολισμένα δείγματα ούτως ώστε να κατασκευαστούν λεπτές-στιλπνές προσανατολισμένες τομές (Πίν. 4.2, βλ. στήλη «Ορυκτοχημική Ανάλυση»). Σχετικά με την ποιοτική και ποσοτική ανάλυση της κινηματικής παραμόρφωσης των γεωλογικών δομών στην ΝΔ Κύπρο, πραγματοποιήθηκαν υπαίθριες μετρήσεις με τη χρήση γεωλογικής πυξίδας Clark.

Πίνακας 4.2. Δειγματοληψία μεταμορφωμένων πετρωμάτων στην ΝΔ Κύπρο.

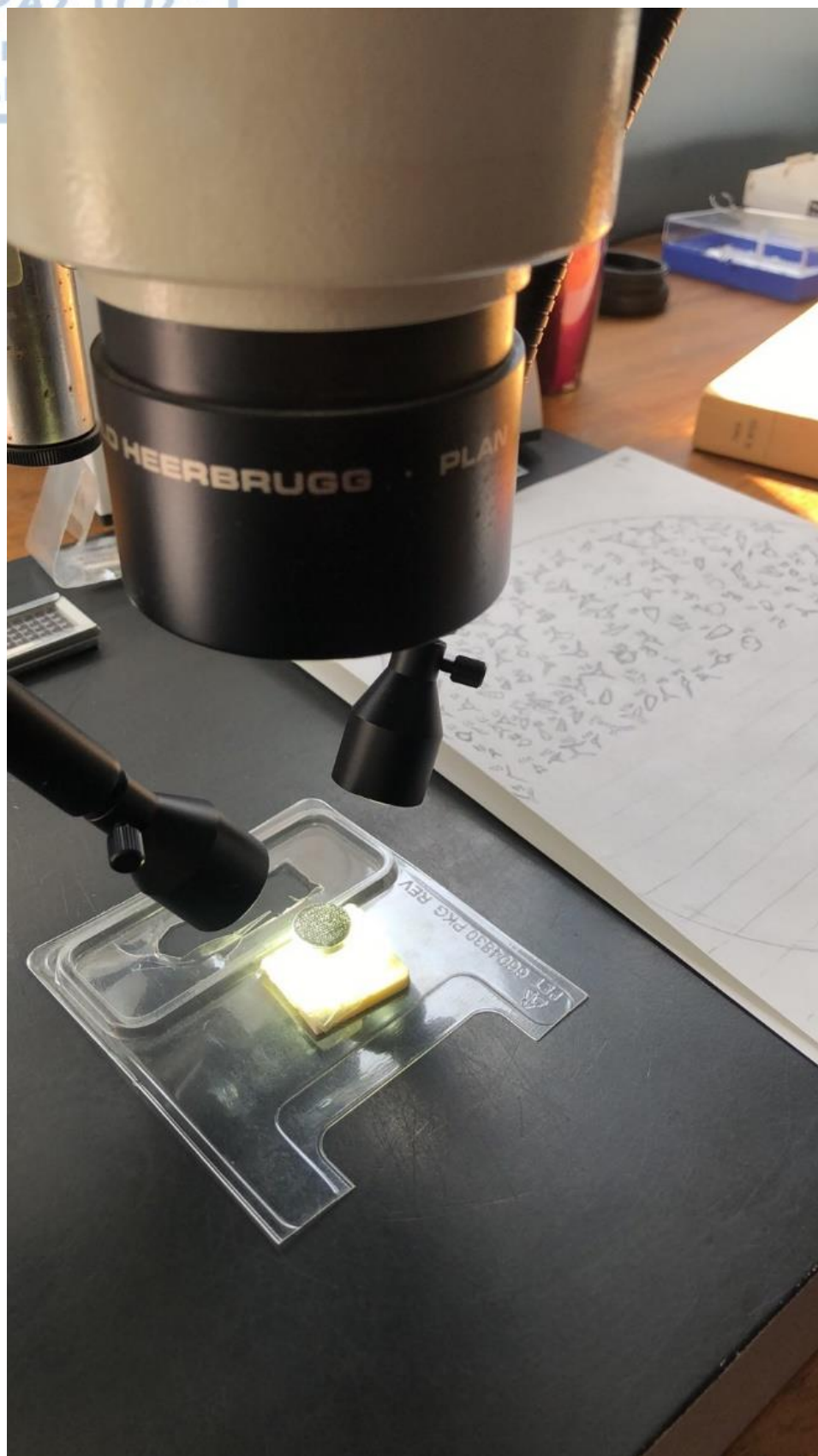
Περιοχή	Δείγμα / Ημ/νία Δειγματοληψίας	Συντεταγμένες	Πέτρωμα	Ορυκτο - χημική Ανάλυση
ποταμός Έξουσας (1.5km από Αγία Βαρβάρα)	cy_001_s1 / 02/06/2022	34° 45' 42" N 32° 31' 11" E	Αμφιβολίτης	-
ποταμός Έξουσας (1.5km από Αγία Βαρβάρα)	cy_001_s2/02/06/2022	34° 45' 42" N 32° 31' 11" E	Αμφιβολίτης	-
ποταμός Έξουσας (1.5km από Αγία Βαρβάρα)	cy_001_s3/20/10/2020	34° 45' 42" N 32° 31' 11" E	Αμφιβολίτης	-
ποταμός Έξουσας (1.5km από Αγία Βαρβάρα)	cy_001_s4/20/10/2020	34° 45' 42" N 32° 31' 11" E	Αμφιβολίτης	-
ποταμός Έξουσας (1.5km από Αγία Βαρβάρα)	cy_002_s1/20/10/2020	34° 45' 42" N 32° 31' 11" E	Αμφιβολίτης	NAI
ποταμός Έξουσας (1.5km από Αγία Βαρβάρα)	cy_002_s2/20/10/2020	34° 45' 42" N 32° 31' 12" E	Αμφιβολίτης	-
ποταμός Έξουσας (1.5km από Αγία Βαρβάρα)	cy_002_s3/20/10/2020	34° 45' 42" N 32° 31' 12" E	Αμφιβολίτης	NAI
ποταμός Έξουσας (1.5km από Αγία Βαρβάρα)	cy_003_s1/04/06/2022	34° 45' 44" N 32° 31' 12" E	Χαλαζίτης	-
ποταμός Έξουσας (1.5km από Αγία Βαρβάρα)	cy_003_s2/04/06/2022	34° 45' 44" N 32° 31' 12" E	Αμφιβολίτης	-
ποταμός Έξουσας (1.5km από Αγία Βαρβάρα)	cy_003_s3/04/06/2022	34° 45' 44" N 32° 31' 12" E	Αμφιβολίτης	-
δεξιά πλευρά κεντρικού δρόμου (2.3km από Αγία Βαρβάρα)	cy_004a_s1/21/10/2020	34° 45' 55" N 32° 31' 33" E	Αμφιβολίτης	-
δεξιά πλευρά κεντρικού δρόμου (2.3km από Αγία Βαρβάρα)	cy_004a_s2/21/10/2020	34° 45' 55" N 32° 31' 33" E	Αμφιβολίτης	NAI
δεξιά πλευρά κεντρικού δρόμου (2.3km από Αγία Βαρβάρα)	cy_004a_s3/21/10/2020	34° 45' 55" N 32° 31' 33" E	Αμφιβολίτης	-
δεξιά πλευρά κεντρικού δρόμου (2.3km από Αγία Βαρβάρα)	cy_004b_s1/21/10/2020	34° 45' 56" N 32° 31' 30" E	Αμφιβολίτης	NAI
δεξιά πλευρά κεντρικού δρόμου (2.3km από Αγία Βαρβάρα)	cy_005_s1/21/10/2020	34° 45' 49" N 32° 31' 45" E	Αμφιβολίτης	NAI
δεξιά πλευρά κεντρικού δρόμου (2.3km από Αγία Βαρβάρα)	cy_006_s1/21/10/2020	34° 45' 53" N 32° 31' 47" E	Αμφιβολίτης	NAI
κόλπος της Λάρας	cy_007_s1a/03/06/2022	34° 57' 57" N 32° 19' 9" E	Σερπεντινίτης	-
κόλπος της Λάρας	cy_007_s1b/03/06/2022	34° 57' 57" N 32° 19' 9" E	Σερπεντινίτης	NAI
Λουτρά της Αφροδίτης	cy_008_s1/04/06/2022	35° 3' 28" N 32° 20' 50" E	Αμφιβολίτης	NAI

4.2 ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ

4.2.1 Επεξεργασία ακτινοζώων

Τα ακτινόζωα εξάγονται στο εργαστήριο με επαναλαμβανόμενη έκπλυση των δειγμάτων με υδροφθορικό οξύ χαμηλής συγκέντρωσης (HF 4-5%). Συγκεκριμένα, το κάθε δείγμα τοποθετείται μέσα σε υδροφθορικό οξύ (HF 4-5 %) για ένα βράδυ. Για τον διαχωρισμό των κοκκομετρικών μεγεθών του διαλυμένου από το πέτρωμα υλικού, χρησιμοποιείται μία σειρά κοσκίνων, διαμέτρου 630μ και 63μm. Έτσι, το διαλυμένο υλικό που έχει την ικανότητα να διαπεράσει από το κόσκινο με διάμετρο 63μm παραμένει σε χωνί φίλτρου για να στεγνώσει και έπειτα να χρησιμοποιηθεί. Το υπόλοιπο διαλυμένο υλικό τοποθετείται ξανά στο υδροφθορικό οξύ (HF 4-5 %), με τη διαδικασία να επαναλαμβάνεται για δεύτερη, τρίτη, ή και τέταρτη φορά κτλπ. Η επαναλαμβανόμενη έκπλυση υλικού γίνεται όσες φορές επιθυμεί το εργαστήριο ή και ο ερευνητής. Αφού έχουν τελειώσει οι προσπάθειες εκπλύσεων, το εκάστοτε πέτρωμα αφαιρείται από το υδροφθορικό οξύ (HF 4-5 %) και φυλάσσεται για τυχόν επόμενη εργαστηριακή επεξεργασία. Τα ξηρά υπολείμματα κάθε δείγματος (με την αντίστοιχη προσπάθεια έκπλυσης) μεταφέρονται προσεκτικά από το χωνί φίλτρου σε διάφανο πλαστικό κουτάκι, το οποίο αναγράφει το όνομα του δείγματος, καθώς και την φορά έκπλυσης (π.χ. s. cy_114_s9/Attaque 1).

Με το πέρας της εργαστηριακής επεξεργασίας, τα ξηρά υπολείμματα κάθε δείγματος και προσπάθειας έκπλυσης, τοποθετούνται σε δισκίο όπου και ξεκινάει η συλλογή (picking) των ακτινοζώων. Στην παρούσα διδακτορική διατριβή, η συλλογή (picking) πραγματοποιείται με στερεοσκόπιο Wild Heerbrugg και τα ακτινόζωα τοποθετούνται σε αντικειμενοφόρες θήκες με τζαμάκι. Κάθε δείγμα αντιστοιχεί σε μία αντικειμενοφόρα θήκη, η οποία περιέχει όλα τα ραδιολάρια τα οποία προέκυψαν από κάθε προσπάθεια έκπλυσης που έγινε στο εκάστοτε δείγμα. Τέλος, τα σημαντικότερα ακτινόζωα κάθε δείγματος προσκολλώνται σε φορείς (stubs) (Σχ. 4.1), οι οποίοι έπειτα τοποθετούνται στο Ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM) για φωτογράφιση. Στην παρούσα διδακτορική διατριβή, τα ακτινόζωα ταξινομούνται βάσει των Baumgartner et al. (1995a), O'Dogherty et al. (2006, 2017) και Dumitrica & Dumitrica-Jud (2005).



Σχήμα 4.1. Επικόλληση ακτινοζώνων σε φορείς (stubs).

4.2.2 Επεξεργασία Τεκτονικών Παρατηρήσεων

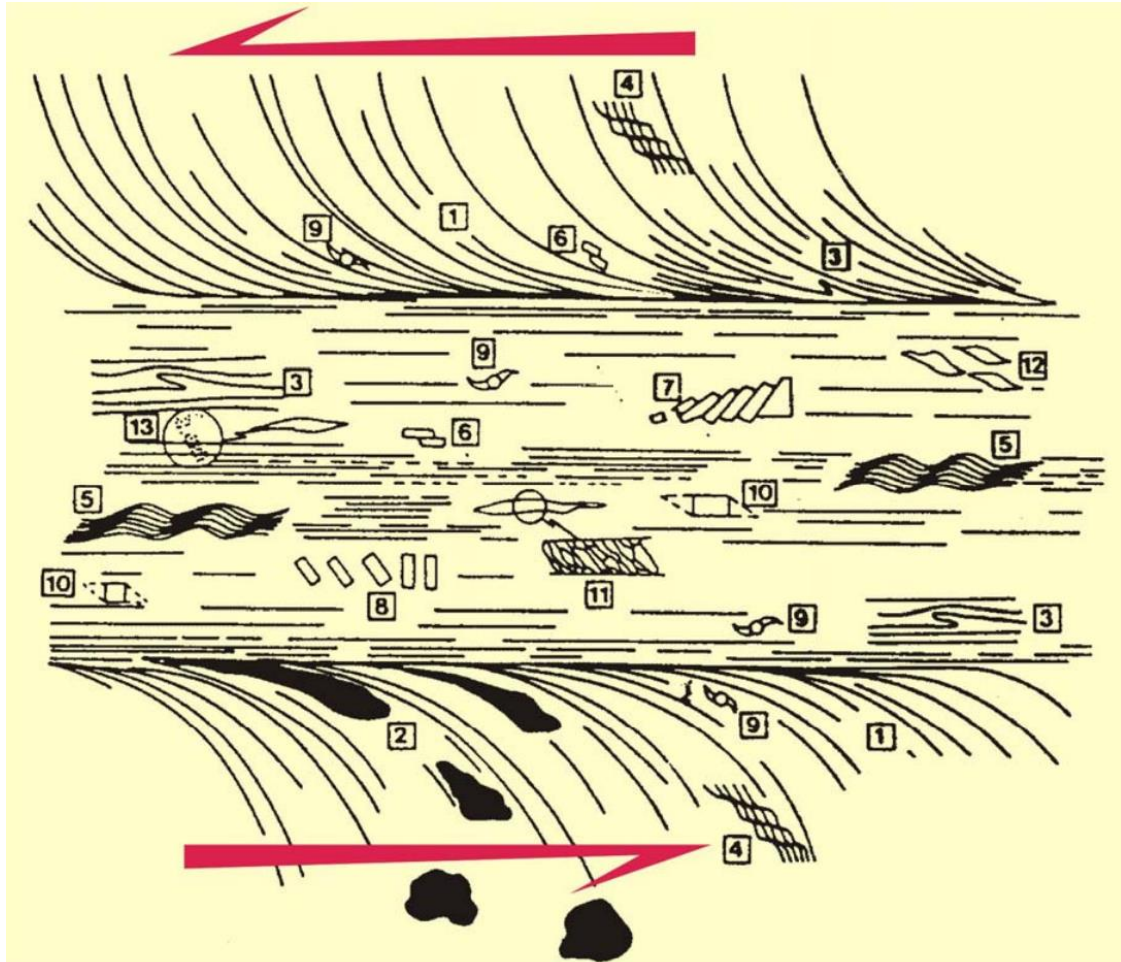
Η τεκτονική ανάλυση επιτυγχάνεται με την συλλογή τεκτονικών δεδομένων, με στόχο, τόσο την ποιοτική, αλλά ποσοτική μελέτη της παραμόρφωσης που επηρέασε μία γεωλογική δομή ή σχηματισμό. Για να επιτευχθεί ο στόχος αυτός, μελετώνται κυρίως οι τεκτονικές δομές, όπου με την παρατήρηση τους, εκφράζεται η παραμόρφωση, τόσο σε μέγα-, όσο και σε μικρο-κλίμακα, οι οποίες αντιστοίχως υποδηλώνουν την μάκρο- και μικρο-τεκτονική.

Η τεκτονική ανάλυση της περιοχής μελέτης έγινε με την χρήση των κλασικών, αλλά και σύγχρονων μεθόδων, όπως αυτές προκύπτουν τα τελευταία χρόνια από την μελέτη των δομών μικρού και μεσαίου μεγέθους (Ramsay & Huber 1983, 1987; Ramsay & Lisle 2000), συνδυαστικά με όλα τα διαθέσιμα στρωματογραφικά και γεωχρονολογικά δεδομένα. Οι μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν είναι η γεωλογική και τεκτονική χαρτογράφηση πεδίου (field mapping), με έμφαση στην αναγνώριση των γεωλογικών ορίων ανάμεσα στις γεωλογικές ενότητες, η ανάλυση της κινηματικής παραμόρφωσης (kinematic analysis), η μελέτη και αναγνώριση των παραμορφωτικών καθεστώτων (deformation regime), η ανάλυση της μικρο-υφής (micro-fabric analysis), ο διαχωρισμός των ποικίλων παραμορφωτικών φάσεων και η εκτίμηση της γεωτεκτονικής εξέλιξης (D-deformational events), καθώς επίσης και η συνολική συσχέτιση των παραμορφωτικών φάσεων σε συνδυασμό με την εξέλιξη της μεταμόρφωσης (deformation-metamorphism relation).

Η χρήση των κριτηρίων διάτμησης (shear criteria) πραγματοποιήθηκε σε μεταμορφωμένα πετρώματα και μυλωνίτες, όπως και ζώνες διάτμησης, με την αναγνώριση των κινηματικών δεικτών, ούτως ώστε να αναλυθεί η γεωμετρία καθώς και η κινηματική της παραμόρφωσης.

Οι κινηματικοί δείκτες, όπως για παράδειγμα οι ταινίες διάτμησης, οι υφές S-C, οι σ- και δ- κλάστες, τα μη-συμμετρικά boudinage κτλπ., είναι μικρο-δομές τεκτονικής οι οποίες αναγνωρίζονται σε διατμητικές ζώνες παρέχοντας δεδομένα για την φορά της κίνησης, με την αξιοπιστία τους να επιβεβαιώνεται, τόσο με την κλασική γεωλογική μελέτη και τη σύγκριση με ήδη γνωστές υπαίθριες διατμητικές ζώνες, όσο και με την πειραματική τεκτονική (analogue modelling) (Ramsay & Huber 1983, 1987; Simpson & Schmid 1983; Lister & Snoke 1984; White et al. 1986; Passchier & Simpson 1986; Hammer & Passchier 1991; Ramsay & Lisle 2000; Passchier & Trouw 2005; Trouw et al. 2010). Στην συγκεκριμένη διδακτορική διατριβή, ο καθορισμός της φοράς της κίνησης των διάφορων φάσεων παραμόρφωσης, εκτιμάται μακροσκοπικά σε υπαίθριες

(XZ) τομές μεταμορφωμένων και μυλωνιτωμένων πετρωμάτων, ή και αντιστοίχως με την παρατήρηση λεπτών (XZ) τομών στο πετρογραφικό μικροσκόπιο, βάσει των κινηματικών δεικτών. Οι διάφοροι κινηματικοί δείκτες διακρίνονται στο Σχ. 4.2.



Σχήμα 4.2. Σκαριφηματική απεικόνιση των σημαντικότερων κινηματικών δεικτών όπως αυτοί παρατηρούνται σε μία ζώνη διάτμησης και καταμετρούνται για τον προσδιορισμό της φοράς κίνησης (White et al. 1986; Λόζιος 2003). 1. περιστροφή της αρχικής ή της νεότερης σχιστότητας, 2. περιστροφή προϋπαρχόντων παραμορφωμένων δεικτών, 3. μικροπτυχές με ασυμμετρία (intrafolial folds), 4. ασυμμετρία σχισμού-σχιστότητας, υφή S/C (C-type shera bands), 5. ζώνες διάτμησης σε ασυμμετρία (C'-type shera bands), 6. διάτμηση και περιστροφή πορφυροκλαστών, 7. περιστροφή σπασμένων τμημάτων από διαρρήξεις διάτμησης, 8. περιστροφή σπασμένων τμημάτων από διαρρήξεις έκτασης, 9. ασυμμετρία σκιών πίεσης σε κλάστες που έχουν περιστραφεί (δ-), 10. ασυμμετρία σκιών πίεσης σε κλάστες που δεν έχουν περιστραφεί, 11. ασυμμετρία επιμήκων ανακρυσταλλωμένων κρυστάλλων χαλαζία-Qtz (ribbon Qtz, oblique foliation), 12. κρύσταλλοι μαρμαρυγία σε παρατηρούμενο σχήμα «ψαριού/ιχθύος» (mica-fish), και 13. ασυμμετρία c-αξόνων Qtz (lattice preferred orientation) (White et al. 1986; Λόζιος 2003).

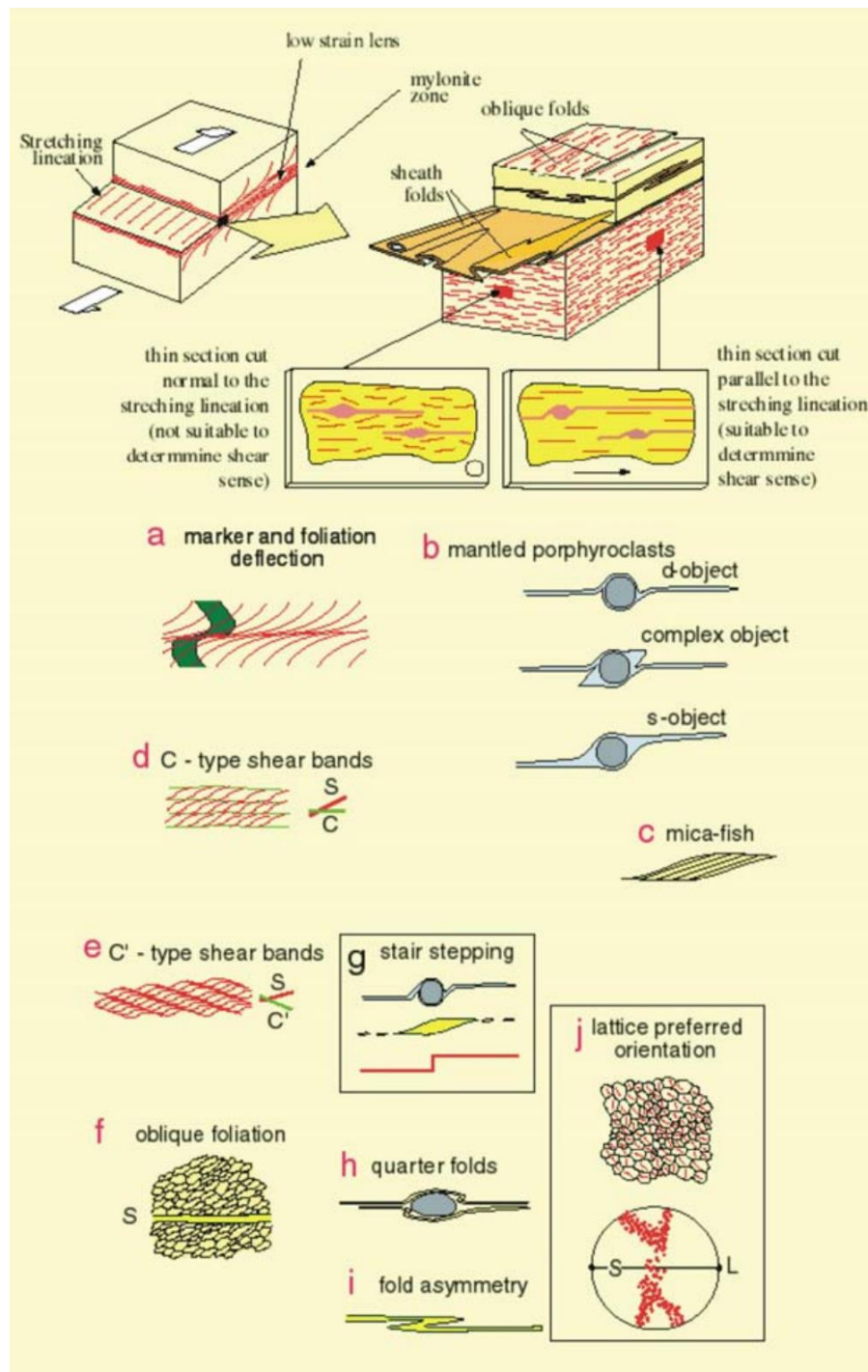
Για να θεωρηθεί αξιόπιστη μία μεθοδολογία, πρέπει να δίνεται μεγάλη προσοχή στα παρακάτω κριτήρια:

1. Η διεύθυνση της κίνησης που υπάρχει σε μία ζώνη διάτμησης θεωρείται παράλληλη με την διεύθυνση της κίνησης της γράμμωσης έκτασης (stretching lineation), η οποία όταν προσδιοριστεί, υπολογίζεται συνάμα και η διεύθυνση κίνησης (X άξονας του τριαξονικού ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης). Έτσι, η φορά της κίνησης αποδίδεται από την παρατήρηση των κινηματικών στοιχείων σε λεπτές (XZ) τομές οι οποίες παρασκευάζονται παράλληλα στην διεύθυνση της γράμμωσης έκτασης και κάθετα στην σχιστότητα του εκάστοτε πετρώματος (επιφάνεια XZ του τριαξονικού ελλειψοειδούς της παραμόρφωσης). Η γεωμετρία των κυριότερων δομών που εμφανίζονται σε μία ζώνη διάτμησης διακρίνεται στο Σχ. 4.3.
2. Η σωστή εξακρίβωση της φοράς κίνησης ή διάτμησης, δεν απαιτεί μόνο την εύρεση κινηματικών δεικτών, αλλά και την αναγνώριση διαφορετικού τύπου δεικτών (Trouw et al. 2010).
3. Για την περιγραφή της φοράς κίνησης κρίθηκε ως κατάλληλη ορολογία αυτή που σχετίζεται με τα σημεία προσανατολισμού, όπως για παράδειγμα «φορά προς ΝΔ», χωρίς να γίνεται ουδεμία χρήση των εκφράσεων «φορά προς τα δεξιά ή αριστερά» (top-to-the- right or left), προς αποφυγή μπερδέματος στην περίπτωση που η ζώνη διάτμησης είναι υπο-οριζόντια (Trouw et al. 2010).

Η επιστήμη της τεκτονικής, μελετάει τις ρηξιγενείς δομές (ρήγματα) οι οποίες μπορούν να γίνουν έμμεσα, ή και άμεσα αντιληπτές. Συγκεκριμένα, για να καθοριστεί το τελευταίο τεκτονικό καθεστώς που λειτούργησε στην περιοχή μελέτης της παρούσας διδακτορικής διατριβής, έπρεπε να γίνει υπαίθρια αναγνώριση διάφορων παραμέτρων που χαρακτηρίζουν ένα ρήγμα και μπορούν παράλληλα να καθοριστούν στο πεδίο. Οι παράμετροι αυτές, είναι το πλάτος, μέγεθος και η διεύθυνση της γράμμωσης ολίσθησης (slickenline) ενός ρήγματος, η εμφανής ολίσθησή (sense slip) του, αλλά και πολυφασική ολίσθησή (polyphase slip) του. Με βάση τα κριτήρια των συγκεκριμένων παραμέτρων εκτιμάται η σχετική ηλικία ενός ρήγματος (Kilias et al. 1999).

Με την ποιοτική εκτίμηση της πλευρικής έκτασης, αλλά και της μετατόπισης των ρηγμάτων ταξινομείται κυρίως το μέγεθός τους με απώτερο σκοπό τη διάκρισή τους σε παλαιότερα και νεότερα ρήγματα (Kilias et al. 1999). Επομένως, με βάση τη διεύθυνση γράμμωσης ολίσθησης ενός ρήγματος και τη σχετική ηλικία του, χαρακτηρίζονται και

αναγνωρίζονται τα αλληπάλγηλα στάδια του παλαιοστρές (Kilias et al., 1999), δηλαδή την σειρά των τεκτονικών γεγονότων που επίδρασε σε μία περιοχή μελέτης.



Σχήμα 4.3. Σχηματική απεικόνιση της γεωμετρίας των κυριότερων δομών και κινηματικών δεικτών που παρατηρούνται σε μία μυλονιτική ζώνη διάτμησης και αναπτύσσονται εντός της. Η παρατήρηση πραγματοποιείται παράλληλα στην γράμμωση και κάθετα στη σχιστότητα. (Λόζιος 2003; Trouw et al. 2010).

Η δυναμική ταξινόμηση των ρηγμάτων, σε νεότερα ή καινούρια, γίνεται σύμφωνα με τα ακόλουθα κριτήρια: (1) αν υπάρχουν σύμφωνες γραμμώσεις ολίσθησης βάσει της γεωμετρίας του ρήγματος, όπου συνήθως εμφανίζονται στα συζυγή ζεύγη ρηγμάτων (Krantz 1988), (2) αν τα ρήγματα συναντώνται σε παρόμοιους λιθολογικούς σχηματισμούς, τότε εκτιμάται μία ρηξιγενής επιφάνεια ορυκτών συνόλων, και (3) αν οι σχετικές ηλικίες αναγνώρισης των ρηγμάτων είναι εξίσου παρόμοιες με άλλα διακριτά και υπάρχοντα χαρακτηριστικά του (Kilias et al. 1999).

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή, οι υπαίθριες μετρήσεις των τεκτονικών δομών ταξινομήθηκαν με βάση την τοποθεσία μέτρησής τους, ούτως ώστε να εξαχθούν τα κατάλληλα τεκτονικά διαγράμματα. Πιο συγκεκριμένα, πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις κινηματικών δεικτών, τόσο των παλαιότερων παραμορφώσεων, οι οποίες είναι συνδεδεμένες με είτε πλαστική, είτε θραυστιγενή (ρηξιγενή) παραμόρφωση, όσο και για των νεότερων ρηξιγενών δομών, οι οποίες συνδέονται με την νέο-τεκτονική.

Για τον υπολογισμό του πεδίου τάσεων του παλαιοστρές και των διάφορων τεκτονικών καθεστώτων (παλιότερων και νεότερων), αλλά και την εξαγωγή των αντίστοιχων τεκτονικών διαγραμμάτων τους, χρησιμοποιήθηκε το ελεύθερο λογισμικό Win_Tensor (έκδοση 5-9-2). Για την ακριβή εκτίμηση και υπολογισμό του πεδίου του παλαιοστρές (τανυστής παλαιοστρές) πρέπει να ισχύουν τα παρακάτω σύμφωνα με τους Kilias et al. (1999): 1. ένα ομογενές πεδίο τάσεων, 2. η ολίσθηση παρατηρείται παράλληλη με τις γραμμώσεις ολίσθησης και γίνεται σύμφωνα με την κατεύθυνση της μέγιστης διατμητικής τάσης, και 3. οι μετατοπίσεις του ρήγματος να είναι μικρές σχέση με την περιοχή επιφάνειας του ρήγματος.

Για την εκτίμηση του πεδίου τάσεων του παλαιοστρές, υπολογίζονται οι τιμές των κύριων αξόνων παραμόρφωσης ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$), καθώς επίσης και οι δευτερεύουσες παράμετροι. Οι κύριοι άξονες παραμόρφωσης, είναι ο μέγιστος άξονας σ_1 ο οποίος υποδεικνύει την μέγιστη συμπίεση, ο ενδιάμεσος άξονας σ_2 και ο ελάχιστος άξονας σ_3 ο οποίος υποδεικνύει την μέγιστη έκταση.

Αναλυτικότερα, το σχετικό μέγεθος και η διεύθυνση του κάθε άξονα τάσης αντιπροσωπεύεται από τέσσερις παραμέτρους που εξάγονται από τις ολοκληρωμένες έξι συνιστώσες ενός συμμετρικού τανυστή τάσης. Οι διευθύνσεις των κύριων τάσεων είναι σ_1 , σ_2 και σ_3 ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$), καθώς επίσης και η αναλογία των τάσεων $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ με την ισχύουσα σχέση ($0 \leq R \leq 1$). Ενδεικτικά, όπως έχει ήδη αναφερθεί, για τον προσδιορισμό του τανυστή τάσης χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό Win_Tensor (έκδοση 5-9-2) όπως προτείνεται από τους Delvaux et al. (1997) και Delvaux & Sperner

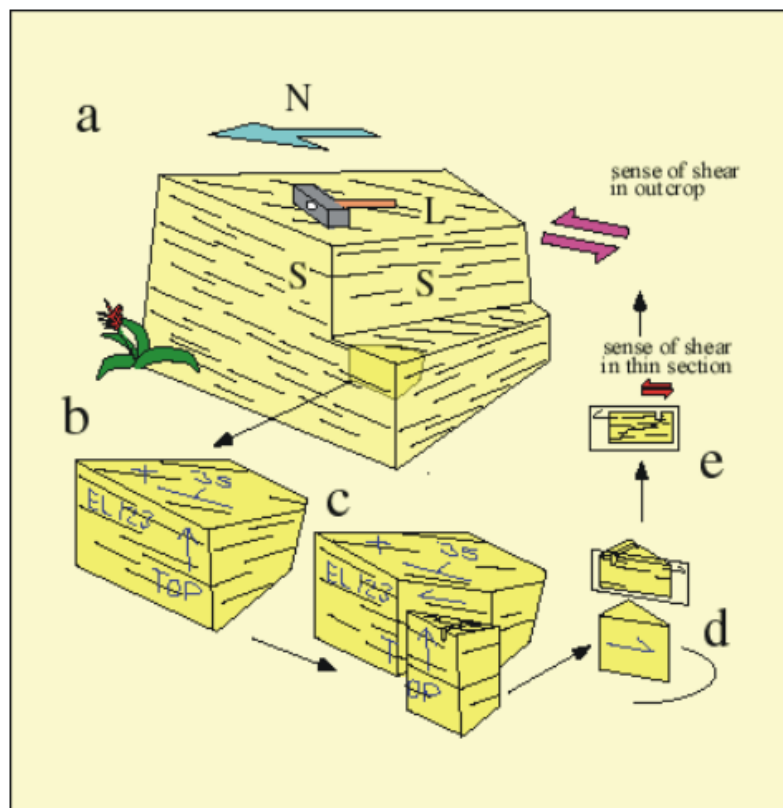
(2003) το οποίο με βάση τους τελευταίους, χρησιμοποιεί δύο διαφορετικές μεθόδους αντιστροφής τάσης. Αυτές οι μέθοδοι είναι το κανονικό δίδρο (right dihedron) και η περιστροφική βελτιστοποίηση (rotational optimization). Ο δείκτης του καθεστώτος τάσης (R') χρησιμοποιείται στο λογισμικό Win_Tensor για να αποσαφηνιστεί το ευρύτερο πεδίο τάσεων.

Με την εισαγωγή και επικύρωση των τεκτονικών δεδομένων στη βάση δεδομένων (Data Sheet) του λογισμικού Win_Tensor προσδιορίζεται ένας αρχικός τανυστής τάσης χρησιμοποιώντας την βελτιωμένη μέθοδο του των PTB αξόνων ή του Κανονικού Διέδρου (Right Dihedron method). Η συγκεκριμένη μέθοδος χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό των κύριων αξόνων τάσης, όπως για παράδειγμα τους P-, B- και T- άξονες (διάγραμμα PTB αξόνων). Ωστόσο, με τη μέθοδο του Κανονικού Διέδρου τα τελικά αποτελέσματα είναι περιορισμένα, διότι για να διαχωρίσει τον κάθε άξονα τάσης χρησιμοποιεί την ίδια περιοχή ίσου εμβαδού. Έτσι, η συγκεκριμένη μέθοδος θεωρείται μία αρχική διεργασία η οποία χρησιμεύει στον μετέπειτα υπολογισμό των βέλτιστων αποτελεσμάτων που εξάγονται με τη μέθοδο της Αναστροφής (Rotational Optimization) (Delvaux & Sperner 2003). Η μέθοδος της αναστροφής χρησιμοποιεί ένα πλέγμα αναζήτησης τεσσάρων διαστάσεων (4-D) με καθορισμένη περιστροφή γύρω από τους τρεις κύριους άξονες τάσης. Έπειτα, με την μετατροπή των τιμών της συνάρτησης F5 (F5 function) υπολογίζεται η γωνία περιστροφής του κάθε κύριου άξονα τάσης, ούτως ώστε να υπολογιστεί η τιμή της αναλογίας των τάσεων (R). Καθώς επαναλαμβάνεται η διαδικασία, καθορίζονται οι τιμές των τριών κύριων αξόνων τάσης και προσδιορίζεται η τελική τιμή του R , έως ότου το πεδίο τάσης να καταστεί σταθερό. Όταν το πεδίο τάσεων προσδιοριστεί ολοκληρωτικά, καθορίζεται επίσης το καθεστώς τάσης. Επιπλέον με το λογισμικό Win_Tensor υπολογίζονται οι κατευθύνσεις της οριζόντιας τάσης οι οποίες συνήθως εκφράζονται με βάση τους δύο κάθετους άξονες, συμπεριλαμβανομένων των SHmax and SHmin όπου ορίζονται ως οι μέγιστοι και ελάχιστοι οριζόντιοι άξονες, αντίστοιχα.

4.2.3 Παρασκευή λεπτών προσανατολισμένων τομών

Στο Σχ. 4.4a και Σχ. 4.4b παρουσιάζεται η μέθοδος υπαίθριας λήψης προσανατολισμένων δειγμάτων, με την γεωλογική πυξίδα, όπως επίσης και η εργαστηριακή κατασκευή προσανατολισμένων λεπτών τομών για μελέτη στο μικροσκόπιο (Σχ. 4.4d και Σχ. 4.4e). Στην επιφάνεια ενός δείγματος σημειώνονται τα σύμβολα της παράταξη και της διεύθυνση κλίσης που συνοδεύονται από τις τιμές 0°

έως 360° , και η τιμή της γωνίας κλίσης η οποία παίρνει τιμές από 0° έως 90° . Επίσης, για την υπόδειξη της θέσης της επιφάνειας, δηλαδή αν αυτή βρίσκεται στο επάνω ή κάτω τμήμα, σημειώνεται στην μετρήσιμη επιφάνεια ένα σύμβολο όπως βέλος ή σταυρός, είτε η ένδειξη «TOP». Η επιφάνεια που επιλέγεται καλό θα είναι να μην επιλέγεται τυχαία, αλλά να αντικατοπτρίζει τη σχιστότητα (foliation-S) του πετρώματος. Τα κινηματικά στοιχεία της σχιστότητας είναι χρήσιμα για τεκτονική μελέτη. Επιπλέον, πάνω στο προσανατολισμένο δείγμα καλό θα ήταν να προσμετρηθεί και η γράμμωση έκτασης (lineation-L). Οι αναφερόμενες μετρήσεις γίνονται και αναγράφονται όπως παρουσιάζονται στο Σχ. 4.5.



Σχήμα 4.4. Λήψη προσανατολισμένου δείγματος και εργαστηριακή επεξεργασία του για την κατασκευή προσανατολισμένης λεπτής τομής. (a) Επιλογή της θέσης δειγματοληψίας ενός προσανατολισμένου δείγματος με βάση την παρατήρηση της σχιστότητας και της γράμμωσης ολίσθησης, (b) Μέτρηση προσανατολισμένου δείγματος και σημείωση των γεωλογικών στοιχείων του, αλλά και της γράμμωσης ολίσθησης, (c) Εργαστηριακή κοπή ενός τμήματος του δείγματος με τον ειδικό τροχό κοπής, (d) Σημείωση της γράμμωσης ολίσθησης με την ίδια φορά κίνησης όπως αυτή πάρθηκε στο αρχικό δείγμα και επικόλληση γυαλιού και (e) Ολοκλήρωση της προσανατολισμένης λεπτής τομής και προσδιορισμός των κινηματικών στοιχείων (Λόζιος 2003).

Κατά την εργαστηριακή επεξεργασία των προσανατολισμένων δειγμάτων, αρχικά αποκόπτεται ένα κομμάτι από το δείγμα με τον τροχό κοπής (Σχ.4.4c), με το κόψιμο να γίνεται παράλληλα στην γράμμωση έκτασης και περίπου κάθετα στην σχιστότητα. Η κοπή έχει ως αποτέλεσμα να έχουμε δύο καινούριες επιφάνειες οι οποίες κατοπτρικά είναι ίδιες. Στην επάνω επιφάνεια του αποκομμένου κομματιού, δηλαδή την αρχική επιφάνεια μέτρησης (όπου στην παρούσα διδακτορική διατριβή σημειώθηκε με την ένδειξη «TOP»), προστίθεται ξανά η ένδειξη «TOP» αλλά και ένα βέλος παράλληλα στη γράμμωση έκτασης. Στην συνέχεια, επάνω στην επιφάνεια του αποκομμένου κομματιού, επικολλάται το γυαλί παρασκευάσματος και αφότου στεγνώσει σημειώνεται με υαλογράφο στο γυαλί το βέλος της γράμμωσης ολίσθησης με την ίδια επακριβώς φορά κίνησης (Σχ.4.4d). Η διαδικασία επικόλλησης του γυαλιού στο δειγματοληπτικό πλακίδιο, αλλά και η τοποθέτηση των στοιχείων προσανατολισμού με υαλογράφο σε αυτό φαίνεται στο Σχ. 4.6.



Σχήμα 4.5. Ένδειξη μέτρησης της σχιστότητας (S) και της ορυκτολογικής γράμμωσης (L) σε μεταμορφικό πέτρωμα.

Η μέθοδος ολοκληρώνεται με την πετρογραφική μελέτη (είδος ορυκτών, μεταμόρφωσης κτλ.) και κινηματική παρατήρηση της προσανατολισμένης λεπτής τομής στο πετρογραφικό μικροσκόπιο. Εκτιμώνται τα κινηματικά στοιχεία (Σχ.4.4ε) βάσει των οποίων μέσα από το δείγμα μπορεί να αναχθούν στην υπαίθρια εμφάνιση του δείγματος, δηλαδή από τη δειγματοληπτική θέση.

Επιπλέον, από δείγματα αμφιβολίτη κατασκευάστηκαν λεπτές-στιλπνές τομές στις οποίες πραγματοποιήθηκαν χημικές αναλύσεις ορυκτών σε ηλεκτρονικό σαρωτικό μικροσκόπιο (SEM) τύπου JEOL_JSM-6390LV συνδεδεμένο με σύστημα ανίχνευσης ενεργειακής διασποράς (EDS) INCA 300 στο εργαστήριο Ηλεκτρονικής Σαρωτικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ. με στόχο τον προσδιορισμό των χημικών συστάσεων των ορυκτών και τυχόν διαφοροποιήσεών τους.



Σχήμα 4.6. Το αποτέλεσμα της διαδικασίας επικόλλησης του γυαλιού στο δειγματοληπτικό πλακίδιο του μεταμορφωμένου πετρώματος και η τοποθέτηση των στοιχείων προσανατολισμού με υαλογράφο σε αυτό.

4.2.4 Μέθοδος Θερμοβαρομετρίας

Το θερμομέτρο των υψηλού-βαθμού (high-grade) μεταμορφωμένων πετρωμάτων είναι δύσκολο να αποσαφηνιστεί λόγω της ταχείας διάχυσης των κατιόντων κατά τη διάρκεια της αργής ψύξης (Liao et al. 2021). Παρόλα αυτά, ο υπολογισμός του θερμομέτρου επιτυγχάνεται βάσει της περιεκτικότητας της αμφιβόλου (Ti-Amp) σε τιτάνιο (Ti), η οποία μπορεί να υποδείξει θερμοκρασία σχηματισμού μίας αμφιβόλου έως και $\sim 1000^{\circ}\text{C}$ (Liao et al. 2021).

Με τον υπολογισμό του θερμομέτρου Ti-Amp υπάρχει δυνατότητα εξαγωγής σημαντικών γεωλογικών αποτελεσμάτων σχετικά με τους αμφιβολίτες. Έτσι εφαρμόζονται διαθέσιμα πειραματικά δεδομένα για την βαθμονόμηση ενός νέου θερμομέτρου Ti-Amp σε ορισμένες συνθήκες, σύμφωνα με την παρακάτω σχέση (Liao et al. 2021):

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{2400}{1.52 - \log \text{Ti}^{\text{Amp}}} - 273$$

όπου, T = θερμοκρασία και $\log \text{Ti}^{\text{Amp}}$ η περιεκτικότητα της αμφιβόλου σε τιτάνιο (Ti) εκφραζόμενη σε άτομο ανά μονάδα κυψελίδας-atom per formula unit (apfu) και εκτιμώμενη στον λογάριθμο της βάσης του 10 (in the logarithm to base 10). Σημειώνεται ότι το τυπικό σφάλμα στα πειράματα βαθμονόμησης εκτιμάται σε $\pm 35^{\circ}\text{C}$.

Τα αποτελέσματα θερμοκρασίας (T) και πίεσης (P) ενός πετρώματος προκύπτουν με βάση τα ζεύγη πλαγιόκλαστων-αμφιβόλων (Al-Si). Όσον αφορά τα ζεύγη πλαγιόκλαστου-αμφιβόλου δίνουν τιμές θερμοκρασίας που κυμαίνονται από 650°C έως 1050°C , με το Ti να είναι μεγαλύτερο από 0,02 apfu και το Al μεγαλύτερο από 0,05 apfu στο χημικό τύπο της αμφιβόλου, ο οποίος υπολογίζεται στα 23 οξυγόνα (Molina et al. 2015).

Στατιστικές αναλύσεις παρουσιάζουν μία εξαιρετικά σημαντική αλληλεξάρτηση του $D_{\text{Al/Si}}^{\text{plg/amph}}$ με την πίεση, την θερμοκρασία, το κλάσμα του Al στην αμφίβολο στη θέση T1 ($X_{\text{Al}}^{\text{T1}}$) και το κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο X_{Ab} . Κάτι τέτοιο οδηγεί στην κάτωθι βαρομετρική συνάρτηση (Molina et al. 2015):

$$P (\text{kbar}) = \left(8.3144 T(K) \ln D_{\frac{\text{Al}}{\text{Si}}}^{\frac{\text{plg}}{\text{amph}}} - 8.7 T(K) + 23377 X_{\text{Al}}^{\text{T1}} + 7579 X_{\text{Ab}} - 11302 \right) / (-274)$$

Έτσι, το βαρόμετρο μπορεί να εφαρμοστεί σε ορυκτά όπου η αμφίβολος περιέχει $>0,02$ apfu σε Ti και $>0,05$ apfu AIVI (υπολογιζόμενη στα 13-CNK) εξισορροπημένα σε θερμοκρασίες (T) που κυμαίνονται από 650°C έως 1050°C (Molina et al. 2015).

Το βαρόμετρο πλαγιοκλάστου-αμφιβόλου είναι κατάλληλο για μία μεγάλη ποικιλία από ζεύγη πλαγιοκλάστου-αμφιβόλου, με ή χωρίς την παρουσία χαλαζία και γρανάτη, για σύνολα αμφιβολιτών και βασικών γρανουλιτών, καθώς επίσης και πυριγενή πετρώματα με σύσταση που κυμαίνεται από μεταργλικούς γρανίτες έως γάββρους (Molina et al. 2015).

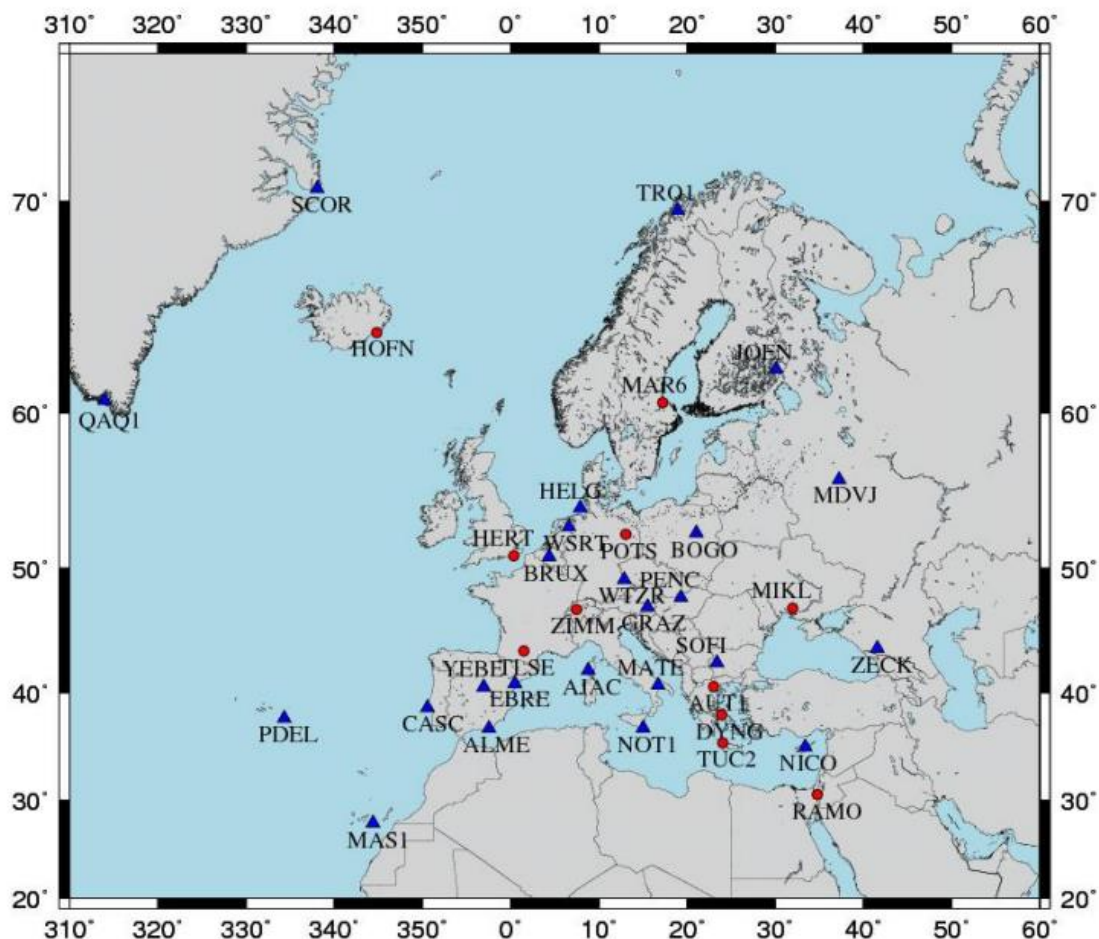
4.2.5 Γεωδαιτική επεξεργασία

Η εξαγωγή μη-επεξεργασμένων γεωδαιτικών δεδομένων τα οποία συλλέγονται από μόνιμα εγκαταστημένους σταθμούς GNSS καθίσταται μία πρωτοποριακή έρευνα και μελέτη υπό τη χρήση οργάνων νέας τεχνολογίας, ούτως ώστε να εκτιμηθεί ο ρυθμός παραμόρφωσης του ανώτερου φλοιού.

Για την επίλυση των ημερήσιων γεωδαιτικών δεδομένων, οι Danezis et al. (2020), σχημάτισαν ένα συνολικό δίκτυο, όπου πλην των επτά μόνιμων σταθμών GNSS του δικτύου CYPOS, περιείχε συνάμα 35 επιλεγμένους σταθμούς του EPN, η γεωγραφική κατανομή των οποίων παρουσιάζεται στο Σχ. 4.7. Η επεξεργασία και επίλυση των ημερήσιων καταγραφών των επτά μόνιμων σταθμών GNSS του δικτύου CYPOS πραγματοποιήθηκε με τη χρήση του λογισμικού Bernese GNSS (έκδοση 5.2), χρησιμοποιώντας τη στρατηγική διπλής διαφοράς (double-difference strategy) σύμφωνα με τις κατευθύνσεις του EPN κατά Bruyninx et al. (2010) (Danezis et al. 2020). Το λογισμικό Bernese GNSS (έκδοση 5.2) δημιουργήθηκε από το Ινστιτούτο Αστρονομίας του Πανεπιστημίου της Βέρνης (Astronomical Institute of the University of Bern (AIUB)) (Dach et al. 2015) και σε παγκόσμια κλίμακα, είναι διαδεδομένο και αποδεκτό από τα μεγαλύτερα ερευνητικά ιδρύματα αφού πρόκειται για ένα λογισμικό αναφοράς με το οποίο γίνονται ακριβείς εκτιμήσεις γεωδαιτικών δεδομένων (Danezis et al. 2020).

Η σταθεροποίηση των δεδομένων για τις ημερήσιες επιλύσεις εφαρμόστηκε βάσει τη συνθήκη μη-τροποποίησης-δικτύου (no-net-translation (NNT) condition) στο γνωστό σύστημα συντεταγμένων IGB08 των 24 σταθμών του EPN (Tier-1) (Danezis et al. 2020).

Η αναφερόμενη πρωτογενής επεξεργασία των γεωδαιτικών δεδομένων, έχει ως αποτέλεσμα την εκτίμηση της συνιστώσας ταχύτητας, προς τα ανατολικά και προς τα βόρεια κάθε σταθμού ξεχωριστά, καθώς και των αντίστοιχα τυπικών σφαλμάτων τους.



Σχήμα 4.7. Χάρτης των σταθμών EPN οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν για την επίλυση των γεωδαιτικών δεδομένων. Με μπλε σύμβολο υποδεικνύονται οι σταθμοί αναφοράς που χρησιμοποιήθηκαν για τον καθορισμό και την επίλυση των γεωδαιτικών δεδομένων (Danezis et al. 2020).

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή εφαρμόστηκε η μέθοδος τριγωνοποίησης (triangulation methodology), η οποία εφαρμόζεται ευρύτερα από διάφορους συγγραφείς (Hashimoto & Jackson 1993; Shen et al. 1996; Prawirodirdjo et al. 2000; Sagiya et al. 2002; Yuan et al. 2009; Lazos et al. 2020, 2022b) καθώς θεωρείται η καταλληλότερη για την επεξεργασία των επιλυμένων γεωδαιτικών δεδομένων, σε σχέση με άλλες προτεινόμενες μεθοδολογίες (μεθοδολογία τετραγώνου, μεθοδολογίες βασισμένες σε πλέγμα, κλπ).

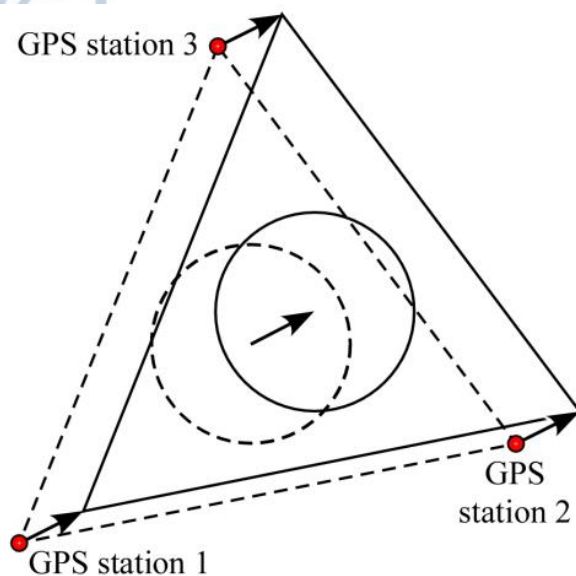
Η αρχή της μεθόδου τριγωνοποίησης είναι ο συνδυασμός των συνιστωσών ταχύτητας τριών σταθμών GNSS, αλλά και των σφαλμάτων τους, ούτως ώστε να υπολογιστεί η συνολική ταχύτητα. Συγκεκριμένα, οι σταθμοί GPS σχηματίζουν τρίγωνο, ενώ ο κάθε σταθμός ξεχωριστά θεωρείται ως τριγωνική κορυφή. Το τρίγωνο εξετάζεται, τόσο πριν, όσο και μετά τη διαδικασία παραμόρφωσης (Flerit et al. 2004; Lazos et al. 2018; Lazos et al. 2022a). Το μη-παραμορφωμένο (πριν την παραμόρφωση) και παραμορφωμένο (μετά την παραμόρφωση) τρίγωνο, αναγνωρίζεται με την μορφή καταγεγραμμένου εσωτερικού κύκλου και έλλειψης παραμόρφωσης, αντίστοιχα (Lazos et al. 2018; Lazos et al. 2022a).

Επομένως, το διάνυσμα μεταφοράς ορίζεται ως το διάνυσμα που συνδέει την αρχική θέση με την μετατοπιζόμενη θέση του κέντρου του τριγώνου (Σχ. 4.8). Η αρχική θέση καθίσταται στο κέντρο του αρχικά σχηματιζόμενου τριγώνου σε συμφωνία πάντα με τις ταχύτητες που έχουν καταγραφεί για τους τρεις εξεταζόμενους σταθμούς GPS.

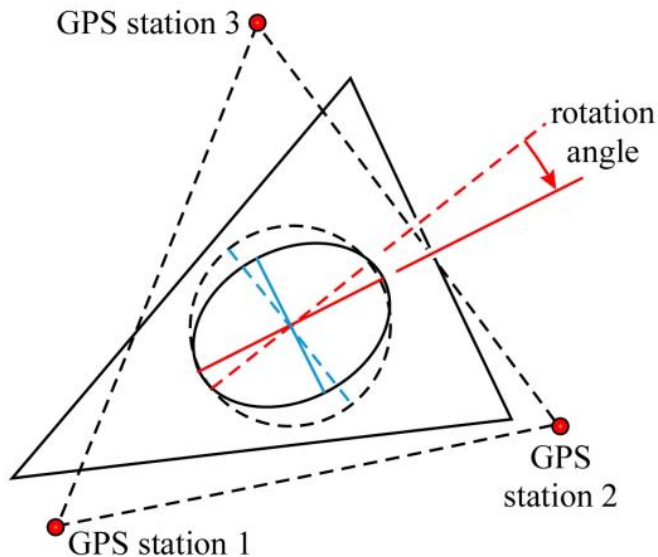
, Η συνιστώσα του διανύσματος μεταφοράς με κίνηση προς τα ανατολικά ορίζεται βάσει του μέσου όρου των τριών διανυσμάτων της συνιστώσας ταχύτητας με διεύθυνση προς τα ανατολικά, εκτιμώμενη σε χιλιοστά ανά έτος (mm/yr). Αντιθέτως, η αρνητική τιμή της συνιστώσας του διανύσματος μεταφοράς δείχνει κίνηση προς τα δυτικά. Παρομοίως, προκύπτει και η συνιστώσα προς τα βόρεια του διανύσματος μεταφοράς, όπου ορίζεται βάσει του μέσου όρου των τριών διανυσμάτων της συνιστώσας ταχύτητας με διεύθυνση προς τα βόρεια, εκτιμώμενη εξίσου σε χιλιοστά ανά έτος (mm/yr). Αντιθέτως, η αρνητική τιμή της συνιστώσας του διανύσματος μεταφοράς δείχνει κίνηση προς τα νότια.

Το αζιμούθιο του διανύσματος μεταφοράς εκτιμάται ως η μέση κατεύθυνση κατά την οποία παρατηρείται η σχετική κίνηση των τριών εξεταζόμενων σταθμών GPS και υπολογίζεται στο οριζόντιο επίπεδο ξεκινώντας από το σημείο του βορρά (αζιμούθιο 0°) σε μία δεξιόστροφη διεύθυνση.

Εξαιρετικά σημαντικός θεωρείται και ο υπολογισμός της περιστροφικής ταχύτητας, η οποία εκφράζεται σε μοίρες ανά έτος (deg/yr). Ως αποτέλεσμα της παραμόρφωσης που αντανakλάται από τις ταχύτητες των τριών εξεταζόμενων σταθμών GPS, αποτυπώνεται η εκτίμηση του κύριου και δευτερεύοντα άξονα του οριζόντιου ελλειψοειδούς παραμόρφωσης. Κάπως έτσι, ο υπολογισμός των παραμέτρων παραμόρφωσης επιτυγχάνεται με τον συνδυασμό του εσωτερικού κύκλου και των αξόνων του οριζόντιου ελλειψοειδούς παραμόρφωσης (Σχ. 4.9).



Σχήμα 4.8. Μέθοδος τριγωνοποίησης και διανύσματα μεταφοράς των τριών εξεταζόμενων σταθμών GPS. Στο σχήμα παρουσιάζεται το κεντροειδές του τριγώνου, δηλαδή η αρχική θέση του τριγώνου και εσωτερικού κύκλου του με διακεκομμένες μαύρες γραμμές και η καινούρια θέση του τριγώνου και εσωτερικού κύκλου του με συνεχόμενες μαύρες γραμμές, βάσει των καταγεγραμμένων ταχυτήτων των εξεταζόμενων σταθμών GPS (Pratt-Sitaula 2017).



Σχήμα 4.9. Απεικόνιση της παραμόρφωσης του αρχικού τριγώνου και του εσωτερικού κύκλου τα οποία σχηματίζονται με μαύρες διακεκομμένες γραμμές, λόγω της περιστροφικής ταχύτητας. Λόγω της περιστροφικής ταχύτητας, αποδίδεται το νέο τρίγωνο και το ελλειψοειδές παραμόρφωσης, προερχόμενα από το αρχικό τρίγωνο και τον εσωτερικό κύκλο του, αντίστοιχα. Με κόκκινη και μπλε διακεκομμένη γραμμή αποδίδεται ο κύριος και δευτερεύων άξονας του εσωτερικού κύκλου, ενώ με κόκκινη και μπλε συνεχόμενη γραμμή αποδίδεται ο κύριος και δευτερεύων άξονας του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης (Pratt-Sitaula 2017).

Έχοντας υπόψη, τα εκτιμώμενα διανύσματα μεταφοράς, αλλά και τους αντίστοιχους άξονες εσωτερικού κύκλου και ελλειψοειδούς παραμόρφωσης, υπολογίζονται και μελετώνται μερικές παράμετροι απόλυτα σχετιζόμενες με την παραμόρφωση του ανώτερου φλοιού, όπως επίσης και με την παρουσία ιδιαίτερα σημαντικών τεκτονικών δομών που καθίστανται ενεργές.

Συγκεκριμένα, οι εκτιμώμενες παράμετροι είναι η Μέγιστη και Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση [Maximum Horizontal Extension (MaHE) και Minimum Horizontal Extension (MiHE)] αντίστοιχα, η Συνολική Ταχύτητα [Total Velocity (TV)], η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση [Maximum Shear Strain (MaxSS)], η Περιοχική Παραμόρφωση [Area Strain (AS)] και η Περιστροφή (Rotation-Rot).

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή, σύμφωνα με τα ήδη υπάρχοντα δεδομένα από τους Danezis et al. (2020) εξάχθηκαν τα διαγράμματα της Μέγιστης και Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MaHE και MiHE), της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης και της Περιοχικής Παραμόρφωσης.

4.2.5.1 Μέγιστη και Ελάχιστη Οριζόντια Έκταση

Οι εκτιμώμενες τιμές Μέγιστης και Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης συνδέονται άμεσα με την αναγνώριση ενεργών τεκτονικών δομών. Ειδικότερα η MaHE υποδεικνύει τις τεκτονικές δομές που επηρεάζονται από έκταση, ενώ η MiHE που παρατηρείται κάθετη στην MaHE, αντιπροσωπεύει τις τεκτονικές εμφανίσεις που σχετίζονται με συμπίεση. Σημειώνεται ότι η MaHE αναπτύσσεται κατά μήκος του κύριου άξονα του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης, ενώ η MiHE αναπτύσσεται κατά μήκος του δευτερεύοντος άξονα του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης, όπως αυτοί επεξηγήθηκαν παραπάνω.

Με βάση τις ακόλουθες εξισώσεις καθορίζονται μαθηματικά οι παράμετροι MaHE και MiHE:

$$\text{MaHE} = (l_f - l_0)/l_0$$

$$\text{MiHE} = (l'_f - l'_0)/l'_0$$

όπου,

l_f : το τελικό μήκος του κυρίου άξονα του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης

l_0 : το πραγματικό μήκος του κυρίου άξονα του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης

l'_f : το τελικό μήκος του δευτερεύοντα άξονα του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης

l'_0 : το πραγματικό μήκος του δευτερεύοντα άξονα του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης

Τονίζεται ότι στην περίπτωση εμφάνισης κύκλου ισχύει η σχέση $l_0 = l'_0$



Εάν θεωρηθεί ότι σχηματίζεται ένας κύκλος στον φλοιό ο οποίος έχει ακτίνα ίση με x εντός του τριγώνου που προκύπτει από τους τρεις εξεταζόμενους σταθμούς GPS, έπειτα από μία συγκεκριμένη χρονική περίοδο x , ο κύκλος θα τροποποιηθεί σε σχήμα έλλειψης, ανεξαρτήτως αν το μέγεθος της αλλαγής θα είναι μικρό ή περιορισμένο.

Έτσι, αν το μήκος του κύριου άξονα της έλλειψης, δηλαδή η απόσταση από το κέντρο της έως το πιο απομακρυσμένο σημείο της, είναι μεγαλύτερο από x , τότε η παράμετρος e_{1H} (η έκταση κατά μήκος του κύριου άξονα της έλλειψης), αποκτάει θετικές τιμές. Αντίθετα, αν το μήκος του κύριου άξονα της έλλειψης, δηλαδή η απόσταση από το κέντρο της έως το πιο απομακρυσμένο σημείο της, είναι μικρότερο από x , τότε η παράμετρος e_{1H} αποκτάει αρνητικές τιμές. Η έκταση κατά μήκος του δευτερεύοντα άξονα της έλλειψης, αντιστοιχεί στην e_{2H} , η τιμή της οποίας είναι πάντοτε μικρότερη ή ίση με την τιμή της e_{1H} . Οι δύο αυτές παράμετροι της έκτασης εκφράζονται με την μονάδα μέτρησης nano-strain.

Στο Σχ. 4.10 παρουσιάζονται οι πέντε εκτιμώμενες περιπτώσεις που σχετίζονται με την μέγιστη (e_{1H}) και ελάχιστη οριζόντια έκταση (e_{2H}). Σε αυτές τις πέντε περιπτώσεις, απεικονίζεται με κόκκινη γραμμή ο κύριος άξονας (S_{1H}) του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης, ενώ με μπλε γραμμή ο δευτερεύοντας άξονας (S_{2H}) του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης.

Όσον αφορά τον καθορισμό των ενεργών τεκτονικών δομών βάσει των τιμών των εκτάσεων, τόσο του κύριου (S_{1H}) όσο και του δευτερεύοντα άξονα (S_{2H}) του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης, γίνεται πάντοτε σε συμφωνία με την απόλυτη τιμή της έκτασης για κάθε άξονα. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η εκτιμώμενη τιμή του e_{1H} είναι πάντοτε ίση ή μεγαλύτερη από την τιμή του e_{2H} . Άρα, συνεπάγεται ότι ένα εφελκυστικό καθεστώς συνοδεύεται από θετικές τιμές των εκτάσεων που αφορούν τους άξονες του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης, ενώ ένα συμπιεστικό καθεστώς συνοδεύεται από αρνητικές τιμές των εκτάσεων που αφορούν τους άξονες. Επομένως, για τα τρία είδη ρηγμάτων ισχύουν τα εξής:

1. Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (strike-slip fault): η απόλυτη τιμή της e_{1H} ισούται με την τιμή της e_{2H} . Πιο συγκεκριμένα, αν η τιμή της e_{1H} εκτιμηθεί λίγο μεγαλύτερη από αυτήν της e_{2H} , τότε η ρηξιγενής δομή συνδέεται από πλάγια έκταση (transtension), ενώ αν η τιμή της e_{2H} εκτιμηθεί λίγο μεγαλύτερη από αυτήν της e_{1H} τότε η ρηξιγενής δομή συνδέεται με πλάγια συμπίεση (transpression).

2. Κανονικά ρήγματα (normal fault): η απόλυτη τιμή της e_{1H} εκτιμάται αισθητά μεγαλύτερη από αυτήν της e_{2H} .
3. Ανάστροφα ρήγματα (reverse fault): η απόλυτη τιμή της e_{2H} εκτιμάται αισθητά μεγαλύτερη από αυτήν της e_{1H} .

sign of extension	$e_{1H} = 0$ $e_{2H} = -$	$e_{1H} +$ $e_{2H} = 0$	$e_{1H} +$ $e_{2H} +$	$e_{1H} +$ $e_{2H} = -$	$e_{1H} = -$ $e_{2H} = -$
strain ellipse					
typical map symbol					

Σχήμα 4.10. Οι πέντε εκτιμώμενες περιπτώσεις της μέγιστης (e_{1H}) και ελάχιστης οριζόντιας έκτασης (e_{2H}) με την υπόδειξη του τυπικού συμβόλου σε έναν χάρτη (typical map symbol). Με διακεκομμένες γραμμές συμβολίζεται ο αρχικός κύκλος, ενώ με συνεχή γράμμουση συμβολίζεται το ελλειψοειδές παραμόρφωσης όπως αυτό προκύπτει από την μετέπειτα παραμόρφωση του αρχικού κύκλου. Με κόκκινη και μπλε γραμμή δίνονται οι κύριοι (S_{1H}) και δευτερεύοντες (S_{2H}) άξονες, αντίστοιχα. Στην τελευταία σειρά υποδεικνύονται τα τυπικά σύμβολα σε έναν χάρτη όπου με μαύρα βέλη δίνεται η συμπίεση, ενώ με λευκά βέλη ο εφελκυσμός (έκταση). (Pratt-Sitaula 2017).

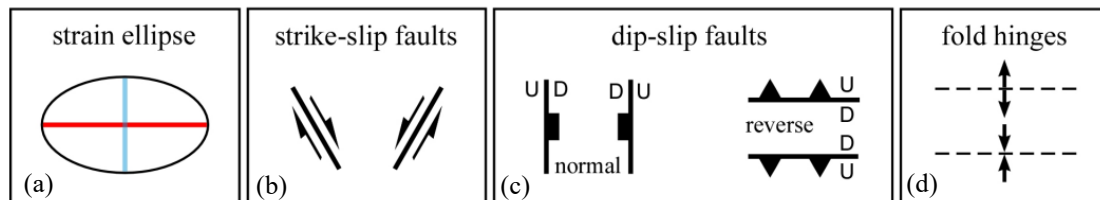
Καθώς οι παράμετροι $MaHE$ και $MiHE$, αλληλεξαρτώνται, και λαμβάνοντας υπόψη το ελλειψοειδές παραμόρφωσης, είναι δυνατή η συσχέτιση των ενεργών τεκτονικών δομών που παρατηρούνται σε μία περιοχή μελέτης με αυτό (Σχ. 4.11a), αναγνωρίζοντας τις ακόλουθες περιπτώσεις:

1. ενεργός τεκτονική που σχετίζεται με ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, με την προϋπόθεση τα ρήγματα να σχηματίζουν γωνία μικρότερη των 45° με τον δευτερεύοντα άξονα του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης (Σχ. 4.11b).

2. ενεργός τεκτονική που σχετίζεται με κανονικά ρήγματα των οποίων η παράταξη είναι περίπου παράλληλη στον δευτερεύον άξονα του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης και με ανάστροφα ρήγματα των οποίων η παράταξη είναι σχεδόν κάθετη στον δευτερεύον άξονα του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης (Σχ. 4.11c).

3. ενεργός τεκτονική που σχετίζεται με λεπιώσεις ή πτυχώσεις με τις κορυφές καμπύλωσης τους να είναι σχεδόν κάθετες στον δευτερεύοντα άξονα του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης (Σχ. 4.11d).

Να τονιστεί ότι σε κάθε περιοχή μελέτης, ο εκτιμώμενος τύπος ενεργών τεκτονικών δομών που συσχετίζεται με το ελλειψοειδές παραμόρφωσης, εξαρτάται από τα σχετικά μεγέθη και κύρια σημεία έκτασης, τα σχετικά χαρακτηριστικά των πετρωμάτων που απαρτίζουν τον ανώτερο φλοιό, καθώς και τις ήδη προϋπάρχουσες τεκτονικές δομές, αν και εφόσον αυτές είναι παρατηρήσιμες στο πεδίο (Pratt-Sitaula 2017).



Σχήμα 4.11. Οι δυνατές περιπτώσεις συσχέτισης του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης με τις ενεργές τεκτονικές δομές μίας περιοχής μελέτης, με (a) απεικόνιση του οριζόντιου ελλειψοειδούς παραμόρφωσης, (b) ενεργός τεκτονική που σχετίζεται με ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης όπου σχηματίζουν γωνία μικρότερη από 45° με τον δευτερεύοντα άξονα του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης, (c) ενεργός τεκτονική που σχετίζεται με κανονικά και ανάστροφα ρήγματα με παράταξη σχεδόν παράλληλη και κάθετη στον δευτερεύον άξονα του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης, αντίστοιχα και (d) ενεργός τεκτονική που σχετίζεται με λεπιώσεις ή πτυχώσεις με τη διεύθυνση άξονα τους να είναι σχεδόν κάθετος στον δευτερεύοντα άξονα του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης (Pratt-Sitaula 2017).

4.2.5.2 Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση

Η Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση [Maximum Shear Strain (MaxSS)] είναι η εκτιμώμενη παράμετρος που υποδεικνύει την εκτατική τεκτονική δραστηριότητα, η οποία συμβαίνει λόγω της διάτμησης/διάρρηξης που αναπτύσσεται κατά μήκος των ενεργών ρηγμάτων ή ρηξιγενών ζωνών.

Η θραύση και η παραμόρφωση του φλοιού είναι αποτέλεσμα της διατμητικής επίδρασης (Hackl et al. 2009). Έτσι, με τη διάτμηση, άρα και κατ' επέκταση την τιμή της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης, σχετίζονται μόνο δύο τύποι ρηγμάτων κι αυτοί είναι τα κανονικά ρήγματα και τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (Lazos et al. 2022b). Αντιθέτως, τα ανάστροφα ρήγματα δεν παρουσιάζουν διάτμηση καθώς συνδέονται μόνο με συμπίεστική τεκτονική δραστηριότητα (Lazos et al. 2022b).

Η MaxSS υπολογίζεται με την παρακάτω μαθηματική εξίσωση και εκφράζεται σε nano-strain: (Lazos et al. 2022b)

$$\text{MaxSS} = \text{MaHE} - \text{MiHE}$$

Για τον καθορισμό των ενεργών ρηξιγενών δομών, με βάση την Μέγιστη Διατμητική Παραμόρφωση, είναι απαραίτητη η γνώση του τεκτονικού καθεστώτος, καθώς επίσης και των ήδη διαθέσιμων τεκτονικών χαρακτηριστικών μίας περιοχής μελέτης.

4.2.5.3 Περιοχική Παραμόρφωση

Η Περιοχική Παραμόρφωση [Area Strain (AS)], ως παράμετρος, συμβάλλει σημαντικά στον καθορισμό του τρόπου παραμορφωτικής μεταβολής μίας περιοχής μελέτης, αν και φυσικά υπάρχει. Προσδιορίζονται δύο κύριοι τύποι παραμόρφωσης που είναι η διαστολή και η συστολή.

Κατά τη διαστολή, η Περιοχική Παραμόρφωση λαμβάνει θετικές τιμές και σχετίζεται άμεσα με ενεργό τεκτονική που επηρεάζεται από έκταση (Lazos et al. 2022b). Επομένως, η διαστολή εντοπίζεται σε σημεία που εμφανίζονται κανονικά ρήγματα μεγάλης γωνίας κλίσης (normal dip-slip) ή και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με πλάγια έκταση (transtensional strike-slip fault) (Lazos et al. 2022b).

Κατά τη συστολή, όπου η Περιοχική Παραμόρφωση λαμβάνει αρνητικές τιμές και ως εκ τούτου σχετίζεται με ενεργό τεκτονική που επηρεάζεται από συμπίεση (Lazos et al. 2022b). Επομένως, τα συμπιεστικά φαινόμενα παρατηρούνται σε περιοχές που συνδέονται με ανάστροφα ρήγματα μεγάλης γωνίας κλίσης (reverse dip-slip) ή και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με πλάγια συμπίεση (transpressional strike-slip fault) (Lazos et al. 2022b).

Η παράμετρος της Περιοχικής Παραμόρφωσης εκφράζεται σε nano-strain και σύμφωνα με τους Lazos et al. (2022b) υπολογίζεται από την κάτωθι μαθηματική εξίσωση:

$$AS = MaHE + MiHE$$

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

5.1 ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΣΤΗΛΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣ (EPISKORI SECTION)

Είναι ευρύτερα γνωστό ότι οι ραδιολαρίτες αποτελούν βιογενείς αποθέσεις μέτριας ενεργής παραγωγικότητας που αποτίθενται σε πελαγικά περιβάλλοντα με αργό ρυθμό ιζηματογένεσης η οποία επηρεάζεται από σημαντικές εισροές πυριτικών, ή και ανθρακικών υλικών. Βάσει των σύγχρονων αποθετικών μοντέλων αποδεικνύεται ότι η απόθεση των ραδιολαριτών, όπως και η συσσώρευση των ακτινοζώων, αναγνωρίζεται ευρύτερα στην περιοχή του ωκεανού της Τηθύος με τα περιθώρια απόθεσης τους να ξεκινάνε περίπου στα μέσα της Ιουρασικής περιόδου (Baumgartner 2013) και η ανάπτυξη τους να οφείλεται πιθανών στην ισχυρή επίδραση ενός κλίματος μουσωνικού τύπου (De Wever et al. 2014).

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή εξετάζεται ένα μικρό τμήμα των ραδιολαριτών πελαγικής ιζηματογένεσης του Σχηματισμού Επισκοπή. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η διερευνούσα στρωματογραφική στήλη συναντάται 2km νοτιοδυτικά του χωριού Επισκοπή, με συντεταγμένες $34^{\circ} 46' 57.78''$ N, $32^{\circ} 31' 08.86''$ E και η πρόσβαση σε αυτήν διασφαλίζεται από ένα μικρό χωματόδρομο που ξεκινάει από το χωριό. Το συγκεκριμένο τμήμα στρωματογραφικής στήλης, στην παρούσα διδακτορική διατριβή, αναφέρεται στήλη Επισκοπή (Episkori section) και έχει αντίστοιχα μελετηθεί προηγουμένως, από τους Robertson & Woodcock (1979) και Bragin & Krylov (1999a). Στο Σχ. 5.1 υποδεικνύεται χάρτης με την ακριβή τοποθεσία της στήλης Επισκοπή.

Από τη δειγματοληψία της στήλης Επισκοπή προέκυψαν δέκα δείγματα εκ των οποίων ένα (cy_114_s9/Ep. 19-9; Varnava et al. 2021) παρουσιάστηκε πολύ καλά διατηρημένο. Ωστόσο, συνολικά η στήλη μελέτης, από το κατώτερο έως το ανώτερο στρώμα της, περιείχε παρόμοια και ισοδύναμα ηλικιακά ακτινόζωα όπως αυτά που παρατηρήθηκαν στο δείγμα cy_114_s9 (Ep. 19-9; Varnava et al. 2021). Η συγκεκριμένη

στήλη του Σχηματισμού Επισκοπή χαρακτηρίστηκε από ένα σύνολο καλά διατηρημένων ακτινοζώων.

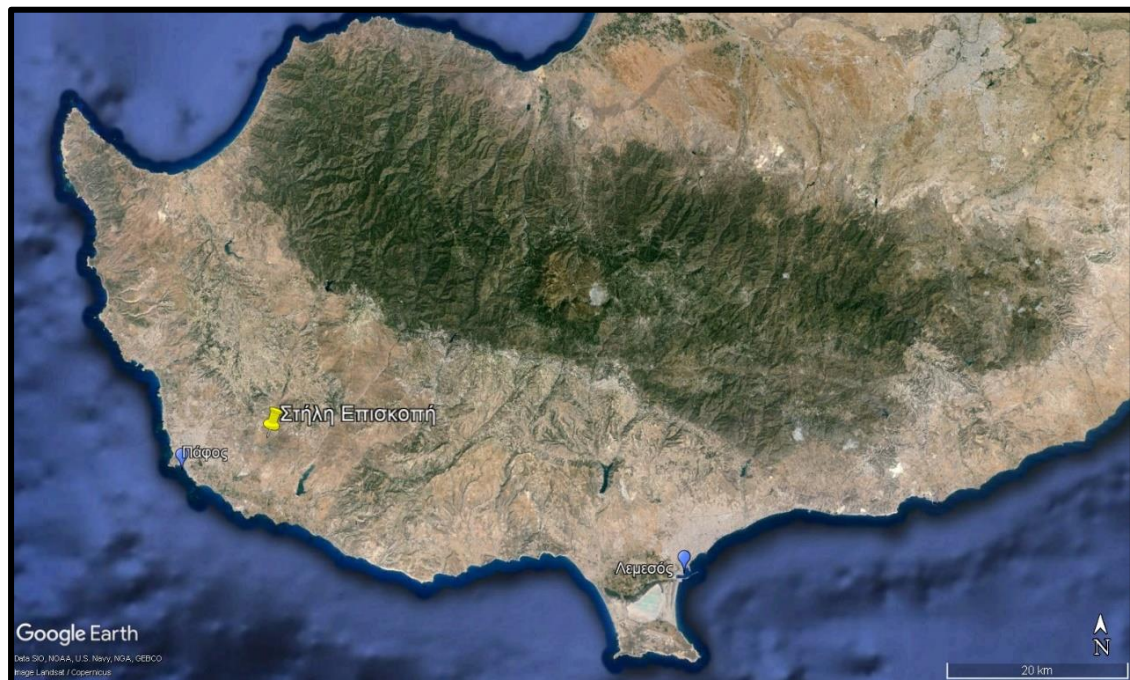
Το δείγμα cy_114_s9 (Ep. 19-9; Varnava et al. 2021) συλλέχθηκε από τα κατώτερα τμήματα των τυπικών ραδιολαριτών, οι οποίοι παρατηρούνται με κοκκινωπό χρώμα και δομούνται σε ζεύγη κερατολιθικών και ιλυολιθικών στρωμάτων, πάχους μερικών εκατοστών (Σχ. 5.2; Πίν. 4.1). Σύμφωνα με τον Δείκτη Διατήρησης, ο οποίος έχει καθιερωθεί από τον Kiessling (1996), η διατήρηση των εξαγόμενων ακτινοζώων του δείγματος cy_114_s9 (Ep. 19-9; Varnava et al. 2021) είναι μέτρια έως καλή με το PI να καθορίζεται μεταξύ του 4 και 5.

Στον Πίν. 5.1 παρατίθεται η ταξινόμηση των ακτινοζώων με τα ενδεικτικότερα να απεικονίζονται στο Σχ. 5.3. Από την ταξινόμηση των ακτινοζώων, συμπεραίνεται ότι η συνύπαρξη των ειδών *Bernoullius rectispinus leporinus* Conti & Marcucci, *Hexasaturnalis tetraspinus* (Yao) και *Theocapsommella cucurbitiformis* (Baumgartner), ακτινόζωα που υποδεικνύουν την Ζώνη Ενιαίας Ένωσης 6 (Unitary Association Zone-U.A.Z. 6) της ακολουθίας των βιοζωνών (biozonation) του Baumgartner et al. (1995b), συσχετίζονται με το Μέσο Βαθώνιο (Middle Bathonian). Επιπρόσθετα, σύμφωνα με τους Dumitrica & Dumitrica-Jud τα ακτινόζωα *Hexasaturnalis nakasekoi* ταξινομούνται πολύ κοντά στο όριο Βαγιώσιου/Βαθώνιου (Bajocian/Bathonian), επομένως η συνύπαρξη του συγκεκριμένου είδους με το *Hexasaturnalis tetraspinus* (Yao) περιορίζει τα αποτελέσματα μας εντός του διαστήματος του Κάτω-Μέσο Βαθώνιου.

Εξαιρετικά σημαντικό κρίνεται το ότι εντός του δείγματος cy_114_s9 (Ep. 19-9; Varnava et al. 2021) της στήλης Επισκοπής εμφανίζεται και το είδος *Paronaella pygmaea* Baumgartner το οποίο δεν συνάδει με τα υπόλοιπα ταξινομημένα ακτινόζωα, καθόσον με βάση την ακολουθία των βιοζωνών (biozonation) του Baumgartner et al. (1995b) καθορίζεται μόνο στην U.A.Z. 7. Κάτι τέτοιο μας υποδεικνυεί την ύπαρξη μίας ασυμβατότητας στον εύρος ηλικίας της στήλης Επισκοπής.

Ωστόσο, όπως επισημαίνεται από τους O'Dogherty et al. (2006) και Danelian et al. (2008), τέτοιου είδους ασυμβατότητες είναι αρκετά συχνά παρατηρήσιμες και πλέον θεωρούνται ως συνηθισμένο φαινόμενο. Επιπλέον, η επίλυση αυτών των ασυμβατοτήτων δεν είναι εύκολη, αφού πρέπει να θεωρούνται ως καινούρια στοιχεία και να επιλύνονται μόνο με την επανεπεξεργασία νέων δεδομένων λαμβάνοντας συνάμα υπόψη και την καθιέρωση μίας νέας ακολουθίας βιοζωνών. Για τον λόγο αυτό

αφενός η ύπαρξη τους είναι σημαντική, αφετέρου θεωρούνται αμελητέες για την ταξινόμηση της ηλικίας ενός δείγματος ή μίας στρωματογραφικής στήλης.



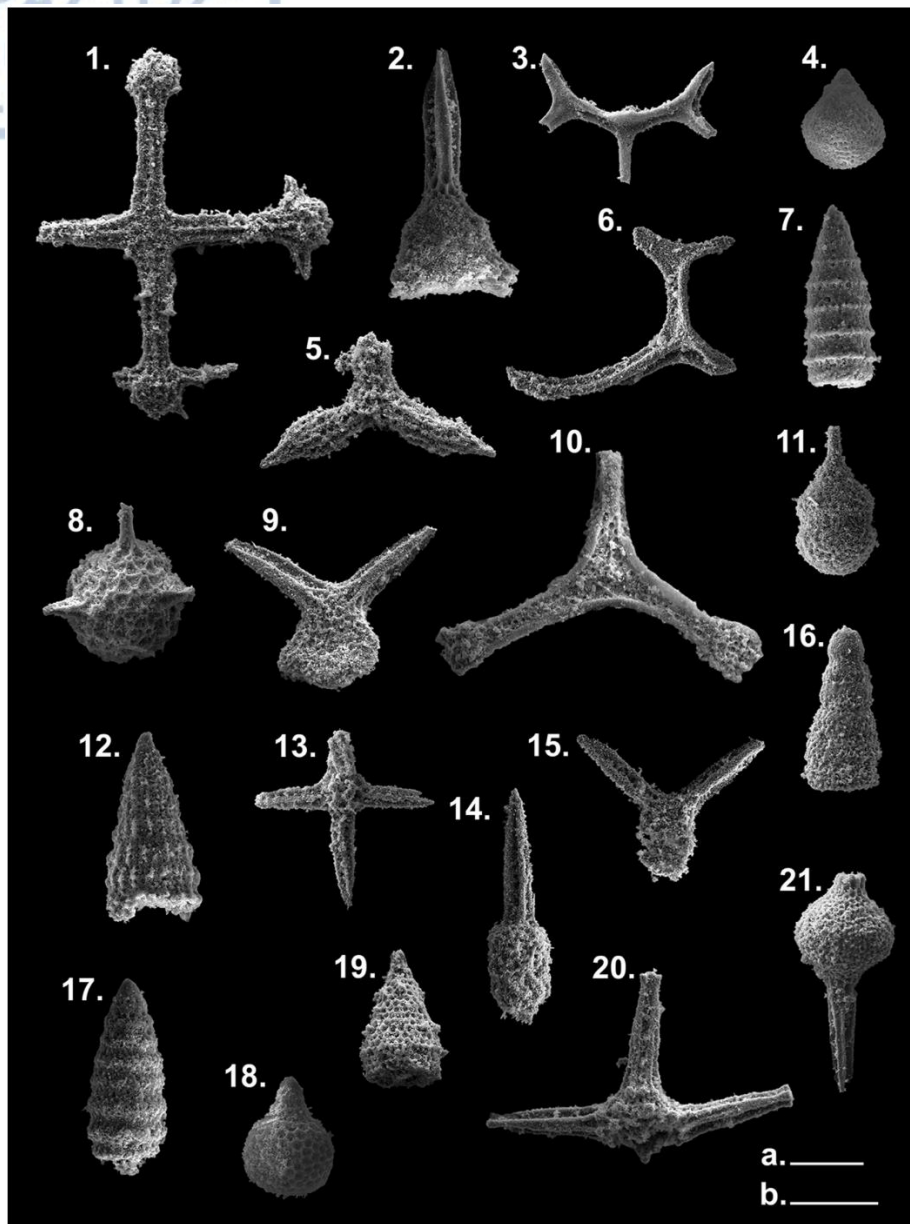
Σχήμα 5.1. Στον χάρτη παρουσιάζεται η τοποθεσία δειγματοληψίας (κίτρινη πινέζα) της στήλης Επισκοπής, η οποία βρίσκεται νοτιοδυτικά του χωριού Επισκοπή (πηγή: google earth).



Σχήμα 5.2. Φωτογραφίες από την υπαίθρια δειγματοληψία της εμφάνισης των ραδιολαριτικών κερατολίθων της στήλης Επισκοπής. Το δείγμα μελέτης cy_114_s9 (Ερ. 19-9; Varnava et al. 2021) προέρχεται από τους ραδιολαρίτες που υποδεικνύονται στη δεξιά φωτογραφία.

Πίνακας 5.1. Ακτινόζωα αναγνώρισης του δείγματος cy_114_s9 (Ep. 19-9; Varnava et al. 2021) και το εύρος ηλικίας U.A.Z. για όσα περιλαμβάνονται στις βιοζώνες του Baumgartner et al. (1995b).

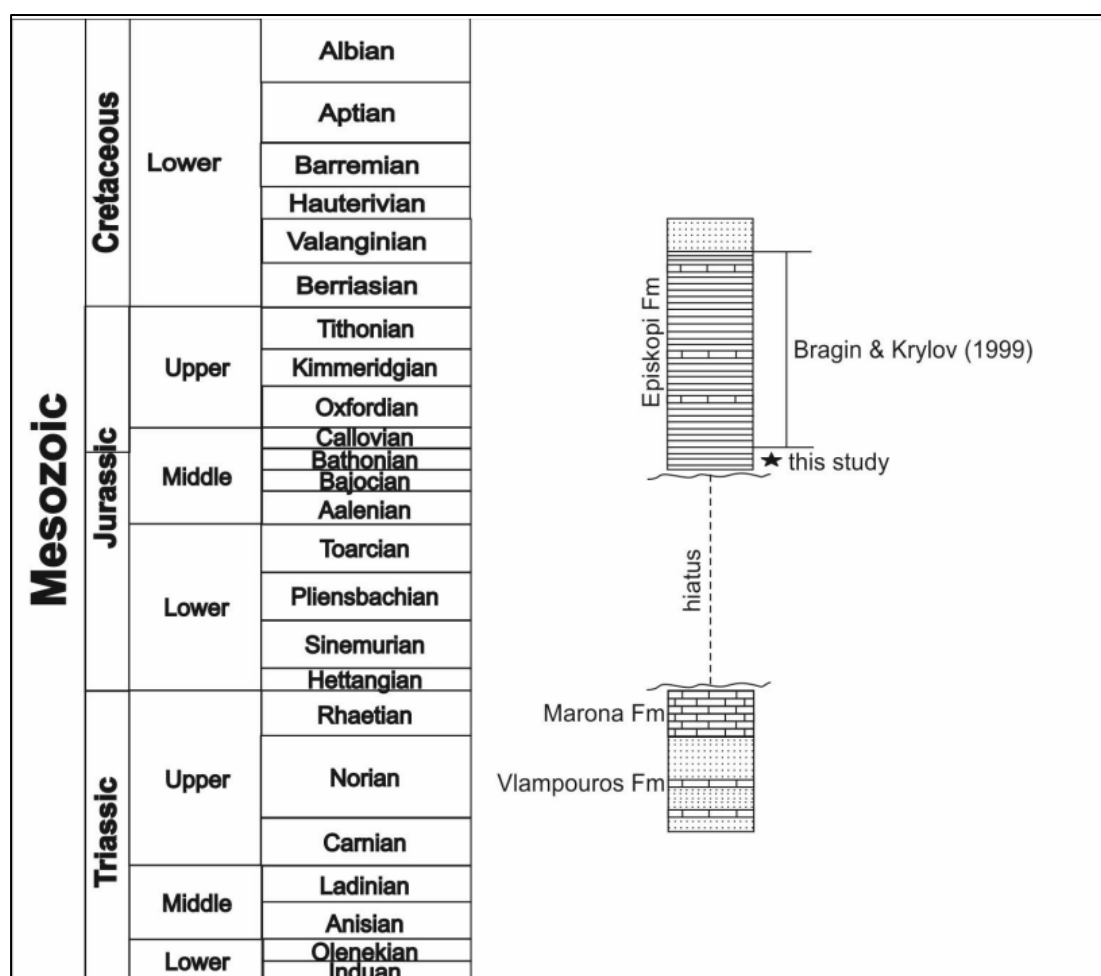
Ταξινομημένα Ακτινόζωα (Radiolarians identified)	U.A.Z.
<i>Angulobracchia purisimaensis</i> (Pessagno)	3-10
<i>Archaeohagiasstrum munitum</i> Baumgartner	2-8
<i>Archaeospongoprimum</i> sp. cf. <i>A. elegans</i> Wu	
<i>Bernoullius rectispinus delnortensis</i> Pessago, Blome & Hull	2-7
<i>Bernoullius rectispinus leporinus</i> Conti & Marcucci	2-6
<i>Canoptum</i> sp. A in Halamić et al. (1999)	
<i>Crococapsa tansinhoki</i> (Hull)	
<i>Dictyomitrella</i> (?) sp. 1 in O'Dogherty et al. (2006)	
<i>Hexasaturnalis nakasekoi</i> Dumitrica & Dumitrica-Jud	
<i>Emiluvia</i> sp. cf. <i>E. hopsoni</i> Pessagno	(6-15)
<i>Hexasaturnalis tetraspinus</i> (Yao)	1-6
<i>Leugeo hexacubicus</i> (Baumgartner)	4-8
<i>Paronaella pygmaea</i> Baumgartner	7-9
<i>Podobursa helvetica</i> (Rüst)	3-10
<i>Praewillriedellum convexum</i> (Yao)	1-11
<i>Stichomitra</i> (?) <i>takanoensis</i> gr. Aita	3-7
<i>Tetraditryma pseudoplena</i> Baumgartner	4-11
<i>Theocapsommella cucurbiformis</i> (Baumgartner)	6-7
<i>Transhsuum</i> sp.cf. <i>T. lucidum</i> (Yeh)	
<i>Triactoma jonesi</i> (Pessagno)	2-13
<i>Takemuraella</i> sp. cf. <i>T. schardt</i> i (O'Dogherty, Goričan & Dumitrica)	
<i>Xiphostylus</i> spp. in Baumgartner et al. (1995a)	1-6
Ηλικία (Age)	6



Σχήμα 5.3. Σκαναρισμένες μικρογραφίες με Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο (SEM) των ακτινοζώων που εξάχθηκαν από το δείγμα cy_114_s9 (Ep. 19-9; Varnava et al. 2021) της στήλης Επισκοπής (Episkopi section). Η γραμμή κλίμακας για όλες τις φωτογραφίες ισούται με 100 μm (scale = 100 μm), όπου ορίζεται (a.) για τα δείγματα των φωτογραφιών 1-3, 6, 8-10, 14-16, 20-21 και (b.) για τα δείγματα των φωτογραφιών 4-5, 7, 11, 12-13, 17-19.

1) *Tetraditryma pseudoplena* Baumgartner, 2) *Triactoma jonesi* (Pessagno), 3) *Hexasaturnalis tetraspinus* (Yao), 4) *Praewilliriedellum convexum* (Yao), 5) *Paronaella pygmaea* Baumgartner, 6) *Hexasaturnalis nakasekoi* Dumitrica & Dumitrica-Jud, 7) *Dictyomitrella* (?) sp. 1 in O'Dogherty et al. (2006), 8) *Leugeo hexacubicus* (Baumgartner), 9) *Bernoullius rectispinus delnortensis* Pessago, Blome & Hull, 10) *Angulobracchia purisimaensis* (Pessagno), 11) *Theocapsommella cucurbitiformis* (Baumgartner), 12) *Transhsuum* sp. cf. *T. lucidum* (Yeh), 13) *Archaeohagiastrum munitum* Baumgartner, 14) *Archaeospongoprimum* sp. cf. *A. elegans* Wu, 15) *Bernoullius rectispinus leporinus* Conti & Marcucci, 16) *Stichomitra*(?) *takanoensis* gr. Aita, 17) *Canoptum* sp. A in Halamić et al. (1999), 18) *Crococapsa tansinhoki* (Hull), 19) *Takemuraella* sp.cf. *T. schardti* O'Dogherty, Gorićan & Dumitrica, 20) *Emiluvia* sp. cf. *E. hopsoni* Pessagno, 21) *Xiphostylus* spp. in Baumgartner et al. (1995a).

Από τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την ταξινόμηση των ακτινοζώων της στήλης Επισκοπής, καθιερώνεται για πρώτη φορά ότι η συσσώρευση των ακτινοζώων ξεκίνησε τουλάχιστον από το Μέσο Βαθόνιο. Στο Σχ. 5.4, σύμφωνα με τα ήδη διαθέσιμα παλαιοντολογικά δεδομένα απεικονίζονται οι λιθοστρωματογραφικοί σχηματισμοί της Ομάδας Άγιος Φώτιος σε συνδυασμό με το εύρος ηλικιών τους. Επίσης, αναφέρεται η καθορισμένη ηλικία βάσει της ταξινόμησης των ακτινοζώων του δείγματος cy_114_s9 (Ep. 19-9; Varnava et al. 2021) το οποίο μελετήθηκε στην παρούσα διδακτορική διατριβή.



Σχήμα 5.4. Συνθετική στήλη των λιθοστρωματογραφικών σχηματισμών που αποτελούν την Ομάδα Άγιος Φώτιος με την υπόδειξη των διαθέσιμων παλαιοντολογικών καθορισμένων ηλικιών. Με μαύρο αστερίσκο υποδεικνύεται η καθορισμένη ηλικία από την ταξινόμηση των ακτινοζώων του δείγματος cy_114_s9 (Ep. 19-9; Varnava et al. 2021).

Επομένως, με την εύρεση του Μέσο Βαθόνιου (U.A.Z. 6) σε κερατολιθικό δείγμα της στήλης Επισκοπή, διαπιστώνεται ότι η συσσώρευση ακτινοζώων που λάμβανε

χώρα στο απομακρυσμένο ηπειρωτικό περιθώριο των Μαμωνίων, δεν επηρεαζόταν καθόλου από οποιαδήποτε προσφορά πυριτικού ή ανθρακικού υλικού. Έτσι επισημαίνεται ότι η ιζηματογένεση λάμβανε χώρα σε μία εποχή ευρείας ανάπτυξης ραδιολαριτικών φάσεων εντός του ωκεανού της Νεοτηθύος.

Τέλος, με βάση το αποτέλεσμα αυτό που επεκτείνεται τουλάχιστον μέχρι το Βαθώνιο, αυξάνεται το ηλικιακό εύρος εξάπλωσης των ραδιολαριτών του σχηματισμού Επισκοπής και μειώνεται το προηγούμενο γνωστό στρωματογραφικό αποθετικό κενό μεταξύ του σχηματισμού Επισκοπής και των υποκείμενων σχηματισμών της Ομάδας Άγιος Φώτιος.

5.2 ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Ως επί το πλείστον, τα περισσότερα οφιολιθικά συμπλέγματα του ωκεανού της Τηθύος, συνοδεύονται από πετρώματα αμφιβολιτικής σόλας ή μεταμορφωμένα πετρώματα σόλας. Τα συγκεκριμένα πετρώματα παρουσιάζουν υψηλού-βαθμού μεταμόρφωση με θερμοκρασίες που φθάνουν έως τους 1100°C και αναπτύσσονται δομικά κάτω από την οφιολιθική ακολουθία (Pamić et al. 1973; Guilmette et al. 2008).

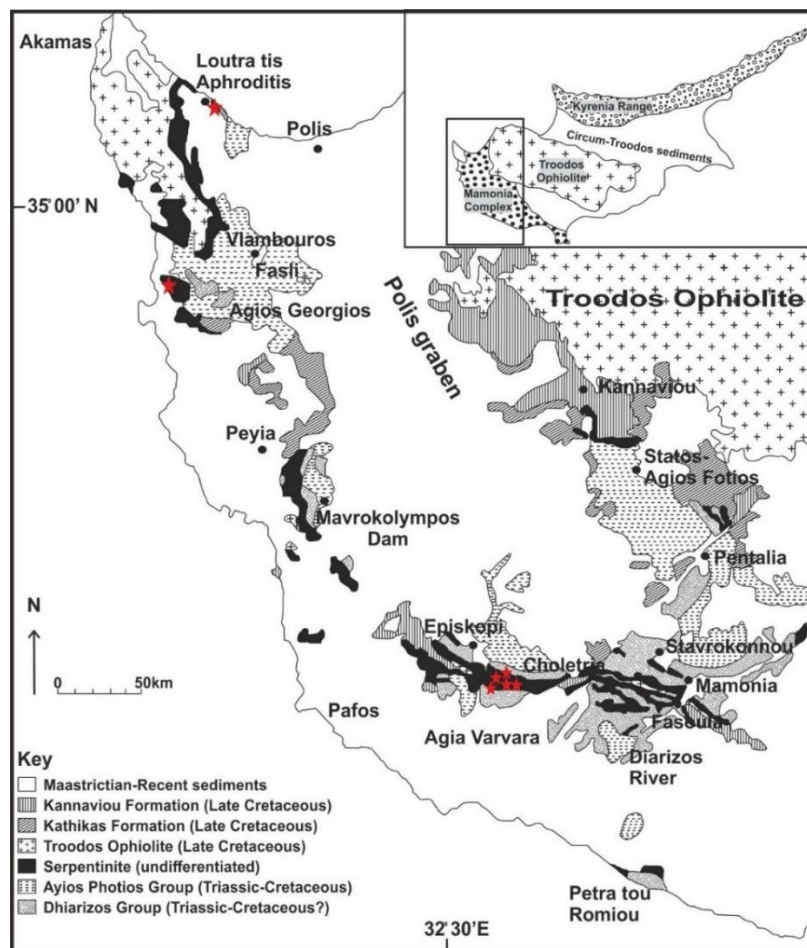
Ως πρωτόλιθοι των μεταμορφωμένων πετρωμάτων, θεωρούνται οι μεταβασίτες που δημιουργήθηκαν στον ωκεάνιο-πυθμένα, αλλά και σε μικρότερο βαθμό τα πελαγικά ιζηματογενή πετρώματα (Šegvić et al. 2019). Η δημιουργία αυτών των πετρωμάτων οφείλεται στην παρουσία μεταμορφικών συνθηκών, οι οποίες διέπονται από υψηλές θερμοκρασίες και μεταβλητές πιέσεις, που συναντώνται κάτω από τον θερμό υπό-ωκεάνιο μανδύα μίας ζώνης υποβύθισης (Gnos & Peters 1993; Pamić et al. 2002). Αποτέλεσμα αυτού, είναι οι μεταμορφικές σόλες να εμφανίζονται σε γεωτεκτονικά περιβάλλοντα που σχετίζονται με ζώνες υποβύθισης, στις οποίες εμφανίζεται μεταμορφισμός ο οποίος συνδέεται με την έναρξη της υποβύθισης (Lázaro et al. 2013).

Έτσι, σύμφωνα με τους Dilek & Flower (2003) η εμφάνιση πετρωμάτων μεταμορφικής σόλας, συνήθως υποδηλώνει μεταβολή στη δυναμική κατάσταση του ωκεάνιου πυθμένα. Αυτός είναι και ο λόγος, που οι μεταμορφικές σόλες είναι εξαιρετικά σημαντικές, αφενός γιατί συνδέονται με την ανάπτυξη οφιολιθικών συμπλεγμάτων και μελετώνται σε παγκόσμιο επίπεδο, και αφετέρου γιατί παρέχουν σημαντικές πληροφορίες για την ανάπτυξη ενός ωκεανού, αλλά και την εξελικτική ιστορία τοποθέτησης των οφιολίθων (π.χ. Çelik & Delaloye, 2006; Guilmette et al. 2009; Šegvić et al. 2016).

Οι περισσότερες μεταμορφικές σόλες εμφανίζουν δύο κοινά χαρακτηριστικά σύμφωνα με τους Spray (1984), Wakabayashi & Dilek (2000) και Agard et al. (2016).

Το πρώτο είναι, οι ηλικίες του οφιολιθικού συστήματος και της υποκείμενης μεταμορφικής σόλας, να είναι κοντινές ή σχεδόν παρόμοιες, και το δεύτερο είναι, σύμφωνα με τους Agard et al. (2016), ο σχηματισμός της μεταμορφικής σόλας να συμβαίνει γενικά σε μικρό βάθος (<40km), με πίεση μικρότερη των 15kbar και θερμοκρασίες που κυμαίνονται από 550–900°C.

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή εξετάζονται 19 δείγματα πετρωμάτων (βλ. Πίν. 4.2) στα οποία κατασκευάστηκαν λεπτές προσανατολισμένες τομές. Οι θέσεις δειγματοληψίας υποδεικνύονται στον χάρτη του Σχ. 5.5.



Σχήμα 5.5. Γεωλογικός χάρτης της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου με τις θέσεις δειγματοληψίας (κόκκινοι αστερίσκοι) των μεταμορφωμένων πετρωμάτων, του χαλαζίτη και του σερπεντινίτη (σύμφωνα με τους Malpas et al. 1992 και την παρούσα διατριβή).

Σημειώνεται ότι από το σύνολο των δειγμάτων, επιλέχθηκαν 8 για τα οποία έγιναν λεπτές-στιλπνές τομές, ούτως ώστε να πραγματοποιηθεί ορυκτοχημική ανάλυση σε ηλεκτρονικό σαρωτικό μικροσκόπιο (SEM) τύπου JEOL_JSM-6390LV συνδεδεμένο με σύστημα ανίχνευσης ενεργειακής διασποράς (EDS) INCA 300, στο εργαστήριο Ηλεκτρονικής Σαρωτικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ. Οι ορυκτολογικές αναλύσεις χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση θερμοκρασιών και πιέσεων με τη χρήση γεωθερμοβαρομετρίας.

5.2.1 Ορυκτολογική-Ορυκτοχημική σύσταση

Από την ορυκτολογική παρατήρηση των δειγμάτων αμφιβολίτη στο πετρογραφικό μικροσκόπιο, αλλά και την ορυκτοχημική ανάλυση τους προκύπτει ότι κυρίως αποτελούνται από αμφίβολο-Amph (κεροστίλβη), πλαγιόκλαστο-Pl, επίδοτο-Ep, χαλαζία-Qtz και ασβεστίτη-Calc. Ωστόσο ορισμένα από αυτά περιέχουν επιπλέον χλωρίτη και τιτανιούχα ορυκτά (τιτανίτη-Tit και ρουτίλιο-Rt). Επιπρόσθετα, στην ορυκτολογική σύσταση τους, τα δείγματα cy_004b_s1 και cy_006_s1, περιέχουν και πυρόξενο-Px. Αξιοσημείωτο είναι ότι στην περίπτωση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων, της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου, σε κανένα δείγμα δεν συναντάται γρανάτης, ορυκτό που παρατηρείται συνήθως στους αμφιβολίτες υψηλής πίεσης.

Η ορυκτολογική παραγένεση των δειγμάτων σερπεντινίτη περιλαμβάνει τα ορυκτά σερπεντίνη-Serp, τάλκη-Talc και σπινέλιο-Sp, ενώ του δείγματος χαλαζίτη περιλαμβάνει χαλαζία-Qtz, άστριο-Feldspar και μοσχοβίτη-Muscovite.

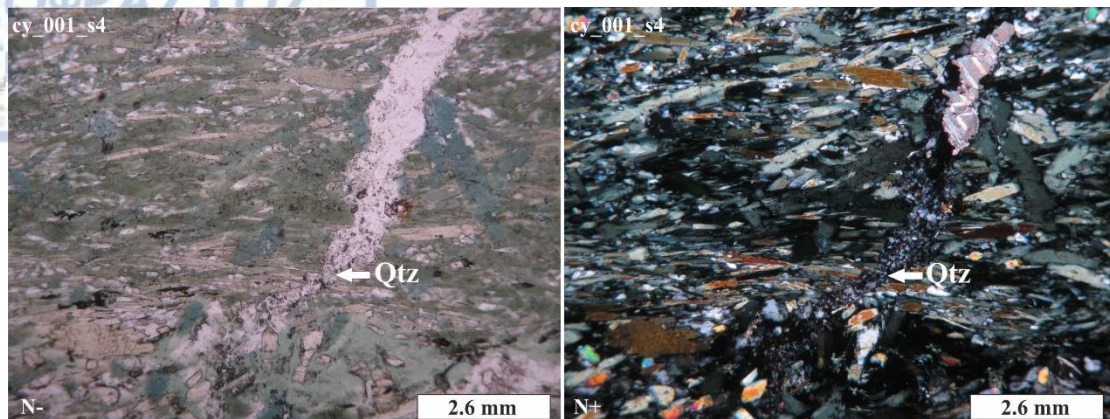
Στον Πίν. 5.2 παρουσιάζονται τα δείγματα των λεπτών προσανατολισμένων τομών σε σχέση με τον τύπο, τον ιστό και τις κύριες ορυκτολογικές φάσεις που παρατηρούνται σε αυτό. Ειδικότερα, στο Παράρτημα 1-Πίνακες Ορυκτοχημικής Ανάλυσης, δίνονται σε συγκεντρωτικούς πίνακες οι χημικές αναλύσεις των ορυκτών για τα 8 δείγματα που αναλύθηκαν.

Πίνακας 5.2. Συγκεντρωτικός Πίνακας της δειγματοληψίας πετρωμάτων από το σύμπλεγμα Μαμωνίων στην Ν-ΝΔ Κύπρο. (Με την ένδειξη ✓ στην στήλη Ο.Α. αναγράφονται τα δείγματα που έγιναν λεπτές-στιλπνές τομές για να διενεργηθεί ορυκτοχημική ανάλυση.

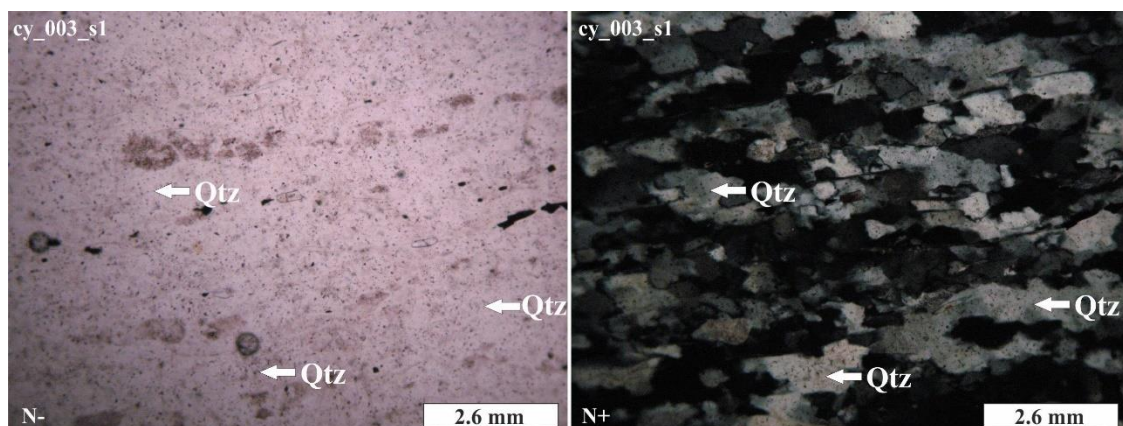
Δείγμα	Συντεταγμένες	Τύπος Πετρώματος	Ιστός Πετρώματος (Rock texture)	Κύριες φάσεις (Main Phases)	Ο.Α.
cy_001_s1	34° 45' 42" N 32° 31' 11" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Qtz, Amph, Calc, Pl, Ep, Tit, Rt	
cy_001_s2	34° 45' 42" N 32° 31' 11" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Qtz, Amph, Calc, Pl, Ep, Rt	
cy_001_s3	34° 45' 42" N 32° 31' 11" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Qtz, Amph, Calc, Pl, Ep, Rt	
cy_001_s4	34° 45' 42" N 32° 31' 11" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Qtz, Amph, Calc, Pl, Ep, Tit, Rt	
cy_002_s1	34° 45' 42" N 32° 31' 11" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Qtz, Amph, Calc, Pl, Ep, Rt	✓
cy_002_s2	34° 45' 42" N 32° 31' 12" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Qtz, Amph, Pl, Ep, Calc, Tit, Rt	
cy_002_s3	34° 45' 42" N 32° 31' 12" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Qtz, Amph, Calc, Pl, Ep, Tit, Rt	✓
cy_003_s1	34° 45' 44" N 32° 31' 12" E	Χαλαζίτης	Γρανοβλαστικός	Qtz, Feldspar, Muscovite	
cy_003_s2	34° 45' 44" N 32° 31' 12" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Qtz, Amph, Calc, Pl, Ep	
cy_003_s3	34° 45' 44" N 32° 31' 12" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Qtz, Amph, Calc, Bt, Pl, Ep, Px, Tit	
cy_004a_s1	34° 45' 55" N 32° 31' 33" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Qtz, Amph, Calc, Pl, Ep, Rt	
cy_004a_s2	34° 45' 55" N 32° 31' 33" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Qtz, Amph, Calc, Pl, Ep, Chl	✓
cy_004a_s3	34° 45' 55" N 32° 31' 33" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Qtz, Amph, Calc, Pl, Ep, Chl, Tit	
cy_004b_s1	34° 45' 56" N 32° 31' 30" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Amph, Calc, Pl, Ep, Px, Tit	✓
cy_005_s1	34° 45' 49" N 32° 31' 45" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Qtz, Amph, Calc, Pl	✓
cy_006_s1	34° 45' 53" N 32° 31' 47" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Qtz, Amph, Calc, Pl, Ep, Px, Chl, Tit	✓
cy_007_s1a	34° 57' 57" N 32° 19' 9" E	Σερπεντινίτης	Διαβλαστικός	Serp, Talc	
cy_007_s1b	34° 57' 57" N 32° 19' 9" E	Σερπεντινίτης	Διαβλαστικός	Serp, Talc, Sp, Mt	✓
cy_008_s1	35° 3' 28" N 32° 20' 50" E	Αμφιβολίτης	Λεπιδοβλαστικός	Qtz, Amph, Calc, Bt, Pl, Ep	✓

5.2.1.1 Χαλαζίας (Qtz)

Στο Σχ. 5.6 και Σχ. 5.7 δίνονται μικροσκοπικές εικόνες του χαλαζία, όπως αυτός εμφανίζεται στον αμφιβολίτη (περιεκτικότητα σε Qtz περίπου 40-45%) και στον χαλαζίτη (περιεκτικότητα σε Qtz άνω του 85%), αντίστοιχα. Στα μεταμορφωμένα πετρώματα ο χαλαζίας παρατηρείται διάσπαρτος μέσα στη δομή του πετρώματος, ή και σε φλέβες.



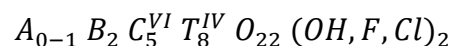
Σχήμα 5.6. Εικόνες μικροσκοπίου όπου διακρίνεται χαλαζίας-Qtz σε φλέβες, αλλά και διάσπαρτος στη δομή του πετρώματος, όπως αυτός παρατηρείται στα μεταμορφωμένα πετρώματα. Στο πέτρωμα παρατηρούνται επίσης αμφίβολος, πλαγιόκλαστο, επιδότο, τιτανίτης, ρουτίλιο και ασβεστίτης. Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).



Σχήμα 5.7. Εικόνες μικροσκοπίου όπου διακρίνεται χαλαζίας-Qtz όπως αυτός παρατηρείται στο χαλαζίτη. Ο χαλαζίτης αποτελείται σχεδόν στο 90% από χαλαζία. Στο πέτρωμα παρατηρούνται επίσης άστριος και μοσχοβίτης. Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).

5.2.1.2 Αμφίβολος

Ο γενικός χημικός τύπος των αμφιβόλων εκφράζεται από τη σχέση:



όπου σύμφωνα με τους Deer et al (1992), ως A ορίζεται η θέση A της κρυσταλλικής δομής του ορυκτού, B ορίζεται η θέση M₄, C ορίζονται οι οκταεδρικές θέσεις M₁+M₂+M₃ και T ορίζεται η τετραεδρική θέση.

Ως ομάδα ορυκτών οι αμφίβολοι ταξινομούνται σε τέσσερις γενικές ομάδες ανάλογα με τα κατιόντα που καταλαμβάνουν τη θέση B (Leake et al. 1997). Παρακάτω

αναφέρονται οι τέσσερις ομάδες αμφιβόλων όπως αυτές ταξινομούνται με τα κυριότερα ακραία μέλη τους:

1. Mg-Fe-Mn-Li αμφίβολοι, όπου $(Ca+Na)B < 1,00$ και $(Mg,Fe,Mn,Li) \geq 1,00$. Στη συγκεκριμένη ομάδα αμφιβόλων ανήκουν η σειρά του Ανθοφυλλίτη ($Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$), του Γκεδρίτη ($Mg_5Al_2Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$), και του Ολμκουιστίτη (Holmquistite = $(Li_2(Mg,Fe^{2+})_3(Fe^{3+},Al)_2)Si_8O_{22}(OH,F,Cl)_2$) που είναι ορθοαμφίβολοι αφού κρυσταλλώνονται στο ρομβικό σύστημα, και οι σειρές Κουμινγκτονίτη ($Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$)-Γρουνερίτη ($Fe^{2+}_7Si_8O_{22}(OH)_2$) και Κλινολμκουιστίτη ($(Li_2(Mg,Fe^{2+},Mn)_3(Fe^{3+},Al)_2)Si_8O_{22}(OH,F,Cl)_2$) που είναι κλινοαμφίβολοι αφού κρυσταλλώνονται στο μονοκλινές.
2. Ασβεστούχοι αμφίβολοι, όπου $(Ca+Na)B \geq 1,00$ και $0,50 < NaB < 1,50$. Στην ομάδα αυτή συνήθως $CaB \geq 1,50$. Πρόκειται για αμφιβόλους που κρυσταλλώνονται στο μονοκλινές σύστημα. Στη συγκεκριμένη ομάδα αμφιβόλων ανήκουν, μεταξύ άλλων, ο Τρεμολίτης ($Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$), ο Σιδηροακτινόλιθος ($Ca_2Fe^{2+}_5Si_8O_{22}(OH)_2$), ο Ακτινόλιθος ($Ca_2(Mg,Fe^{2+})_5Si_8O_{22}(OH)_2$), η κοινή Κεροστίλβη $((Na,K)_{0-1}Ca_2(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al)_5(Si,Al)_8O_{22}(OH)_2$), η Οξυκεροστίλβη (βασαλτική ή καστανή κεροστίλβη) $((Na,K)_{0-1}Ca_2(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al)_5(Si,Al)_8O_{22}(O,OH)_2$) και ο Κερσουτίτης ($NaCa_2(Mg_4Ti)Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$).
3. Ασβεστονατριούχες αμφίβολοι όπου $(Ca+Na)B \geq 1,00$ and $0.50 < NaB < 1,50$. Πρόκειται για μονοκλινείς αμφιβόλους και στη συγκεκριμένη ομάδα ανήκουν, μεταξύ άλλων, ο Ριχτερίτης ($Na(Ca,Na)Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$) και ο Κατοφορίτης ($Na(Ca,Na)Fe^{2+}_4(Al,Fe^{3+})Si_7AlO_{22}(OH)_2$).
4. Νατριούχες αμφίβολοι όπου όπου $NaB \geq 1,50$. Πρόκειται για μονοκλινείς αμφιβόλους. Στη συγκεκριμένη ομάδα αμφιβόλων ανήκουν ο Γλαυκοφανής ($Na_2(Mg_3Al_2)Si_8O_{22}(OH)_2$), ο Ρειβεκίτης ($Na_2(Fe^{2+}_3Fe^{3+}_2)Si_8O_{22}(OH)_2$), ο Εκκερμανίτης ($NaNa_2(Mg_4Al)Si_8O_{22}(OH)_2$) και ο Αρφβεδσονίτης ($NaNa_2(Fe^{2+}_4Fe^{3+})Si_8O_{22}(OH)_2$).

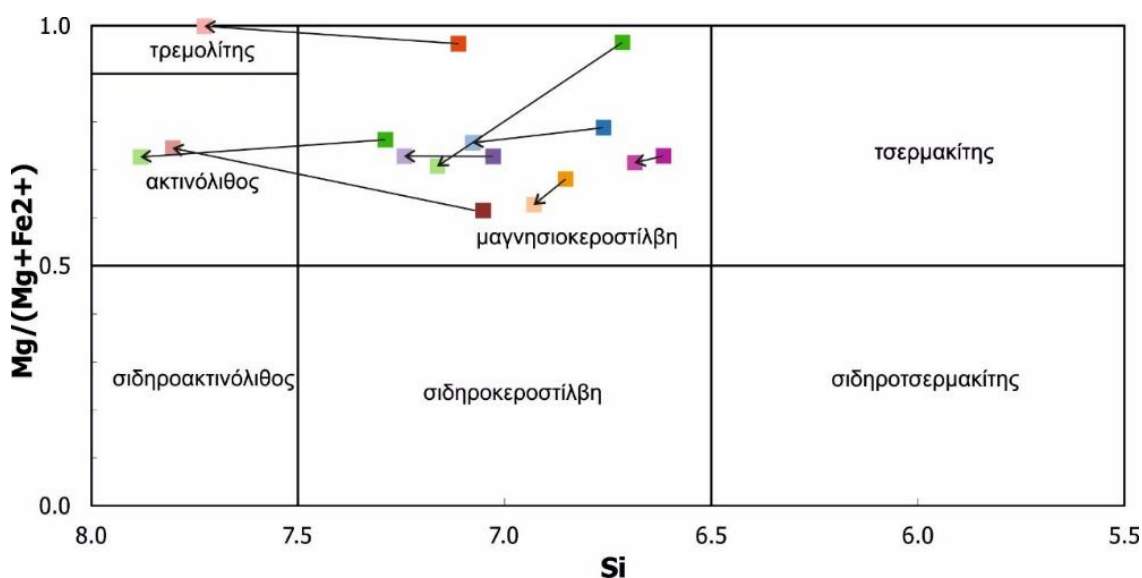
Με βάση την παραπάνω ταξινόμηση και τις ορυκτοχημικές αναλύσεις προκύπτει ότι οι αμφίβολοι των δειγμάτων αμφιβολίτη ταξινομούνται στην ομάδα των ασβεστούχων αμφιβόλων.

Στο διάγραμμα ταξινόμησης των αμφιβόλων κατά Leake et al. (1997), οι ασβεστούχοι αμφίβολοι προβάλλονται στο πεδίο της μαγνησιοκεροστίλβης (Σχ. 5.8). Στο ίδιο διάγραμμα προβάλλονται αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις των περιφερειών και των πυρήνων των αμφιβόλων. Οι τιμές $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ κυμαίνονται

από 0.63 έως 1.00 στην περιφέρεια και από 0.60 έως 1.00 στον πυρήνα. Μεταξύ των πυρήνων και των περιφερειών δεν εμφανίζεται συστηματική συσχέτιση στα χημικά στοιχεία. Σε τρία μόνο δείγματα οι μαγνησιοκεροστίλβες μεταπίπτουν σε ακτινόλιθο και τρεμολίτη υποδηλώνοντας ανάδρομη πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης.

Στα μεταμορφωμένα πετρώματα της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου, μικροσκοπικά ο τρεμολίτης είναι άχρωμος, ενώ ο ακτινόλιθος είναι ανοιχτοπράσινος. Ο ακτινόλιθος εμφανίζει σαφή πλεοχροϊσμό και το ανάγλυφό του είναι μέτριο έως υψηλό. Τα χρώματα πόλωσης του ακτινόλιθου είναι μέτρια, με την κατάσβεσή του να χαρακτηρίζεται ως πλάγια με μικρή κατασβεστική γωνία. Ο ακτινόλιθος παρατηρείται να αλλοιώνεται σε χλωρίτη και τάλκη, ενώ ο ίδιος είναι προϊόν αλλοίωσης των πυροξένων.

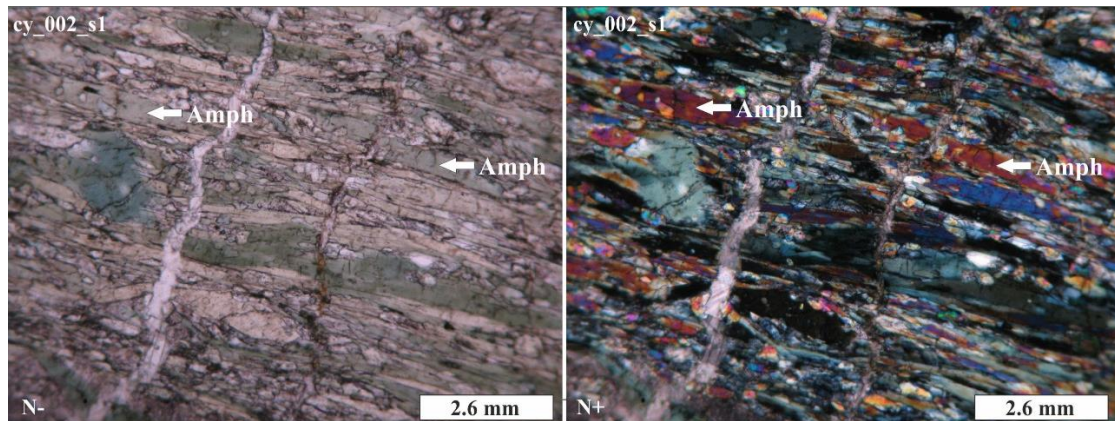
Μικροσκοπικά η κοινή ή πράσινη κεροστίλβη (Hb), στα μεταμορφωμένα πετρώματα της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου, έχει χρώμα πράσινο με έντονο πλεοχροισμό και το ανάγλυφό της είναι μέτριο έως υψηλό. Τα χρώματα πόλωσης καθορίζονται ως μέτρια, ενώ παρουσιάζει πλάγια κατάσβεση μικρής κατασβεστικής γωνίας. Συνηθέστερα αλλοιώνεται σε χλωρίτη.



Σχήμα 5.8. Διάγραμμα ταξινόμησης των αμφιβόλων κατά Leake et al. (1997), στο οποίο προβάλλεται η μεταβολή της χημικής σύστασης από τον πυρήνα προς την περιφέρεια (μαύρα βέλη) αντιπροσωπευτικών δειγμάτων αμφιβόλων.

Στο Σχ. 5.9 δίνονται μικροσκοπικές εικόνες των αμφιβόλων, όπως αυτές παρατηρούνται στα μεταμορφωμένα πετρώματα της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου. Οι

αμφίβολοι παρατηρούνται σε όλα τα δείγματα αμφιβολίτη και είναι επιμήκεις κόκκοι οι οποίοι προσανατολίζονται παράλληλα με την σχιστότητα, άλλοτε με πολύ μεγάλους και ενίοτε με πολύ μικρούς κρυστάλλους. Στη δομή του δείγματος cy_008_s1 παρατηρούνται δύο μεγέθη αμφιβόλων.

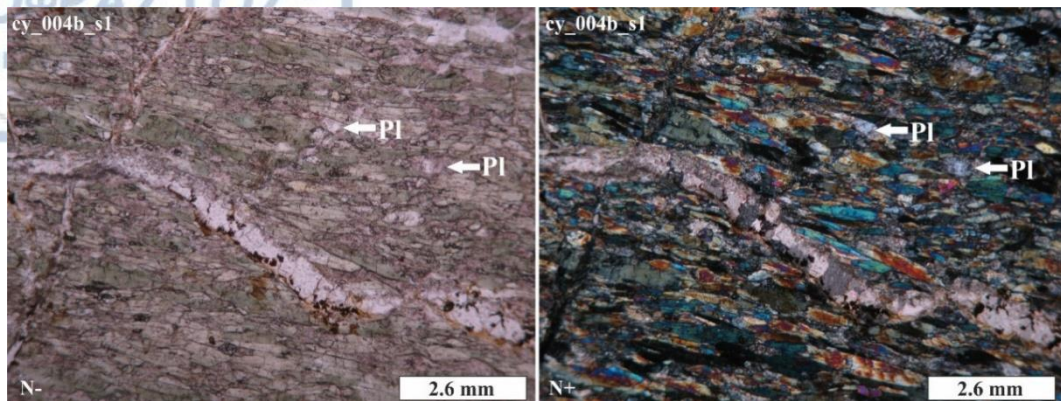


Σχήμα 5.9. Εικόνες μικροσκοπίου όπου διακρίνονται αμφίβολοι-Amph, όπως παρατηρούνται στα μεταμορφωμένα πετρώματα. Στην τομή παρατηρούνται επίσης χαλαζίας, πλαγιόκλαστο, επίδοτο, ρουτίλιο και ασβεστίτης (σε φλέβες). Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).

5.2.1.3 Αστριος

Στα δείγματα των αμφιβολιτών της παρούσας διδακτορικής διατριβής διαπιστώθηκε η ύπαρξη πλαγιοκλάστων. Το πλαγιόκλαστο μικροσκοπικά παρουσιάζεται άχρωμο με σχισμό, χαμηλό ανάγλυφο, χαμηλά χρώματα πόλωσης και πολυδυμίες. Οι αλλοιώσεις του είναι κατά βάση η καολινίωση, η σερικιτίωση και η σωσσυριτίωση. Η σύσταση των πλαγιοκλάστων κυμαίνεται από αλβίτη έως ανδεσίνη ($An_{0,8}-An_{44,9}$), με 2 δείγματα να παρουσιάζουν σύσταση βυτωβνίτη.

Στο Σχ. 5.10 δίνονται μικροσκοπικές εικόνες των πλαγιοκλάστων, όπως αυτά παρατηρούνται στα μεταμορφωμένα πετρώματα της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου. Σημειώνεται ότι τα πλαγιόκλαστα παρατηρούνται σε όλα τα δείγματα αμφιβολίτη και είναι διάσπαρτα μέσα στη δομή του πετρώματος.



Σχήμα 5.10. Εικόνες μικροσκοπίου όπου διακρίνεται πλαγιόκλαστο-Pl, όπως αυτό παρατηρείται στα μεταμορφωμένα πετρώματα. Στην τομή παρατηρούνται επίσης επίδοτο, πυρόξενος, τιτανίτης και ασβεστίτης (σε φλέβες). Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).

5.2.1.4 Ασβεστίτης

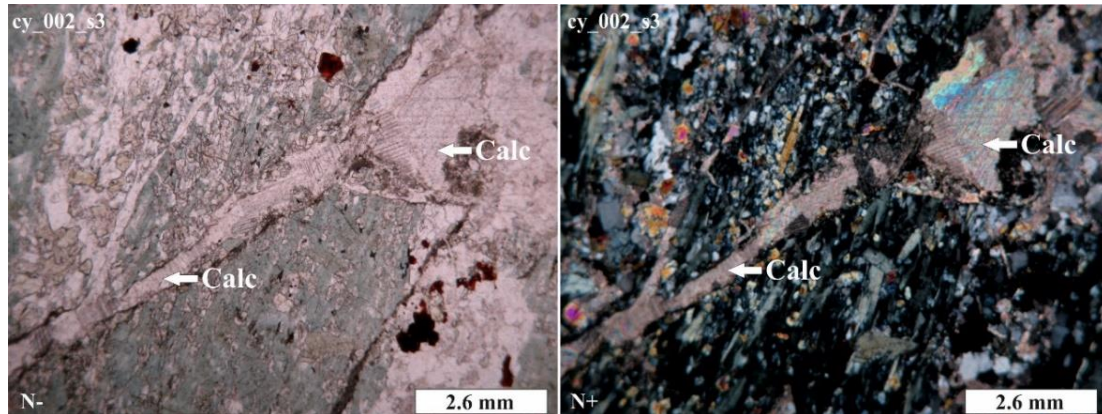
Ο ασβεστίτης ανήκει στην κατηγορία των ανθρακικών ορυκτών με γενικό χημικό τύπο CaCO_3 και κρυσταλλώνεται στο τριγωνικό σύστημα. Σε μακροσκοπική παρατήρηση έχει υαλώδη έως θαμπή λάμψη, με το χρώμα του να παρατηρείται από άχρωμο έως λευκό, ενώ μπορεί να παρατηρηθεί και κόκκινος, τεφρός, κυανός, πράσινος, ρόδινος, κίτρινος, μαύρος και καστανός. Το χρώμα του εξαρτάται από τις συνθήκες γένεσης ενός πετρώματος καθώς και τα προσφερόμενα σε αυτό υλικά.

Σε μικροσκοπική παρατήρηση ο ασβεστίτης εμφανίζεται άχρωμος και ενίοτε αρκετά θολός, με το ανάγλυφό του να χαρακτηρίζεται από μέτριο αρνητικό έως υψηλό θετικό, ενώ μεταβάλλεται με τη στροφή της τράπεζας του μικροσκοπίου. Ο ασβεστίτης χαρακτηρίζεται από πάρα πολύ υψηλά χρώματα πόλωσης, συνήθως ξεθωριασμένα ρόδινα και πράσινα από την 4^η τάξη και άνω. Η κατάσβεση του ορυκτού ασβεστίτη είναι συμμετρική ως προς τον σχισμό του, που είναι τέλειος ρομβοεδρικός και σε μερικές περιπτώσεις εμφανίζονται ίχνη και των τριών σχισμών.

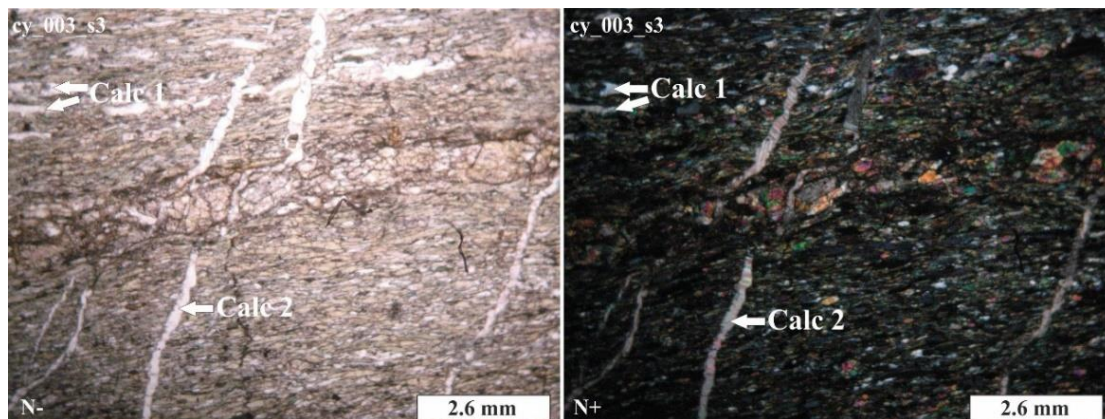
Ο ασβεστίτης διαλύεται πολύ εύκολα, συνήθως από όξινα νερά και αντικαθίσταται από χαλαζία, οπάλλιο, χαλκηδόνιο και οξείδια του σιδήρου και μαγνησίου με αποτέλεσμα να σχηματίζει ψευδομορφώσεις. Επίσης, μετατρέπεται σε δολομίτη, ενώ ο ίδιος είναι προϊόν αλλοίωσης των πλαγιοκλάστων και των ορυκτών του ασβεστίου, μαγνησίου και σιδήρου.

Στο Σχ. 5.11 δίνονται μικροσκοπικές εικόνες του ασβεστίτη, όπως αυτός παρατηρείται στα μεταμορφωμένα πετρώματα της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου. Σημειώνεται ότι σε όσα δείγματα παρατηρείται, εμφανίζεται με τη μορφή φλεβών, ή

και επιμηκών κόκκων. Σε ορισμένες περιπτώσεις αντικαθίσταται από χαλαζία. Επίσης, αξιοσημείωτο είναι, ότι ο ασβεστίτης υποδεικνύει δύο παραμορφωτικές φάσεις (Σχ. 5.12). Στην πρώτη οι φλέβες, ή και οι κόκκοι του, προσανατολίζονται παράλληλα με τις ζώνες διάτμησης (shear band zones), ενώ στην δεύτερη οι φλέβες, ή και οι κόκκοι του, διακρίνεται να διακόπτουν τις ζώνες διάτμησης.



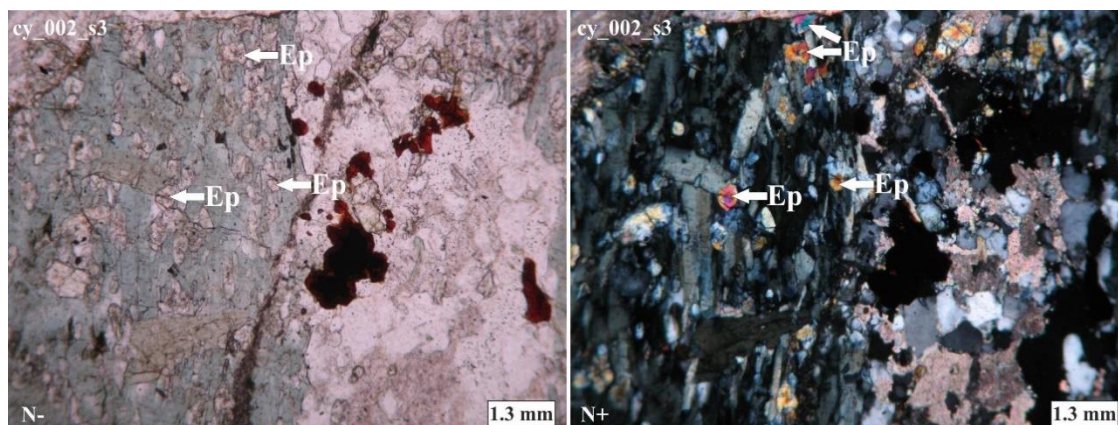
Σχήμα 5.11. Εικόνες μικροσκοπίου όπου διακρίνεται ασβεστίτης-Calc, όπως αυτός παρατηρείται στα μεταμορφωμένα πετρώματα. Στην τομή παρατηρούνται επίσης χαλαζίας, αμφίβολος, πλαγιόκλαστο, επίδοτο, τιτανίτης και ρουτίλιο. Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).



Σχήμα 5.12. Εικόνες μικροσκοπίου όπου διακρίνονται οι δύο παραμορφωτικές φάσεις του ασβεστίτη- Calc 1 και Calc 2. Η πρώτη παραμορφωτική φάση, όπου οι κόκκοι του ασβεστίτη προσανατολίζονται παράλληλα με τις ζώνες διάτμησης, υποδεικνύεται με το Calc 1, ενώ η δεύτερη, όπου οι φλέβες ασβεστίτη διακόπτουν τις ζώνες διάτμησης, υποδεικνύεται με το Calc 2. Στην τομή παρατηρούνται επίσης χαλαζίας, αμφίβολος, πλαγιόκλαστο, βιοτίτης, επίδοτο, πυρόξενος και τιτανίτης. Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).

5.2.1.5 Επίδοτο

Το επίδοτο εκφράζεται με τον γενικό χημικό τύπο $\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2\text{O}(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)(\text{OH})$ και κρυσταλλώνεται στο μονοκλινές σύστημα. Στο Σχ. 5.13 δίνονται μικροσκοπικές εικόνες του επιδότου, όπως αυτό παρατηρείται στα μεταμορφωμένα πετρώματα της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου. Οι κόκκοι επιδότου, σε όσα δείγματα παρατηρούνται, εμφανίζονται διάσπαρτα μέσα στη δομή του πετρώματος. Το επίδοτο μικροσκοπικά παρατηρείται άχρωμο έως χρώματα ανοικτού κιτρινοπράσινου, με υψηλό ανάγλυφο και με ανύπαρκτο, ή ασθενή πλεοχροϊσμό. Στα μεταμορφωμένα πετρώματα της παρούσας διδακτορικής διατριβής, το σχήμα του επιδότου χαρακτηρίζεται από αλλοτριόμορφους κόκκους. Με πολωτή και αναλυτή τα χρώματα που αποκτάει είναι υψηλά φωτεινά έως και 3^{ης} τάξης.



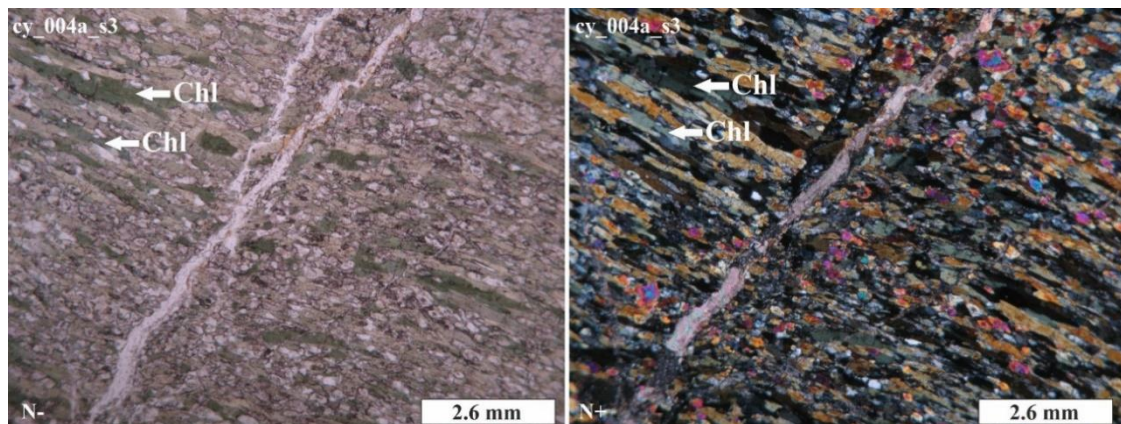
Σχήμα 5.13. Εικόνες μικροσκοπίου όπου διακρίνεται επίδοτο-Ep όπως αυτό παρατηρείται στα μεταμορφωμένα πετρώματα. Στην τομή παρατηρούνται επίσης χαλαζίας, αμφίβολος, πλαγιόκλαστο, ασβεστίτης, τιτανίτης και ρουτίλιο. Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).

5.2.1.6 Χλωρίτης

Ο γενικός χημικός τύπος του χλωρίτη εκφράζεται με τη σχέση $\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, ενώ ταξινομείται στην κατηγορία των φυλλοπυριτικών ορυκτών. Το ορυκτό χλωρίτης κρυσταλλώνεται στο μικροκλινές και τρικλινές σύστημα.

Στο Σχ. 5.14 δίνονται μικροσκοπικές εικόνες του χλωρίτη, όπως αυτός παρατηρείται στα μεταμορφωμένα πετρώματα της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου. Σημειώνεται ότι στα δύο δείγματα (cy_006_s1 και cy_004a_s2) που περιέχεται έχει φυλλώδη μορφή, σύσταση διαβαντίτη και είναι διάσπαρτος μέσα στη δομή του πετρώματος. Μικροσκοπικά εμφανίζεται ανοικτοπράσινος, ενίοτε και άχρωμος, με αρκετά ασθενή πλεοχροϊσμό. Με πολωτή και αναλυτή τα χρώματα του είναι από

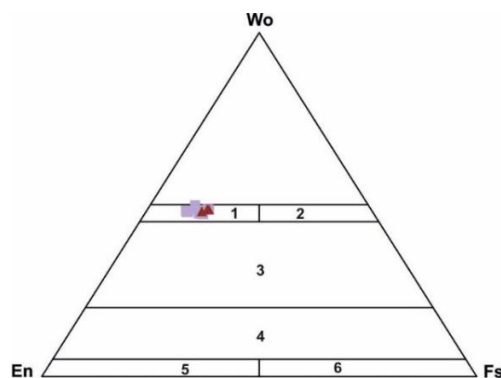
χαμηλά (γκρίζα 1^{ης} τάξης) έως ανώμαλα (κυανά, ιώδη και καστανά), με την κατάσβεση του να είναι περίπου ορθή.



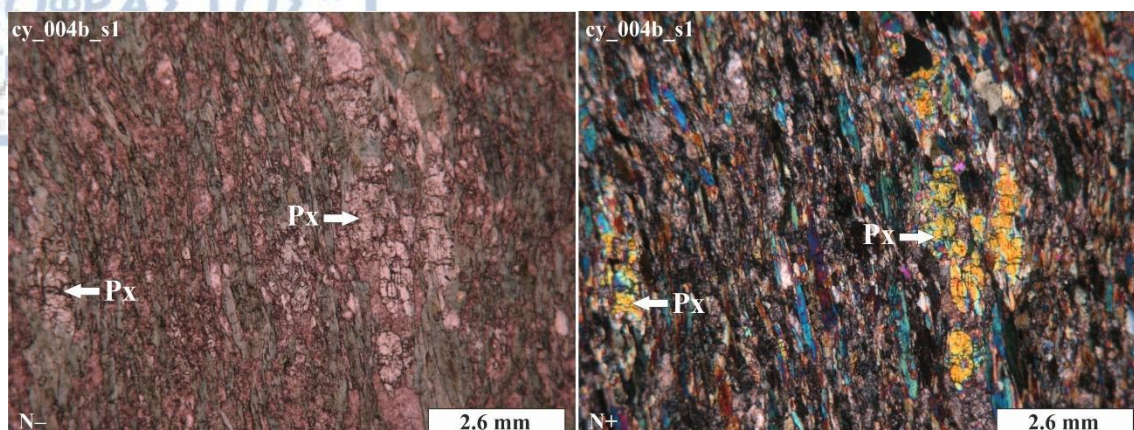
Σχήμα 5.14. Εικόνες μικροσκοπίου όπου διακρίνεται χλωρίτης-Chl, όπως αυτός παρατηρείται στο δείγμα cy_004a_s3. Στην τομή παρατηρούνται επίσης χαλαζίας, αμφίβολος, πλαγιόκλαστο, ασβεστίτης, επίδοτο και τιτανίτης. Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).

5.2.1.7 Πυρόξενος

Κρύσταλλοι πυροξένων βρέθηκαν σε δύο δείγματα αμφιβολιτών (cy_004b_s1 και cy_006_s1). Η παρουσία πυροξένου στους αμφιβολίτες υποδεικνύει την παρουσία ωκεάνιας λιθόσφαιρας, γιατί ως ορυκτό συμμετέχει στην ασυνεχή σειρά κρυστάλλωσης του μάγματος, το οποίο χαρακτηρίζεται από βασαλτική σύσταση. Στο διάγραμμα ταξινόμησης των πυροξένων (Morimoto 1989), αυτοί προβάλλονται στο πεδίο του διοψιδίου (Σχ. 5.15). Πρόκειται για υπολειμματικούς κρυστάλλους του περιδοτιτικού πρωτόλιθου. Στο Σχ. 5.16 δίνονται εικόνες μικροσκοπίου των πυροξένων, όπως παρατηρούνται στα μεταμορφωμένα πετρώματα της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου.



Σχήμα 5.15. Διάγραμμα ταξινόμησης των πυροξένων κατά Morimoto (1989). Πεδίο: 1=διοψίδιος, 2=εδενβεργίτης, 3=ανγίτης, 4=πιζονίτης, 5=ενστατίτης, 6=φερροσιλλίτης.

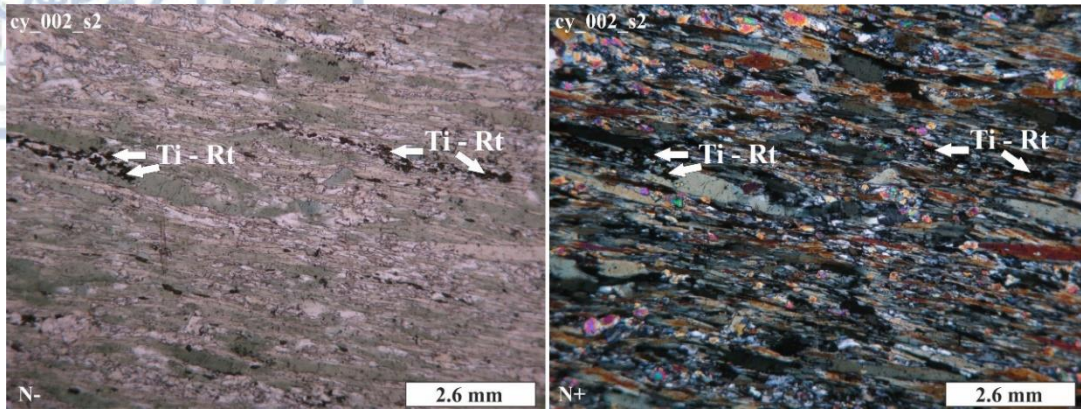


Σχήμα 5.16. Εικόνες μικροσκοπίου όπου διακρίνεται πυρόξενος-Px, όπως αυτός παρατηρείται στα μεταμορφωμένα πετρώματα. Στην τομή παρατηρούνται επίσης αμφίβολος, πλαγιόκλαστο, ασβεστίτης, επίδοτο και τιτανίτης. Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).

5.2.1.8 Τιτανιούχα ορυκτά

Από τα ορυκτά του τιτανίου, στα μεταμορφωμένα πετρώματα της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου, παρατηρούνται ο τιτανίτης και το ρουτίλιο. Η σύσταση του τιτανίτη εκφράζεται με το χημικό τύπο CaTiOSiO_4 και κρυσταλλώνεται στο μονοκλινές σύστημα, ενώ το ρουτίλιο εκφράζεται με το χημικό τύπο TiO_2 και κρυσταλλώνεται στο τετραγωνικό σύστημα.

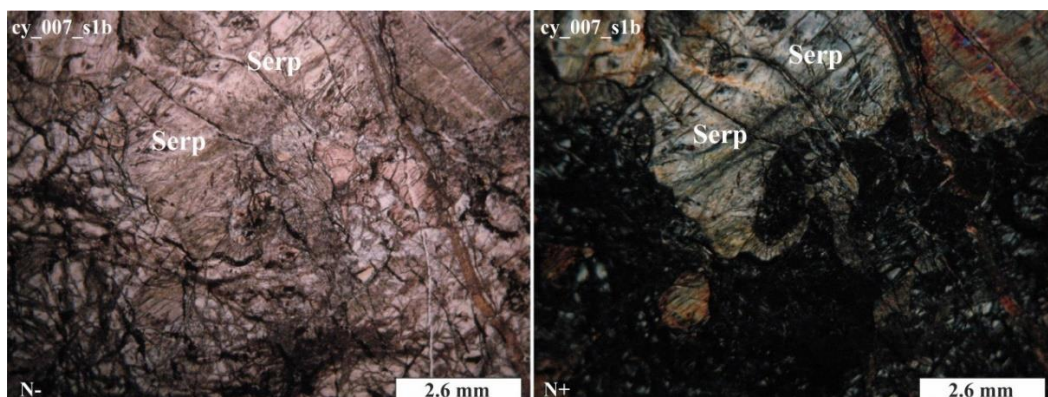
Στο Σχ. 5.17 δίνονται εικόνες μικροσκοπίου από παρατήρηση τιτανίτη και ρουτιλίου, όπως αυτά εμφανίζονται στα μεταμορφωμένα πετρώματα της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου. Σημειώνεται ότι σε ορισμένα δείγματα οι αλλοτριόμορφοι κρύσταλλοι τιτανίτη και ρουτιλίου, είναι διάσπαρτοι στη δομή του πετρώματος, ενώ σε κάποια άλλα δείγματα φαίνεται να προσανατολίζονται παράλληλα με τις ζώνες διάτμησεις (shear band zones) της φοράς κίνησης των κρυστάλλων του πετρώματος. Μικροσκοπικά ο τιτανίτης καστανωπός με ανάγλυφο πολύ υψηλό. Τα χρώματα πόλωσης του τιτανίτη είναι πάρα πολύ υψηλά, λευκά ανώτερης τάξης, ωστόσο δεν είναι ευδιάκριτα γιατί καλύπτονται από το χρώμα του ορυκτού. Η κατάσβεση του τιτανίτη είναι πλάγια. Ο τιτανίτης συνήθως αλλοιώνεται σε ρουτίλιο, χαλαζία κλπ., ενώ ο ίδιος αποτελεί προϊόν αλλοίωσης του βιοτίτη, της κεροστίλβης και του κλινοπυρόξενου. Τα μικροσκοπικά χαρακτηριστικά του ρουτιλίου μοιάζουν με αυτά του τιτανίτη.



Σχήμα 5.17. Εικόνες μικροσκοπίου όπου διακρίνονται τιτανίτης-Tit και ρουτίλιο-Rt, όπως αυτά παρατηρούνται στα μεταμορφωμένα πετρώματα. Στην τομή παρατηρούνται επίσης χαλαζίας, αμφίβολος, πлагιόκλαστο και επίδοτο. Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).

5.2.1.9 Σερπεντίνης

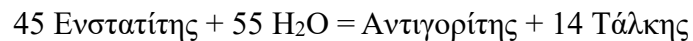
Στο Σχ. 5.18 δίνονται εικόνες μικροσκοπίου από παρατήρηση σερπεντίνη, όπως αυτός παρατηρείται στα δείγματα της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου. Στα δείγματα σερπεντινίτη, της παρούσας διδακτορικής διατριβής, από την μικροανάλυση προκύπτει ότι η περιεκτικότητά του σε FeO κυμαίνεται από 4,3 έως 14,51%κ.β., MnO από 0,01 έως 0,76%κ.β. και Cr₂O₃ από 0 έως 0,68%κ.β. Μικροσκοπικά ο σερπεντινίτης εμφανίζεται άχρωμος έως υποπράσινος, με καθόλου έως ασθενή πλεοχροϊσμό. Με πολωτή και αναλυτή αποκτάει χαμηλά έως πολύ χαμηλά γκρίζα χρώματα με τους κρυστάλλους του να έχουν ορθή κατάσβεση. Εμφανίζεται ως αλλοίωση σε υπερβασικά πετρώματα (περιδοτίτες και δουνίτες) και σε μεταμορφωμένα (σερπεντινίτες).



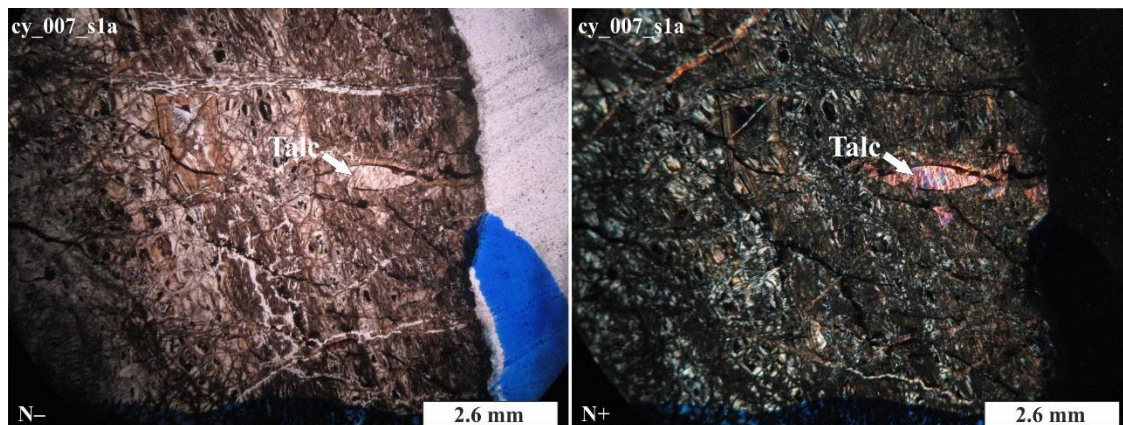
Σχήμα 5.18. Εικόνες μικροσκοπίου όπου διακρίνεται σερπεντίνης-Serp, όπως αυτός παρατηρείται στο σερπεντινίτη. Στην τομή παρατηρείται επίσης τάλκης. Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).

5.2.1.10 Τάλκης

Στο Σχ. 5.19 δίνονται τομές μικροσκοπίου από παρατήρηση τάλκης, όπως εμφανίζεται στο σερπεντινίτη στην νότιο-νοτιοδυτική Κύπρο. Μικροσκοπικά παρατηρείται άχρωμος, με φυλλώδη μορφή και χαμηλό έως μέτριο ανάγλυφο. Τα χρώματα πόλωσης του τάλκη είναι υψηλά, 3^{ης} τάξης, ενώ στην εμφάνιση των χρωμάτων πόλωσης του μοιάζει με τον μοσχοβίτη. Γενικά, ο τάλκης σε μεταβασικά πετρώματα, όπως είναι ο σερπεντινίτης, προέρχεται από τη διάσπαση του ενστατίτη σύμφωνα με την αντίδραση:



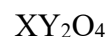
Η παρουσία τάλκη, στα δείγματα σερπεντινίτη της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου, υποδεικνύει την προέλευση του σερπεντινίτη από περιδοιτικούς πρωτόλιθους.



Σχήμα 5.19. Εικόνες μικροσκοπίου όπου διακρίνεται τάλκης-Talc, όπως αυτός παρατηρείται στον σερπεντινίτη. Στην τομή παρατηρείται επίσης σερπεντίνης. Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).

5.2.1.11 Σπινέλιος (Spinel)

Ο σπινέλιος εντοπίστηκε σε δείγμα σερπεντινίτη της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου. Ως ορυκτό, ανήκει στα οξείδια, κρυσταλλώνεται στο κυβικό σύστημα και ο χημικός του τύπος είναι:



όπου τη θέση X καταλαμβάνουν τα δισθενή στοιχεία Mg, Fe²⁺, Zn, Mn και Ni και τη θέση Y τα τρισθενή στοιχεία Al, Fe³⁺, Cr και Mn.

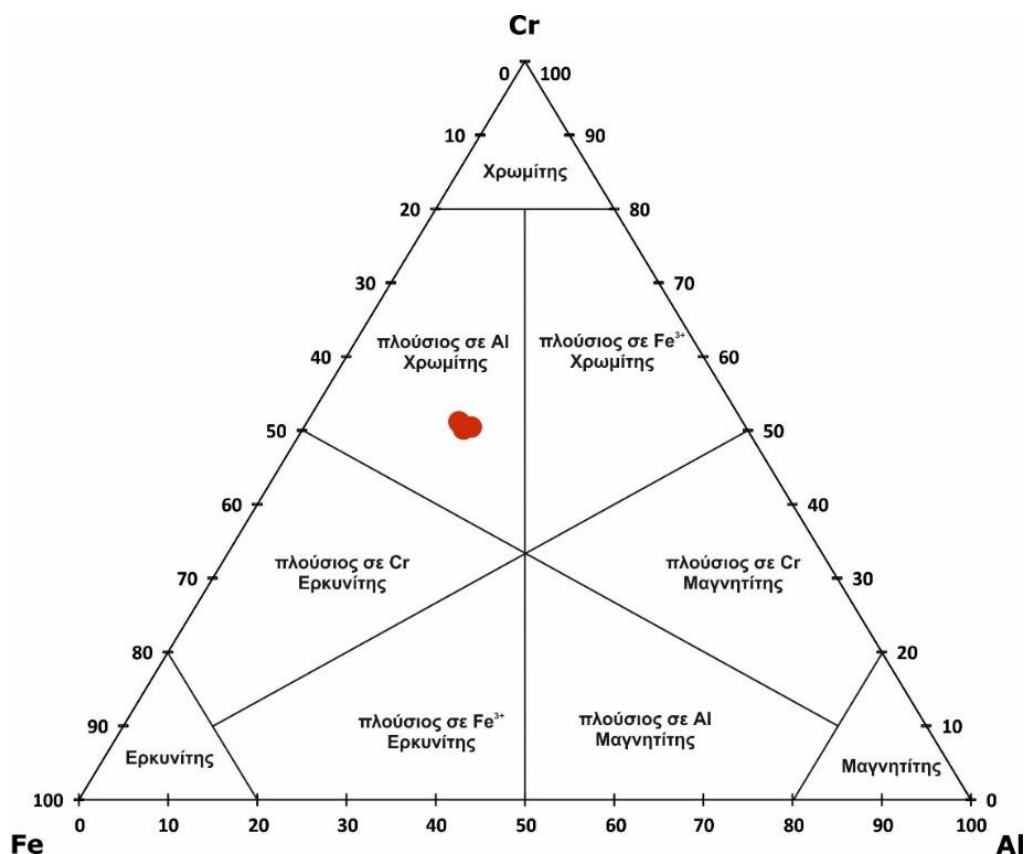
Ανάλογα με το στοιχείο που καταλαμβάνει τη θέση Y, οι σπινέλιοι διακρίνονται σε τρεις σειρές:

1. Σειρά χρωμίου, όπου στη θέση Y υπάρχει το χρώμιο

2. Σειρά σιδήρου, όπου στη θέση Y υπάρχει σίδηρος

3. Σειρά αργιλίου, όπου στη θέση Y υπάρχει αργίλιο

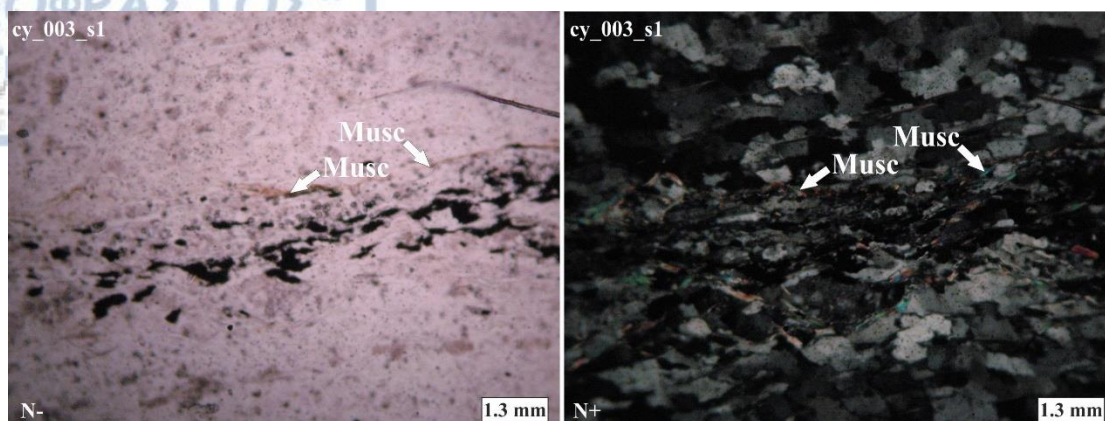
Με βάση το τριγωνικό διάγραμμα Al-Cr-Fe^{3+} (Σχ. 5.20), ο σπινέλιος ανήκει στο πεδίο του πλούσιου σε Al χρωμίτη.



Σχήμα 5.20. Τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης των σπινελίων.

5.2.1.12 Μοσχοβίτης

Στο Σχ. 5.21 δίνονται μικροσκοπικές εικόνες μοσχοβίτη, όπως αυτός εμφανίζεται στο χαλαζίτη, που συναντάται ως λέπια, εντός των μεταμορφωμένων πετρωμάτων στην νότιο-νοτιοδυτική Κύπρο. Μικροσκοπικά παρατηρείται άχρωμος, με χαμηλό έως μέτριο ανάγλυφο. Με πολωτή και αναλυτή τα χρώματα πόλωσης του μοσχοβίτη είναι υψηλά φωτεινά (2^{ης} έως 3^{ης} τάξης). Παρατηρείται με ορθή κατάσβεση και εμφανίζει μαρμαρυγή.



Σχήμα 5.21. Εικόνες μικροσκοπίου όπου διακρίνεται μοσχοβίτης-Musc, όπως παρατηρείται στον χαλαζίτη. Στην τομή παρατηρείται επίσης χαλαζίας και άστριος. Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).

5.2.2 Γεωθερμόμετρο αμφιβόλων (T)

Οι θερμοκρασίες (T) που λήφθηκαν από τα μεταμορφωμένα πετρώματα προκύπτουν από χημικές αναλύσεις τόσο του πυρήνα όσο και της περιφέρειας της κάθε αμφιβόλου ξεχωριστά. Στον Πίν. 5.3 δίνονται τα αποτελέσματα, όπως αυτά προέκυψαν σύμφωνα με τη μεθοδολογία που αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 4.2.4.

Η θερμοκρασία στα δείγματα κυμαίνεται από 400°C έως 720°C, με τη χαμηλότερη και υψηλότερη θερμοκρασία να υπολογίζονται στο ίδιο δείγμα (cy_008_s1). Ειδικότερα, η θερμοκρασία στους πυρήνες των αμφιβόλων κυμαίνεται από 540°C έως 720°C, ενώ στις περιφέρειες των αμφιβόλων κυμαίνεται από 300°C έως 640°C. Τέτοιες θερμοκρασίες είναι αναμενόμενες για τα υψηλού-βαθμού μεταμορφωμένα πετρώματα, καθώς (Pamić et al. 1973; Jamieson 1986; Guilmette et al. 2008) σχηματίζονται κάτω από τα οφιολιθικά συστήματα σε συνθήκες θερμοκρασιών έως 1100°C, είτε σε συνθήκες θερμοκρασιών από 550 έως 900°C, σύμφωνα με τους Agard et al. (2016).

Συνολικά, όλοι οι αμφίβολοι δείχνουν πτώση θερμοκρασίας από τον πυρήνα προς την περιφέρεια, με ενδεικτικότερο δείγμα το cy_008_s1. Για το συγκεκριμένο δείγμα (Σχ. 5.22) θα πρέπει να αναφερθεί ότι ταυτόχρονα εμφανίζει πολύ μεγάλους, αλλά και πολύ μικρούς σε μέγεθος αμφιβόλους, οι οποίοι σχετίζονται με την ίδια φάση, αλλά υποδεικνύουν τον τρόπο ψύξης της πλάκας, και κατά βάση την άνοδο της μεταμορφικής σόλας.

Έτσι, από το δείγμα cy_008_s1 εκτιμάται ότι η μεταβολή του μεγέθους των αμφιβόλων, από εξαιρετικά μεγάλο σε μικρό, υποδεικνύει την εξελικτική διαδικασία της ωκεάνιας πλάκας κατά την ψύξη της, αλλά και την άνοδο της μεταμορφικής σόλας. Ως αποτέλεσμα αυτού, προκύπτει η εξέλιξη της μεταμορφικής σόλας από τα μεγάλα

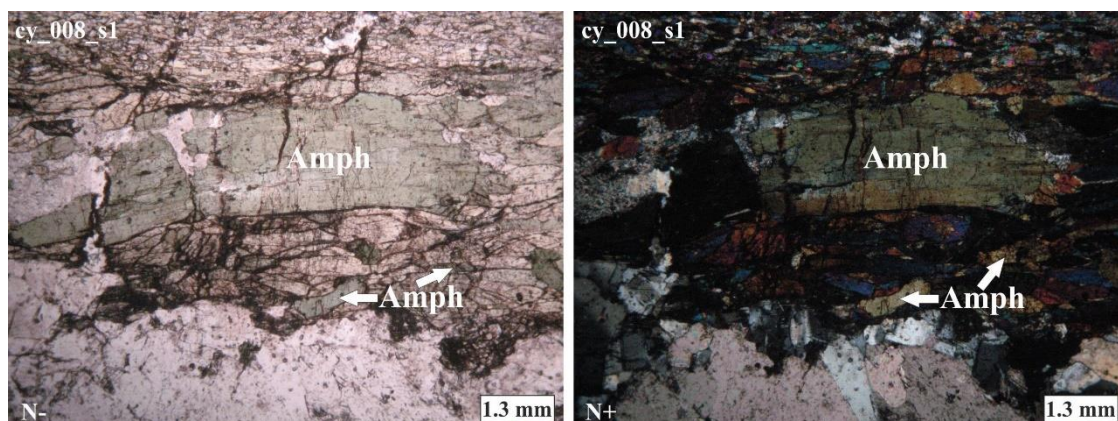
Αποτελέσματα

(μεγάλη σε μέγεθος αμφίβολος) έως τα μικρά (μικρότερη σε μέγεθος αμφίβολος) βάθι, μέχρι και την τοποθέτηση του οφιολιθικού συμπλέγματος Τρόδος-Ακάμα.

Πίνακας 5.3. Συγκεντρωτικός Πίνακας θερμοκρασιών (Θερμοκρασία-T) για τα μεταμορφωμένα πετρώματα της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου, της αυτές υπολογίστηκαν από το θερμόμετρο Ti-Amp (Liao et al. 2021). Όπου core και rim υποδεικνύεται ο πυρήνας και η περιφέρεια της κάθε αμφιβόλου, αντίστοιχα.

Sample/Amp					Si	Ti	T (°C)
cy_002_s1	amph	1a	rim	5	6.673	0.047	569.0
			core	7	6.989	0.053	584.6
			rim	11	6.686	0.063	609.7
			core	13	6.750	0.064	612.0
	amph2	2a	rim	6	6.831	0.048	573.5
			core	8	6.615	0.064	611.9
cy_002_s3	amph1	1a	rim	1	6.798	0.052	582.0
			core	2	6.932	0.075	634.3
	amph2	2a	rim	6	6.929	0.054	588.3
			core	8	6.852	0.060	602.5
cy_004a_s2	amph2	1a	rim	8	7.127	0.012	423.2
			core	10	7.127	0.053	585.3
	amph1	2a	rim	4	7.078	0.074	633.2
			core	6	6.761	0.084	652.5
	amph2	2a	rim	10	6.940	0.031	521.2
			core	12	6.838	0.046	568.2
			rim	9	6.838	0.034	528.7
			core	11	6.800	0.055	591.4
cy_004b_s1		1a	core	4	7.028	0.036	536.6
			rim	6	7.243	0.018	461.3
cy_005_s1	amph 1	1a	rim	1	7.726	0.013	432.4
			core	3	7.112	0.046	565.8
cy_006_s1		1a	rim	5	7.804	0.029	512.0
			core	6	7.052	0.055	591.5
		2a	rim	2	7.127	0.060	603.1
			core	5	7.022	0.064	611.3
cy_008_s1	amph 1	1a	rim	1	6.669	0.050	577.9
			core	2	6.771	0.072	628.2
	amph 2		rim	4	6.802	0.069	622.1
			core	6	6.565	0.126	719.2
	amph 3		core	7	7.289	0.044	560.6
			rim	9	7.881	0.002	298.5
	amph 2		core	5	6.507	0.039	546.9
			rim	7	6.591	0.024	493.1
	amph 3	a	rim	8	6.862	0.050	578.1
			core	9	6.726	0.070	623.7
	amph 5		rim	13	6.608	0.026	498.1
			core	14	6.610	0.072	628.2
	amph 1	1a	core	1	6.940	0.092	666.3
			rim	3	7.234	0.010	410.4
	amph 3		rim	7	7.162	0.009	397.6
			core	9	6.715	0.059	600.3
	amph 3		core	9	6.929	0.084	650.7
			rim	11	6.715	0.033	527.8

Άρα, από τον υπολογισμό των θερμοκρασιών του αμφιβολίτη που συναντάται εντός του συμπλέγματος Μαμωνίων και που λεπιώνεται με τον σερπεντινίτη, ο οποίος δεν διαχωρίζεται από το οφιολιθικό σύστημα Τρόοδος-Ακάμα, διαπιστώνεται η εξέλιξη του πετρώματος, δηλαδή η άνοδος της μεταμορφικής σόλας του συγκεκριμένου οφιολιθικού συστήματος.



Σχήμα 5.22. Εικόνες μικροσκοπίου όπου διακρίνονται οι αμφίβολοι-Amph πολύ μεγάλου έως πολύ μικρού μεγέθους στο δείγμα cy_008_s1. Με άσπρα βέλη υποδεικνύονται οι αμφίβολοι μικρού μεγέθους. Στην τομή παρατηρείται επίσης χαλαζίας, ασβεστίτης, βιοτίτης, πλαγιόκλαστο και επίδοτο. Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).

5.2.3 Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου (P)

Το βαρόμετρο υποδεικνύει τις συνθήκες πίεσης ενός μεταμορφωμένου πετρώματος. Στην παρούσα διδακτορική διατριβή, από 6 δείγματα μεταμορφωμένων πετρωμάτων, εκτιμήθηκαν πιέσεις από 8 έως 15kbar σε θερμοκρασίες 650°C και πιέσεις από 7 έως 15kbar σε θερμοκρασίες 705°C.

Στον παρακάτω Πίν. 5.4 παρουσιάζονται οι υπολογιζόμενες τιμές πίεσης, όπως αυτές καθορίστηκαν από τις χημικές αναλύσεις ζευγών πλαγιοκλάστων-αμφιβόλων. Να τονιστεί ότι για το δείγμα cy_008_s1 υπολογίστηκαν τιμές πίεσης μόνο από τις μικρές σε μέγεθος αμφιβόλους, καθώς δεν συναντήθηκε καμία αμφίβολος μεγάλου μεγέθους σε γειτνίαση με πλαγιόκλαστο.

Οι συνθήκες πίεσης των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου, ταιριάζουν απόλυτα με τα γνωρίσματα μίας μεταμορφικής σόλας, η οποία σύμφωνα με τον Agard et al. (2016) σχηματίζεται σε μικρό βάθος (<40km) με πίεση μικρότερη των 15kbar και θερμοκρασίες που κυμαίνονται από 550 έως 900°C.

Πίνακας 5.4. Συγκεντρωτικός πίνακας γεωβαρομέτρου αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου (P) στις καθορισμένες θερμοκρασίες των 650°C και 750°C.

id (paste below)/Sample	T(°C)1	T(°C)2	P(kbar) Plg-amp-bar (at TC=1)	P(kbar) Plg-amp-bar (at TC=2)
R30A_1_hb410Plg42	650.0	705.0	11	13
cy_002_s1	675.9	660.6	13	13
	599.5	579.3	12	11
	646.3	629.0	14	14
	604.5	584.5	13	12
	611.4	591.9	12	12
	608.4	588.6	13	12
	583.6	562.5	8	7
	621.0	602.1	8	8
cy_008_s1	571.1	549.3	9	9
	549.5	526.6	10	10
	673.7	658.2	8	8
	662.7	646.5	16	15
	423.6	396.3	8	7
	575.2	553.7	14	13
cy_002_s3	591.9	571.2	14	13
	590.5	569.8	11	11
	631.8	613.5	10	9
	598.1	577.8	14	13
	644.1	626.6	12	11
	588.0	567.1	13	12
	619.4	600.3	13	12
cy_004a_s2	669.1	653.3	12	12
	436.3	409.3	9	8
	641.6	624.0	15	14
	532.6	509.0	10	10
	611.9	592.4	12	12
	539.9	516.7	11	10
	600.4	580.2	13	12
	565.0	543.0	13	12
cy_005_s1	562.5	540.3	15	14
	618.3	599.2	11	11
	571.5	549.7	14	13
	593.2	572.6	12	11
	598.3	578.0	12	12
	547.2	524.2	11	11
	554.1	531.4	11	10
	555.3	532.7	10	10
cy_006_s1	612.5	593.0	9	9
	550.2	527.4	11	11
	627.1	608.5	11	11
	611.0	591.5	11	11

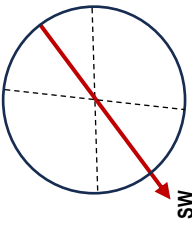
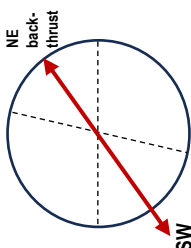
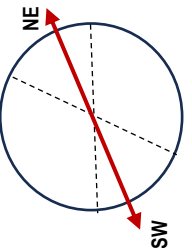
5.3 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Οι τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες και οι σχηματισμοί του συμπλέγματος Μαμωνίων, στην νότιο-νοτιοδυτική Κύπρο υπέστησαν από το Άνω Κρητιδικό μέχρι σήμερα μία πολυφασική μεταμόρφωση και παραμόρφωση (βλ. Κεφάλαιο 3). Οι διεργασίες αυτές μελετήθηκαν και αναλύθηκαν κατά την πορεία εξέλιξης της παρούσας διδακτορικής διατριβής, τόσο από υπαίθριες παρατηρήσεις, όσο και από αναλύσεις μικροσκοπίου.

Το κλείσιμο του ωκεανού της Τηθύος, καθώς και η σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών σχετίζονται απόλυτα με συμπιεστικές φάσεις οι οποίες συνδέονται με την επαύξηση του ορογενούς, την σταδιακή ανάπτυξη των καλυμμάτων και την πάχυνση του φλοιού (crustal thickening). Αντιθέτως οι εφελκυστικές φάσεις σχετίζονται με την ισοστατική υπαναχώρηση του φλοιού με αποτέλεσμα την λέπτυνση (crustal thinning) και ψύξη (crustal cooling) του, όπως επίσης και με την κατάρρευση του ορογενούς (orogenic collapse), την αποκάλυψη ή εκταφή (exhumation) των οριζόντων του ορογενούς που συναντώνται σε βαθύτερα σημεία. Στην περίπτωση του Κυπριακού ορογενούς οι συνθήκες παραμόρφωσης από πλαστικές επέρχονται σταδιακά σε θραυστιγενείς.

Ο διαχωρισμός και η μετέπειτα ταξινόμηση των τεκτονικών γεγονότων (D_0 - D_4) αναφέρονται στον Πίνακα 5.5. Για κάθε τεκτονικό γεγονός αναφέρεται (ξεχωριστά) η κύρια κινηματική, η οποία διακρίνεται στην σχηματική απεικόνιση των κύκλων με τις διακεκομμένες γραμμές να δείχνουν το εύρος μετρήσεων των τεκτονικών δομών. Επίσης, για κάθε τεκτονικό γεγονός αναφέρονται οι τεκτονικές δομές που αναπτύχθηκαν, το γεωδυναμικό καθεστώς που λειτούργησε βάσει των χαρακτηριστικών του, οι συνθήκες μεταμόρφωσης, αλλά και οι γεωλογικοί σχηματισμοί που επηρεάστηκαν.

Πίνακας 5.5. Σύντομη απεικόνιση των κύριων τεκτονικών γεγονότων στην περιοχή έρευνας.

EVENT (D)	AGE	STRESS REGIME & DEFORMATION CONDITIONS	KINEMATICS (main direction of movement)	STRUCTURES	GEODYNAMIC RESULTS	METAMORPHISM	Affected Geological Units
D ₀	UPPER CRETACEOUS (TURONIAN-CAMPANIAN-90-83 Ma)	COMPRESSION DUCTILE	Unknown-Not found in study area	Remnants or total destroyed structures	Probably North-dipping low-spreading Supra-Subduction Zone-Collision processes	Amphibolite facies	Metamorphic rocks of Ayia Varvara Fm (Troodos-Akamass Ophiolite Complex)
D ₁	UPPER CRETACEOUS (UPPER CAMPANIAN-MAASTRICHTIAN 70-68 Ma)	COMPRESSION DUCTILE		-Synmetamorphic foliation (S1) -Isoclinal folding (F1) -Mineral stretching lineation (L1)	North-dipping low-spreading Supra-Subduction Zone-Collision processes-Gradual uplift of Metamorphic rocks of Ayia Varvara Fm-Ophiolite obduction into the Neotethyan margin	Medium grade greenschist facies retrograde metamorphism Metamorphic rocks of Ayia Varvara Fm (Amph to Act or Trem)-Serpentinite rocks (Px to Talc)	Metamorphic rocks of Ayia Varvara Fm Serpentinite, and Dhiarizos V.S. (Mamonia Complex)
D ₂	UPPER CRETACEOUS (MAASTRICHTIAN-65 Ma)	COMPRESSION BRITTLE		Thrust Belt with Reverse Faults and Back-thrust to NE	Intense Imbrication of metamorphic rocks and serpentinite with Troodos-Akamass Ophiolite Complex-Series duplication-Thrusting and terrane accretion-Back-thrust reverse fault of Mamonia Complex into Troodos-Akamass Ophiolite Complex	-	Mamonia Complex (Dhiarizos V.S. and Ayios Photios S.S.), Metamorphic rocks of Ayia Varvara Fm, Serpentinite, Troodos-Akamass Ophiolite Complex
D ₃	Late Oligocene-Miocene	EXTENSION BRITTLE		-Strike-Slip Faults Dextral strike-slip faults (NW-SE orientation) and Sinistral strike-slip faults (NE-SW orientation) -Low to medium angle Normal faults	First orogen exhumation and crustal cooling-Orogenic collapse-Strike-slip faults and Normal faults with low to medium angle-Arakapas transform fault reactivation-Generating of the Yerasa Dextral Strike-Slip Fault-Development of basins along the edges of Troodos-Akamass Ophiolite Complex-Shallow marine to terrestrial sedimentation	-	Metamorphic rocks of Ayia Varvara Fm and Serpentinite (Troodos-Akamass Ophiolite Complex), Mamonia Complex, Upper Cretaceous-Lower Miocene Lefkara Fm
D ₄	Upper Miocene-today	COEVAL NNW-SSE SHORTENING AND ENE-WSW EXTENSION-BRITTLE	Scattering of movement direction	-Dextral strike-slip faults (NE-SW orientation) Sinistral strike-slip faults (NW-SE orientation) -Dip-slip to oblique Normal faults	Modern subduction along the Cyprian Arc-Final and Last Uplift Regime of Troodos-Akamass Ophiolite Complex	-	Metamorphic rocks of Ayia Varvara Fm and Serpentinite (Troodos-Akamass Ophiolite Complex), Mamonia Complex, Newest Formations of study area - Lefkara and Pachna Fms, L. Cretaceous-Miocene sediments, Neogene-Qtr. sediments

5.3.1 Τεκτονικό γεγονός (D₀)

Οι δομές του τεκτονικού γεγονότος D₀ χαρακτηρίζονται από συμπίεση και πλαστική παραμόρφωση. Το τεκτονικό γεγονός D₀ συνδέεται με την ενδοωκεάνια υποβύθιση αποτέλεσμα της οποίας είναι η ανάπτυξη της Supra-Subduction Zone στην οποία αναπτύχθηκαν τα οφιολιθικά πετρώματα Τροόδους-Ακάμα. Αποτέλεσμα των δυναμοθερμικών διεργασιών ήταν η ανάπτυξη των μεταμορφωμένων πετρωμάτων αμφιβολιτικής φάσης. Επομένως με βάση τα στοιχεία των μεταμορφικών συνθηκών (PT = θερμοκρασία 540 °C-720 °C και πίεση 8-15kbar στους 650 °C και 7-15kbar στους 705 °C) οι εμφανίσεις των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα χαρακτηρίζονται ως τυπικά πετρώματα αμφιβολιτικής σόλας η οποία συνδέεται με την ενδοωκεάνια υποβύθιση.

Οι δομές του τεκτονικού γεγονότος D₀ δεν συναντώνται στην περιοχή μελέτης καθώς υπερκαλύπτονται από τις δομές των επόμενων τεκτονικών γεγονότων. Το τεκτονικό γεγονός D₀ [βλ. Κεφάλαιο 6-Σχ. 6.3 (2)] θεωρείται ηλικίας Ανώτερου Κρητιδικού [Τουρόνιο-Καμπάνιο/90-83 Ma ή 90-76 Ma ηλικία αμφιβολιτών με βάση τους Spray & Roddick (1981) και Chan et al. (2007), αντίστοιχα].

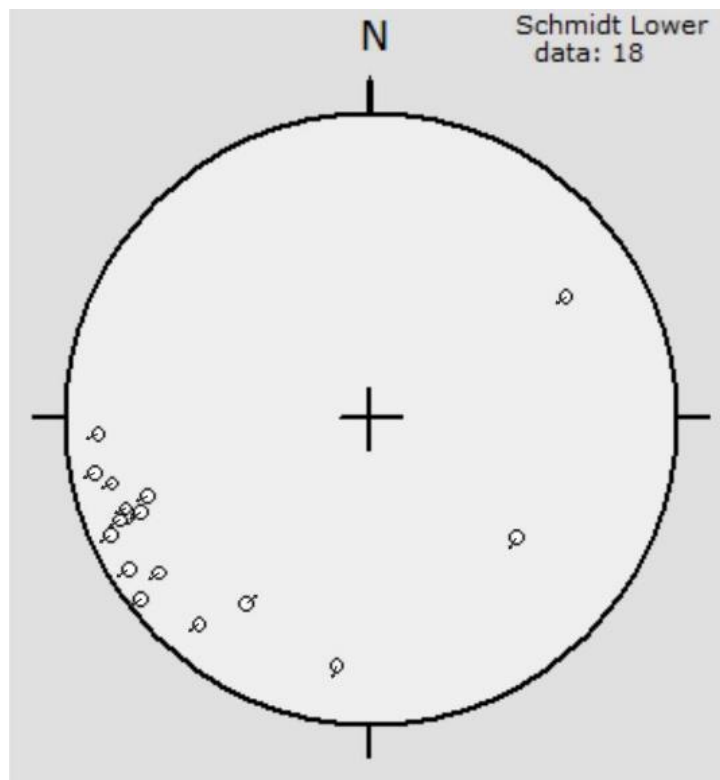
5.3.2 Τεκτονικό γεγονός (D₁)

Οι δομές του τεκτονικού γεγονότος D₁ χαρακτηρίζονται από συμπίεση και πλαστική παραμόρφωση, υπερκαλύπτοντας τις δομές του προηγούμενου γεγονότος. Η μεταμόρφωση του τεκτονικού αυτού γεγονότος επηρεάζει τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, καθώς επίσης δευτερογενώς και τους σερπεντινίτες.

Το τεκτονικό γεγονός D₁, ηλικίας Ανώτερου Κρητιδικού (Ανώτερο Καμπάνιο-Μαιστρίχτιο/70-68 Ma), θεωρείται ως το εξελικτικό γεγονός του τεκτονικού γεγονότος D₀ και συνδέεται με την κύρια τοποθέτηση (obduction) των οφιολιθικών πετρωμάτων στο ηπειρωτικό περιθώριο της Νεοθηθύος [βλ. Κεφάλαιο 6–Σχ. 6.3 (3)]. Το τεκτονικό γεγονός D₁ συνδέεται με μεσαίου βαθμού πρασινοσχιστολιθική φάση η οποία αναγνωρίζεται στα πετρώματα της αμφιβολιτικής σόλας με την αλλοίωση της κεροστίλβης σε ακτινόλιθο, ή και τρεμολίτη. Επίσης, η πρασινοσχιστολιθική φάση χαρακτηρίζεται ως ανάδρομη αφού οι θερμοκρασίες των αμφιβόλων παρατηρούνται μικρότερες στην περιφέρεια (400°C έως 640°C). Η ορυκτολογική παραγένεση του δεύτερου τεκτονικού γεγονότος D₁ είναι συν-τεκτονική και οι συνθήκες μεταμόρφωσης δεν φαίνεται να ξεπερνάνε την πρασινοσχιστολιθική φάση.

Σύμφωνα με τις υπαίθριες παρατηρήσεις και τις παρατηρήσεις μικροσκοπίου, η συν-μεταμορφική σχιστότητα (S1) εκτείνεται παράλληλα με το αξονικό επίπεδο των ισοκλινών πτυχώσεων (F1) που εμφανίζονται υπολειμματικά. Οι άξονες των ισοκλινών πτυχώσεων (F1) αναπτύσσονται παράλληλα σε μία ορυκτολογική γράμμωση έκτασης (L1-mineral stretching lineation) γενικής διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ (Σχ. 5.23) η οποία παρατηρείται πάνω στα επίπεδα σχιστότητας. Οι τεκτονικές δομές του τεκτονικού γεγονότος D₁ απεικονίζονται στα Σχ. 5.24 και Σχ. 5.25.

Η κύρια φορά της κίνησης, όπως αυτή εκτιμάται από υπαίθριες παρατηρήσεις και παρατηρήσεις μικροσκοπίου της καλά-διατηρημένης ορυκτολογικής γράμμωσης έκτασης σε συνδυασμό με τους κινηματικούς δείκτες είναι προς τα ΝΔ (Σχ. 5.26). Σε ορισμένες θέσεις παρατηρήθηκε αντίθετη φορά κίνησης προς τα ΒΑ, κάτι που υποδεικνύει την ύπαρξη μίας γενικής ομοαξονικής παραμόρφωσης. Η ορυκτολογική γράμμωση έκτασης (L1) ορίζεται κυρίως από χαλαζία, αμφίβολο, χλωρίτη, όπως επίσης σπανιότερα από ακτινόλιθο ή τρεμολίτη και βιοτίτη.



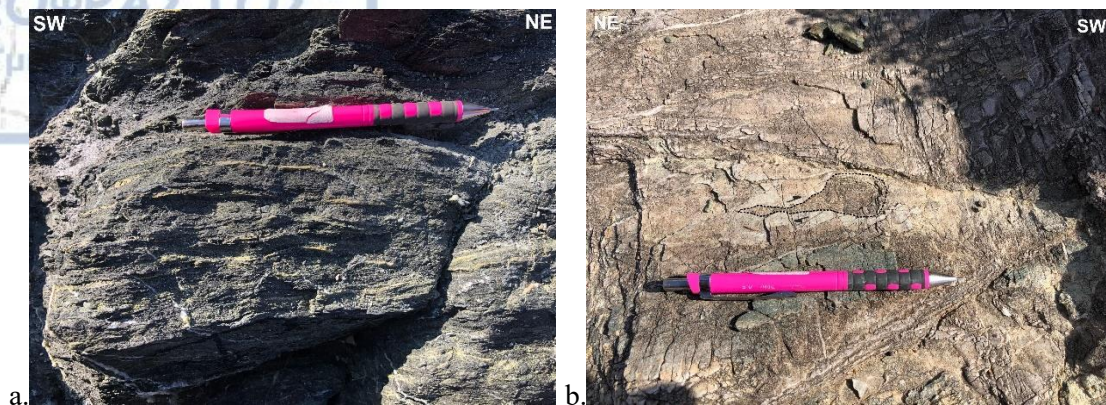
Σχήμα 5.23. Τεκτονικό διάγραμμα Schmidt του πρώτου τεκτονικού γεγονότος D₁ βάσει των υπαίθριων παρατηρήσεων των κινηματικών δεικτών στις επιφάνειες σχιστότητας των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα. Για τις προβολές χρησιμοποιήθηκε το κάτω ημισφαίριο.



Σχήμα 5.24. Τυπικές τεκτονικές δομές του πρώτου τεκτονικού γεγονότος D_1 σε μεταμορφωμένα πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, πλησίον των Λουτρών της Αφροδίτης (χερσόνησος Ακάμα).

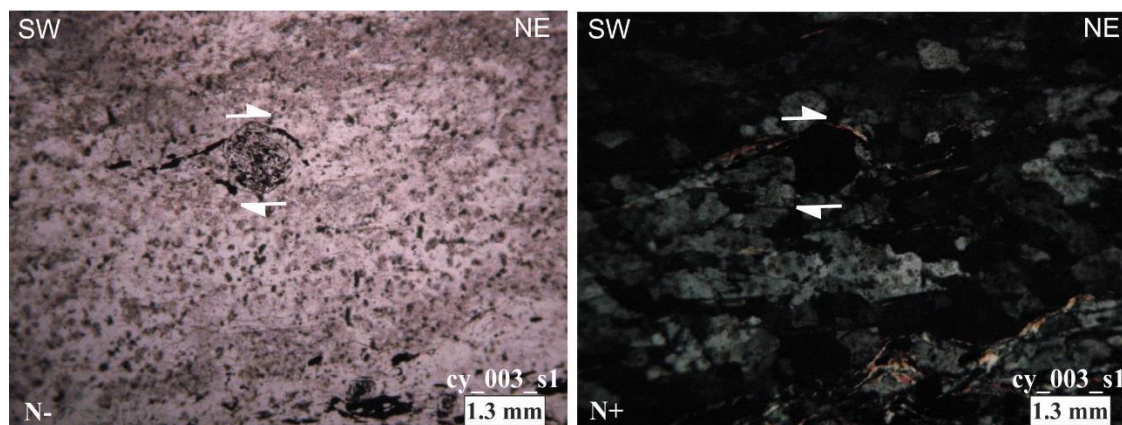


Σχήμα 5.25. Τυπικές τεκτονικές δομές του πρώτου τεκτονικού γεγονότος D_1 σε χαλαζίτη εντός των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, κοντά στο χωριό της Αγίας Βαρβάρας.

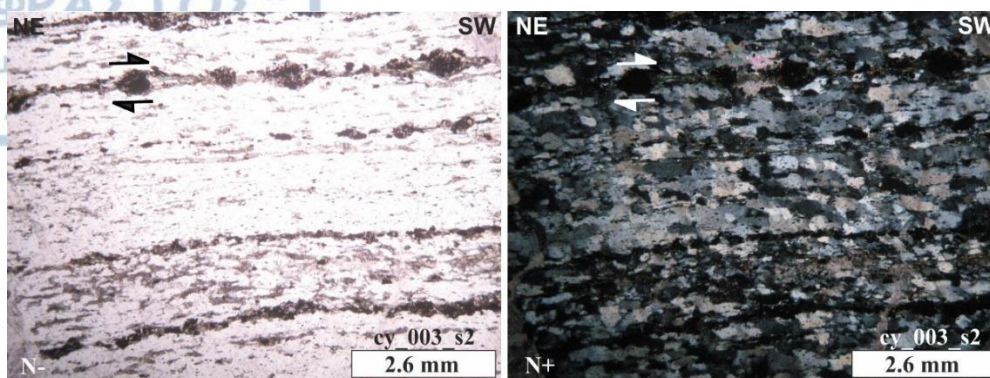


Σχήμα 5.26. Υπαίθρια παρατήρηση των τεκτονικών δομών παραμόρφωσης του πρώτου τεκτονικού γεγονότος D₁ με υπόδειξη της φοράς της κίνησης προς τα ΝΔ. Κινηματικοί δείκτες σε ακτινόλιθο ή χλωρίτη (a. φωτογραφία) και υπολειμματικός σ-κλάστης b. φωτογραφία).

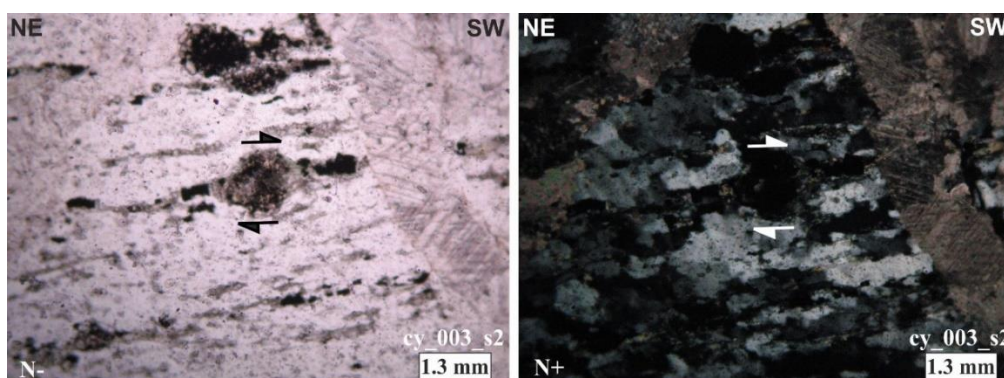
Ίδια κινηματική υποδεικνύεται μέσω των παρατηρήσεων των κινηματικών δεικτών από τις φωτογραφίες μικροσκοπίου (Σχ. 5.27-Σχ. 5.29) η. Στα πετρώματα αμφιβολιτικής σόλας του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, τα ορυκτά προσανατολίζονται παράλληλα ως προς τη σχιστότητα S₁. Ανάλογη κινηματική συνδεδεμένη με το τεκτονικό γεγονός D₁ με συνθήκες ημι-πλαστικές συναντάται και στο σύμπλεγμα Μαμωνίων (Σχ. 5.30).



Σχήμα 5.27. Τομή μικροσκοπίου όπου διακρίνεται σ-κλάστης χαλαζία στο πέτρωμα χαλαζίτη που συναντάται στα μεταμορφωμένα πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα. Ο σ-κλάστης χαλαζία αλλά και η δυναμική ανακρυστάλλωση του στις σκιές πίεσης (pressure shadows) που δημιουργούνται γύρω από τον κλάστη υποδεικνύουν κίνηση προς τα ΝΔ. Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).



Σχήμα 5.28. Τομή μικροσκοπίου όπου διακρίνονται ζώνες διάτμησης στα μεταμορφωμένα πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα. Το σύνολο των ορυκτών που αναπτύσσουν τις ζώνες διάτμησης υποδεικνύει φορά κίνησης προς τα ΝΔ. Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).



Σχήμα 5.29. Τομή μικροσκοπίου όπου διακρίνεται σ-κλάστης σε μεταμορφωμένο πέτρωμα του σχηματισμού Αγία Βαρβάρα. Με βάση τον σ-κλάστη παρατηρείται φορά διάτμησης-κίνησης προς ΝΔ. Ο σ-κλάστης πιθανότατα συμμετείχε σε μία συνεχή διατμητική ζώνη η οποία ωστόσο διακόπηκε από τη δεύτερη φάση του ασβεστίστη (βλ. Κεφ. 5.2.1, Σχ. 5.12). Χωρίς πολωτή (αριστερή φωτογραφία) και με πολωτή-αναλυτή (δεξιά φωτογραφία).



Σχήμα 5.30. Υπολειμματικός πυριτικός κλάστης με φορά κίνησης προς τα ΝΔ εντός της Ομάδας Διαρίζος, συγκεκριμένα στο Μέλος Χολέτρια.

5.3.3 Τεκτονικό γεγονός (D₂)

Οι δομές του τεκτονικού γεγονότος D₂ [βλ. Κεφάλαιο 6-Σχ. 6.3(4)] χαρακτηρίζονται από συμπίεστική τεκτονική και επηρεάστηκαν από θραυστιγενή παραμόρφωση. Τα ανάστροφα ρήγματα του συγκεκριμένου γεγονότος επηρεάζουν τις δομές του προηγούμενου γεγονότος και θεωρούνται ηλικίας Ανώτερου Κρητιδικού (Μαιστρίχτιο/65 Ma), σύμφωνα πάντοτε με την εναπόθεση των Ανώτερων Κρητιδικών σχηματισμών βαθιάς ιζηματογένεσης του Κάθηκα mélange [ηλικία Μαιστρίχτιο; Swarbrick & Robertson (1980)]. Το τεκτονικό γεγονός D₂ σχετίζεται με την λεπίωση των σχηματισμών που παρατηρούνται στην νότιο-νοτιοδυτική Κύπρο και συνδέεται απόλυτα με την τοπική αντιθετική φορά λεπίωσης (Back-thrust).

Τα ανάστροφα ρήγματα του τεκτονικού γεγονότος D₂ δημιουργούν τη ζώνη λεπίωσης η οποία προσανατολίζεται Α-Δ με γενική διεύθυνση κίνησης προς ΝΝΔ και ΒΔ-ΝΑ με γενική διεύθυνση κίνησης προς ΝΔ, όπου συναντάται στην νότια και νοτιοδυτική Κύπρο, αντίστοιχα. Στα Σχ. 5.31-Σχ. 5.34 παρατηρείται η έντονη λεπίωση των σχηματισμών του συμπλέγματος Μαμωνίων με τον σερπεντινίτη και την αμφιβολιτική σόλα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα. Σε ορισμένες εμφανίσεις συμμετέχουν στην λεπίωση και οι μαξιλαροειδείς λάβες του οφιολιθικού συμπλέγματος Τρόδους-Ακάμα.



Σχήμα 5.31. Επώθηση του Σχηματισμού Φασούλα πάνω στον σερπεντινίτη με φορά προς τα ΝΔ.

Παρόλο που η λεπίωση του τεκτονικού γεγονότος D₂ αναγνωρίζεται με φορά προς τα ΝΔ έως Ν, συναντώνται ορισμένα ανάστροφα ρήγματα με αντιθετική φορά λεπίωσης προς τα ΒΑ. Στο χωριό Βρέτσια (νοτιότερο περιθώριο της οροσειράς του Τροόδους), το σύμπλεγμα Μαμωνίων φαίνεται να επωθείται στο οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα με ένα ανάστροφο αντιθετικό ρήγμα σχετικά υψηλής γωνίας κλίσης (back-thrust) με φορά προς τα ΒΑ (Σχ. 5.35). Η ιζηματογένεση βαθιάς θάλασσας του Κάθηκα mélange, πάχους αρκετών δεκάδων μέτρων, η οποία δημιουργήθηκε μπροστά στο μέτωπο των προωθημένων οφιολιθικών πετρωμάτων, διακρίνεται να επωθείται και να καλύπτει το αντιθετικό ρήγμα (back-thrust) (Σχ. 5.35). Ένα οφιολιθικό μείγμα μπορεί να δημιουργηθεί ενίοτε σε ιζηματολογικές και άλλοτε σε τεκτονικές διεργασίες, ωστόσο εξ' ορισμού η επαφή του με τους υπόλοιπους σχηματισμούς είναι τεκτονική. Παρομοίως, μικρότερα ανάστροφα ρήγματα του τεκτονικού γεγονότος D₂ παρατηρούνται με αντιθετική φορά κίνησης προς τα ΒΑ.

Συμπεραίνεται ότι το σύμπλεγμα Μαμωνίων υπέρκειται με εφίπλευση υπέρ του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα, ενώ η παραμορφωτική δομή (back-thrust) θεωρείται δευτερεύουσα. Το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα αναγνωρίζεται ως τεκτονοστρωματογραφικά ανώτερο του συμπλέγματος Μαμωνίων, χωρίς να συμμετέχει στην έντονη λεπίωση που συνέβη στο τεκτονικό γεγονός D₂ και επηρέασε σημαντικά τους σχηματισμούς της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου. Γι' αυτόν τον λόγο πρόκειται για την πιο καλοδιατηρημένη οφιολιθική σειρά στον κόσμο.



Σχήμα 5.32. Επώθηση του Σχηματισμού Φασούλα πάνω από τον σερπεντινίτη με φορά προς τα ΝΔ.



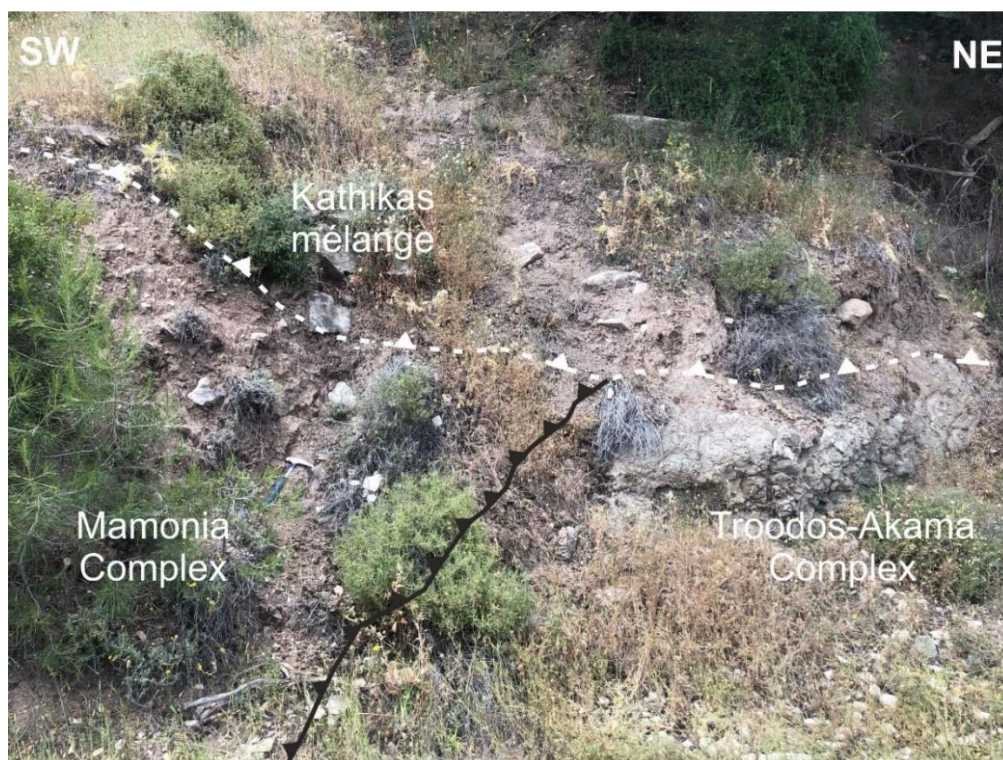
Σχήμα 5.33. Επώθηση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα πάνω την Ομάδα Διάριζος του συμπλέγματος Μαμωνίων. Τεταρτογενή ιζήματα μεγάλου πάχους επικάθονται ασύμφωνα στην επώθηση.



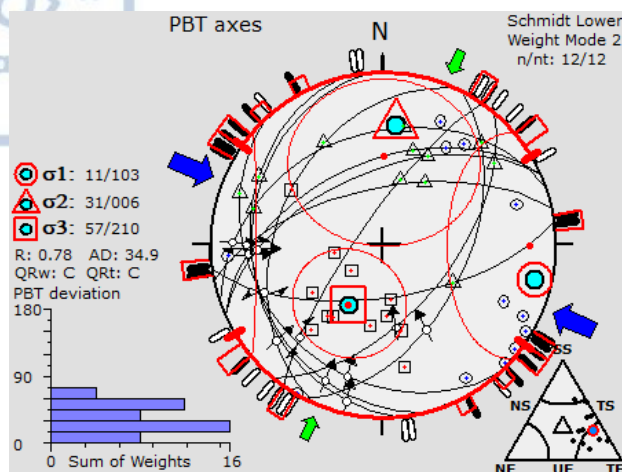
Σχήμα 5.34. Τεκτονικά καλύμματα του σερπεντινίτη πάνω από τους σχηματισμούς του συμπλέγματος Μαμωνίων.

Από τις υπαίθριες παρατηρήσεις των ανάστροφων ρηγμάτων που πραγματοποιήθηκαν κατά μήκος του συμπλέγματος Μαμωνίων παρουσιάζονται στο Σχ. 5.36 τα τεκτονικά διαγράμματα Schmidt του τεκτονικού γεγονότος D₂. Τα

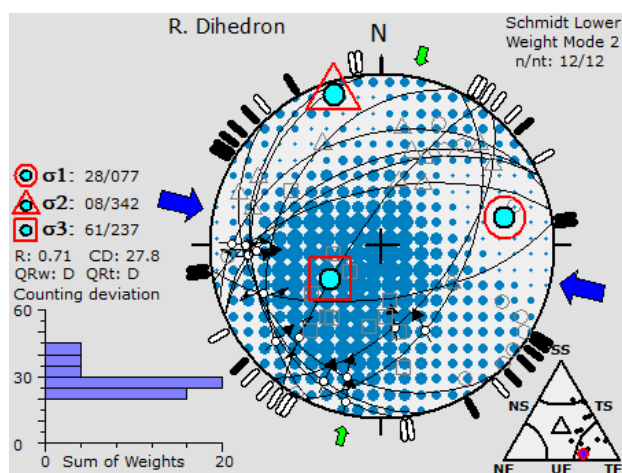
διαγράμματα αυτά υποδεικνύουν την καθαρά συμπίεστική τεκτονική (Pure Compressive) που επηρέασε το συγκεκριμένο τεκτονικό γεγονός με την αναλογία τάσεων (R) να κυμαίνεται σε τιμές από 0.71 έως 0.78. Επίσης, το τεκτονικό γεγονός D₂ χαρακτηρίζεται βάσει των διαγραμμάτων των καθεστώτων (βλ. σε κάθε διάγραμμα Schmidt το τρίγωνο διάγραμμα) ως ένα καθεστώς συμπίεστικό δημιουργίας ανάστροφων ρηγμάτων (TF-Thrust fault). Η διεύθυνση κλίσης και η γωνία κλίσης των τριών αξόνων με βάση τις τρεις συνθήκες, ορίζονται για τον σ₁ άξονα 077°/28° ή 103°/11°, τον σ₂ άξονα 006°/31° ή 342°/8° και τον σ₃ άξονα 210°/57° ή 237°/61°. Το διάγραμμα PBT αξόνων είναι μία αρχική διαδικασία εκτίμησης των αξόνων σ₁, σ₂ και σ₃ με τη μέθοδο Κανονικού Διέδρου, που στην συγκεκριμένη περίπτωση αποδίδει παρόμοιους υπολογισμούς με τα άλλα δύο διαγράμματα και για τον λόγο αυτόν δεν απορρίπτεται.



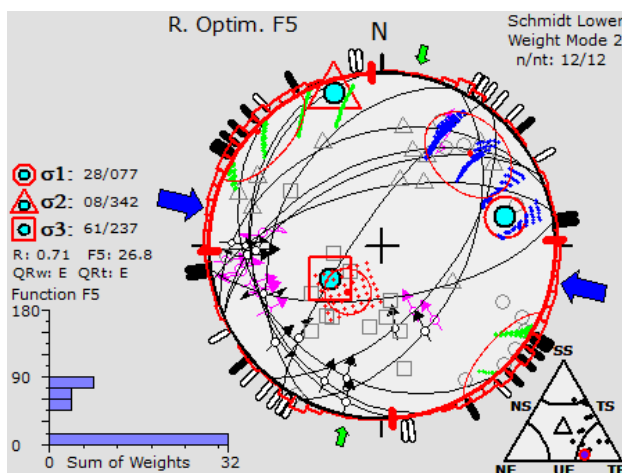
Σχήμα 5.35. Υπαίθρια παρατήρηση της εφίπνευσης (back-thrust) του συμπλέγματος Μαμωνίων έναντι του οφιολιθικού συμπλέγματος Τρόδους-Ακάμα με φορά κίνησης προς τα ΒΑ. Το οφιολιθικό μείγμα του Κάθηκα mélange εξ' ορισμού είναι επωθημένο στα δύο συμπλέγματα καλύπτοντας την εφίπνευση. (Mamonia Complex: Σύμπλεγμα Μαμωνίων, Troodos-Akama Complex: Σύμπλεγμα Τρόδους-Ακάμα, Kathikas mélange: οφιολιθικό μείγμα του Κάθηκα mélange).



(a)



(b)



(c)

Σχήμα 5.36. Τεκτονικό διάγραμμα Schmidt του τρίτου τεκτονικού γεγονότος D₂ με βάση τις υπαίθριες παρατηρήσεις. Για τις προβολές των διαγραμμάτων χρησιμοποιήθηκε το κάτω ημισφαίριο. Με τη σειρά δίνονται τα διαγράμματα PBT αξόνων (a), κανονικού διέδρου-R. Diedron (b) και της σχέσης R. Optim. F5 (c).

5.3.4 Τεκτονικό γεγονός (D₃)

Οι δομές του τεκτονικού γεγονότος D₃ χαρακτηρίζονται από θραυσσιγενή εκτατική τεκτονική και αποτελούνται από πλάγιο-κανονικά ρήγματα μεσαίας γωνίας κλίσης έως τυπικά ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Συγκεκριμένα, πρόκειται για μεγάλα δεξιόστροφα και αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης τα οποία έχουν πλάγιο-κανονική συνιστώσα (Σχ. 5.37) γενικής διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ, αντίστοιχα.



Σχήμα 5.37. Πλάγιο-Κανονικό ρήγμα με φορά κίνησης προς τα ΝΑ το οποίο φέρνει σε επαφή τον σερπεντινίτη με ανώτερες τεκτονοστρωματογραφικά ενότητες.

Οι δομές του τεκτονικού γεγονότος D₃ φέρνουν σε επαφή ενότητες που βρίσκονται σε βαθύτερα σημεία με άλλες ενότητες που βρίσκονται στα ανώτερα υπερκείμενα στρώματα της τεκτονοστρωματογραφικής στήλης. Χαρακτηριστική δομή του τεκτονικού γεγονότος D₃ είναι το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Γεράσας παράταξης ΒΔ-ΝΑ. Το συγκεκριμένο ρήγμα φέρνει σε επαφή παλαιότερα πετρώματα υποβάθρου του συμπλέγματος Δάσος Λεμεσού με τον ιζηματογενή Σχηματισμό Λευκάρων, ηλικίας Ανώτερο Κρητιδικό με Ανώτερο Ολιγόκαινο-Μειόκαινο. Επομένως, το τεκτονικό γεγονός D₃ θεωρείται Άνω Ολιγοκαινικής-Μειοκαινικής ηλικίας γιατί επηρεάζει έως και Μειοκαινικά ιζήματα. Το ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης στο χωριό Μαραθούνας (Σχ. 5.38) συγκαταλέγεται σε αυτό το

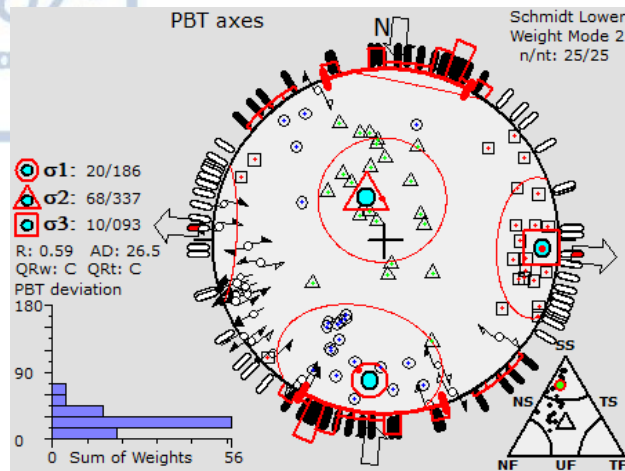
τεκτονικό γεγονός καθόσον επικαλύπτεται από Νεογενή ιζήματα χωρίς να τα επηρεάζει.

Αρχής γενομένου των υπαίθριων δεδομένων εκτιμάται ότι το συγκεκριμένο γεγονός συνδέεται γεωδυναμικά με την τεκτονική λέπτυνση του φλοιού, την κατάρρευση του Κυπριακού ορογενούς, αλλά και την αποκάλυψη της καλυμματικής τεκτονικής και των πετρωμάτων που συναντώνται σε βαθύτερα σημεία των συμπλεγμάτων Μαμώνια και Τρόοδους-Ακάμα.

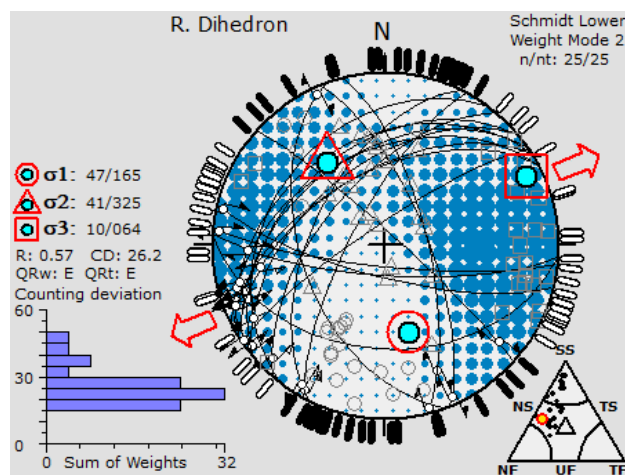


Σχήμα 5.38. Ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης το οποίο φέρνει σε επαφή τον σερπεντινίτη με νεότερα πετρώματα. Η τεκτονική δομή καλύπτεται από Νεογενή ιζήματα και παρατηρείται κοντά στο χωριό Μαραθούνας.

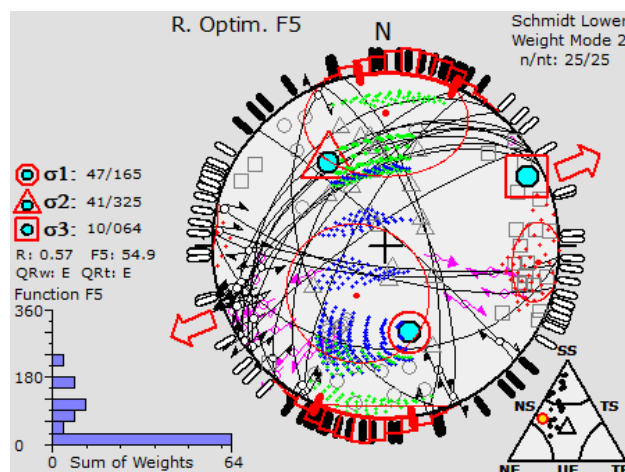
Σύμφωνα με την κινηματική των δομών παρουσιάζονται τα τεκτονικά διαγράμματα Schmidt του τεκτονικού γεγονότος D_3 (Σχ. 5.39). Όλα τα διαγράμματα, πλην του διαγράμματος PBT αξόνων (axes) παρουσιάζουν ένα αμιγώς εκτατικό γεγονός (Pure Extensive) με την έκταση να αναπτύσσεται ABA-ΔΝΔ και την τιμή αναλογίας τάσεων (R) να εκτιμάται 0.57. Εν' αντίθεση το διάγραμμα PBT αξόνων (axes) παρουσιάζει ένα καθεστώς διαφελκυσμού (transtension) με ταυτόχρονη έκταση ANA-ΔΒΔ και συμπίεση ΒΒΑ-ΝΝΔ. Ωστόσο, το διάγραμμα PBT αξόνων είναι μία αρχική διαδικασία εκτίμησης των αξόνων σ_1 , σ_2 και σ_3 με τη μέθοδο του Κανονικού Διέδρου, χωρίς την χρήση υπολογιστικών μεθόδων, και για τον λόγο αυτόν απορρίπτεται.



(a)



(b)



(c)

Σχήμα 5.39. Τεκτονικό διάγραμμα Schmidt του τρίτου τεκτονικού γεγονότος D₃ με βάση τις υπαίθριες παρατηρήσεις. Για τις προβολές των διαγραμμάτων χρησιμοποιήθηκε το κάτω ημισφαίριο. Με τη σειρά δίνονται τα διαγράμματα PBT αξόνων (a), κανονικού διέδρου-R. Dihedron (b) και της σχέσης R. Optim. F5 (c).

Το τεκτονικό γεγονός D₃, όπως αυτό χαρακτηρίζεται από τα διαγράμματα καθεστώτων (βλ. σε κάθε διάγραμμα Schmidt το τρίγωνο διάγραμμα), παρουσιάζεται ως ένα καθεστώς πλάγιο-κανονικής κίνησης (NS-Normal Strike) δημιουργίας κυρίως κανονικών ρηγμάτων. Η διεύθυνση κλίσης και η γωνία κλίσης των τριών αξόνων με βάση τις συνθήκες κανονικού διέδρου και σχέσης R. Optim. F5, ορίζονται για τον σ₁ άξονα 165/47°, τον σ₂ άξονα 325°/41° και τον σ₃ άξονα 064°/10°.

5.3.5 Τεκτονικό γεγονός (D₄)

Το τεκτονικό γεγονός D₄, ηλικίας Ανώτερο Μειοκαίνου έως σήμερα, σχετίζεται με το σύγχρονο τεκτονικό καθεστώς που επικρατεί στο νησί της Κύπρου. Οι δομές του συγκεκριμένου γεγονότος υπερκαλύπτουν όλες τις δομές που αναλύθηκαν λεπτομερώς παραπάνω, επηρεάζοντας τόσο τους παλαιότερους σχηματισμούς (Σχ. 5.40) όσο και τα νεότερα Νεογενή ιζήματα. Αναλυτικότερα, το τεκτονικό γεγονός D₄ χαρακτηρίζεται κυρίως από ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και κανονικά ρήγματα μεσαίας έως μεγάλης γωνίας κλίσης.



Σχήμα 5.40. Το τέταρτο τεκτονικό γεγονός D₄ όπως αυτό επηρεάζει τη ζώνη λεπιώσεων που δημιουργήθηκε κατά το Ανώτερο Κρητιδικό. Η επώθηση αποτελεί ένα αντιθετικό ανάστροφο ρήγμα (back-thrust) με φορά προς τα ΒΑ και το κανονικό ρήγμα είναι μεγάλης γωνίας κλίσης (dip-slip).

Σημαντικές δομές του τεκτονικού γεγονότος D₄ είναι τα δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης της Θελέτρας (Σχ. 5.41) και της Χολέτριας, παράταξης BA-NA με βύθιση κυρίως προς τα NA, τα οποία επηρεάζουν κυρίως τα Νεογενή ιζήματα. Επιτόπιες υπαίθριες παρατηρήσεις πραγματοποιήθηκαν και στις δύο ρηξιγενείς δομές, ωστόσο στο δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Χολέτριας δεν αναγνωρίστηκαν επιφάνειες προς μέτρηση. Αντιθέτως, σε ορισμένους κλάδους του δεξιόστροφου ρήματος της Θελέτρας αναγνωρίστηκε πλαγιο-κανονική κίνηση με αντιθετική γενική διεύθυνση (BA-NA) και με κύρια διαφυγή προς τα NA. Το δεξιόστροφο ρήγμα της Θελέτρας και της Χολέτριας παρατίθεται στο χάρτη του Σχ. 5.42.



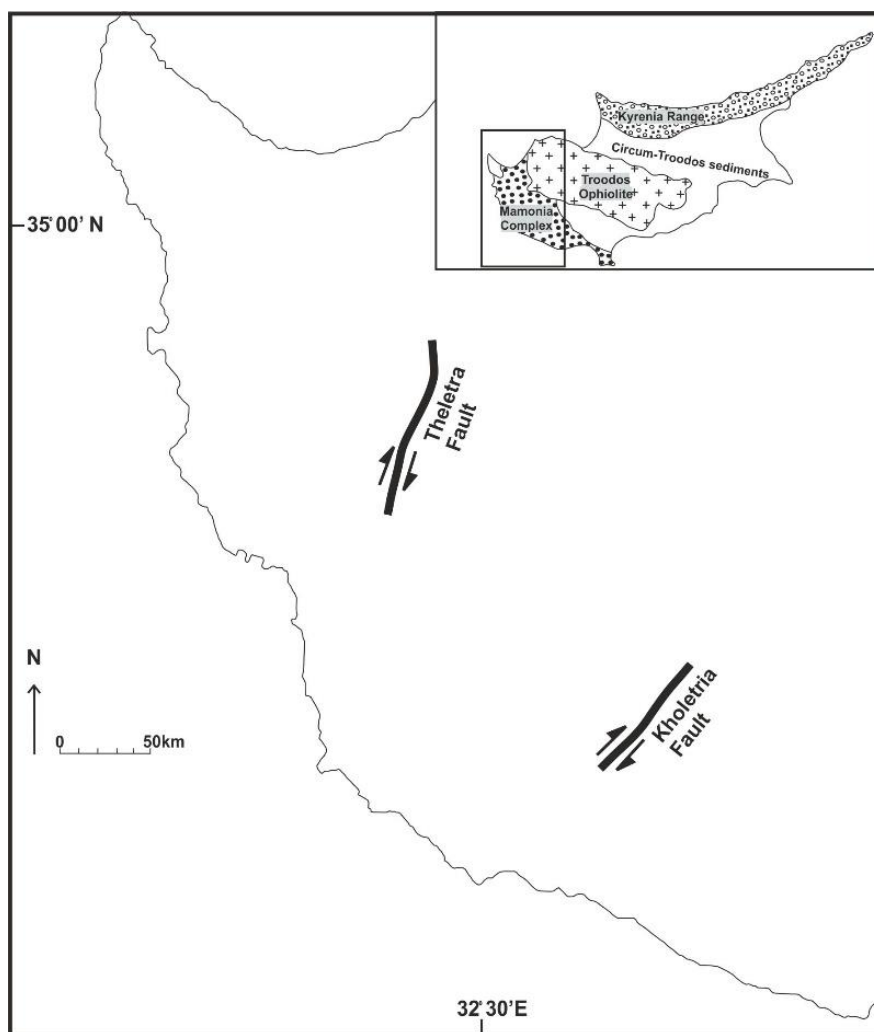
Σχήμα 5.41. Το δεξιόστροφο ρήγμα της Θελέτρας με παράταξη BA-NA.

Σημειώνεται ότι στο τεκτονικό γεγονός D₄ συγκαταλέγονται επίσης νεότερες γραμμώσεις ολίσθησης οι οποίες κυρίως παρατηρήθηκαν σε αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με γενική διεύθυνση BA-NA. Οι ρηξιγενείς αυτές δομές αναπτύχθηκαν κατά το προηγούμενο τεκτονικό γεγονός, ωστόσο επηρεάστηκαν και από το σύγχρονο τεκτονικό γεγονός D₄. Αναλυτικότερα, στις ρηξιγενείς επιφάνειες αυτών των δομών παρατηρήθηκαν δύο γραμμώσεις ολίσθησης, εκ των οποίων η κύρια

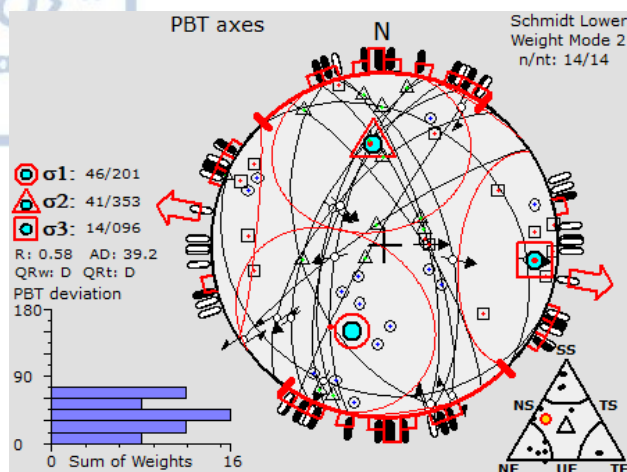
Αποτελέσματα

γράμμωση δημιουργήθηκε κατά το τεκτονικό γεγονός D_3 και η δευτερεύουσα η οποία παρατηρείται σε μικροσπασίματα (steps) δημιουργήθηκε κατά το τεκτονικό γεγονός D_4 .

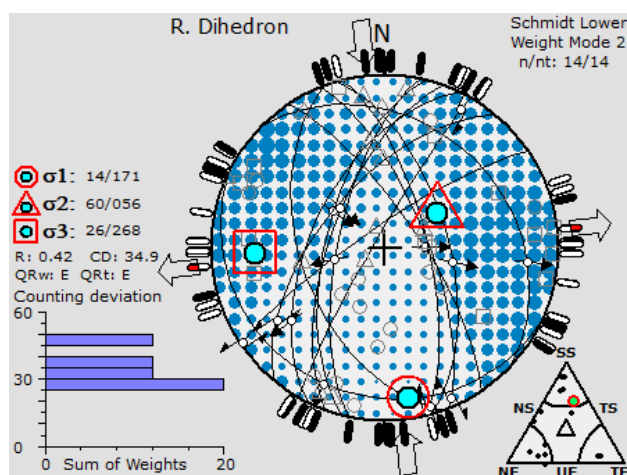
Σύμφωνα με την κινηματική των δομών παρουσιάζονται τα τεκτονικά διαγράμματα Schmidt του τεκτονικού γεγονότος D_4 (Σχ. 5.43). Όλα τα διαγράμματα, πλην του διαγράμματος PBT αξόνων, παρουσιάζουν ταυτόχρονη έκταση και συμπίεση αναπτυσσόμενη σε γενική διεύθυνση ABA-ΔΝΔ και ΒΒΔ-ΝΝΑ, αντίστοιχα. Αντίθετα, στο διάγραμμα PBT αξόνων διακρίνεται καθεστώς έκτασης με γενική διεύθυνση ΑΝΑ-ΔΒΔ. Παρομοίως με το προηγούμενο τεκτονικό γεγονός το διάγραμμα PBT αξόνων αναφέρεται ως μία αρχική διαδικασία εκτίμησης των αξόνων σ_1 , σ_2 και σ_3 με τη μέθοδο του Κανονικού Διέδρου, χωρίς την χρήση υπολογιστικών μεθόδων, και για τον λόγο αυτόν απορρίπτεται.



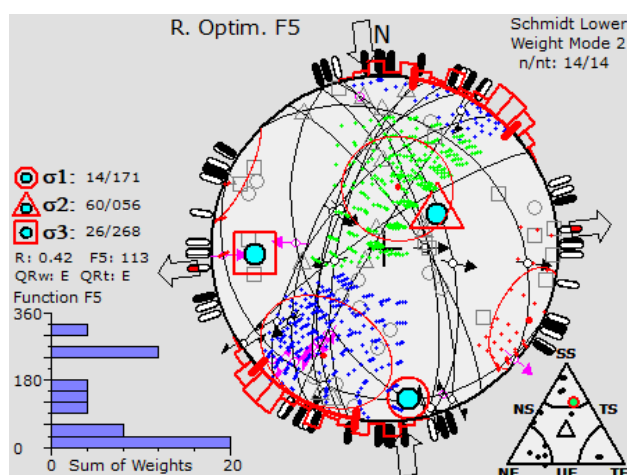
Σχήμα 5.42. Απεικόνιση των δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης της Θελέτρας και της Χολέτριας, δομές του τεκτονικού γεγονότος D_4 .



(a)



(b)



(c)

Σχήμα 5.43. Τεκτονικό διάγραμμα Schmidt του τέταρτου τεκτονικού γεγονότος D₄ με βάση τις υπαίθριες παρατηρήσεις. Για τις προβολές των διαγραμμάτων χρησιμοποιήθηκε το κάτω ημισφαίριο. Με τη σειρά δίνονται τα διαγράμματα PBT αξόνων (a), κανονικού διέδρου-R. Dihedron (b) και της σχέσης R. Optim. F5 (c).

Το τεκτονικό γεγονός D₄, όπως αυτό χαρακτηρίζεται από τα διαγράμματα καθεστώτων (βλ. σε κάθε διάγραμμα Schmidt το τρίγωνο διάγραμμα), παρουσιάζεται ως μία παραμόρφωση οριζόντιας μετατόπισης (SS-Strike-slip) δημιουργίας κυρίως ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Όμως, στα συγκεκριμένα διαγράμματα η ένδειξη παρατηρείται στο όριο της παραμόρφωσης οριζόντιας μετατόπισης με την διασυμπιεστική παραμόρφωση (transpression). Η διεύθυνση κλίσης και η γωνία κλίσης των τριών αξόνων με βάση τις συνθήκες κανονικού διέδρου και σχέσης R. Optim. F5, ορίζονται για τον σ₁ άξονα 171/14°, τον σ₂ άξονα 056°/60° και τον σ₃ άξονα 268°/26°. Η αναλογία τάσεων (R) υπολογίζεται 0.42.

Συμπερασματικά, το σύγχρονο και τελευταίο τεκτονικό γεγονός D₄ επηρεάζεται ταυτοχρόνως από συμπίεση περίπου B-N και έκταση περίπου A-Δ η οποία πιθανότατα παραμένει ίδια με το προηγούμενο τεκτονικό γεγονός και επηρεάζει την ανάπτυξη των λεκανών ιζηματογένεσης. Συμπεραίνεται ότι το τεκτονικό γεγονός D₄ συνδέεται με την ανυψωτική φάση της οροσειράς του Τροόδους η οποία ξεκίνησε κατά την περίοδο του Μειοκαίνου και ολοκληρώθηκε με την τελευταία ανύψωση κατά την περίοδο του Πλειοκαίνου. Στην τελευταία ανυψωτική φάση οφείλεται και η υποθαλάσσια επώθηση των συμπλεγμάτων Τροόδους-Ακάμα και Μαμώνια στο ηπειρωτικό τέμαχος του Ερατοσθένη.

5.3.6 Γεωδαιτική ανάλυση

Για την γεωδαιτική επεξεργασία, τα δεδομένα λήφθηκαν από το δίκτυο CYPOS (Cyprus Positioning System) της Κυπριακής Δημοκρατίας, το οποίο είναι ένα δίκτυο καταγραφής επτά μόνιμων σταθμών GNSS (Global Navigational Satellite System) οι οποίοι βρίσκονται σε λειτουργία από το έτος 2010 έως και σήμερα (Σχ. 5.44). Το δίκτυο προσέφερε δεδομένα από τα μέσα του έτους 2011 έως τον Ιανουάριο του έτους 2023, ωστόσο η παρούσα διδακτορική διατριβή αποζητούσε απλή επιβεβαίωση της εκτιμώμενης σημερινής επιφανειακής παραμόρφωσης με την επίλυση των δεδομένων να καθίσταται αρκετά χρονοβόρα. Έτσι, έπειτα από βιβλιογραφική ανασκόπηση, αποφασίστηκε να παρθούν τα ήδη επεξεργασμένα δεδομένα, όπως αυτά καθορίστηκαν από τους Danezis et al. (2020) οι οποίοι αποκρυπτογράφησαν τα γεωδαιτικά δεδομένα από Νοέμβριο του 2011 έως Ιανουάριο του 2017. Τα δεδομένα στοιχειοθετήθηκαν από την πολυετή ανάλυση των καθημερινών καταγραφών από τους μόνιμους σταθμούς GNSS του δικτύου CYPOS και παρουσιάζονται στον Πίν. 5.6.

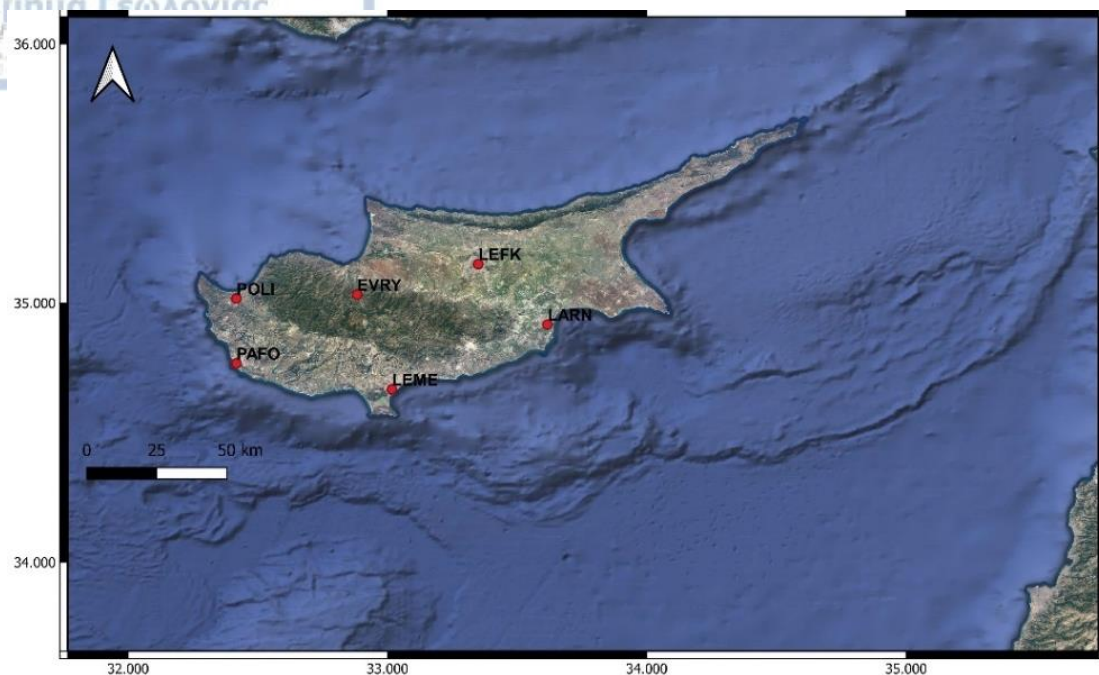
Η συνιστώσα ταχύτητας προκύπτει από τις τιμές του V_{East} και V_{North} όπως αυτές εκτιμώνται από τη γεωδαιτική ανάλυση των δεδομένων καταγραφής των μόνιμων εγκατεστημένων σταθμών. Για την ευρύτερη περιοχή της Κύπρου, οι συνιστώσες ταχύτητας (Σχ. 5.45) υποδεικνύουν κίνηση προς τα ΒΑ. Στην παρούσα διδακτορική μελέτη μελετώνται οι τέσσερις σταθμοί LEME, PAFO, POLI και EVRY, οι οποίοι οριοθετούν την νότιο-νοτιοδυτική Κύπρο, και κατ' επέκταση τους σχηματισμούς του συμπλέγματος Μαμωνίων.

Από τα ελλειψοειδή παραμόρφωσης (Σχ. 5.46), τα οποία προέκυψαν από τους συνδυασμούς των τεσσάρων μόνιμων σταθμών GNSS του δικτύου CYPOS και σύμφωνα με τα προλεγόμενα (βλ. Κεφ. 4.2.5, Σχ. 4.10), η μέγιστη οριζόντια έκταση $e1H$ υπολογίζεται με θετικές τιμές, ενώ η ελάχιστη οριζόντια έκταση $e2H$ υπολογίζεται με αρνητικές τιμές. Οι τιμές της μέγιστης οριζόντιας έκτασης $e1H$ κυμαίνονται από 10.1434 έως 15.2084, ενώ οι τιμές της ελάχιστης οριζόντιας έκτασης $e2H$ κυμαίνονται από -18.5715 έως -73.5367.

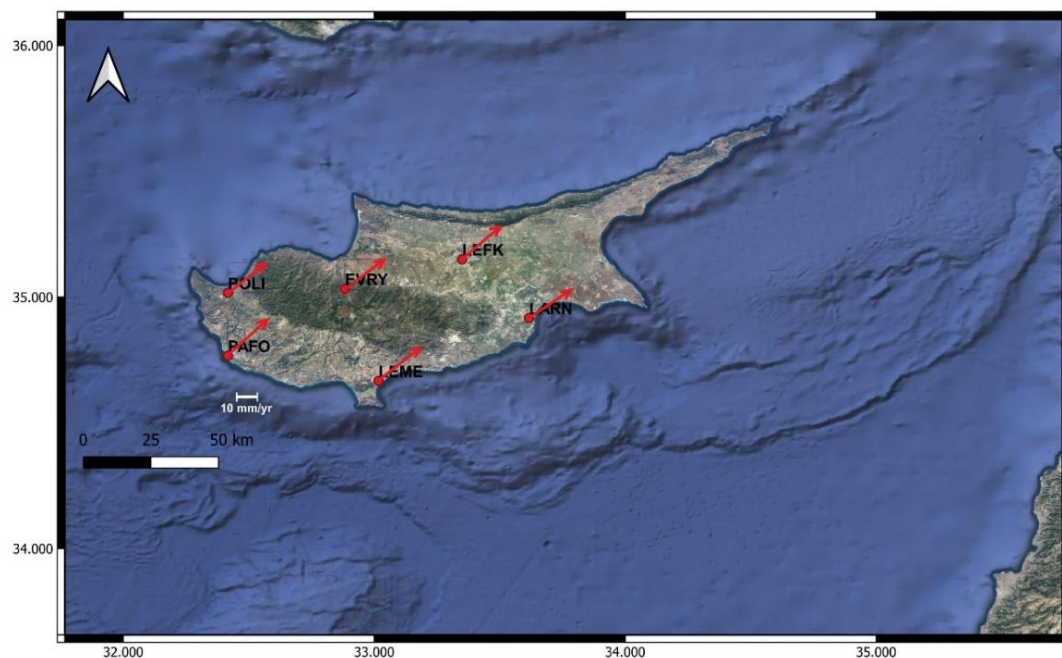
Πίνακας 5.6. Οριζόντιες και Κάθετες Ταχύτητες, όπως αυτές ορίζονται από την καταγραφή των σταθμών GNSS του δικτύου CYPOS στο σύστημα IGS-08 (οι τιμές δίδονται σε mm/yr).

Μόνιμος σταθμός GNSS	Vnorth	Veast	Vup
EVRY (Ευρύχου)	14.7	19.5	0.2
LARN (Λάρνακα)	13.6	20.2	-4.9
LEME (Λεμεσός)	15.6	20.3	0.3
NICO (Λευκωσία)	15.7	18.9	-0.3
PAFO (Πάφος)	16.1	19.6	1.7
PARA (Παραλίμνι)	17.2	18.9	0.6
POLI (Πολή Χρυσοχούς)	14.2	19.1	-0.4

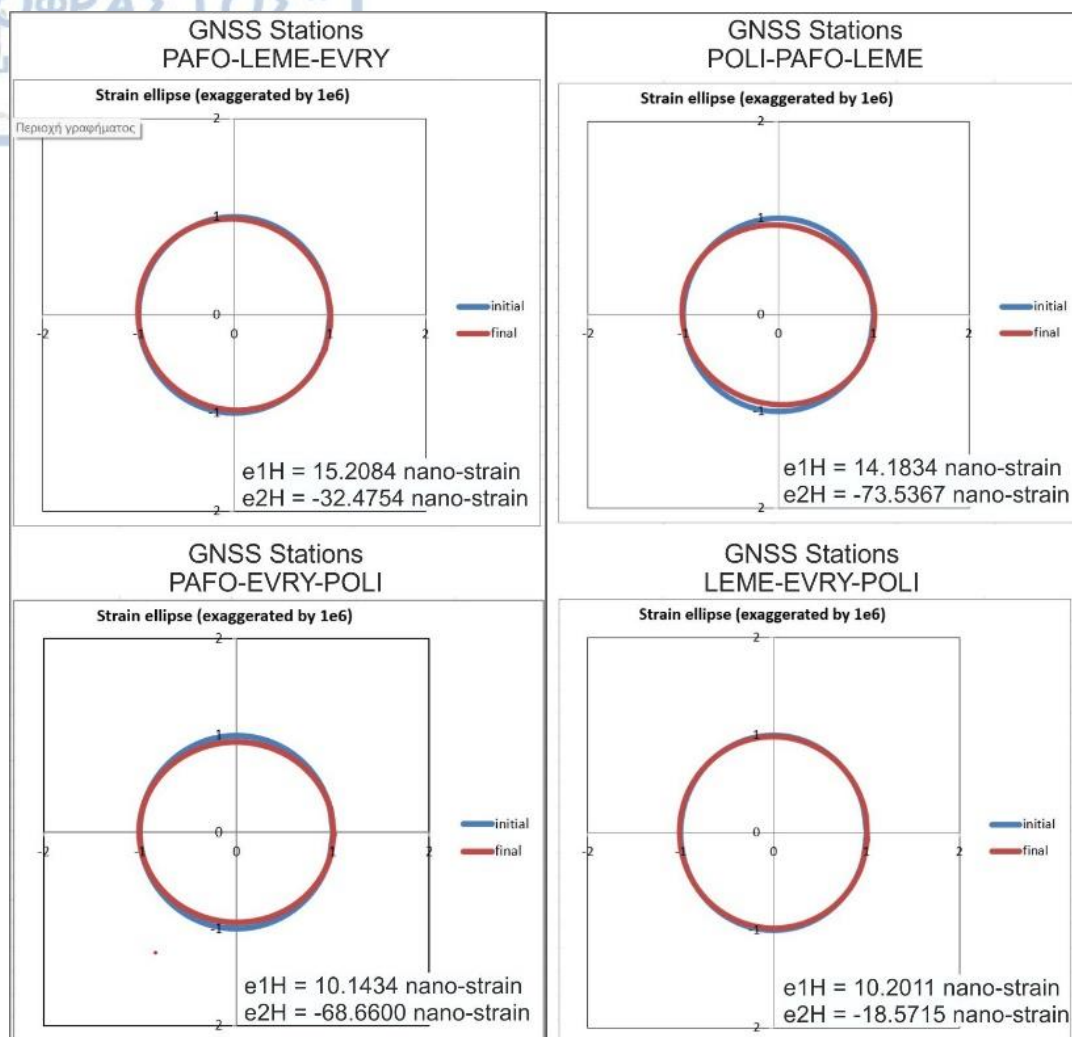
Βάσει των ισχυουσών συνθηκών, αλλά και λόγω του ότι οι τιμές της μέγιστης οριζόντιας έκτασης $e1H$ είναι αρκετά μεγαλύτερες από τις τιμές της ελάχιστης οριζόντιας έκτασης $e2H$, θεωρείται ότι οι ανώτερες επιφανειακά ενότητες του συμπλέγματος Μαμωνίων επηρεάζονται από κανονικά ρήγματα. Καθώς οι παράμετροι $MaHE$ [Σχ. 5.47 (1)] και $MiHE$ [Σχ. 5.47 (2)] αλληλεξαρτώνται και λαμβάνοντας υπόψη τα ελλειψοειδή παραμόρφωσης, σύμφωνα με τις ισχύουσες συνθήκες του προαναφερθέντος σχήματος (βλ. Κεφ. 4.2.5, Σχ. 4.11), αν και η νότιο-νοτιοδυτική Κύπρος επηρεάζεται από κανονικά ρήγματα, αυτά λειτουργούν σε ένα ενεργό καθεστώς, το οποίο καθορίζεται από οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα.



Σχήμα 5.44. Οι επτά μόνιμοι σταθμοί GNSS (Global Navigational Satellite System) του δικτύου CYPOS (Cyprus Positioning System), όπως αυτοί κατανέμονται βάσει των συντεταγμένων τους στην ευρύτερη περιοχή του νησιού της Κύπρου (πηγή: google earth).



Σχήμα 5.45. Συνιστώσες ταχύτητας των μόνιμων σταθμών GNSS του δικτύου CYPOS όπως αυτές προκύπτουν από τις αντίστοιχες συνιστώσες των V_{East} και V_{North} (πηγή: google earth).



Σχήμα 5.46. Τα ελλειψοειδή παραμόρφωσης, όπως αυτά προκύπτουν από τον συνδυασμό των 4 μόνιμων σταθμών GNSS του δικτύου CYPOS με την υπόδειξη των εκτιμήσεων της μέγιστης (e_{1H}) και ελάχιστης οριζόντιας έκτασης (e_{2H}).

Σύμφωνα με τις τιμές της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (Maximum Horizontal Extension-MaHE), όπως αυτές απεικονίζονται στο Σχ. 5.47a, η οποία συνδέεται με διατμητική παραμόρφωση που κατά βάσει επιφέρουν τα κανονικά ρήγματα, η νότιο-νοτιοδυτική Κύπρος εκτιμάται ότι εμφανίζει θετικές, αλλά πολύ μικρές τιμές διατμητικής παραμόρφωσης. Ωστόσο, η ευρύτερη περιοχή του σταθμού POLIS παρουσιάζει αυξημένες τιμές MaHE σε σχέση με την υπόλοιπη περιοχή μελέτης. Αυτό συμβαίνει γιατί η συγκεκριμένη περιοχή αποτελείται από την νεοτεκτονική λεκάνη της Πόλης (Polis graben) η οποία επηρεάζεται από διατμητική παραμόρφωση με μεσαίες τιμές. Η νεοτεκτονική λεκάνη της Πόλης (Polis graben) σχηματίστηκε κατά την Άνω Ολιγοκαινική-Κατώτερη Μειοκαινική εκτατική τεκτονική κατάρρευσης του ορογενούς και επηρεάζεται κυρίως από κανονικά ρήγματα. Συνολικά στο νησί της Κύπρου, οι

Αποτελέσματα

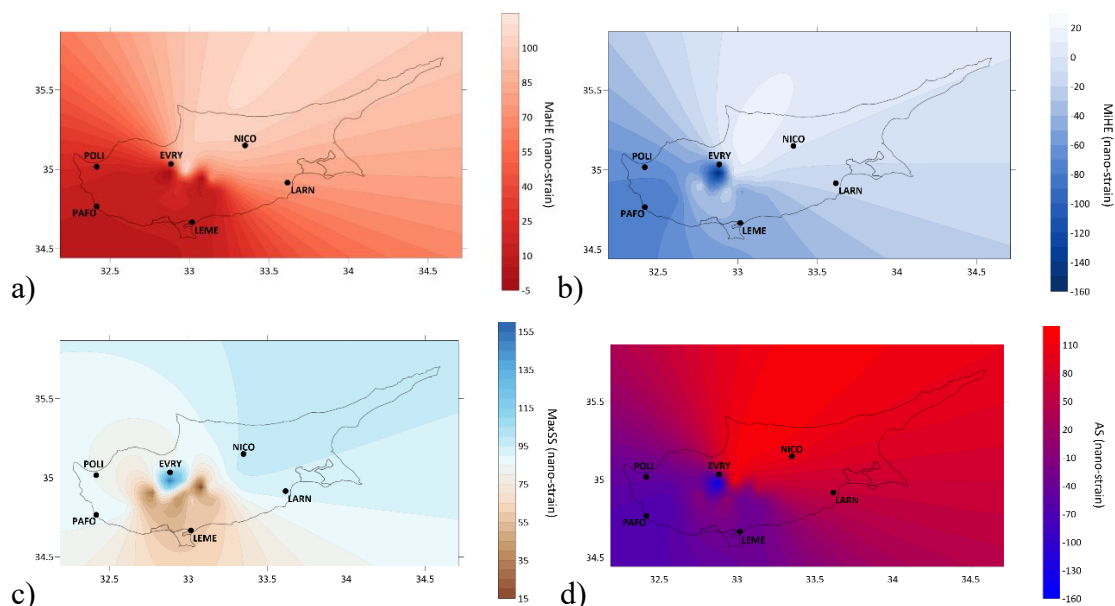
Μέγιστες τιμές της MaHE εμφανίζονται στο κεντρικό τμήμα της οροσειράς του Τροόδους (NA του σταθμού EVRY). Αυτό υποδεικνύει ότι στο συγκεκριμένο σημείο παρατηρείται η μέγιστη διατμητική παραμόρφωση και χαρακτηρίζεται από την παρουσία κανονικών ρηγμάτων που δημιουργήθηκαν σε νεότερα τεκτονικά γεγονότα.

Στη νότιο-νοτιοδυτική Κύπρο, οι τιμές της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (Minimum Horizontal Extension-MiHE) είναι αρνητικές καθώς πρόκειται για συμπιεστική παραμόρφωση (Σχ. 5.47b) τιμές. Παρόλα αυτά, οι μέγιστες τιμές της MiHE εκτιμώνται στο νότιο περιθώριο της οροσειράς του Τροόδους. Κάτι τέτοιο υποδεικνύει ότι η ευρύτερη περιοχή του Δάσους της Λεμεσού επηρεάζεται κυρίως από συμπιεστικές τεκτονικές δομές. Εξαιρετικά σημαντική παρατήρηση είναι ότι υψηλές τιμές της MiHE διακρίνονται πλησίον του χωριού Βρέτσια στο οποίο παρατηρείται η ανάστροφη τεκτονική επώθηση του συμπλέγματος Μαμωνίων έναντι του οφιολιθικού συμπλέγματος Τρόοδους-Ακάμα. Έτσι συμπεραίνεται ότι το νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης επηρεάζεται κατά βάση από τεκτονικές δομές συμπίεσης ($MiHE > 0$), ενώ το νοτιοδυτικό-δυτικό τμήμα του νησιού της Κύπρου, συμπεριλαμβανομένων και των περισσότερων ανώτερων ενοτήτων του συμπλέγματος Μαμωνίων επηρεάζεται από τεκτονικές δομές διατμητικής παραμόρφωσης ($MaHE > 0$).

Από τις εκτιμώμενες τιμές της Μέγιστης Διατμητικής Παραμόρφωσης (Maximum Shear Strain-MaxSS), όπως διακρίνονται στο (Σχ. 5.47c), παρατηρείται ότι το νότιο περιθώριο της οροσειράς του Τροόδους (Δάσος της Λεμεσού έως το χωριό Βρέτσια, κλπ.) επηρεάζεται από την μικρότερη (σχεδόν μηδενική) διατμητική παραμόρφωση. Άρα οι συγκεκριμένες περιοχές επηρεάζονται κυρίως με συμπιεστική τεκτονική. Από το νοτιοδυτικό έως το δυτικότερο τμήμα της Κύπρου οι τιμές της MaxSS αυξάνονται σταδιακά και φθάνουν έως μεσαίες τιμές σύμφωνα με την υποδεικνυόμενη κλίμακα. Βάσει αυτού αλλά και των παραπάνω τεκτονικών γεγονότων υποδεικνύεται ότι οι συγκεκριμένες περιοχές επηρεάζονται από κανονικά ρήγματα, όπως επίσης και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Στην ευρύτερη περιοχή του σταθμού EVRY υπολογίζονται οι μέγιστες τιμές της παραμέτρου MaxSS. Βάσει αυτού, θεωρείται ότι στο σημείο αυτό το νησί της Κύπρου δέχεται την μέγιστη ενεργό εκτατική τεκτονική, όπως παρομοίως αναφέρθηκε και με βάση τα αποτελέσματα της MaHE.

Όπου η Περιοχική Παραμόρφωση (Area Strain-AS) λαμβάνει αρνητικές τιμές εκτιμάται ότι η περιοχή επηρεάζεται από τεκτονικές δομές συμπίεσης, ενώ αντιθέτως σε θετικές τιμές η περιοχή επηρεάζεται από τεκτονικές δομές έκτασης. Στις συμπιεστικές δομές συγκαταλέγονται και τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με

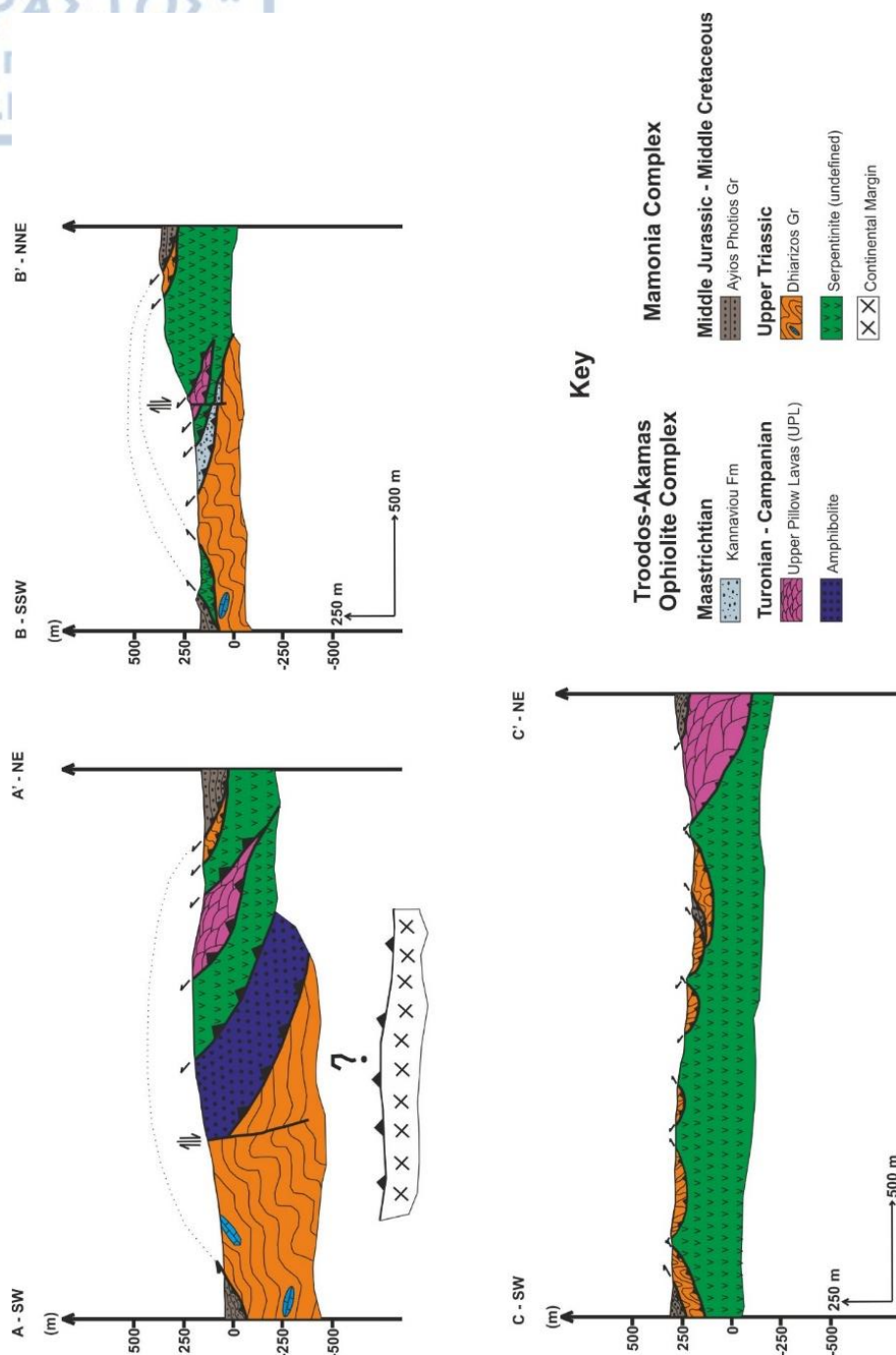
πλάγια συμπίεση (transpressional Strike-slip fault). Για την ευρύτερη περιοχή μελέτης, και πιο συγκεκριμένα τους σχηματισμούς του συμπλέγματος Μαμωνίων, εκτιμώνται αρνητικές τιμές τις AS υποδεικνύοντας συμπίεστική τεκτονική (Σχ. 5.47d), πλην της ευρύτερης περιοχής του σταθμού POLI. Σύμφωνα με το πέμπτο τεκτονικό γεγονός D₅ το λειτουργών τεκτονικό καθεστώς βρίσκεται στο όριο της οριζόντιας με πλάγια συμπίεστικής (transpression) τάσης. Άρα, οι αρνητικές τιμές της παραμέτρου AS έρχονται σε συμφωνία με το νεότερο και τελευταίο τεκτονικό γεγονός που επηρεάζει τους σχηματισμούς του συμπλέγματος Μαμωνίων. Συμπεραίνεται ότι σχεδόν όλη η περιοχή μελέτης επηρεάζεται από ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, ωστόσο σε ένα τεκτονικό καθεστώς πλάγιας συμπίεσης (transpression).



Σχήμα 5.47. Απεικόνιση των εκτιμώμενων τιμών: (a) της Μέγιστης Οριζόντιας Έκτασης (MaHE), (b) της Ελάχιστης Οριζόντιας Έκτασης (MiHE), (c) της Μέγιστης Διαμητικής Παραμόρφωσης (MaxSS) και (d) της Περιοχικής Παραμόρφωσης (AS).

5.3.7 Γεωλογικές τομές

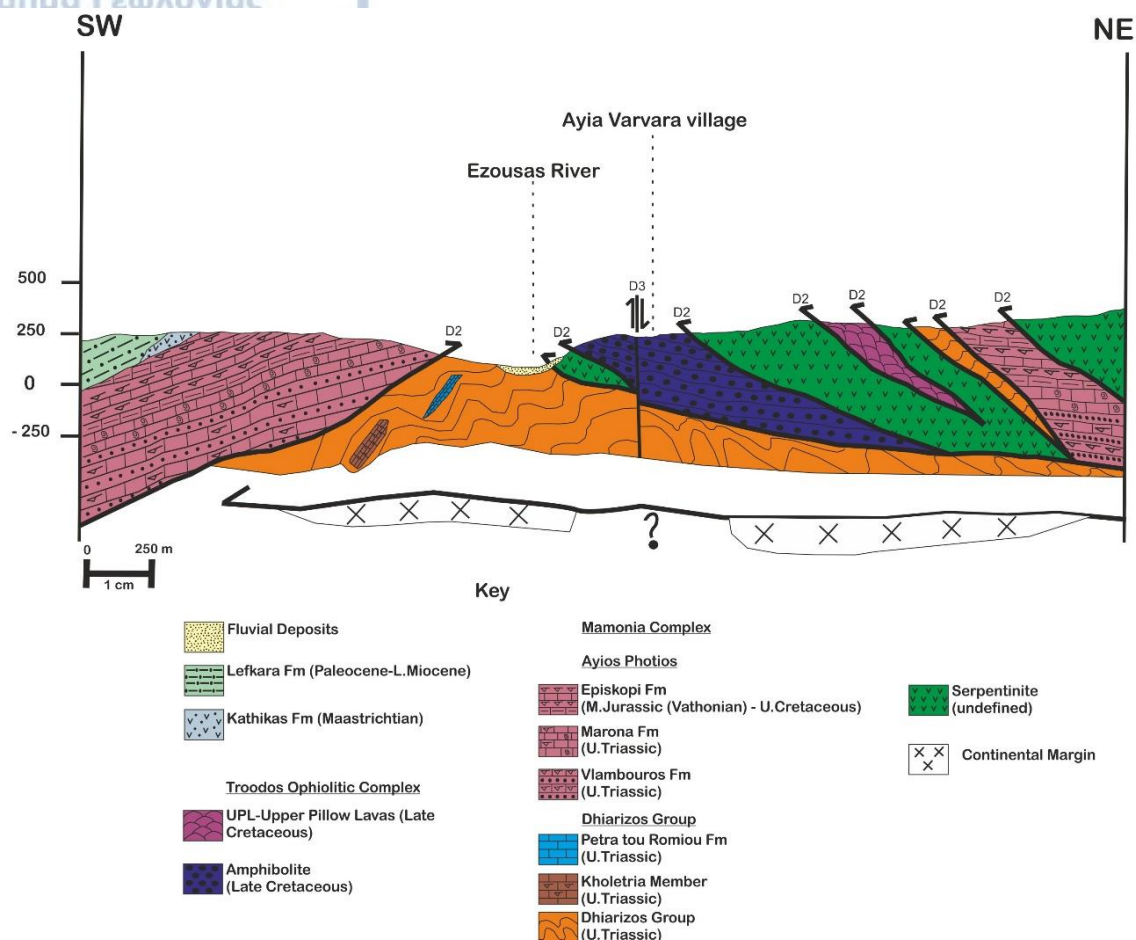
Η ανάστροφη λεπίωση, Ανώτερης Κρητιδικής ηλικίας, είναι αποτέλεσμα του τεκτονικού γεγονότος D₂ στο οποίο οφείλεται και η δημιουργία της ζώνης λεπιώσεων. Στο νότιο τμήμα του συμπλέγματος Μαμωνίων η ζώνη παρατηρείται με γενική διεύθυνση Α-Δ και φορά κίνησης προς τα ΝΝΔ, ενώ στο δυτικότερο τμήμα του παρατηρείται με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και φορά κίνησης προς τα ΝΔ. Ωστόσο παρατηρούνται και αντιθετικά (back-thrust) ανάστροφα ρήγματα με φορά κίνησης προς τα ΒΑ. Στο Σχ. 5.48 απεικονίζονται γεωλογικές τομές με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ.



Σχήμα 5.48. Γεωλογικές τομές με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ κατά μήκος της ζώνης λεπιώσεων στο νότιο τμήμα του συμπλέγματος Μαμωνίων. Στις γεωλογικές τομές Α-Α' και Β-Β' φαίνονται τα τεκτονικά παράθυρα που αναπτύχθηκαν μετά την κατάρρευση του Κυπριακού ορογενούς, ενώ στην γεωλογική τομή Γ-Γ' διακρίνεται η καλυμματική τεκτονική αποτέλεσμα της έντονης λεπίωσης. (Troodos-Akamas Ophiolite Complex: Οφιολιθικό Σύμπλεγμα Τροόδου-Ακάμα, Kannaviou Fm: Σχηματισμός Κανναβιού, Upper Pillow Lavas (UPL): Ανώτερες Μαξιλαροειδής Λάβες, Amphibolite: Αμφιβολίτης, Mamonia Complex: Σύμπλεγμα Μαμωνίων, Ayios Photios Gr: Ομάδα Άγιος Φώτιος, Dhiarizos Gr: Ομάδα Διαρίζος, Serpentine: Σερπεντινίτης, Continental Margin: Ηπειρωτικό Περιθώριο, Maastrichtian: Μαιστρίχτιο, Turonian-Campanian: Τουρόνιο-Καμπάνιο, Middle Jurassic-Middle Cretaceous: Μέσο Ιουρασικό-Μέσο Κρητιδικό, Upper Triassic: Άνω Τριαδικό, undefined: απροσδιόριστη ηλικία).

Οι γεωλογικές τομές A-A', B-B' και C-C' σχεδιάστηκαν στο νότιο τμήμα του συμπλέγματος Μαμωνίων από τα νοτιοδυτικά έως τα νότια τμήματα κατά μήκος της ζώνης λεπίώσεων (βλ. Παράρτημα 2-Χάρτης 1). Από την σχηματική απεικόνιση των γεωλογικών τομών αποδεικνύεται ο διπλασιασμός (duplication) που επηρέασε τους σχηματισμούς του συμπλέγματος Μαμωνίων. Αναλυτικότερα, στις γεωλογικές τομές A-A' και B-B' παρατηρούνται τα τεκτονικά παράθυρα που αναπτύσσονται έπειτα από την κατάρρευση του Κυπριακού ορογενούς. Αντιθέτως στην γεωλογική τομή C-C' αναγνωρίζεται η καλυμματική τεκτονική αποτέλεσμα της έντονης λεπίωσης.

Στη γεωλογική τομή με γενική διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ (Σχ. 5.49) απεικονίζεται το μεγάλο λέπι των πετρωμάτων αμφιβολιτικής σόλας του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα όπου παρατηρείται πλησίον του χωριού Αγία Βαρβάρα. Θεωρούμε ότι στα κατώτερα επίπεδα συναντάται το ηπειρωτικό περιθώριο, τμήμα του οποίου αποτελούσαν τα ανθρακικά πετρώματα του Σχηματισμού Πέτρα του Ρωμιού τα οποία αποτελούσαν μέρος της απομακρυσμένης ανθρακικής πλατφόρμας του.



Σχήμα 5.49. Γενική γεωλογική τομή της ευρύτερης περιοχής του χωριού Αγία Βαρβάρα, βορειοανατολικά του οποίου παρατηρείται το μεγαλύτερο λέπι αμφιβολιτικής σόλας. (Ezousas River: Ποταμός Εζούσας, Ayia Varvara village: χωριό Αγίας Βαρβάρας, D₂: Τεκτονικό Γεγονός D₂, D₃: Τεκτονικό Γεγονός D₃, Fluvial Deposits: Αλλουβιακές Αποθέσεις, Lefkara Fm: Σχηματισμός Λεύκαρα, Kathikas Fm: Σχηματισμός Κάθηκα, Troodos-Akamas Ophiolite Complex: Οφιολιθικό Σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα, Upper Pillow Lavas: Ανώτερες Μαξιλοειδείς Λάβες, Amphibolite: Αμφιβολίτης, Mamonia Complex: Σύμπλεγμα Μαμωνίων, Ayios Photios Gr: Ομάδα Άγιος Φώτιος, Episkopi Fm: Σχηματισμός Επισκοπή, Marona Fm: Σχηματισμός Μαρώνας, Vlambouros Fm: Σχηματισμός Βλάμπουρος, Dhiarizos Gr: Ομάδα Διαρίζος, Σχηματισμός, Petra tou Romiou Fm: Πέτρα του Ρωμιού, Kholetria Member: Μέλος Χολέτρια, Serpentinite: Σερπεντινίτης, Continental Margin: Ηπειρωτικό Περιθώριο, Paleocene-L. Miocene: Παλαιόκαινο-Κάτω Μειόκαινο, Maastrichtian: Μαιστρίχτιο, Late Cretaceous: Ανώτερο Κρητιδικό, M. Jurassic (Vathonian)-U. Cretaceous: Μέσο Ιουρασικό (Βαθώνιο)-Ανώ Κρητιδικό, Upper Triassic: Άνω Τριαδικό, undefined: απροσδιόριστη ηλικία).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Τα Μεσοζωικά αλλόχθονα πετρώματα του συμπλέγματος Μαμωνίων, στην νότιο-νοτιοδυτική Κύπρο, σχηματίστηκαν σε ένα ηπειρωτικό παθητικό περιθώριο και έπειτα ήρθαν σε αντιπαραβολή με μία μικρότερη περιθωριακή ωκεάνια λεκάνη στην οποία αναπτυσσόταν το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα. Η γεωδυναμική εξέλιξη του συμπλέγματος Μαμωνίων παρουσιάζει ένα σύμπλεγμα το οποίο έχει τεκτονιστεί και επηρεαστεί από την νεότερη τεκτονική κατάρρευση του Κυπριακού ορογενούς.

Οι ιζηματογενείς σχηματισμοί της Ομάδας Άγιος Φώτιος, ηλικίας Ανώτερο Τριαδικό έως Κατώτερο-Μέσο Κρητιδικό, έχουν λάβει ιδιαίτερα μεγάλη ερευνητική προσοχή. Από τα ήδη υπάρχοντα στρωματογραφικά δεδομένα προκύπτει ένα μεγάλο στρωματογραφικό αποθετικό κενό ή διάστημα από το Κατώτερο έως το Μέσο Ιουρασικό [πριν το Καλλόβιο (pre-Callovian)-ηλικίας περίπου 35 εκατομμυρίων ετών], μεταξύ των ραδιολαριτών βαθιάς θάλασσας του Σχηματισμού Επισκοπή και των στρωματογραφικά κατώτερων Σχηματισμών Βλάμπουρος και Μαρώνας, ηλικίας Ανώτερο Τριαδικό.

Όπως προέκυψε από την ταξινόμηση των ακτινοζών της στήλης Επισκοπή του Σχηματισμού Επισκοπή, για την περίπτωση του απομακρυσμένου ηπειρωτικού περιθωρίου στο οποίο αποτίθονταν τα ιζήματα της Ομάδας Άγιος Φώτιος, καθιερώνεται για πρώτη φορά ότι η συσσώρευση ακτινοζών ξεκίνησε τουλάχιστον από το Μέσο Βαθώνιο (U.A.Z. 6). Έτσι τεκμηριώνεται ότι η ραδιολαριτική ιζηματογένεση που λάμβανε χώρα στο απομακρυσμένο ηπειρωτικό περιθώριο των Μαμωνίων, γινόταν σε ένα αποθετικό περιβάλλον που προστατευόταν από οποιαδήποτε προσφορά πυριτικού

Συζήτηση

ή ανθρακικού υλικού. Επιπρόσθετα, η ιζηματογένεση λάμβανε χώρα σε μία εποχή ευρείας ανάπτυξης ραδιολαριτικών φάσεων εντός του ωκεανού της Νεοτηθύος.

Σύμφωνα με τις σύγχρονες απόψεις αποδεικνύεται ότι η ευρεία συσσώρευση ραδιολαριτών εντός των ωκεάνιων λεκανών, όπως επίσης και στα περιθώρια του ωκεανού της Νεοτηθύος ξεκίνησε στο Βαγιώσιο (Baumgartner 2013) και συνέβη πιθανότατα λόγω της ισχυρής επίδρασης ενός κλίματος μουςωνικού τύπου (De Wever et al. 2014). Άρα με βάση την παρούσα μελέτη επεκτείνεται το ηλικιακό εύρος εξάπλωσης των ραδιολαριτών του Σχηματισμού Επισκοπή τουλάχιστον έως το Βαθώνιο, μειώνοντας έτσι το προηγούμενο γνωστό στρωματογραφικό κενό μεταξύ του Σχηματισμού Επισκοπή και των υποκείμενων σχηματισμών Βλάμπουρος και Μαρώνας.

Από υπαίθριες παρατηρήσεις, σημειώνεται ότι πουθενά δεν έχει συναντηθεί επαφή ρήγματος ή γωνιώδους ασυμφωνίας μεταξύ του υπερκείμενου Σχηματισμού Επισκοπή και των υποκείμενων Ανώτερων Τριαδικών Σχηματισμών Βλάμπουρος και Μαρώνας. Άρα υποδεικνύεται ότι το στρωματογραφικό κενό πιθανότατα να μην οφείλεται στην ύπαρξη ενός τεκτονικού γεγονότος, αλλά στο ιζηματολογικό καθεστώς που λειτουργούσε. Παρομοίως, οι Torley & Robertson (2018) τόνισαν την απουσία αποδεικτικών χαρακτηριστικών για την ύπαρξη τεκτονικού γεγονότος και όπως αναφέρουν το στρωματογραφικό κενό πιθανότατα να οφείλεται στις ροές ιζηματογένεσης που διαπερνούσαν το ηπειρωτικό περιθώριο κατά το πρώιμο στάδιο στη διάρκεια της θερμικής απόθεσης γρήγορου ρυθμού, είτε στα υποθαλάσσια ρεύματα που επιδρούσαν κατά τη συσσώρευση της ιζηματογένεσης.

Καθοριστικό ρόλο στη διατύπωση της γεωδυναμικής εξέλιξης του Κυπριακού ορογενούς αποτελούν οι εμφανίσεις αμφιβολιτών του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα οι οποίες παρατηρούνται ως λέπια εντός του συμπλέγματος Μαμωνίων. Τα μεταμορφωμένα αυτά πετρώματα θεωρούνται το κλειδί για τη γεωδυναμική εξέλιξη της μικρής περιθωριακής ωκεάνιας λεκάνης που αποτελούσε μέρος της Νεοτηθύος κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Κρητιδικού, αλλά και για την μετέπειτα σχέση των σχηματισμών του ηπειρωτικού περιθωρίου (σύμπλεγμα Μαμωνίων) με το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τρόοδους-Ακάμα.

Από τα αποτελέσματα του γεωθερμόμετρου αμφιβόλων (T), αλλά και του γεωβαρόμετρου πλαγιοκλάστου-αμφιβόλου (P) εξήχθησαν οι θερμοκρασίες και οι πιέσεις, αντίστοιχα, για τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα. Το γεωθερμόμετρο αμφιβόλων (T) έδωσε θερμοκρασίες από 300°C έως

719°C, με μείωση της θερμοκρασίας από τον πυρήνα προς την περιφέρεια των αμφιβόλων. Πιο συγκεκριμένα, οι πυρήνες των αμφιβόλων έδωσαν θερμοκρασίες από 540°C έως 720°C, ενώ οι περιφέρειες από 300°C έως 640°C. Το γεωβαρόμετρο πλαγκιοκλάστου-αμφιβόλου (P) υπέδειξε πιέσεις από 8 έως 15kbar σε θερμοκρασίες 650°C και πιέσεις από 7 έως 15kbar σε θερμοκρασίες 705°C.

Οι τιμές που εκτιμήθηκαν είναι αναμενόμενες για τυπικά πετρώματα μίας μεταμορφικής σόλας. Σύμφωνα με τους Agard et al. (2016) οι υψηλού-βαθμού μεταμορφικές σόλες σχηματίζονται σε σχετικά μικρό βάθος (<40km) με πίεση μικρότερη των 15kbar και θερμοκρασίες που κυμαίνονται από 550–900°C. Επιπλέον, για τις θερμοκρασίες των υψηλού-βαθμού μεταμορφικών σολών οι Pamić et al. (1973), Jamieson (1986) και Guilmette et al. (2008) αναφέρουν ότι φθάνουν έως τους 1100°C. Στην περιοχή έρευνας, η παρατηρούμενη μεγάλη μείωση θερμοκρασίας από τους πυρήνες έως τις περιφέρειες των αμφιβόλων υποδεικνύει την εξέλιξη, αλλά και την άνοδο της μεταμορφικής σόλας έως το κλείσιμο του ωκεάνιου χώρου. Συγκεκριμένα, στο δείγμα cy_008_s1 παρατηρήθηκαν εξαιρετικά μεγάλοι αμφίβολοι σε γειτνίαση με πολύ μικρές αμφιβόλους κι αυτό συνάμα υποδεικνύει την εξέλιξη της μεταμορφικής σόλας από τα μεγάλα έως τα μικρά βάθη, αντίστοιχα, αλλά και την ανάδρομη μεταμόρφωση που επικράτησε.

Συνεπώς, με βάση τα αποτελέσματα του γεωθερμόμετρου αμφιβόλων (T) και του γεωβαρόμετρου πλαγκιοκλάστου-αμφιβόλου (P) της παρούσας μελέτης, όπως επίσης και την ηλικία των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα όπως αυτή εκτιμήθηκε από τους Spray & Roddick (1981) ως 90-83 Ma, ή και τους Chan et al. (2007) ως 90-76 Ma, τα συγκεκριμένα πετρώματα χαρακτηρίζονται ως τυπικά πετρώματα αμφιβολιτικής σόλας.

Επομένως, αναγνωρίζονται τα συμπιεστικά τεκτονικά γεγονότα D₀ και D₁, Ανώτερης Κρητιδικής ηλικίας που πραγματοποιήθηκαν υπό πλαστικές συνθήκες παραμόρφωσης. Το τεκτονικό γεγονός D₀ [Τουρόνιο-Καμπάνιο/90-83 Ma ή 90-76 Ma ηλικία αμφιβολιτών με βάση τους Spray & Roddick (1981) και Chan et al. (2007), αντίστοιχα] συνδέεται με την ενδοωκεάνια υποβύθιση η οποία δημιούργησε την Supra-Subduction Zone με υποβύθιση προς τα βόρεια (North-dipping) στην οποία σχηματίστηκαν τα οφιολιθικά πετρώματα Τρόοδους-Ακάμα [βλ. Σχ. 6.3 (2)]. Αποτέλεσμα των δυναμοθερμικών διεργασιών ήταν η ανάπτυξη των μεταμορφωμένων πετρωμάτων αμφιβολιτικής φάσης. Με βάση τα στοιχεία των μεταμορφικών συνθηκών (PT=θερμοκρασία 540°C-720°C και πίεση 8-15kbar στους 650°C και 7-15kbar στους

705°C) τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα μπορούν να χαρακτηριστούν ως τυπικά πετρώματα μεταμορφικής σόλας και να συσχετιστούν με το στάδιο της ενδοωκεάνιας υποβύθισης. Παρομοίως οι Malpas et al. (1992, 1993) απέδωσαν τις μεταμορφικές συνθήκες σε δυναμοθερμικές διεργασίες οι οποίες σημειώθηκαν σε μία ζώνη υποβύθισης. Οι δομές του τεκτονικού γεγονότος D₀ υπερκαλύπτονται από τις αντίστοιχες δομές των επόμενων τεκτονικών γεγονότων για αυτό και δεν αναγνωρίζονται.

Το τεκτονικό γεγονός D₁ (Ανώτερο Καμπάνιο-Μαιστρίχτιο/70-68 Ma) θεωρείται ως το εξελικτικό γεγονός του τεκτονικού γεγονότος D₀ και συνδέεται με την κύρια τοποθέτηση (obduction) των οφιολιθικών πετρωμάτων στο ηπειρωτικό περιθώριο της Νεοτηθύος με κύρια φορά προς τα ΝΔ [βλ. Σχ. 6.3 (3)]. Το τεκτονικό γεγονός D₁ σχετίζεται με μεσαίου βαθμού πρασινοσχιστολιθική φάση η οποία διακρίνεται από την αλλοίωση της αμφιβόλου σε ακτινόλιθο, ή και τρεμολίτη στα πετρώματα της μεταμορφικής σόλας. Επίσης, η πρασινοσχιστολιθική φάση χαρακτηρίζεται ως ανάδρομη αφού οι θερμοκρασίες των αμφιβόλων παρατηρούνται μικρότερες στην περιφέρεια (397°C έως 633°C). Παρομοίως οι Malpas et al. (1992) αναφέρουν ότι η μεταμόρφωση φθάνει έως την πρασινοσχιστολιθική φάση η οποία παρατηρείται ως ανάδρομη. Από την ορυκτολογική παραγένεση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, αυτό το γεγονός φαίνεται να μην ξεπερνάει την πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης.

Επιπρόσθετα, αλλοίωση που συνδέεται με το τεκτονικό γεγονός D₁ είναι αυτή του πυροξένου σε τάλκη η οποία παρατηρείται στο πέτρωμα του σερπεντινίτη. Η συγκεκριμένη αλλοίωση υποδεικνύει την ύπαρξη ενός περιδοτιτικού πρωτόλιθου. Η κινηματική του τεκτονικού γεγονότος D₁, όπως αυτή καθορίζεται από τις υπαίθριες και μικροσκοπικές παρατηρήσεις των κινηματικών δεικτών που αναγνωρίζονται στα μεταμορφωμένα πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα έχει κύρια φορά κίνησης προς τα ΝΔ. Ωστόσο, σε ορισμένες θέσεις παρατηρείται αντίθετη φορά κίνησης προς τα ΒΑ.

Κατά την γεωδυναμική εξέλιξη του συμπλέγματος Μαμωνίων, και κατ' επέκταση του οφιολιθικού συμπλέγματος Τρόδους-Ακάμα κατά το Ανώτερο Κρητιδικό (Μαιστρίχτιο) αναγνωρίζεται ακόμη ένα επιπλέον συμπιεστικό τεκτονικό γεγονός συνδεδεμένο με θραυσιγενή παραμόρφωση. Κάπως έτσι αναγνωρίζεται το τεκτονικό γεγονός D₂, ηλικίας Ανώτερο Κρητιδικό [Μαιστρίχτιο/65 Ma-βλ. Σχ. 6.3 (4)], το οποίο συνδέεται με την λεπίωση των σχηματισμών που παρατηρούνται στην νότιο-

νοτιοδυτική Κύπρο και με την τοπική αντιθετική φορά λεπίωσης (Back-thrust). Οι συμπιεστικές δομές αυτού του τεκτονικού γεγονότος έχουν κύρια γενική κατεύθυνση κίνησης προς τα ΝΔ. Ωστόσο μικρότερες τοπικά επωθήσεις παρατηρούνται με αντιθετική φορά κίνησης προς ΒΑ. Αντίστοιχα, η επαφή του συμπλέγματος Μαμωνίων με το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα χαρακτηρίζεται στην παρούσα μελέτη ως ένα ανάστροφο αντιθετικό ρήγμα σχετικά υψηλής γωνίας κλίσης (back-thrust), σε αντίθεση με τους Malpas et al. (1992) που απέδωσαν την επαφή ανάμεσα στα δύο συμπλέγματα ως ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης υψηλής γωνίας κλίσης. Η ιζηματογένεση βαθιάς θάλασσας του τεκτονικού μείγματος Κάθηκα mélange, πάχους αρκετών δεκάδων μέτρων, η οποία δημιουργήθηκε μπροστά στο μέτωπο των προωθημένων οφιολιθικών πετρωμάτων, διακρίνεται να επωθείται και να καλύπτει το αντιθετικό ρήγμα (back-thrust).

Κατά τη διάρκεια του τεκτονικού γεγονότος D₂, επηρεάστηκαν όλες οι τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες του συμπλέγματος Μαμωνίων, συμπεριλαμβανομένων των πετρωμάτων μεταμορφικής σόλας του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, του σερπεντινίτη αλλά και των μαξιλαροειδών λαβών του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα. Αποτέλεσμα αυτού ήταν η ανάπτυξη μίας ζώνης λεπίωσης η οποία προσανατολίζεται Α-Δ με γενική διεύθυνση κίνησης προς ΝΝΔ και ΒΔ-ΝΑ με γενική διεύθυνση κίνησης προς ΝΔ, όπου συναντάται στην νότια και νοτιοδυτική Κύπρο, αντίστοιχα. Σε αυτή τη ζώνη συμμετέχουν ο σερπεντινίτης και τα πετρώματα αμφιβολιτικής σόλας του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, όπου λεπιώνονται έντονα με τους σχηματισμούς του συμπλέγματος Μαμωνίων και τις μαξιλαροειδείς λάβες του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα. Συμπερασματικά, αφενός το σύμπλεγμα Μαμωνίων παρατηρείται να υπέρκειται με εφίπνευση υπέρ του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα, αφετέρου η παραμορφωτική δομή (back-thrust) θεωρείται δευτερεύουσα. Το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα αναγνωρίζεται ως τεκτονοστρωματογραφικά ανώτερο του συμπλέγματος Μαμωνίων, χωρίς να συμμετέχει, στο σύνολο του, στην έντονη λεπίωση που συνέβη στο τεκτονικό γεγονός D₂ και επηρέασε σημαντικά τους σχηματισμούς της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου.

Οι τεκτονικές δομές του τεκτονικού γεγονότος D₃, ηλικίας Άνω Ολιγόκαινο – Μειόκαινο, συνδέονται με θραυσιγενή εκτατική τεκτονική και χαρακτηρίζονται από πλάγιο-κανονικά ρήγματα μεσαίας γωνίας κλίσης έως τυπικά ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Συγκεκριμένα, πρόκειται για μεγάλα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (strike-slip faults), δεξιόστροφα και αριστερόστροφα, τα οποία έχουν μία πλάγιο-

κανονική συνιστώσα, με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ, αντίστοιχα. Οι δομές του τεκτονικού γεγονότος D₃ φέρνουν σε επαφή ενότητες που βρίσκονται σε βαθύτερα σημεία με άλλες ενότητες που βρίσκονται στα ανώτερα υπερκείμενα στρώματα της τεκτονοστρωματογραφικής στήλης και χαρακτηρίζεται Άνω Ολιγοκαινικής-Μειοκαινικής ηλικίας γιατί επηρεάζει έως και Μειοκαινικά ιζήματα. Από υπαίθριες παρατηρήσεις συμπεραίνεται ότι το τεκτονικό γεγονός D₃ συνδέεται γεωδυναμικά με την τεκτονική λέπτυνση του φλοιού, την κατάρρευση του Κυπριακού ορογενούς, αλλά και με την αποκάλυψη της καλυμματικής τεκτονικής και των πετρωμάτων που συναντώνται σε βαθύτερα σημεία των συμπλεγμάτων Μαμώνια και Τρόδους-Ακάμα. Το τεκτονικό γεγονός D₃, βάσει των δεδομένων της παρούσας μελέτης χαρακτηρίζεται από ένα καθεστώς πλαγιο-κανονικής κίνησης (NS-Normal Strike) δημιουργίας κυρίως κανονικών ρηγμάτων. Παρομοίως, οι Follows & Robertson (1990), Robertson et al. (1991) και Eaton & Robertson (1993) υποδεικνύουν την αρχική αποκάλυψη του οφιολιθικού συμπλέγματος Τρόδους-Ακάμα σε συνδυασμό με την εκτατική κινηματική που δημιούργησε τις λεκάνες στις οποίες αποτέθηκαν τα νεότερα ιζήματα. Σε αντίθεση, οι Kinnaird and Robertson (2013) που ανέλυσαν την κινηματική των ρηγμάτων στις λεκάνες που βρίσκονται δυτικά και νοτιότερα του Κυπριακού ορογενούς, υπέδειξαν το εκτατικό γεγονός πολύ αργότερα, στο Μέσο-Ανώτερο Μειόκαινο και Κατώτερο Πλειόκαινο κάτι που δεν ταιριάζει με τις ηλικίες απόθεσης των ιζημάτων, αλλά και τις τεκτονικές δομές που παρατηρήθηκαν στην παρούσα μελέτη.

Το τελευταίο τεκτονικό γεγονός D₄ σχετίζεται με το σύγχρονο τεκτονικό καθεστώς και είναι ηλικίας Ανώτερο Μειόκαινο έως σήμερα. Οι τεκτονικές δομές του συγκεκριμένου γεγονότος υπερκαλύπτουν όλες τις δομές των προηγούμενων τεκτονικών γεγονότων, επηρεάζοντας τόσο τους παλαιότερους όσο και τους νεότερους Νεογενείς σχηματισμούς. Από υπαίθριες παρατηρήσεις συμπεραίνεται ότι το τεκτονικό γεγονός D₄ συνδέεται ταυτοχρόνως από συμπίεση περίπου Β-Ν και έκταση περίπου Α-Δ η οποία πιθανότατα παραμένει ίδια με το προηγούμενο τεκτονικό γεγονός και επηρεάζει την ανάπτυξη των λεκανών ιζηματογένεσης. Συγκεκριμένα, το σύγχρονο ενεργό πεδίο καθορίζεται κυρίως από δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με γενική διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και κανονικά ρήγματα με γενική διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ και χαρακτηρίζεται στην παρούσα μελέτη ως μία παραμόρφωση οριζόντιας μετατόπισης (SS-Strike-slip) δημιουργίας ρηγμάτων κυρίως οριζόντιας μετατόπισης. Ωστόσο, στα τελικά διαγράμματα της παρούσας μελέτης η ένδειξη καθεστώτος παρατηρείται στο όριο της παραμόρφωσης οριζόντιας μετατόπισης με την

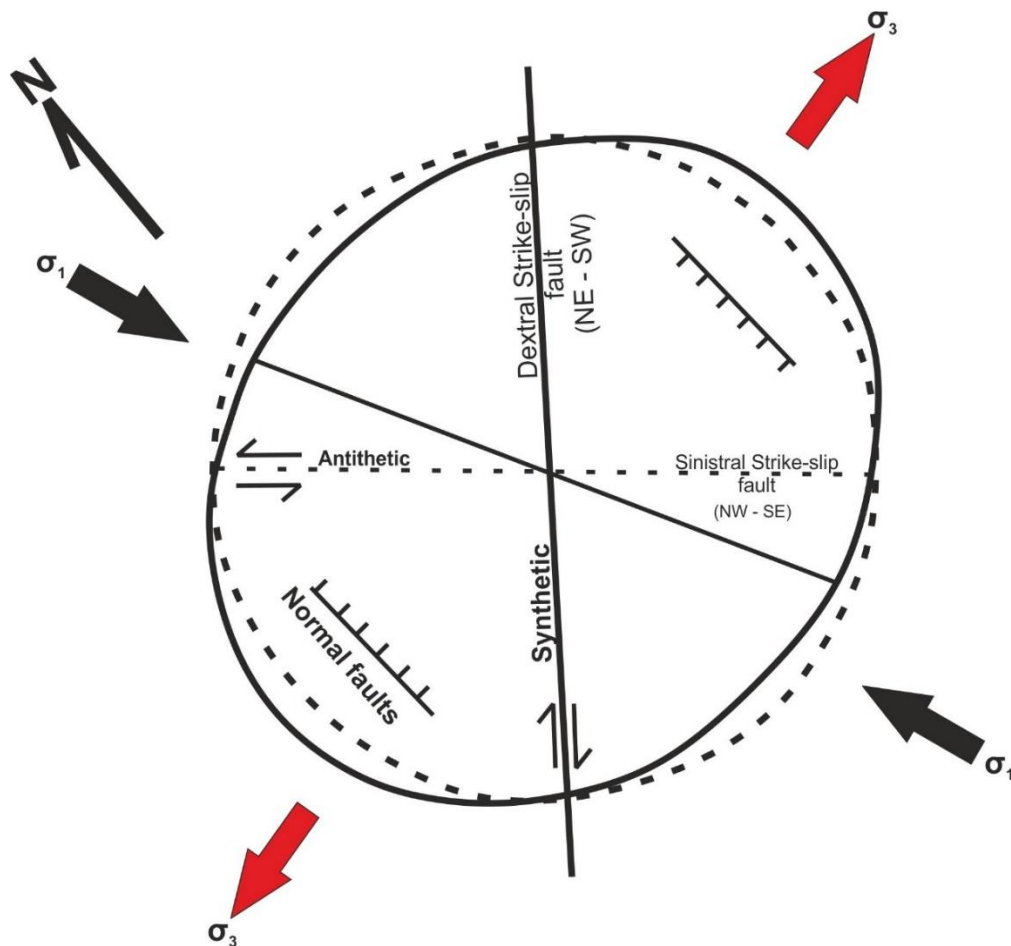
διασυμπιεστική παραμόρφωση (transpression). Αντίθετα, οι Kinnaird & Robertson (2013) διαπίστωσαν ένα εκτατικό γεγονός κατά την περίοδο Μέσου-Ανώτερου Μειοκαίνου και Κατώτερου Πλειοκαίνου το οποίο σχημάτισε τις λεκάνες όπου αποτέθηκαν τα Νεογενή ιζήματα. Επίσης, όπως αναφέρουν οι ίδιοι, κατά το Ανώτερο Πλειόκαινο(?)–Κατώτερο Πλειστόκαινο, το εκτατικό γεγονός μετατρέπεται σε ένα καθεστώς αριστερόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης με πλάγια συμπίεση (transpressional) παράταξης Α-Δ, αποδίδοντας έτσι το σύγχρονο ενεργό καθεστώς ως αποτέλεσμα αριστερόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Τα αποτελέσματα της παρούσας διδακτορικής διατριβής έρχονται σε πλήρη αντίθεση με αυτά των Kinnaird & Robertson (2013). Τέλος, τα αποτελέσματα μας έρχονται σε συμφωνία με αυτά των Papazachos & Papaioannou (1999) και Imprescia et al. (2012) οι οποίοι αναφέρουν ότι το ενεργό τεκτονικό καθεστώς που επηρεάζει την νότιο-νοτιοδυτική Κύπρο, πιθανόν να ορίζεται από το δεξιόστροφο ρήγμα μετασχηματισμού της Πάφου.

Στο Σχ. 6.1 παρουσιάζεται το σημερινό ενεργό τεκτονικό καθεστώς, όπως αυτό καθορίζεται από την γεωδαιτική ανάλυση, αλλά και από τις υπαίθριες παρατηρήσεις στην περιοχή μελέτης. Αντίστοιχα οι Ring & Pantazides (2019), που μελέτησαν την νεοτεκτονική ανύψωση της οροσειράς του Τροόδους, υποδεικνύουν παρόμοιο ενεργό τεκτονικό καθεστώς, ωστόσο σημειώνουν ανάστροφα ρήγματα γενικής διεύθυνσης Α-Δ. Τέτοια νέα ανάστροφα ρήγματα δεν συναντήθηκαν στις υπαίθριες παρατηρήσεις που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή μελέτης του συμπλέγματος Μαμωνίων. Συμπερασματικά, το τελευταίο τεκτονικό γεγονός D₄, ηλικίας Ανώτερου Μειόκαινου έως και σήμερα, συνδέεται με την ανυψωτική φάση της οροσειράς του Τροόδους η οποία ξεκίνησε κατά την περίοδο του Μειοκαίνου και ολοκληρώθηκε με την τελευταία ανύψωσή του κατά την περίοδο του Πλειοκαίνου. Η ηλικία που δόθηκε στην παρούσα μελέτη για το σύγχρονο και τελευταίο τεκτονικό γεγονός, το οποίο συνδυάζει συμπίεση και έκταση, ταιριάζει απόλυτα με το Ανώτερο Μειοκαινικό καθεστώς σμίκρυνσης που δόθηκε από τους Harrison et al. (2004) και Calon et al. (2005) το οποίο αντιστοιχεί επίσης στην ηλικία αργής ψύξης όπως αυτή προσδιορίστηκε στα 6±2 Ma από τους Morag et al. (2016) με την μέθοδο απατίτη (U-Th)/He). Συνεπώς, η νέα υποβύθιση κατά μήκος του Κυπριακού τόξου και η υποθαλάσσια επώθηση των συμπλεγμάτων Τροόδους-Ακάμα και Μαμώνια στο ηπειρωτικό τέμαχος του Ερατοσθένη μπορούν να συσχετιστούν με το τελευταίο τεκτονικό γεγονός D₄.

Η τεκτονοστρωματογραφική στήλη του συμπλέγματος Μαμωνίων παρουσιάζεται στο Σχ. 6.2, όπου το σύμπλεγμα Μαμωνίων, το οφιολιθικό σύμπλεγμα Τροόδους-

Συζήτηση

Ακάμα, τα πετρώματα αμφιβολιτικής σόλας του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, αλλά και ο παλαιότερος σερπεντινίτης είναι έντονα λεπιωμένα. Με βάση την απόθεση των ιζημάτων βαθιάς θάλασσας του τεκτονικού μείγματος Κάθηκα mélange, ηλικίας Μαιστρίχτιο τους (Swarbrick & Robertson 1980), στην παρούσα μελέτη υποστηρίζεται ότι η έντονη λεπίωση που επικράτησε στο τεκτονικό γεγονός D₂ συνέβη περίπου στο τέλος του Ανώτερου Κρητιδικού (Μαιστρίχτιο-65 Ma).



Σχήμα 6.1. Σύγχρονο ενεργό πεδίο, όπως αυτό καθορίστηκε από τις υπαίθριες παρατηρήσεις και τη γεωδαιτική ανάλυση και χαρακτηρίζεται από ταυτόχρονη συμπίεση (~ B-N) και έκταση (~ A-Δ).

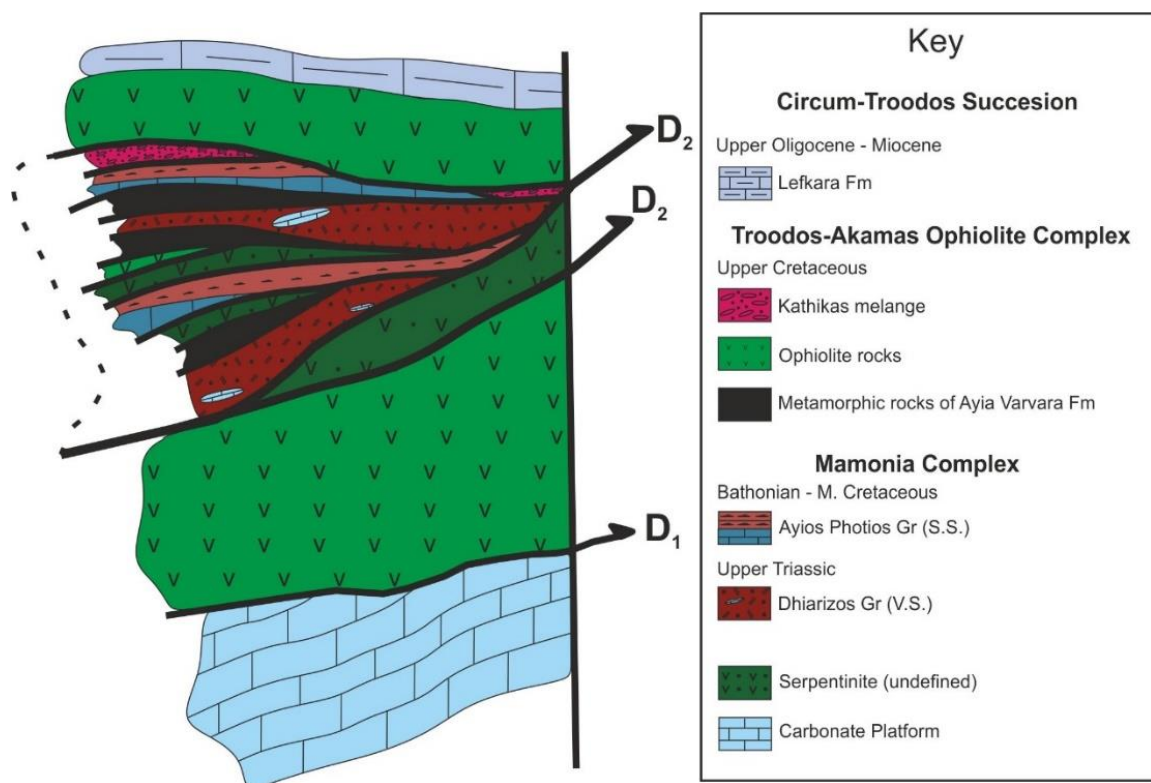
Το γεωδυναμικό μοντέλο που προτείνεται στην παρούσα μελέτη παρουσιάζεται στο Σχ. 6.3 και έρχεται σε συμφωνία με αυτό των Malpas et al. (1993) και Lapierre (2007), αν και περιέχει μερικές διαφοροποιήσεις. Οι Malpas et al. (1993) και Lapierre (2007) προσδιορίζουν δύο συμπίεστικά τεκτονικά γεγονότα, Ανώτερης Κρητιδικής ηλικίας, με το παλαιότερο να σχετίζεται με την κύρια τοποθέτηση (obduction) του οφιολιθικού συμπλέγματος Τρόοδους-Ακάμα και των ιζημάτων βαθιάς θάλασσας στο παθητικό

περιθώριο της Νεοτηθύος και το νεότερο να σχετίζεται με την έντονη λεπίωση των σχηματισμών του συμπλέγματος Μαμωνίων. Επίσης, η Lapierre (2007) επισήμανε ότι τα δύο τεκτονικά γεγονότα παρουσιάζουν ίδια χαρακτηριστικά. Παρόλα αυτά, στο γεωδυναμικό μοντέλο της παρούσας μελέτης προτείνονται τρία συμπιεστικά τεκτονικά γεγονότα, ηλικίας Ανώτερου Κρητιδικού, εκ των οποίων τα πρώτα δύο συντελούνται υπό πλαστική παραμόρφωση, ενώ το τελευταίο υπό θραυστιγενή παραμόρφωση.

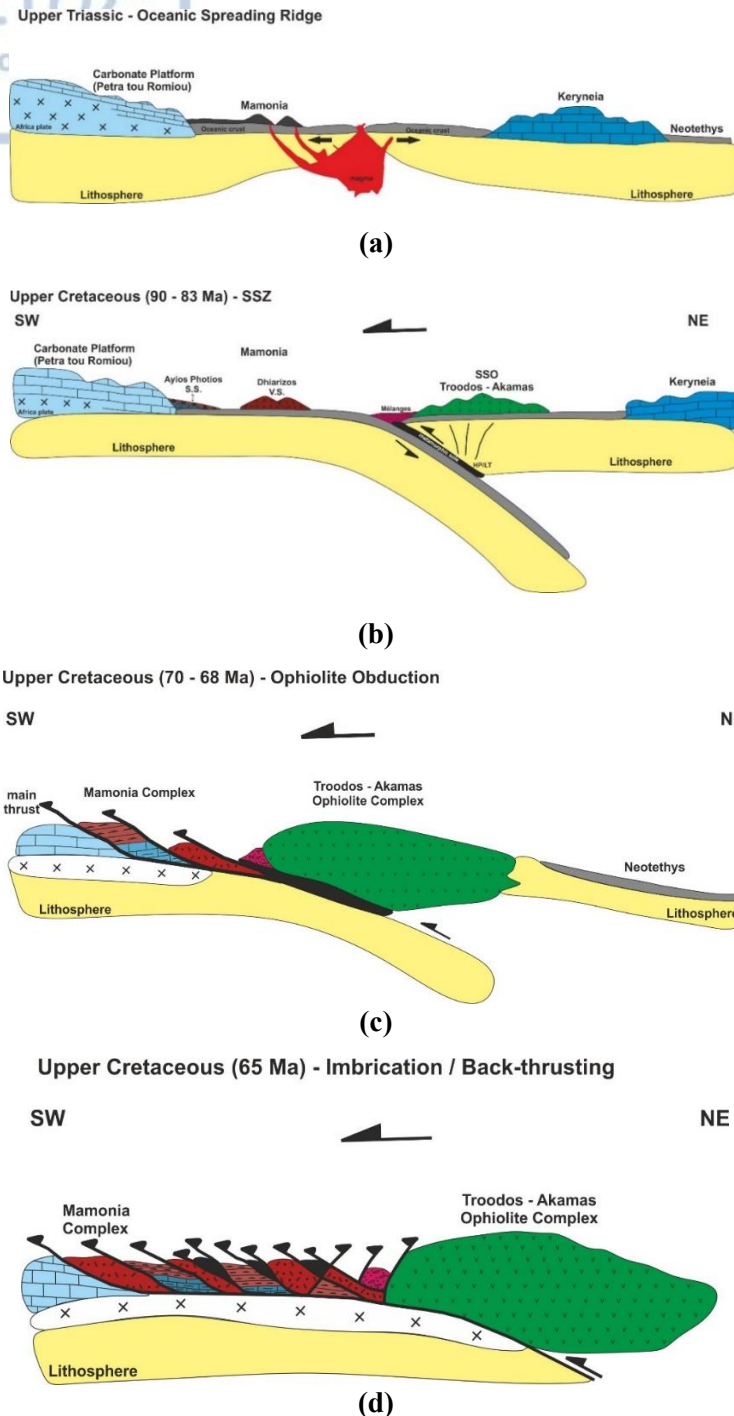
Το προτεινόμενο γεωδυναμικό μοντέλο εμφανίζει διαφοροποιήσεις σε σχέση με το γεωδυναμικό μοντέλο που πρότειναν οι Bailey et al. (2000), οι οποίοι υποστήριζαν ότι το σύμπλεγμα Μαμωνίων επηρεάστηκε από τρία παραμορφωτικά γεγονότα. Οι συγκεκριμένοι ερευνητές θεωρούν ότι το πρώτο γεγονός σχετίζεται με τις συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας, οι οποίες παρατηρούνται στα μεταμορφωμένα πετρώματα αμφιβολιτικής φάσης, όπου έλαβε χώρα εντός μίας δεξιόστροφης ρηξιγενούς ζώνης συσχετιζόμενη με την ρηξιγενή ζώνη του Αρακαπά. Το δεύτερο τεκτονικό γεγονός των Bailey et al. (2000), σχετίζεται με έκταση και δεξιόστροφα ρήγματα μετατόπισης, όπου διαδραμάτισαν σημαντικό ρόλο στην επώθηση των σερπεντινιτών κατά μήκος της διατμητικής ζώνης, αλλά και στον τεκτονισμό που συνέβη κατά την περιστροφή της μικροπλάκας του Τροόδους, κατά την περίοδο του Καμπάνιου (83-73 Ma). Το τρίτο τεκτονικό γεγονός των Bailey et al. (2000), σχετίζεται με συμπιεστικές συνθήκες, αλλά και την αντιπαραβολή των συμπλεγμάτων Μαμώνια και Τρόοδους-Ακάμα, όπου συνέβη στο Μαιστρίχτιο (65 Ma). Ωστόσο, το γεωδυναμικό μοντέλο των Bailey et al. (2000) παρουσιάζει αντιφάσεις, σε σχέση με το γεωδυναμικό μοντέλο της παρούσας μελέτης, και πιθανότατα μερικές νεότερες τεκτονικές δομές να κατανεμήθηκαν διαφορετικά από τους συγκεκριμένους ερευνητές.

Στο γεωδυναμικό μοντέλο της παρούσας μελέτης η παλιογεωγραφική θέση της Ομάδας Άγιος Φώτιος τοποθετείται στην κατωφέρεια του ηπειρωτικού περιθωρίου και διακρίνεται η άμεση σχέση της με μία ανθρακική πλατφόρμα, μέρος της οποίας είναι ο Σχηματισμός Πέτρα του Ρωμιού. Για την ακριβή παλιογεωγραφική θέση της ενότητας αυτής υπάρχουν ακόμη συζητήσεις και σύμφωνα με τους Torley & Robertson (2018) χαρακτηρίζεται από παλαιογεωγραφικές εναλλαγές. Όπως σημειώνουν οι ίδιοι ερευνητές η Ομάδα Άγιος Φώτιος αποτέθηκε σε μία επικλινή κατωφέρεια σε συνθήκες βαθιάς θάλασσας ή σε μία κατωφέρεια που αναπτυσσόταν σε διαφορετικά επίπεδα/πρανή και λειτούργησε ως βάση ιζηματογένεσης η οποία είχε ήδη υποχωρήσει τεκτονικά σε μεγάλο βάθος, περισσότερο των 100m (ca. 100m), ακολουθώντας τις διεργασίες διάρρηξης που λάμβαναν χώρα στην ευρύτερη περιοχή του ωκεανού της Νεοτηθύος.

Ωστόσο, δεν αποδόθηκε η ακριβής θέση που έλαβε χώρα η απόθεση της Ομάδας Άγιος Φώτιος, αν και οι Torley & Robertson (2018) συμπεράναν ότι πιθανότατα συνέβη μερικές δεκάδες χιλιόμετρα μακριά από μία μικροήπειρο από τις πολλές που αναπτύχθηκαν κατά μήκος του βόρειου περιθωρίου της Νεοτηθύος (βόρεια της σημερινής Κύπρου) και η απόθεση επηρεαζόταν από μία ανθρακική πλατφόρμα.



Σχήμα 6.2. Τεκτονοστρωματογραφική στήλη των σχηματισμών της νότιο-νοτιοδυτικής Κύπρου. (D₁: Τεκτονικό Γεγονός D₁, D₂: Τεκτονικό Γεγονός D₂, Lefkara Fm: Σχηματισμός Λεύκαρα, Troodos-Akamas Ophiolite Complex: Οφιολιθικό Σύμπλεγμα Τροόδους-Ακάμα, Kathikas mélange: Κάθηκας mélange, Ophiolite rocks: Οφιολιθικά πετρώματα, Metamorphic rocks of Ayia Varvara Fm: Μεταμορφικά πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, Mamonia Complex: Σύμπλεγμα Μαμωνίων, Ayios Photios Gr (S.S.): Ομάδα Άγιος Φώτιος, Dhiarizos Gr (V.S.): Ομάδα Διαρίζος, Serpentine: Σερπεντινίτης, Carbonate Platform: Ανθρακική Πλατφόρμα, Upper Oligocene-Miocene: Άνω Ολιγόκαινο-Μειόκαινο, Upper Cretaceous: Ανώτερο Κρητιδικό, Vathonian-Middle Cretaceous: Βαθώνιο-Μέσο Κρητιδικό, Upper Triassic: Άνω Τριαδικό, undefined: απροσδιόριστη ηλικία)



Σχήμα 6.3. Γεωδυναμικό μοντέλο της εξέλιξης του συμπλέγματος Μαμωνίων και του οφιολιθικού συμπλέγματος Τρόοδους-Ακάμα (για υπόμνημα βλέπε το Σχ. 6.2). (Africa plate: Αφρικανική πλάκα, Oceanic crust: Ωκεάνιος Φλοιός, Lithosphere: Λιθόσφαιρα, Neotethys: ωκεανός της Νεοτηθύος, Carbonate Platform: Ανθρακική Πλατφόρμα, Keryneia: Κερύνεια, mélange: οφιολιθικό μείγμα, metamorphic sole: μεταμορφική σόλα, HP/LT: Υψηλή Πίεση/Χαμηλή Θερμοκρασία, Troodos-Akamas Ophiolite Complex: Οφιολιθικό Σύμπλεγμα Τρόοδους-Ακάμα, Mamonia Complex: Σύμπλεγμα Μαμωνίων, Ayios Photios Gr (S.S.): Ομάδα Άγιος Φώτιος, Dhiarizos Gr (V.S.): Ομάδα Διαρίζος, main thrust: κύρια επώθηση, Upper Triassic-Oceanic Spreading Ridge: Άνω Τριαδικό-Ωκεάνια Ζώνη Διάνοιξης, Upper Cretaceous (90-83 Ma)-SSZ: Ανώτερο Κρητιδικό (90-83 Ma)-Supra Subduction Zone, Upper Cretaceous (70-68 Ma)-Ophiolite Obduction: Ανώτερο Κρητιδικό (70-68 Ma)-Τοποθέτηση Οφιολιθικών πετρωμάτων, Upper Cretaceous (65 Ma) Imbrication-Back-thrusting: Ανώτερο Κρητιδικό (65 Ma)-Λεπίωση/αντιθετική φορά λεπίωσης).

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Σκοπός της παρούσας διδακτορικής διατριβής είναι η διερεύνηση των γεωλογικών και τεκτονικών διεργασιών που επηρέασαν το σύμπλεγμα Μαμωνίων στην νότιο-νοτιοδυτική Κύπρο. Οι αλλόχθονοι σχηματισμοί του συμπλέγματος Μαμωνίων αποτελούν τμήμα ενός παθητικού ηπειρωτικού περιθωρίου το οποίο ήρθε σε αντιπαράβολή με μία μικρότερη περιθωριακή ωκεάνια λεκάνη η οποία σχηματίστηκε κατά τη διάρκεια μίας ενδοωκεάνιας υποβύθισης πάνω από την οποία αναπτύσσονταν τα οφιολιθικά πετρώματα Τρόοδους-Ακάμα. Το σύμπλεγμα Μαμωνίων αποτελεί μία σημαντική τεκτονοστρωματογραφική ενότητα η οποία χαρακτηρίζεται από πολύπλοκη γεωδυναμική εξέλιξη και μαζί με τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα αποτελούν το έναυσμα για την κατανόηση της γεωδυναμικής εξέλιξης και παλαιογεωγραφίας του ωκεανού της Νεοτηθύος.

Το σύμπλεγμα Μαμωνίων μπορεί να διαχωριστεί σε δύο βασικές τεκτονοστρωματογραφικές ομάδες, την Ομάδα Διαρίζος και την Ομάδα Άγιος Φώτιος. Η Ομάδα Διαρίζος, Ανώτερης Τριαδικής ηλικίας, αποτελείται από ιζηματογενή και ηφαιστειακά πετρώματα, ενώ η Ομάδα Άγιος Φώτιος, Άνω Τριαδικής-Μέσο Κρητιδικής ηλικίας αποτελείται ως επί το πλείστο από ιζηματογενείς σχηματισμούς (Σχηματισμός Βλάμπουρος, Μαρώνας και Επισκοπή). Συγκεκριμένα, η Ομάδα Άγιος Φώτιος αντιπροσωπεύει ιζήματα βαθιάς θάλασσας, τα οποία αποτέθηκαν σε μία επικλινή κατωφέρεια ή μία κατωφέρεια που αναπτυσσόταν σε διαφορετικά επίπεδα/πρανή. Μεταξύ των υποκείμενων σχηματισμών Βλάμπουρος και Μαρώνας, ηλικίας Άνω Τριαδικό, και της υπερκείμενης ραδιολαριτικής σειράς του Σχηματισμού Επισκοπή, ηλικίας Καλλόβιο-Βαλαζίνιο, αναγνωρίζεται ένα στρωματογραφικό κενό ή διάστημα.

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή, έπειτα από εργαστηριακή επεξεργασία ενός δείγματος (cy_114_s9-Ep. 19-9; Varnava et al. 2021) της ραδιολαριτικής σειράς του Σχηματισμού Επισκοπή διαπιστώθηκε μια σημαντική ηλικία. Από την συνύπαρξη των ακτινοζώνων *Bernoullius rectispinus leporinus* Conti & Marcucci, *Hexasaturnalis tetraspinus* (Yao) and *Theocapsommella cucurbiformis* (Baumgartner) το ραδιολαριτικό δείγμα συσχετίστηκε με το Μέσο Βαθώνιο (Unitary Association Zone 6). Επομένως, για πρώτη φορά προτάθηκε η επέκταση του γνωστού ηλικιακού εύρους του Σχηματισμού Επισκοπή στο Βαθώνιο, μειώνοντας έτσι το στρωματογραφικό κενό

μεταξύ του σχηματισμού αυτού και των υποκείμενων σχηματισμών Βλάμπουρος και Μαρώνας. Με βάση τα αποτελέσματα της παρούσας μελέτης αναγνωρίζεται ότι στο απομακρυσμένο ηπειρωτικό περιθώριο των Μαμωνίων λάμβανε χώρα ραδιολαριτική ιζηματογένεση η οποία γινόταν σε ένα αποθετικό περιβάλλον που προστατευόταν από οποιαδήποτε προσφορά πυριτικού ή ανθρακικού υλικού, τουλάχιστον από το Βαθώνιο.

Σημαντικό ρόλο στην γεωδυναμική εξέλιξη του συμπλέγματος Μαμωνίων και κατ' επέκταση του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους-Ακάμα, παίζουν τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα, ηλικίας 90-83 Ma (Spray & Roddick 1981) ή 90-76 Ma (Chan et al. 2007), τα οποία παρατηρούνται με τον σερπεντινίτη ως λέπια εντός του συμπλέγματος. Στην παρούσα μελέτη, έπειτα από εργαστηριακή επεξεργασία δεκαέξι δειγμάτων, παρατηρήθηκε ότι η ορυκτολογική σύσταση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων αποτελείται από αμφίβολο, πλαγιόκλαστο, χαλαζία, επίδοτο, χλωρίτη, πυρόξενο, ακτινόλιθο, τιτανιούχα ορυκτά και ασβεστίτη. Από τα πετρώματα αυτά απουσιάζει ο γρανάτης. Επιπρόσθετα, μελετήθηκε και η ορυκτολογική σύσταση δύο δειγμάτων σερπεντινίτη τα οποία αποτελούνται από σερπεντίνη, τάλκη, σπινέλιο και μαγνητίτη.

Για τα δείγματα των μεταμορφωμένων πετρωμάτων εκτιμήθηκαν οι θερμοκρασίες και οι πιέσεις, με το γεωθερμόμετρο αμφιβόλων (T) και το γεωβαρόμετρο πλαγιόκλαστου-αμφιβόλου (P), αντίστοιχα. Οι θερμοκρασίες υπολογίστηκαν από 300°C έως 720°C, με μείωση της θερμοκρασίας από τον πυρήνα προς την περιφέρεια των αμφιβόλων. Οι πιέσεις υπολογίστηκαν από 8 έως 15kbar σε θερμοκρασίες 650°C και από 7 έως 15kbar σε θερμοκρασίες 705°C. Οι συγκεκριμένες τιμές θερμοκρασίας και πίεσης αναγνωρίζονται σε τυπικά πετρώματα μεταμορφικής σόλας και κάπως έτσι τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα χαρακτηρίζονται ως τυπικά πετρώματα αμφιβολιτικής σόλας. Έτσι, σύμφωνα με την μείωση των θερμοκρασιών από τον πυρήνα προς την περιφέρεια, αλλά και την μείωση στο μέγεθος των αμφιβόλων (δείγμα cy_008_s1) υποδεικνύεται η εξελικτική διαδικασία της ωκεάνιας πλάκας έως την ψύξη της, αλλά και η άνοδος των μεταμορφωμένων πετρωμάτων αμφιβολιτικής σόλας στην επιφάνεια έως την τοποθέτηση των οφιολιθικών πετρωμάτων Τροόδους-Ακάμα. Εκτιμάται ότι τα μεταμορφωμένα πετρώματα αμφιβολιτικής σόλας του Σχηματισμού Αγία Βαρβάρα δημιουργήθηκαν κατά την υποβύθιση ενός παλαιότερου φλοιού, πιθανότατα Τριαδικής ηλικίας, κάτω από έναν νεότερο φλοιό στον οποίο δημιουργήθηκαν τα οφιολιθικά πετρώματα του

κλίσης έως τυπικά ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης αποτελούν μεγάλα ρήγματα, δεξιόστροφα και αριστερόστροφα, με πλάγιο-κανονική συνιστώσα και παράταξη ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ, αντίστοιχα. Τα ρήγματα αυτά, αντιπαραθέτουν ενότητες που βρίσκονται σε βαθύτερα σημεία με άλλες ενότητες που βρίσκονται στα ανώτερα υπερκείμενα στρώματα της τεκτονοστρωματογραφικής στήλης. Γεωδυναμικά, το τεκτονικό γεγονός D₃ σχετίζεται με την τεκτονική λέπτυνση του φλοιού, την κατάρρευση του Κυπριακού ορογενούς, αλλά και την αποκάλυψη της καλυμματικής τεκτονικής και των πετρωμάτων που συναντώνται σε βαθύτερα σημεία των συμπλεγμάτων Μαμώνια και Τρόοδους-Ακάμα.

Το τελευταίο τεκτονικό γεγονός D₄ σχετίζεται με το σύγχρονο τεκτονικό καθεστώς και οι τεκτονικές δομές του υπερκαλύπτουν όλες τις δομές που αναλύθηκαν λεπτομερώς παραπάνω, επηρεάζοντας τόσο τους παλαιότερους όσο και τους νεότερους Νεογενείς σχηματισμούς. Όπως εκτιμάται από την γεωδαιτική ανάλυση, αλλά και από τις υπαίθριες παρατηρήσεις το τεκτονικό γεγονός D₄ συνδέεται με ταυτόχρονη συμπίεση και έκταση. Η γενική διεύθυνση της συμπίεσης είναι ΒΒΔ-ΝΝΑ, ενώ της έκτασης ΑΒΑ-ΔΝΔ. Συγκεκριμένα, το σύγχρονο ενεργό πεδίο καθορίζεται κυρίως από δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με γενική διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και κανονικά ρήγματα με γενική διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ.

ABSTRACT

The aim of this study is to observe the geological and tectonic processes which affected the Mamonia Complex in south-southwest Cyprus. The allochthon Mamonia Complex constitutes a part of a passive continental margin that was juxtaposed with a marginal oceanic basin which was formed in an intra-oceanic subduction that the ophiolite rocks of Troodos-Akamas was created above it. The Mamonia Complex constitutes a significant tectono-sedimentary unit which is characterized by complicated geodynamic evolution, and along with the metamorphic rocks of Ayia Varvara Formation are the triggering of understanding the geodynamic evolution and palaeogeography of the Neotethyan ocean.

The Mamonia Complex can be subdivided into two fundamental tectono-sedimentary units, the Dhiarizos Group, and the Ayios Photios Group. The Upper Triassic Dhiarizos Group consists of sedimentary and volcanic rocks, while the Upper Triassic-Middle Cretaceous Ayios Photios Group consists of sedimentary formations (e.g., Vlambouros Fm, Marona Fm, Episkopi Fm). Specifically, the Ayios Photios Group represents a deep-water slope or a base slope sequence that was developing in in various levels. A stratigraphic hiatus is recognized between the underlying Upper Triassic Vlambouros and Marona Fms, and the overlying Middle Jurassic (Callovian?)-Vellangian radiolitic sequence of Episkopi Fm.

In this study, by the laboratory processing of a sample (cy_114_s9-Ep. 19-9; Varnava et al. 2021) of the radiolaritic sequence of Episkopi Fm a significant age is established. The co-occurrences of species *Bernoullius rectispinus leporinus* Conti & Marcucci, *Hexasaturnalis tetraspinus* (Yao) and *Theocapsommella cucurbitiformis* (Baumgartner) characterizes the Unitary Association Zone 6 (U.A.Z. 6) which is correlated with the Middle Vathonian. According to that we here propose for the first time extend down to the Bathonian the known age range of the Episkopi Fm, thereby reducing the stratigraphic hiatus between it and the underlying Upper Triassic Vlambouros and Marona Fms. Based on results of this study recognises that radiolarian ooze accumulation was taking place on the Mamonia distal continental margin in an environment protected of any major siliciclastic or carbonate detrital input, at least from the Bathonian.

Significance role on the geodynamic evolution of the Mamonia Complex take place the metamorphic rocks of Ayia Varvara Fm [90-83 Ma; Spray & Roddick (1981) or 90-

76 Ma; Chan et al. (2007)] that are imbricated with the serpentinite between it. Based on the relevant thin sections of sixteen samples, amphibolite consists of amphiboles, plagioclase, scattered quartz and, more often, quartz in veins, epidote, chlorite, pyroxene, actinolite, titanite minerals, and calcite. These metamorphic rocks have a lack of garnet. Furthermore, based on two samples of serpentinites consists of serpentinite, talc, spinel, and magnetite.

The amphibole geothermometer (T) and the plagioclase-amphibole geobarometer (P) of the metamorphic rocks were estimated for temperature and pressure, respectively. Temperatures were estimated of about 300°C until 720°C with a decrease of temperature from the core to rim of amphiboles. Pressures were estimated of about 8 until 15kbar at 650°C and from 7 until 15kbar at 705°C. Based on values of temperature and pressure the metamorphic rocks of Ayia Varvara Fm, in this study, they are characterized as typical rocks of metamorphic sole. Therefore, according to the temperature decreasing from the core to rim, but also the size decreasing of the amphiboles (sample cy_008_s1), is essentially indicated the gradual evolution of oceanic plate until its cooling, as well as the gradual uplift of metamorphic sole rocks to the surface until the emplacement of Troodos-Akamas ophiolite rocks. It is estimated that the metamorphic sole rocks of Ayia Varvara Fm most likely created on the oldest Triassic subducted crust during the subduction by the prevailing young crust that the Troodos-Akamas ophiolite rocks were formed. On the continental margin of Triassic? crust the Mamonia Complex was created.

A combination of metamorphic conditions with fieldwork observations that carried out in the type area of Mamonia Complex, five tectonics events was extracted which was contributed of its geodynamic evolution. Three Upper Cretaceous compressional tectonic events were recognized, two of which were associated with ductile deformation and the last one with brittle deformation.

The Upper Cretaceous [Turonian-Campanian/90-83 Ma ή 90-76 Ma amphibolite ages by Spray & Roddick (1981) and Chan et al. (2007), respectively] tectonic event D₀ is related to the intra-oceanic subduction and the amphibolite phase that is observed on the metamorphic sole rocks of Ayia Varvara Fm, with its structures fully overlaid by the structures of tectonic event D₁. The Upper Cretaceous (Upper Campanian-Maastrichtian/70-68 Ma) tectonic event D₁ is related to the gradual uplift of metamorphic sole rocks of Ayia Varvara Fm as well as the obduction of Troodos-Akamas ophiolitic rocks. On this event the metamorphism that affected the metamorphic rocks

of Ayia Varvara Fm reaches to medium-grade greenschist facies in which the amphibole is altered to actinolite, or tremolite. In the serpentinite rocks significant deterioration is also observed where pyroxene is altered to talc and thus indicating the existence of a peridotite protolith. Based on fieldwork and microscope observations of the kinematic indicators of metamorphic rocks of Ayia Varvara Fm the main kinematic is indicated to the SW.

The Upper Cretaceous (Maastrichtian/65 Ma) tectonic event D_2 is related to the intensely imbrication of the formations in south-southwest Cyprus and the local back-thrusting. The compressional tectonic structures of this event have a main kinematic to the SW, however kinematic to the NE is observed in some thrusting, like as the steep reverse back-thrust between the Mamonia Complex and the Troodos-Akama Ophiolite Complex.

Newest tectonic structures also are observed in Mamonia Complex that could be subdivided into the tectonic event D_3 and the contemporary tectonic event D_4 . The Upper Oligocene-Early Miocene tectonic event D_3 is related to extensional rifting tectonic and it is characterized by medium dip angles oblique-normal faults to generally strike-slip faults. Main dextral and sinistral strike-slip faults with oblique-normal component and NW-SE and NE-SW oriented, respectively, are observed. Oldest formations placed at deeper positions and newest overlying layers of the tectonostratigraphy column are juxtaposed by these faults. Geodynamically, the crust thinning, the Cyprus orogen collapse, but also the exhumation of the imbricated tectonic structures and the oldest formations placed at deeper positions of Mamonia and Troodos-Akamas Complexes are related to tectonic event D_3 . The contemporary regime and the tectonic structures overlying all the previous tectonic structures mentioned are related to tectonic event D_4 , which is affecting such the oldest as much as the youngest Neogene formations. Based on GNSS analysis as well as the field observations, the fifth tectonic event D_5 is associated with coeval compression and extension. Compression mainly direction is to NNW-SSE, while that of the extension is to ENE-WSW. More specifically, the modern active field is mainly determined by dextral strike-slip faults NE-SW oriented and normal faults approximately N-S oriented.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Adamia, S., Chkhotua, T., Kekeha, M., Lordkipanidze, M., & Shavishvili, I. (1981). Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: implications for evolution of the Tethys ocean. *Journal of Structural Geology*, 3(4), 437-447.
- Agar, S. M., & Klitgord, K. D. (1993). A mechanism for decoupling within the oceanic lithosphere revealed in the Troodos ophiolite. *Nature*, 374(6519), 232-238.
- Agard, P., Yamato, P., Soret, M., Prigent, C., Guillot, S., Plunder, A., Dubacq, B., Chauvet, A., Monie, P. (2016). Plate interface rheological switches during subduction infancy: Control on slab penetration and metamorphic sole formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 451, 208-220. doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.054>
- Allerton, S., & Vine, F. J. (1987). Spreading structure of the Troodos ophiolite, Cyprus: Some paleomagnetic constraints. *Geology*, 15(7), 593-597.
- Al-Riyami, K., Robertson, A. H.F., Xenophontos, C., Danelian, T., Panayides, I., & Malpas, J. (2000). Tectonic evolution of the Mesozoic Arabian passive continental margin and related ophiolite in Baer-Bassit region (NW Syria). *Third international Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean, Proceedings*, 61-81.
- Anonymous. (1972). Penrose field conference on ophiolites. in *Geotimes*, 24-25.
- Bagnall, P. (1960). The geology and mineral resources of the Pano Lefkara-Larnaca area. *Geological Survey Department, Cyprus*.
- Bailey, W. R., Holdsworth, R. E., & Swarbrick, R. E. (2000). Kinematic history of a reactivated oceanic suture: the Mamonia Complex Suture Zone, SW Cyprus. *Journal of the Geological Society*, 157(6), 1107-1126.
- Baroz, F. (1979). Etude Géologique dans le Pentadaktylos et la Mesaoria (Chypre Septentrionale). *Docteur d'État thesis-Université de Nancy, France*.
- Bassoullet, J. P., Boulin, J., Colchen, M., Marcoux, J., Mascle, G., & Montenat, C. (1980a). L'évolution des domaines téthysiens au pourtour du Bouclier indien du Carbonifère au Crétacé. *Mém. BRGM*, 105, 190-198.
- Bassoullet, J. P., Colchen, M., Juteau, T., Marcoux, J., & Mascle, G. (1980b). L'édifice de nappes du Zaskar (Ladakh, Himalaya). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 290, 389-392.

Baumgartner, P. O. (2013). Mesozoic radiolarites—accumulation as a function of sea surface fertility on Tethyan margins and in ocean basins. *Sedimentology*, 60(1), 292-318.

Baumgartner, P., Bartolini, A., Carter, E., Conti, M., Cortese, G., Danelian, T., De Wever, P., Dumitrica, P., Dumitrica-Jud, R., Gorican, S., Guex, J., Hull, D. M., Kito, N., Marcucci, M., Matsuoka, A., Murchey, B., O'Dogherty, L., Savary, J., Vishnevskaya, V., Widz, D., Yao, A. (1995b). Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian Biochronology of Tethys based on Unitary Associations. In: *Baumgartner et al. (Eds.), Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics. Biochronology. Mém. Géol. (Lausanne)*, 23, 1013–1048.

Baumgartner, P.O., O'Dogherty, L., Gorican, S., Dumitrica-Jud, R., Dumitrica, P., Pillevuit, A., Urquhart, E., Matsuoka, A., Danelian, T., Bartolini, A., Carter, E.S., De Wever, P., Kito, N., Marcucci, M., Steiger, T. (1995a). Radiolarian catalogue and systematics of Middle Jurassic to Early Cretaceous Tethyan genera and species. In: *Baumgartner et al. (Eds.), Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences. Systematics, Biochronology. Mém. Géol. (Lausanne)*, (23), 37–685.

Béchenec, F., Tegye, M., Le Métour, J., Lemièr, B., Lescuyer, J. L., Rabu, D., & Milési, J. P. (1991). Igneous rocks in the Hawasina nappes and the Hajar supergroup, Oman mountains: their significance in the birth and evolution of the composite extensional margin of Eastern Tethys. In *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere: Proceedings of the Ophiolite Conference (ed. Director at General of Minerals)*, 569–611.

Béchenec, F., Le Métour, J., Rabu, D., Beurrier, M., Bourdillon-Jeudy-de-Grissac, C., De Wever, P., Tegye, M., Villey, M. (1989). Géologie d'une chaîne issue de la Téthys; les montagnes d'Oman. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2, 167-188.

Belov, A. A., Gatinsky, Y. G., & Mossakovsky, A. A. (1986). A précis on pre-Alpine tectonic history of Tethyan paleoceans. *Tectonophysics*, 127(3-4), 197-211.

Belov, A. A., Mossakovsky, A. A., Sokolov, S., & Shvohnan, V. (1982). Development of the Mediterranean-Central Asia branch of Tethys in the Late Paleozoic–Early Mesozoic. *Problems of Geodynamics of the Caucasus*, 21-30.

- Biju-Duval, B., Dercourt, J., & Le Piehon, X. (1977). From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. *Structural History of the Mediterranean Basins. Technip*, 143-164.
- Blome, C. D., & Irwin, W. P. (1985). Equivalent radiolarian ages from ophiolitic terranes of Cyprus and Oman. *Geology*, 13(6), 401-404.
- Boccaletti, M. (1979). Mesogea, Mesoparatethys, Mediterranean and Paratethys: their possible relations with Tethys ocean development. *Ofioliti*, 4(2), 83-96.
- Boulin, J. (1988). Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. *Tectonophysics*, 148(3-4), 253-278.
- Bragin, N., Bragina, L., Tsiolakis, E., & Symeou, V. (2021). The Upper Cretaceous Mamonia Mélange (Petra tou Romiou, southwestern Cyprus): composition and age. *Cretaceous Research*, 125, 104850. doi:<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2021.104850>
- Bragin, N. Y., & Krylov, K. A. (1999a). Stratigraphy and formation conditions of the Jurassic siliceous and terrigenous deposits in southwestern Cyprus. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 7(4), 333-342.
- Bragin, N. Y., & Krylov, K. A. (1999b). Early Norian Radiolaria from Cyprus. *Geodiversitas*, 21(4), 539-569.
- Bragin, N. Y., & Krylov, K. A. (1996). Stratigraphy and lithology of the Upper Triassic deposits of southwestern Cyprus (Vlambouros Formation). *Stratigraphy and geological correlation*, 4(2), 132-140.
- Bruyninx, C., Altamimi, Z., Caporali, A., Kenyeres, A., Lidberg, M., Stangl, G., & Torres, J. (2010). Guidelines for EUREF densifications. *Bull. Geod. Geomat.*, 69, 137-147.
- Calon, T. J., Aksu, A. E., & Hall, J. (2005). The neogene evolution of the outer Latakia Basin and its extension into the Eastern Mesaoria Basin (Cyprus), Eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 221(1-4), 61-94. doi:<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.03.013>
- Cann, J. R., Prichard, H. M., Malpas, J. G., & Xenophontos, C. (2001). Oceanic inside corner detachments of the Limassol Forest area, Troodos ophiolite, Cyprus. *Journal of the Geological Society*, 158(5), 757-767.

Cannat, M., & Mascle, G. (1990). Reunion extraordinaire de la Societe Geologique de France en Himalaya du Ladakh. *Bulletin de la Société géologique de France*, 4, 553-582.

Cavazza, W., & Wezel, F. C. (2003). The Mediterranean region — A geological primer. *Episodes Journal of International Geoscience*, 26(3), 160-168.

Çelik, Ö. F., & Delaloye, M. F. (2006). Characteristics of ophiolite-related metamorphic rocks in the Beysehir ophiolitic mélange (Central Taurides, Turkey), deduced from whole rock and mineral chemistry. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(5), 461-476. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jseas.2004.10.008>

Chan, G. H., Malpas, J., Xenophontos, C., & Lo, C. H. (2007). Timing of subduction zone metamorphism during the formation and emplacement of Troodos and Baer–Bassit ophiolites: insights from ⁴⁰Ar–³⁹Ar geochronology. *Geological Magazine*, 144(5), 797-810.

Chengfa, C., Nansheng, C., Coward, M. P., Wanming, D., Dewey, J. F., Gansser, A., Harris, N. B. W, Chengwei, Jin, Kidd, W. S. F., Leeder, M. R., Huan, Li, Jinlu, Lin, Chengjie, Liu, Houjun, Mei, Molnar, P., Yun, Pan, Yusheng, Pan, Pearce, J. A., Shackleton, R. M., Smith, A. B., Yiyin, Sun, Ward, M., Watts, D. R., Juntao, Xu, Jixiang, Yin, & Yuquan, Zhang (1986). Preliminary conclusions of the Royal Society and Academia Sinica 1985 geotraverse of Tibet. *Nature*, 323(6088), 501-507.

Clube, T. M., & Robertson, A. H. F. (1986). The palaeorotation of the Troodos microplate, Cyprus, in the Late Mesozoic-Early Cenozoic plate tectonic framework of the Eastern Mediterranean. *Surveys in Geophysics*, 8(4), 375-437.

Colchen, M., Mascle, G., & Van Haver, T. (1986). Some aspects of collision tectonics in the Indus Suture Zone, Ladakh. *Geological Society, London, Special Publications*, 1, 173-184.

Cooke, A., Masson, L., & Robertson, A. H. F. (2014). Construction of a sheeted dyke complex: evidence from the northern margin of the troodos ophiolite and its southern margin adjacent to the arakapas fault zone. *Ophioliti*, 39(1), 1-30. doi:<https://doi.org/10.4454/ofioliti.v39i1.426>

Corfield, R. I., Searle, M. P., & Green, O. R. (1999). Photang thrust sheet: an accretionary complex structurally below the Spontang ophiolite constraining timing and tectonic environment of ophiolite obduction, Ladakh Himalaya, NW India. *Journal of the Geological Society*, 156(5), 1031-1044.

- Curry, J., & Moore, D. (1974). Sedimentary and Tectonic Processes in the Bengal Deep-Sea Fan and Geosyncline. *Geology of Continental Margins*, 617-627.
- CYSTAT. (2016). Ταξινόμηση για τον βαθμό αστικοποίησης στην Κύπρο. Στατιστική Υπηρεσία της Κυπριακής Δημοκρατίας (www.mof.gov.cy). Ανάκτηση 07 24, 2023, από [https://web.archive.org/web/20180118184818/http://www.mof.gov.cy/mof/cystat/statistics.nsf/All/F2876E52BD240C56C2257EB4003C3ED4/\\$file/DEGREE_URBANISATION-2016.xls?OpenElement](https://web.archive.org/web/20180118184818/http://www.mof.gov.cy/mof/cystat/statistics.nsf/All/F2876E52BD240C56C2257EB4003C3ED4/$file/DEGREE_URBANISATION-2016.xls?OpenElement)
- Dach, R., Lutz, S., Walser, P., & Fridez, P. (2015). *Bernese GNSS Software Version 5.2*. Bern, Switzerland: University of Bern, Bern Open Publishing: .
- Danelian, T., De Wever, P., & Durand-Delga, M. (2008). Revised radiolarian ages for the sedimentary cover of the Balagne ophiolite (Corsica, France). Implications for the palaeoenvironmental evolution of the Balano-Ligurian margin. *Bulletin de la Société géologique de France*, 179(3), 289-296.
- Danezis, C., Chatzinikos, M., & Kotsakis, C. (2020). Linear and nonlinear deformation effects in the permanent GNSS network of Cyprus. *Sensors*, 20(6), 1768.
- De Wever, P., O'Dogherty, L., & Goričan, Š. (2014). Monsoon as a cause of radiolarite in the Tethyan realm. *Comptes Rendus Geoscience*, 346(11-12), 287-297.
- Delaune-Mayere, M., Marcoux, J., Parrot, J.-F., & Poisson, A. (1977). Modele d'evolution Mesozoique de la paleo-marge Tethysienne an niveau des nappes radiolaritiques et ophiolitiques du Taures Lycien, d'Antalya et du Baer-Bassit. *Structural History of the Mediterranean Basins*, 79-94.
- Delvaux, D., & Sperner, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geological Society, London, Special Publications*, 212(1), 75-100. doi:<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.212.01.06>
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., & San'kov, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282(1-4), 1-38. doi:[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00210-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00210-2)
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical journal international*, 101(2), 425-478.
- Dercourt, J., Zonenshain, L., Ricou, L., Kazmin, V., Le Pichon, X., Knipper, A., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H.,

- Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., & Biju-Duval, B. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1-4), 241-315.
- Dercourt, J. (1972). The Canadian Cordillera, the Hellenides and the sea-floor spreading theory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9(6), 709-743.
- Dewey, J. F., Pitman III, W. C., Ryan, W. B., & Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological society of America bulletin*, 84(10), 3137-3180.
- Dietrich, D., & Spencer, S. (1993). Spreading-induced faulting and fracturing of oceanic crust: examples from the Sheeted Dyke Complex of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geological Society, London, Special Publications*, 76(1), 121-139.
- Dilek, Y., & Flower, M. F. (2003). Arc-trench rollback and forearc accretion: 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. *Geological Society, London, Special Publications*, 218(1), 43-68.
doi:<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.218.01.04>
- Dilek, Y., Thy, P., Moores, E. M., & Ramsden, T. W. (1990). Tectonic evolution of the Troodos ophiolite within the Tethyan framework. *Tectonics*, 9(4), 811-823.
- Ducloz, C. (1965). Revision of the Pliocene and Quaternary stratigraphy of the central Mesaoria. *Annual Report of the Geological Department of Cyprus (1964)*, 31-42.
- Ducloz, C. (1972). The geology of the Bellapais-Kyrtirea area of the central Kyrenia Range. *Cyprus Geological Survey Bulletin*, 6.
- Dumitrica, P., & Dumitrica-Jud, R. (2005). Hexasaturnalis nakasekoi nov. sp., a Jurassic saturniid radiolarian species frequently confounded with Hexasaturnalis suboblongus (Yao). *Revue de micropaléontologie*, 48(3), 159-168.
- Dumont, J. F., Gutnic, M., Marcoux, J., Monod, O., & Poisson, A. (1972). Le Trias des Taurides occidentales (Turquie) Definition du bassin pamphylien: Un nouveau domaine à ophiolithes à la marge externe de la chaîne taurique. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 385-409.
- Ealey, P. J., & Knox, G. J. (1975). The pre-Tertiary rocks of SW Cyprus. *Geologie Mijnb*, 54, 85-100.

- Eaton, S., & Robertson, A. H. F. (1993). The Miocene Pakhna Formation, southern Cyprus and its relationship to the Neogene tectonic evolution of the Eastern Mediterranean. *Sedimentary Geology*, 86(3-4), 273-296.
- Ellion, P. (1983). Etude structurale et sedimentologique du bassin Neogene de Pissouri (Chypre). *Ph.D thesis, University of Paris*.
- Fåhræus, L. E., & Ryley, C. C. (1989). Multielement species of *Misikella* Kozur and Mock, 1974 and *Axiothea* n. gen.(Conodonta) from the Mamonia Complex (Upper Triassic), Cyprus. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(6), 1255-1263.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G., & Meyer, B. (2004). The Mechanical Interaction between the Propagating North Anatolian Fault and the Back-Arc Extension in the Aegean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 224, 347–362.
doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.028>
- Follows, E. J. (1992). Patterns of reef sedimentation and diagenesis in the Miocene of Cyprus. *Sedimentary Geology*, 79(1-4), 225-253.
- Follows, E. J., & Robertson, A. H. F. (1990). Sedimentology and structural setting of Miocene reefal limestones in Cyprus. In: *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues: Proceedings of the International Symposium*, 207-215.
- Follows, E. J., Robertson, A. H. F., & Scoffin, T. P. (1996). Tectonic controls on Miocene reefs and related carbonate facies in Cyprus. *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 295-325.
- Gass, I. (1980). The Troodos massif: Its role in the unravelling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive plate margin processes. *Ophiolites, Proceedings, International Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979*, 23-35.
- Gass, I. G. (1960). The geology and mineral resources of the Dhali area. *Cyprus Geol. Surv. Dep. Mem. 4*, 1-115.
- Gass, I. G. (1968). Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? *Nature*, 39-42.
- Gass, I. G., MacLeod, F., Murton, B. J., Panayiotou, A., Simonian, K. O., & Xenophontos, C. (1994). The geology of the Southern Troodos transform fault zone. *Geological Survey Department of Cyprus, Memoir, 9*.

Gass, I., & Smewing, J. (1973). Intrusion, Extrusion and Metamorphism at Constructive Margins: Evidence from the Troodos Massif, Cyprus. *Nature*, 242(5392), 26-29.

Gatinsky, Y. G. (1986). Geodynamics of Southeast Asia in relation to the evolution of ocean basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 55(2-4), 127-144.

Gnos, E., & Peters, T. (1993). K-Ar ages of the metamorphic sole of the Semail Ophiolite: implications for ophiolite cooling history. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 325-332. doi:<https://doi.org/10.1007/BF00286925>

Greenbaum, D. (1972). Magmatic processes at ocean ridges: evidence from the Troodos massif, Cyprus. *Nature Physical Science*, 238(80), 18-21.

Guilmette, C., Hébert, R., Dupuis, C., Wang, C., & Li, Z. (2008). Metamorphic history and geodynamic significance of high-grade metabasites from the ophiolitic mélange beneath the Yarlung Zangbo ophiolites, Xigaze area, Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(5-6), 423-437. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jseae.2007.11.013>

Guilmette, C., Hébert, R., Wang, C., & Villeneuve, M. (2009). Geochemistry and geochronology of the metamorphic sole underlying the Xigaze ophiolite, Yarlung Zangbo Suture Zone, south Tibet. *Lithos*, 112(1-2), 149-162. doi:<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.027>

Hackl, M., Malservisi, R., & Wdowinski, S. (2009). Strain Rate Patterns from Dense GPS Networks. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1177-1187. doi:<https://doi.org/10.5194/nhess-9-1177-2009>

Halamić, J., Goričan, Š., Slovenec, D., & Kolar-Jurkovšek, T. (1999). A Middle Jurassic Radiolarite-Clastic Succession from the Medvednica Mt. (NW Croatia). *Geologia Croatica*, 52(1), 29-57.

Hammer, S., & Passchier, C. (1991). Shear - Sense Indicators: A Review. *Geological Survey of Canada*, 90-17.

Hampton, M. (1972). The Role of Subaqueous Debris Row in Generating Turbidity Currents. *J. Sed. Petrol.*, 42, 775-793.

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G., & Smith, D. G. (1989). A Geologic Time Scale. *Cambridge Univ. Press*.

- Harrison, R. W., Newell, W. L., Batıhanlı, H., Panayides, I., McGeehin, J. P., Mahan, S. A., Özhür, A., Tsiolakis, E., & Necdet, M. (2004). Tectonic framework and Late Cenozoic tectonic history of the northern part of Cyprus: implications for earthquake hazards and regional tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(2), 191-210. doi:[https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00095-6](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00095-6)
- Hashimoto, M., & Jackson, D. (1993). Plate Tectonics and Crustal Deformation around the Japanese Islands. *J. Geophys. Res.*, 98, 16149. doi:<https://doi.org/10.1029/93JB00444>
- Hedberg, H. D. (1976). International Stratigraphic Guide. New York: John Wiley & Sons.
- Hein, F. (1982). Depositional Mechanisms of Deep Sea Coarse Clastic Sediments, Cap Enrage Formation, Quebec, Cart. *J. Earth Sci.*, 19, 267-287.
- Henson, F. R., Browne, R. V., & McGinty, J. (1949). A synopsis of the stratigraphy and geological history of Cyprus. *Q. Jl Geological Society London*, 1-41.
- Hollister, C., Johnson, D., & Lonsdale, P. (1974). Current- Controlled Abyssal Sedimentation, Samoan Passage, Equatorial West Pacific. *Geology*, 82(3), 275-300.
- Hubert, J. (1964). Textural Evidence for Deposition of Many Western North Atlantic Deep-Sea Sands by Oceanobottom Currents Rather than Turbidity Currents. *Geology*, 72(6), 757-785.
- Imprescia, P., Pondrelli, S., Vannucci, G., & Gresta, S. (2012). Regional centroid moment tensor solutions in Cyprus from 1977 to the present and seismotectonic implications. *Journal of seismology*, 16, 147-167.
- Inwood, J., Morris, A., Anderson, M. W., & Robertson, A. H. F. (2009). Neotethyan intraoceanic microplate rotation and variations in spreading axis orientation: Palaeomagnetic evidence from the Hatay ophiolite (southern Turkey). *Earth and Planetary Science Letters*, 280(1-4), 105-117.
- Jamieson, R. A. (1986). P-T paths from high temperature shear zones beneath ophiolites. *Journal of Metamorphic Geology*, 4(1), 3-22. doi:<https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1986.tb00335.x>
- Karaoğlu, F., Parlak, O., Klötzli, U., Thoeni, M., & Koller, F. (2013). U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Kızıldağ (Hatay, Turkey) ophiolite: implications for the timing and duration of suprasubduction zone type oceanic crust formation in the southern Neotethys. *Geological Magazine*, 150(2), 283-299.

- Kazmin, V. G. (1991). Collision and rifting in the Tethys Ocean: geodynamic implication. *Tectonophysics*, 196(3-4), 371-384.
- Kazmin, V., Riku, L., & Sborshchikov, I. (1987). Structure and Development of Passive Margin of Eastern Tethys. *Istoriya okeana Tetis (History of the Tethys Ocean)*, 39-57.
- Kidd, R., & Cann, J. (1974). Chilling statistics indicate an ocean-floor spreading origin for the Troodos complex, Cyprus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24, 151-155. doi:[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(74\)90020-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90020-X)
- Kiessling, W. (1996). Facies characterization of Mid-Mesozoic deep-water sediments by quantitative analysis of siliceous microfaunas. *Facies*, 35, 237-274.
- Kilias, 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). *International Journal of Earth Sciences*, 88, 513-531.
- Kinnaird, T., & Robertson, A. H. F. (2013). Tectonic and sedimentary response to subduction and incipient continental collision in southern Cyprus, easternmost Mediterranean region. *Geological Society, London, Special Publications*, 372(1), 585-614.
- Kinnaird, T., Robertson, A. H. F., & Morris, A. (2011). Timing of uplift of the Troodos Massif (Cyprus) constrained by sedimentary and magnetic polarity evidence. *Journal of the Geological Society*, 168, 457-470. doi:10.1144/0016-76492009-150
- Kinnaird, T. C. (2008). Tectonic and sedimentary response to oblique and incipient continental-continental collision the easternmost Mediterranean (Cyprus). *Ph.D thesis, University of Edinburgh*.
- Kluyver, H. M. (1969). Report on a regional geological mapping in Paphos District. *Bull. Geol. Surv. Dep. Cyprus*, 4, 21-36.
- Krantz, R. W. (1988). Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. *Journal of Structural Geology*, 10(3), 225-237.
- Krijgsman, W., Blanc-Valleron, M. M., Flecker, R., Hilgen, F. J., Kouwenhoven, T. J., Merle, D., Orszag-Sperber, F., & Rouchy, J. M. (2002). The onset of the Messinian salinity crisis in the Eastern Mediterranean (Pissouri Basin, Cyprus). *Earth and Planetary Science Letters*, 194(3-4), 299-310.

- Lanphere, M. A., & Dalrymple, G. B. (1978). The use of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data in evaluation of disturbed K-Ar systems. *US Geological Survey Open-File Report*, 13, 241-243.
- Lapierre, H., Bosch, D., Narros, A., Mascle, G. H., Tardy, M., & Demant, A. (2007). The Mamonia Complex (SW Cyprus) revisited: remnant of Late Triassic intra-oceanic volcanism along the Tethyan southwestern passive margin. *Geological Magazine*, 144(1), 1-19.
- Lapierre, H., & Rocci, G. (1976). Le volcanisme alcalin du sud-ouest de Chypre et le problème de l'ouverture des régions téthysiennes au Trias. *Tectonophysics*, 30(3-4), 299-313.
- Lapierre, H. (1975). Les formations sédimentaires et éruptives des Nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif du Troodos (Chypre occidentale). *Mere. Soc. Geol. Fr*, 1-132.
- Lapierre, H., & Rocci, G. (1969). Un bel exemple d'association cogénétique laves-radiolarites-calcaires: la formation triasique de Pétra tou Romiou (Chypre). *CR Acad Sci D*, 268, 2637-2640.
- Lapierre, H. (1968b). Découverte d'une série volcanosédimentaire probablement d'âge crétacé supérieur au Sud-Ouest de l'île de Chypre. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris) Comptes Rendus*, 20, 1817-1820.
- Lapierre, H. (1968a). Nouvelle observations sur la serie sedimentaire Mamonia (Chypre). *C.r. Acad. Sci.*, 267, 3-32.
- Lázaro, C., Blanco-Quintero, I. F., Rojas-Agramonte, Y., Proenza, J. A., Núñez-Cambra, K., & García-Casco, A. (2013). First description of a metamorphic sole related to ophiolite obduction in the northern Caribbean: geochemistry and petrology of the Güira de Jauco Amphibolite complex (eastern Cuba) and tectonic implications. *Lithos*, 179, 193-210. doi:<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.019>.
- Lazos, I., Papanikolaou, I., Sboras, S., Foumelis, M., & Pikridas, C. (2022b). Geodetic Upper Crust Deformation Based on Primary GNSS and INSAR Data in the Strymon Basin, Northern Greece-Correlation with Active Faults. *Applied Sciences*, 12, 9391. doi:<https://doi.org/10.3390/app12189391>
- Lazos, I., Sboras, S., Chousianitis, K., Kondopoulou, D., Pikridas, C., Bitharis, S., & Pavlides, S. (2022a). Temporal Evolution of Crustal Rotation in the Aegean Region Based on Primary Geodetically-Derived Results and Palaeomagnetism.

Acta Geod. Geophys., 57, 317–334. doi:<https://doi.org/10.1007/s40328-022-00379-3>

- Lazos, I., Pikridas, C., Chatzipetros, A., & Pavlides, S. (2020). Determination of Local Active Tectonics Regime in Central and Northern Greece, Using Primary Geodetic Data. *Appl. Geomat.*, 13 (Suppl 1), 3–17. doi:<https://doi.org/10.1007/s12518-020-00310-x>
- Lazos, I., Stergiou, C., Chatzipetros, A., Pikridas, C., Bitharis, S., & Melfos, V. (2018). Active Tectonics (Extensional Regime and Rotations) and Tertiary Mineralization Occurrences within Central Macedonia, Greece. *In Proceedings of the 9th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA)*, 145–148.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., & Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35(1), 219–246.
- Liao, Y., Wei, C., & Rehman, H. U. (2021). Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry. *American Mineralogist*, 106(2), 180–191.
- Lister, G. S., & Snoke, A. W. (1984). SC mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6(6), 617–638.
- Livermore, R., Smith, A., & Vine, F. (1986). Late Paleozoic to early Mesozoic evolution of Pangaea. *Nature*, 322, 162–165.
- Lord, A. R., Panayides, I., Urquhart, E., Xenophontos, C., & Malpas, J. (2000). A biochronostratigraphical framework for the Late Cretaceous–Recent circum-Troodos sedimentary sequence, Cyprus. *In Proceedings of the Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean*, 289–297.
- Lytwyn, J. N., & Casey, J. F. (1993). The geochemistry and petrogenesis of volcanics and sheeted dikes from the Hatay (Kizildag) ophiolite, southern Turkey: Possible formation with the Troodos ophiolite, Cyprus, along fore-arc spreading centers. *Tectonophysics*, 223(3–4), 237–272.

- MacLeod, C. J., & Murton, B. J. (1995). On the sense of slip of the Southern Troodos transform fault zone, Cyprus. *Geology*, 23(3), 257-260.
- MacLeod, C. J. (1990). Role of the Southern Troodos Transform fault in the rotation of the Cyprus microplate: evidence from the Eastern Limassol Forest Complex. *In Ophiolites. Proceedings of the International Ophiolite Symposium, 1987*, 75-85.
- Maffione, M., van Hinsbergen, D. J., de Gelder, G. I., van der Goes, F. C., & Morris, A. (2017). Kinematics of Late Cretaceous subduction initiation in the Neo-Tethys Ocean reconstructed from ophiolites of Turkey, Cyprus, and Syria. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(5), 3953-3976.
- Malpas, J., & Xenophontos, C. (1999). Geological Map of the Ayia Varvara - Pentalia Area. A joint project between the Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus and the Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong. Ministry of Agriculture, Natural Resources and Environment Republic of Cyprus.
- Malpas, J., Calon, T., & Squires, G. (1993). The development of a late Cretaceous microplate suture zone in SW Cyprus. *Geological Society, London, Special Publications*, 1, 177-195.
- Malpas, J., Xenophontos, C., & Williams, D. (1992). The Ayia Varvara Formation of SW Cyprus: a product of complex collisional tectonics. *Tectonophysics*, 212(3-4), 193-211.
- Malpas, J. (1979). The dynamothermal aureole of the Bay of Islands ophiolite suite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16(11), 2086-2101.
- Marcoux, J. (1976). Les séries des nappes à radiolaritiques et ophiolites d'Antalya (Turquie). *Homologies et signification probable: Société Géologique de France Bulletin*, 18, 315-316.
- Marcoux, J. (1970). Age carnien de termes effusifs du cortège ophiolitique des nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 227-241.
- Marko, F., Sigdel, A., Bielik, M., Bezák, V., Mojzeš, A., Madarás, J., Papčo, J., Siman, P., Acharya, S., & Fekete, K. (2020). A comparison of Cenozoic Neo-Alpine tectonic evolution of the Western Carpathian and Himalayan orogenic belts (Slovakia-Nepal). *Mineralia Slovaca*, 52(2), 63-82.

- Martin, A. J. (2019). *Tellurium and selenium in mafic volcanogenic massive sulfide hydrothermal systems: evidence from the Troodos ophiolite, Cyprus*. Doctoral dissertation: Cardiff University.
- McCallum, J. E., & Robertson, A. H. F (1995). Sedimentology of two fan-delta systems in the Pliocene-Pleistocene of the Mesaoria Basin, Cyprus. *Sedimentary Geology*, 98(1-4), 215-244.
- McCallum, J. E., Scrutton, R. A., Robertson, A. H. F., & Ferrari, W. (1993). Seismostratigraphy and Neogene-Recent depositional history of the south central continental margin of Cyprus. Marine and petroleum geology. *Marine and petroleum geology*, 10(5), 426-438.
- McCallum, J. E., & Robertson, A. H. F. (1990). Pulsed uplift of the Troodos Massif: evidence from the Plio-Pleistocene Mesaoria basin. *Ophiolites: Crustal Analogues. Proceedings of the International Symposium 'Troodos 1987'*, 217-229.
- McCay, G. A., Robertson, A. H. F., Kroon, D., Raffi, I., Ellam, R. M., & Necdet, M. (2013). Stratigraphy of Cretaceous to Lower Pliocene sediments in the northern part of Cyprus based on comparative $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic, nannofossil and planktonic foraminiferal dating. *Geological Magazine*, 150(2), 333-359. doi:10.1017/S0016756812000465
- McCay, G., & Robertson, A. H. F. (2012). Late Eocene-Neogene sedimentary geology of the Girne (Kyrenia) Range, northern Cyprus: A case history of sedimentation related to progressive and diachronous continental collision. *Sedimentary Geology*, 265–266, 30–55. doi:10.1016/j.sedgeo.2012.03.001
- McPhee, P. J., & van Hinsbergen, D. J. (2019). Tectonic reconstruction of Cyprus reveals Late Miocene continental collision of Africa and Anatolia. *Gondwana Research*, 158-173.
- Moix, P., Beccaletto, L., Kozur, H. W., Hochard, C., Rosselet, F., & Stampfli, G. M. (2008). A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics*, 451(1-4), 7-39. doi:https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.044
- Molina, J. F., Moreno, J. A., Castro, A., Rodríguez, C., & Fershtater, G. B. (2015). Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitionin. *Lithos*, 232, 286-305.

- Moore, E. M., Robinson, P. T., Malpas, J., & Xenophonotos, C. (1984). Model for the origin of the Troodos massif, Cyprus, and other mideast ophiolites. *Geology*, 12(8), 500-503.
- Moore, E. M., & Vine, F. J. (1971). The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 268(1192), 443-467.
- Morag, N., Haviv, I., & Katzir, Y. (2016). From ocean depths to mountain tops: Uplift of the Troodos ophiolite (Cyprus) constrained by low-temperature thermochronology and geomorphic analysis. *Tectonics*, 35, 622–637. doi:<https://doi.org/10.1002/2015TC004069>
- Morel, S. W. (1964). The geology of Parekklisha area. *Unpublished Cyprus Geological Surv. Dept. report*.
- Morris, A., & Maffione, M. (2016). Is the Troodos ophiolite (Cyprus) a complete, transform fault–bounded Neotethyan ridge segment? *Geology*, 44(3), 199-202.
- Morris, A., Anderson, M., Inwood, J., & Robertson, A. H. F. (2006). Palaeomagnetic insights into the evolution of Neotethyan oceanic crust in the Eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 260(1), 351–372. doi:10.1144/GSL.SP.2006.260.01.15
- Morris, A., Anderson, M. W., Robertson, A. H. F., & Al-Riyami, K. (2002). Extreme tectonic rotations within an eastern Mediterranean ophiolite (Baër–Bassit, Syria). *Earth and Planetary Science Letters*, 202(2), 247-261.
- Morris, A., Creer, K. M., & Robertson, A. H. F. (1990). Palaeomagnetic evidence for clockwise rotations related to dextral shear along the Southern Troodos Transform Fault, Cyprus. *Earth and Planetary Science Letters*, 99(3), 250-262.
- Mountrakis, D. (2006). Tertiary and Quaternary tectonics of Greece. *Geological Society of America*, Sp. paper 409, 125-136.
- 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. *The Journal of Geology*, 94(3), 335-347.
- Mukasa, S. B., & Ludden, J. N. (1987). Uranium-lead isotopic ages of plagiogranites from the Troodos ophiolite, Cyprus, and their tectonic significance. *Geology*, 15(9), 825-828.

Murton, B. J. (1990). Was the Southern Troodos Transform Fault a victim of microplate rotation? *In Ophiolites, Proceedings of the International Ophiolite Symposium 1987*, 87-98.

O'Dogherty, L., Goričan, Š., & Gawlick, H. J. (2017). Middle and Late Jurassic radiolarians from the Neotethys suture in the Eastern Alps. *Journal of Paleontology*, 91(1), 25-72.

O'Dogherty, L., Bill, M., Gorican, S., Dumitrica, P., & Masson, H. (2006). Bathonian radiolarians from an ophiolitic mélange of the Alpine Tethys (Gets nappe, Swiss-French Alps). *Micropaleontology*, 51(6), 425-485.

Oral, M. B., Reilinger, R. E., Toksoz, M. N., King, R., Barka, A. A., Kiniki, J., & Lenk, D. (1995). Global Positioning System offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean. *EOS*, 76, 9-11.

Orszag-Sperber, F., & Rouchy, J. M. (2000). The Messinian–Zanclean transition in the Pissouri area (Cyprus): a well documented section in the Eastern Mediterranean. *In Proceedings of the Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean*, 243-255.

Orszag-Sperber, F., Rouchy, J. M., & Elion, P. (1989). The sedimentary expression of regional tectonic events during the Miocene-Pliocene transition in the southern Cyprus basins. *Geological Magazine*, 126(3), 291-299.

Palamakumbura, R. N., Robertson, A. H. F., Kinnaird, T. C., van Calsteren, P., Kroon, D., & Tait, J. A. (2016). Quantitative dating of Pleistocene deposits of the Kyrenia Range, northern Cyprus: implications for timing, rates of uplift and driving mechanisms. *Journal of the Geological Society*, 173(6), 933-948.

Pamić, J., Tomljenović, B., & Balen, D. (2002). Geodynamic and petrogenetic evolution of Alpine ophiolites from the central and NW Dinarides: an overview. *Lithos*, 65(1-2), 113-142. doi:[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00162-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00162-7).

Pamić, J., Scavnicar, S., & Medjimorec, S. (1973). Mineral assemblages of amphibolites associated with Alpine-type ultramafics in the Dinaride Ophiolite Zone (Yugoslavia). *Journal of Petrology*, 14(1), 133-133. doi:<https://doi.org/10.1093/petrology/14.1.133>

Pantazis, T. (1967). The geology and mineral resources of the Pharmakas-Kalavasos Area. *Mem. geol. Surv. Dep. Cyprus*, 8.

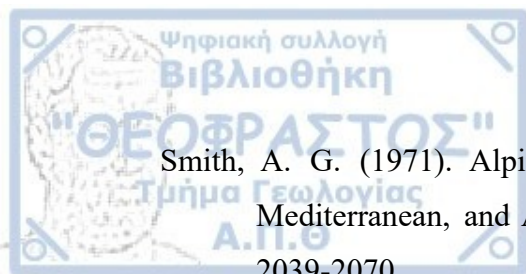
- Papazachos, B. C., & Papaioannou, C. A. (1999). Lithospheric boundaries and plate motions in the Cyprus area. *Lithospheric boundaries and plate motions in the Cyprus area*, 308(1-2), 193-204.
- Papazachos, B., Papadimitriou, E., Kiratzi, A., Papazachos, C., & Louvari, E. (1998). Fault plane solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implication. *Bolletino Di Geofisica Teorica Ed Applicata*, 39(3), 199-218.
- Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoğlu, F., & Höck, V. (2009). Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 473(1-2), 173-187.
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. (2005). *Microtectonics*. Springer Science & Business Media.
- Passchier, C. W., & Simpson, C. (1986). Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8(8), 831-843.
- Payne, A. S., Robertson, A. H. F., Panayides, I., Xenophontos, C., & Malpas, J. (2000). Structural evolution and regional significance of the Polis graben system, western Cyprus. *In Third international conference on the geology of the Eastern Mediterranean, Proceedings*, 45–59.
- Payne, A. S., & Robertson, A. H. F. (1995). Neogene supra-subduction zone extension in the Polis graben system, west Cyprus. *Journal of the Geological Society*, 152(4), 613-628.
- Pearce, J. A., & Robinson, P. T. (2010). The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting. *Gondwana Research*, 18(1), 60-81.
- Poole, A. J., Robertson, A. H. F., Panayides, I., Xenophontos, C., & Malpas, J. (2000). Quaternary marine terraces and aeolianites in coastal south and west Cyprus: implications for regional uplift and sea-level change. *In Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean, Proceedings*, 105-123.
- Poole, A., & Robertson, A. H. F. (1998). Pleistocene fanglomerate deposition related to uplift of the Troodos Ophiolite, Cyprus. *In Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 160, 544-568.

- Poole, A. J., & Robertson, A. H. F. (1991). Quaternary uplift and sea-level change at an active plate boundary, Cyprus. *Journal of the Geological Society*, 148(5), 909-921.
- Poole, A. J., Shimmield, G. B., & Robertson, A. H. F. (1990). Late Quaternary uplift of the Troodos ophiolite, Cyprus: uranium-series dating of Pleistocene coral. *Geology*, 18(9), 894-897.
- Pratt-Sitaula, B. (2017). GPS Strain & Earthquakes: Explanation of Strain Calculator Output . UNAVCO - Original document by Vince Cronin (Baylor University).
- Prawirodirdjo, L., Bock, Y., Genrich, J., Puntodewo, S., Rais, J., Subarya, C., & Sutisna, S. (2000). One Century of Tectonic Deformation along the Sumatran Fault from Triangulation and Global Positioning System Surveys. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 105, 28343–28361.
- Ramsay, J. G., & Lisle, R. J. (2000). Techniques of modern structural geology, Vol. 3: *Applications of continuum mechanics in structural geology*. London: Academic Press.
- Ramsay, J., & Huber, M. (1987). The techniques of modern structural geology, Vol. 2: *Folds and fractures*. London: Academic Press.
- Ramsay, J., & Huber, M. (1983). The techniques of modern structural geology, Vol. 1: *Strain Analysis*. London: Academic Press.
- Ring, U., & Pantazides, H. (2019). The uplift of the Troodos massif, Cyprus. *Tectonics*, 38(8), 3124-3139.
- Robertson, A. H. F., McCay, G., Tasli, K., & Yildiz, A. (2013). Eocene development of the northerly active continental margin of the Southern Neotethys in the Kyrenia Range, north Cyprus. *Geological Magazine*, 151(04), 692–731. doi:10.1017/S0016756813000563
- Robertson, A. H. F., Tasli, K., & İnan, N. (2012). Evidence from the Kyrenia Range, Cyprus, of the northerly active margin of the Southern Neotethys during Late Cretaceous–Early Cenozoic time. *Geological Magazine*, 149(02), 264–290. doi:10.1017/S0016756811000677
- Robertson, A. H. F., Eaton, S., Follows, E. J., & Payne, A. S. (1995). Depositional processes and basin analysis of Messinian evaporites in Cyprus. *Terra Nova*, 7(2), 233-253.

- Robertson, A. H. F., & Xenophontos, C. (1993). Development of concepts concerning the Troodos ophiolite and adjacent units in Cyprus. *Geological Society, London, Special Publications*, 76(1), 85-119.
- Robertson, A. H. F., Clift, P. D., Degnan, P. J., & Jones, G. (1991). Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87(1-4), 289-343.
- Robertson, A. H. F., Eaton, S., Follows, E. J., & McCallum, J. E. (1991). The role of local tectonics versus global sea-level change in the Neogene evolution of the Cyprus active margin. *Sedimentation, tectonics and eustasy: Sea-level changes at active margins*, Vol. 12, 331-369.
- Robertson, A. H. F., Waldron, J. W., Savascin, M. Y., & Eronat, A. H. (1990). Geochemistry and tectonic setting of Late Triassic and late Jurassic–Early Cretaceous basaltic extrusives from the Antalya Complex, SW Turkey. *Proceedings of International Earth Science Congress on Aegean Regions*, 279-299.
- Robertson, A. H. F., (1990). Tectono-Sedimentary Evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys: Summaries, Questions and Answers. *Int. Earth Sci. Congr. on Aegean Region*, 2, 236-278.
- Robertson, A. H. F., (1990c). Tectonic evolution of Cyprus. (I. J. (Editors), Επιμ.) *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues, Proc. Symp. Troodos, 1987, Geol. Surv. Dep., Cyprus*, 235-252.
- Robertson, A. H. F., & Woodcock, N. H. (1986). The role of the Kyrenia Range Lineament, Cyprus, in the geological evolution of the eastern Mediterranean area. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 317(1539), 141-177.
- Robertson, A. H. F., & Dixon, J. E. (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 1-74.
- Robertson, A. H. F., & Woodcock, N. H. (1981). Gödene Zone, Antalya Complex: volcanism and sedimentation along a Mesozoic continental margin, SW Turkey. *Geologische Rundschau*, 70, 1177-1214.
- Robertson, A. H. F., & Woodcock, N. H. (1979). Mamonia Complex, southwest Cyprus: evolution and emplacement of a Mesozoic continental margin. *Geological Society of America Bulletin*, 90(7), 651-665.

- Robertson, A. H. F., (1977b). The Kannaviou Formation, Cyprus: volcanoclastic sedimentation of a probable late Cretaceous volcanic arc. *Journal of the Geological Society*, 134(3), 269-292.
- Robertson, A. H. F., (1977a). The Moni Melange, Cyprus: an olistostrome formed at a destructive plate margin. *Journal of Geological Society of London*, 447-466.
- Robertson, A. H. F., (1977). Tertiary uplift history of the Troodos massif, Cyprus. *Geological Society of America Bulletin*, 88(12), 1763-1772.
- Robertson, A. H. F., (1976). Pelagic chalks and calciturbidites from the lower Tertiary of the Troodos Massif, Cyprus. *Journal of Sedimentary Research*, 46(4), 1007-1016.
- Robertson, A. H. F., & Hudson, J. D. (1975). Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of the Troodos Massif, Cyprus. *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea. International Association of Sedimentologists*, 403-436.
- Robinson, P. T., Malpas, J., Xenophontos, C., Dilek, Y., & Newcomb, S. (2003). The Troodos Massif of Cyprus: its role in the evolution of the ophiolite concept. *Special Papers-Geological Society of America*, 295-308.
- Sagiya, T., Nishimura, T., Iio, Y., & Tada, T. (2002). Crustal Deformation around the Northern and Central Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. *Earth Planets Space*, 54, 1059–1063. doi:<https://doi.org/10.1186/BF03353302>
- Searle, M. P. (1983). Stratigraphy, structure and evolution of the Tibetan–Tethys zone in Zaskar and the Indus suture zone in the Ladakh Himalaya. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 73(4), 205-219.
- Searle, M. P., & Malpas, J. (1982). Petrochemistry and origin of sub-ophiolitic metamorphic and related rocks in the Oman Mountains. *Journal of the Geological Society*, 139(3), 235-248.
- Searle, M. P., & Malpas, J. (1980). Structure and metamorphism of rocks beneath the Semail ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 71(4), 247-262.
- Šegvić, B., Slovenec, D., Altherr, R., Babajić, E., Mählmann, R. F., & Lugović, B. (2019). Petrogenesis of high-grade metamorphic soles from the Central Dinaric Ophiolite belt and their significance for the Neotethyan evolution in the Dinarides. *Ophioliti*, 44(1), 1-30. doi:<https://doi.org/10.4454/ofioliti.v44i1.514>

- Šegvić, B., Lugović, B., Slovenec, D., & Meyer, H. P. (2016). Mineralogy, petrology and geochemistry of amphibolites from the Kalnik Mt.(Sava Unit, North Croatia): Implications for the evolution of north-westernmost part of the Dinaric-Vardar branch of Mesozoic Tethys. *Ofioliti*, 41(1), 35-58. doi:10.4454/ofioliti.v41i1.441
- Şengör, A. C. (1984). The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geological Society of America Special Paper*, 195, 82.
- Şengör, A. M., Yilmaz, Y., & Sungurlu, O. (1984). Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 77-112.
- Şengör, A. C., & Yilmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-241.
- Şengör, A. C. (1979). Mid-Mesozoic closure of Permo–Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279, 590-593.
- Shen, Z., Jackson, D., & Ge, B. (1996). Crustal Deformation across and beyond the Los Angeles Basin from Geodetic Measurements. *J. Geophys. Res. B Solid Earth*, 101, 27957–27980. doi:https://doi.org/10.1029/96JB02544
- Simonian, K., & Gass, I. (1978). Arakapas fault belt, Cyprus: A fossil transform fault. *Geological Society of America Bulletin*, 89(8), 1220-1230.
- Simpson, C., & Schmid, S. M. (1983). An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 94(11), 1281-1288.
- Smewing, J. D., Simonian, K. O., & Gass, I. G. (1975). Metabasalts from the Troodos Massif, Cyprus: genetic implication deduced from petrography and trace element geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 49-64.
- Smith, A. G., & Woodcock, N. H. (1982). Tectonic syntheses of the Alpine-Mediterranean region: A review. *Alpine-Mediterranean Geodynamics*, 7, 15-38.
- Smith, A. G., & Woodcock, N. H. (1976). Emplacement model for some “Tethyan” ophiolites. *Geology*, 4(11), 653-656.
- Smith, A. G., Hynes, A. J., Menzies, M., Nisbet, E. G., Price, I., Welland, M. H., & Ferrier, E. J. (1975). The stratigraphy of the Othris Mountains, Eastern Central Greece: a deformed Mesozoic continental margin sequence. *Eclogae geol. Helv.*, 68(3), 463-481.



- Smith, A. G. (1971). Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 82(8), 2039-2070.
- Spray, J. G. (1984). Possible causes and consequences of upper mantle decoupling and ophiolite displacement. *Geological Society, London, Special Publications*, 13, 255–268. doi:<https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1984.013.01.21>
- Spray, J. G., & Roddick, J. C. (1981). Evidence for Upper Cretaceous transform fault metamorphism in West Cyprus. *Earth and Planetary Science Letters*, 55(2), 273-291.
- Stampfli, G. M., & Hochard, C. (2009). Plate tectonics of the Alpine realm. *Geological Society London Special Publications*, 327(1), 89-111. doi:<http://dx.doi.org/10.1144/SP327.6>
- Stampfli, G. M., & Kozur, H. W. (2006). Europe from the Variscan to the Alpine cycles. *European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs*, 32, 57–82. doi:0435-4052/06/\$15.00
- Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2004). The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean region from crust to mantle: Geological and geophysical framework of the Mediterranean and the surrounding areas*, 53-80.
- Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary science letters*, 196(1-2), 17-33. doi:[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)
- Stampfli, G. M., Borel, G. D., Cavazza, W., Mosar, J., & Ziegler, P. A. (2001). Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of the western Tethys and PeriTethyan domain (IGCP Project 369). *European Geophysical Society, Kathlenburg-Lindau*.
- Stöcklin, J. (1974). Possible ancient continental margins in Iran. *The geology of continental margins*, 873-887.
- Stöcklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7), 1229–1258. doi:<https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>

- Stow, D. A., Braakenburg, N. E., & Xenophontos, C. (1995). The Pissouri Basin fan-delta complex, southwestern Cyprus. *Sedimentary Geology*, 98(1-4), 245–262. doi:[https://doi.org/10.1016/0037-0738\(95\)00035-7](https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00035-7)
- Swarbrick, R. E. (1993). Sinistral strike-slip and transpressional tectonics in an ancient oceanic setting: the Mamonia Complex, southwest Cyprus. *Journal of the Geological Society*, 150(2), 381-392.
- Swarbrick, R. E. (1980). The Mamonia Complex of SW Cyprus: A Mesozoic continental margin and its relationship with the Troodos Complex. *Ophiolites Proc. Int. Ophiolite Symp.*, 86-92.
- Swarbrick, R. E., & Naylor, M. A. (1980). The Kathikas melange, SW Cyprus: late Cretaceous submarine debris flows. *Sedimentology*, 27(1), 63-78.
- Swarbrick, R. E., & Robertson, A. H. F (1980). Revised stratigraphy of the Mesozoic rocks of southern Cyprus. *Geological Magazine*, 117(6), 547-563.
- Thy, P., & Moores, E. M. (1988). Crustal accretion and tectonic setting of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Tectonophysics*, 147(3-4), 221-245.
- Torley, J. M., & Robertson, A. H. F. (2018). New evidence and interpretation of facies, provenance and geochemistry of late Triassic-early Cretaceous Tethyan deep-water passive margin-related sedimentary rocks (Ayios Photios Group), SW Cyprus in the context of eastern Mediterranean geodynamics. *Sedimentary Geology*, 377, 82-110.
- Trouw, R., Passchier, C., & Wiersma, D. (2010). Atlas of mylonites – and related microstructures. New York: Springer.
- Turner, W. (1973). The Cyprian Gravity Nappe and the autochthonous basement of Cyprus. *In Gravity and Tectonic*, 287-301.
- Varga, R. (1991). Modes of extension at oceanic spreading centers: evidence from the Solea graben, Troodos ophiolite, Cyprus. *Journal of Structural Geology*, 13(5), 517–537. doi:[https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90041-G](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90041-G)
- Varga, R. J., & Moores, E. M. (1985). Spreading structure of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geology*, 13(12), 846-850.
- Varnava, A., Chatzipetros, A., Katrivanos, E., Papadopoulou, L., & Kiliyas, A. (2022). Preliminary results on the geological and structural setting of the Mamonia Complex in SW Cyprus. *16th International Congress of the Geological Society of Greece, Bulletin of the Geological Society of Greece, Special. Publication No. 10*(Ext. Abs. GSG2022-335), 123-124.

- Varnava, A., Danelian, T., Regnier, S., & Devaere, L. (2021). Radiolarian evidence for Middle Bathonian radiolarites in the Episkopi Formation (Ayios Photios Group, Mamonia Complex, SW Cyprus). *Revue de Micropaléontologie*, 73, 100549.
- Varnava, A., Kiliyas, A., Chatzipetros, A., & Pavlides, S. (2019). Tectonic Analysis of the broader area of the Arakapas and Gerasa fault zones in SW Cyprus. *IESCA Conference, Izmir 2019*.
- Varnava, A., Kiliyas, A., Chatzipetros, A., & Pavlides, S. (2018). Tectonic analysis of the Arakapas and Gerasas faults belts in SW Cyprus. *9th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology*.
- Vergely, P. (1984). Tectonique des ophiolites dans les Hellénides internes (déformations, métamorphismes et phénomènes sédimentaires): conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales. Paris: Ph.D. Thesis, Université Paris-Sud. Centre d'Orsay.
- Wakabayashi, J., & Dilek, Y. (2000). Spatial and temporal relationships between ophiolites and their metamorphic soles: A test of models of forearc ophiolite genesis. *Special Papers-Geological Society of America*, 53–64. doi:<https://doi.org/10.1130/0-8137-2349-3.53>
- White, S. H., Bretan, P. G., & Rutter, E. H. (1986). Fault-zone reactivation: kinematics and mechanisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 317(1539), 81-97.
- Whitechurch, H., Juteau, T., & Montigny, R. (1984). Role of the Eastern Mediterranean ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus) in the history of the Neo-Tethys. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 301-317.
- Williams, H., & Smyth, W. R. (1973). Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites; tectonic implications with west Newfoundland examples. *American Journal of Science*, 273(7), 594-621.
- Wilson, R. A. (1959). The geology and mineral resources of the Xeros-Troodos Area. *Mem. Geol. Surv. Cyprus*, 1.
- Wilson, R. A., & Ingham, F. T. (1959). The geology of the Xeros-Troodos area. *Geological Survey Department - Authority of the Government of Cyprus*, 1-135.
- Woodcock, N. H., & Robertson, A. H. F. (1980). Tectonics and sedimentation as a guide to emplacement of part of the Antalya Complex, SW Turkey. *Proc. 6th Colloq. Aegean Geology, Izmir, 1977*.

Yuan, X., Fu, J., Sun, H., & Toth, C. (2009). The Application of GPS Precise Point Positioning Technology in Aerial Triangulation. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, 64, 541–550. doi:<https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2009.03.006>

Zimmerman, J. (1972). Emplacement of the Vourinos ophiolitic complex, Northern Greece. *Geological Society of America, Mem.*, 132, 225-239.

Zonenshain, L., Kuzmin, M., & Kononov, M. (1987). Absolute reconstructions of continent positions in the Paleozoic and Mesozoic. *Geotektonika*, 3, 16-27.

Ελληνική Βιβλιογραφία

Βαρνάβα, Α. (2016). Τεκτονική ανάλυση της ευρύτερης περιοχής των ρηγμάτων της Γεράσας και Αρακαπά στην νοτιοδυτική Κύπρο. *Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης, Τομέας Τεκτονικής και Στρωματογραφίας - Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*.

Κατριβάνος, Ε. Δ. (2017). Η γεωλογική δομή, η κινηματική της παραμόρφωσης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των ορεινών όγκων Πάικου και Τζένας (Κεντρική Μακεδονία). *Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*.

Λόζιος, Σ. (2003). Εισαγωγή στην Μικροτεκτονική. Αθήνα: *Τμήμα Γεωλογίας Ε.Κ.Π.Α.*

Μουντράκης, Δ. (2010). Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας. Θεσσαλονίκη: University Studio Press.

Μουντράκης, Δ. (1983). Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγονικής Ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των Εσωτερικών Ελληνίδων. Πραγματεία για Υψηγεσία.

Παπανικολάου, Δ. (2015). Γεωλογία της Ελλάδας. Αθήνα: Εκδόσεις Πατάκη.

Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης. (2019). Σχηματική απεικόνιση της δημιουργίας του Οφιόλιθου του Τρόοδους (Α) και της γεωλογικής εξέλιξης της Κύπρου (Β-Ε). Λευκωσία: Υπουργείο Γεωργίας, Αγροτικής Ανάπτυξης και Περιβάλλοντος, Κυπριακή Δημοκρατία. Διαθέσιμο στο: https://www.moa.gov.cy/moa/gsd/gsd.nsf/page46_gr/page46_gr?OpenDocument.





ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1

Πίνακες Ορυκτοχημικής Ανάλυσης

Αμφίβολος

Sample	cy_002_s1														
	1a		2a		3a				1a	2a			2a		
	περ.		πυρ.	περ.		πυρ.	περ.		πυρ.	περ.		πυρ.	περ.		πυρ.
Anal.Nr	5	6	7	8	9	10	11	12	13	2	3	4	6	7	8
SiO ₂	46,34	47,09	48,46	46,45	48,50	48,30	46,32	47,09	47,22	48,25	47,10	47,07	47,42	46,56	45,79
TiO ₂	0,43	0,60	0,49	0,59	0,55	0,07	0,58	0,66	0,60	0,55	0,54	0,55	0,45	0,63	0,59
Al ₂ O ₃	13,27	10,96	9,96	11,65	11,49	11,90	12,49	12,84	12,78	9,75	12,56	12,56	11,60	13,11	12,44
FeO	13,28	12,82	13,06	13,14	12,21	12,73	13,04	13,10	11,95	12,24	13,27	11,83	12,23	12,31	12,81
MnO	0,08	0,13	0,06	0,29	0,05	0,21	0,37	0,05	0,09	0,31	0,38	0,15	0,31	0,55	0,15
MgO	11,25	12,45	12,35	11,83	11,99	11,84	11,65	11,41	12,09	13,02	10,98	11,75	12,17	11,40	12,24
CaO	10,77	10,57	10,48	10,87	10,67	11,02	10,41	10,28	10,75	10,54	10,64	11,23	10,27	10,23	10,81
Na ₂ O	2,12	2,18	1,49	1,90	1,68	0,77	1,75	2,04	1,82	1,76	2,14	2,08	2,08	1,89	1,75
K ₂ O	0,38	0,25	0,40	0,42	0,51	0,27	0,51	0,42	0,46	0,52	0,56	0,71	0,43	0,50	0,64
Cr ₂ O ₃	0,06	0,07	0,18					0,04	0,08				0,11		
NiO			0,07						0,08	0,37		0,20	0,12	0,01	
Κατανομή ιόντων στα 23 οξυγόνα															
Si	6.673	6.810	6.989	6.747	6.961	6.910	6.686	6.745	6.750	6.942	6.796	6.794	6.831	6.707	6.615
Al IV	1.327	1.190	1.011	1.253	1.039	1.090	1.314	1.255	1.250	1.058	1.204	1.206	1.169	1.293	1.385
Al VI	0.924	0.678	0.682	0.741	0.904	0.917	0.811	0.913	0.902	0.594	0.932	0.930	0.800	0.932	0.733

Ti	0.047	0.065	0.053	0.065	0.059	0.008	0.063	0.071	0.064	0.060	0.059	0.060	0.048	0.068	0.064
Cr	0.007	0.008	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.009	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.320	0.439	0.474	0.386	0.176	0.519	0.574	0.399	0.329	0.507	0.165	0.000	0.431	0.445	0.568
Fe ²⁺	1.279	1.112	1.100	1.210	1.289	1.004	1.000	1.170	1.099	0.966	1.436	1.428	1.043	1.038	0.980
Mn	0.010	0.015	0.007	0.036	0.006	0.026	0.045	0.006	0.011	0.038	0.047	0.018	0.038	0.068	0.018
Mg	2.414	2.683	2.655	2.562	2.565	2.526	2.507	2.437	2.576	2.792	2.362	2.527	2.614	2.448	2.637
Ni	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.043	0.000	0.023	0.013	0.001	0.000
Ca	1.661	1.638	1.620	1.692	1.640	1.689	1.609	1.577	1.646	1.625	1.645	1.736	1.585	1.579	1.673
Na	0.591	0.612	0.415	0.536	0.467	0.212	0.489	0.566	0.505	0.490	0.598	0.582	0.580	0.529	0.491
K	0.070	0.047	0.073	0.077	0.093	0.048	0.095	0.077	0.084	0.096	0.103	0.130	0.078	0.091	0.118

Sample	cy_002_s3/C1											
	1a						2a			2a		
	περ.	πυρ.		περ.		πυρ.	περ.		πυρ.	περ.		πυρ.
Anal.Nr	1	2	3	6	7	8	2	3	4	6	7	8
SiO ₂	47.21	47.82	48.56	48.00	47.37	48.35	46.56	47.75	48.34	48.13	48.21	47.96
TiO ₂	0.48	0.69	0.37	0.48	0.64	0.46	0.64	0.30	0.61	0.50	0.25	0.56
Al ₂ O ₃	12.10	10.56	10.24	11.52	12.39	11.96	11.82	12.25	11.38	11.66	11.23	11.99
FeO	12.55	13.78	12.00	11.28	11.95	11.62	12.25	12.91	11.91	12.52	12.82	11.80
MnO	0.34	0.48	0.34	0.39	0.14	0.08	0.12	0.14	0.14	0.18	0.24	0.10
MgO	11.85	11.38	13.14	13.10	12.26	12.02	12.97	11.73	12.30	11.67	12.19	12.34
CaO	10.14	11.25	10.69	9.88	10.83	10.90	10.87	10.93	10.38	10.92	10.62	11.01
Na ₂ O	1.99	1.78	1.57	2.03	1.84	2.29	1.43	1.75	1.82	2.08	2.06	1.82

K ₂ O	0.51	0.30	0.24	0.46	0.63	0.31	0.42	0.32	0.39	0.43	0.33	0.47
Cr ₂ O ₃						0.10				0.05		0.16
NiO						0.01						
Κατανομή ιόντων στα 23 οξυγόνα												
Si	6.798	6.932	6.951	6.839	6.779	6.930	6.677	6.834	6.935	6.929	6.909	6.852
Al IV	1.202	1.068	1.049	1.161	1.221	1.070	1.323	1.166	1.065	1.071	1.091	1.148
Al VI	0.852	0.736	0.678	0.775	0.870	0.951	0.674	0.901	0.858	0.907	0.805	0.871
Ti	0.052	0.075	0.040	0.051	0.069	0.050	0.069	0.033	0.066	0.054	0.026	0.060
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.018
Fe ³⁺	0.469	0.132	0.531	0.622	0.268	0.000	0.693	0.303	0.309	0.021	0.339	0.176
Fe ²⁺	1.042	1.539	0.906	0.722	1.163	1.393	0.776	1.243	1.120	1.487	1.197	1.233
Mn	0.042	0.059	0.041	0.047	0.017	0.010	0.014	0.017	0.017	0.022	0.029	0.012
Mg	2.544	2.459	2.804	2.783	2.615	2.568	2.773	2.504	2.630	2.504	2.604	2.629
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.564	1.747	1.640	1.509	1.661	1.674	1.671	1.676	1.595	1.685	1.630	1.686
Na	0.557	0.499	0.436	0.562	0.510	0.638	0.399	0.485	0.505	0.580	0.573	0.505
K	0.093	0.056	0.045	0.083	0.115	0.057	0.077	0.059	0.071	0.079	0.061	0.086

Sample	cy_002_s3/C2														
	1a			1a			1a			2a			2a		
	περ.		πυρ.	περ.		πυρ.	περ.		πυρ.	περ.		πυρ.	περ.		πυρ.
Anal.Nr	2	3	4	6	7	8	9	10	11	2	3	4	6	7	8
SiO ₂	47.35	47.54	47.91	48.67	49.72	48.94	49.20	49.12	52.30	48.43	50.39	56.56	47.32	48.27	50.66

TiO ₂	0.83	0.83	0.58	0.71	0.46	0.33	0.62	0.52	0.18	0.47	0.24	0.19	0.59	0.35	0.36
Al ₂ O ₃	11.17	11.22	11.44	11.41	11.23	11.56	9.96	11.51	6.64	11.38	9.23	1.71	12.18	11.99	9.09
FeO	12.12	12.17	12.74	11.55	12.06	11.89	12.09	10.81	10.62	12.62	11.49	11.16	12.20	11.41	11.05
MnO	0.00	0.00	0.08	0.36	0.05	0.08	0.19	0.25	0.32	0.28	0.16	0.09	0.16	0.35	0.29
MgO	12.75	12.80	12.01	12.62	11.99	12.05	12.95	12.87	14.61	12.18	13.75	15.36	12.58	12.19	13.47
CaO	11.18	11.23	11.03	10.50	10.68	11.10	11.09	10.17	10.97	10.17	10.43	12.04	10.65	10.23	11.35
Na ₂ O	1.71	1.72	1.66	1.56	1.78	2.04	1.37	1.92	1.32	1.39	1.68	0.32	1.52	1.87	1.46
K ₂ O	0.64	0.65	0.59	0.47	0.37	0.34	0.51	0.49	0.29		0.00	0.00	0.38	0.51	0.28
Cr ₂ O ₃	0.20						0.00	0.00	0.11			0.00	0.00	0.07	
NiO															
Κατανομή ιόντων στα 23 οξυγόνα															
Si	6.805	6.817	6.886	6.921	7.079	6.997	7.030	6.977	7.449	6.908	7.144	8.033	6.745	6.916	7.219
Al IV	1.195	1.183	1.114	1.079	0.921	1.003	0.970	1.023	0.551	1.092	0.856	0.000	1.255	1.084	0.781
Al VI	0.698	0.714	0.824	0.833	0.964	0.945	0.708	0.904	0.564	0.821	0.687	0.286	0.791	0.940	0.746
Ti	0.090	0.090	0.063	0.076	0.049	0.035	0.066	0.055	0.019	0.050	0.026	0.021	0.063	0.038	0.039
Cr	0.023	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000
Fe ³⁺	0.254	0.242	0.200	0.378	0.040	0.000	0.261	0.296	0.170	0.677	0.484	0.000	0.594	0.309	0.037
Fe ²⁺	1.203	1.217	1.332	0.995	1.396	1.422	1.183	0.989	1.096	0.829	0.878	1.326	0.860	1.058	1.280
Mn	0.000	0.000	0.010	0.044	0.006	0.010	0.023	0.031	0.039	0.034	0.019	0.010	0.019	0.042	0.035
Mg	2.732	2.737	2.573	2.675	2.545	2.568	2.759	2.725	3.101	2.589	2.906	3.252	2.672	2.604	2.862
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.722	1.725	1.698	1.600	1.630	1.701	1.698	1.548	1.675	1.555	1.585	1.833	1.626	1.570	1.732
Na	0.478	0.479	0.462	0.431	0.491	0.564	0.380	0.528	0.366	0.385	0.462	0.088	0.420	0.518	0.403



K	0.118	0.118	0.108	0.086	0.068	0.062	0.093	0.089	0.053	0.000	0.000	0.000	0.070	0.092	0.052
---	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Sample	cy_004a_s2/C1											
	1a			1a			2a			2a		
	περ.		πυρ.	περ.		πυρ.	περ.		πυρ.	περ.		πυρ.
Anal.Nr	4	5	6	8	9	10	4	5	6	10	11	12
SiO ₂	47.18	47.69	47.50	50.30	51.14	50.09	49.82	47.84	47.34	48.33	46.96	47.91
TiO ₂	0.83	0.54	0.75	0.11	0.35	0.49	0.70	0.40	0.79	0.29	0.47	0.43
Al ₂ O ₃	11.14	11.33	11.38	8.85	8.78	7.67	9.09	9.83	11.33	10.45	11.95	11.50
FeO	12.08	12.23	12.47	10.48	11.10	10.64	10.93	12.22	12.19	11.54	12.32	11.92
MnO		0.08	0.15	0.27	0.11	0.48	0.06	0.05	0.66	0.15		0.27
MgO	12.71	12.97	12.53	14.66	13.80	15.09	14.04	13.72	12.68	13.34	12.45	12.81
CaO	11.15	10.57	10.92	11.07	11.44	11.52	10.99	11.08	10.37	10.76	10.84	10.64
Na ₂ O	1.71	2.04	1.51	1.48	1.17	0.65	1.28	1.28	1.49	1.81	1.70	1.84
K ₂ O	0.64	0.44	0.62	0.51	0.43	0.49	0.59	0.48	0.43	0.52	0.53	0.66
Cr ₂ O ₃	0.20	0.10	0.07	0.11	0.05	0.09	0.23	0.10	0.12		0.01	
NiO			0.02				0.19					
Κατανομή ιόντων στα 23 οξυγόνα												
Si	6.805	6.801	6.802	7.127	7.248	7.127	7.078	6.871	6.761	6.940	6.763	6.838
Al IV	1.195	1.199	1.198	0.873	0.752	0.873	0.922	1.129	1.239	1.060	1.237	1.162
Al VI	0.698	0.706	0.723	0.605	0.714	0.413	0.599	0.535	0.668	0.708	0.792	0.773
Ti	0.090	0.058	0.080	0.012	0.038	0.053	0.074	0.043	0.084	0.031	0.050	0.046
Cr	0.023	0.011	0.008	0.012	0.005	0.010	0.025	0.011	0.013	0.000	0.001	0.000



Fe³⁺	0.254	0.493	0.422	0.371	0.084	0.563	0.342	0.644	0.727	0.381	0.423	0.414
Fe²⁺	1.203	0.966	1.071	0.871	1.232	0.702	0.956	0.824	0.728	1.005	1.061	1.009
Mn	0.000	0.009	0.018	0.033	0.013	0.058	0.007	0.006	0.080	0.018	0.000	0.032
Mg	2.732	2.758	2.675	3.096	2.915	3.200	2.974	2.937	2.699	2.856	2.672	2.725
Ni	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.722	1.615	1.676	1.680	1.737	1.756	1.673	1.704	1.587	1.655	1.673	1.626
Na	0.478	0.564	0.419	0.407	0.321	0.180	0.354	0.357	0.411	0.503	0.474	0.509
K	0.118	0.080	0.113	0.093	0.078	0.090	0.107	0.087	0.078	0.094	0.098	0.120

Sample	cy_004a_s2/C2											
	1a						2a			2a		
	πυρ.		περ.	περ.		πυρ.	περ.		πυρ.	περ.		πυρ.
Anal.Nr	1	2	3	9	10	11	4	5	6	9	10	11
SiO₂	46.73	47.37	46.97	47.54	48.63	46.83	49.29	46.50	48.10	46.64	47.85	48.67
TiO₂	0.51	0.34	0.55	0.31	0.41	0.51	0.51	0.50	0.25	0.38	0.14	0.25
Al₂O₃	9.80	11.17	11.23	11.37	11.16	9.82	9.83	12.09	11.56	11.97	10.20	10.23
FeO	13.55	12.53	12.94	12.28	11.81	13.52	12.84	13.05	12.78	12.66	13.27	12.05
MnO	0.39	0.35	0.57	0.47	0.38	0.39	0.36	0.29	0.26	0.44	0.26	0.46
MgO	12.75	12.47	12.04	12.40	12.24	12.81	12.04	11.81	11.59	11.79	12.93	12.81
CaO	11.46	10.69	10.65	10.95	11.62	11.47	11.24	12.02	11.54	11.48	10.56	11.05
Na₂O	1.36	1.48	1.46	1.57	1.38	1.32	1.12	1.17	1.16	1.27	1.51	1.45
K₂O	0.45	0.53	0.55	0.51	0.36	0.45	0.61	0.71	0.75	0.58	0.41	0.28
Cr₂O₃	0.08		0.18	0.08	0.13		0.25		0.02			0.12

NiO												
Κατανομή ιόντων στα 23 οξυγόνα												
Si	6.796	6.831	6.783	6.838	6.975	6.800	7.083	6.725	6.938	6.769	6.869	6.986
Al IV	1.204	1.169	1.217	1.162	1.025	1.200	0.917	1.275	1.062	1.231	1.131	1.014
Al VI	0.475	0.729	0.694	0.765	0.861	0.481	0.749	0.785	0.903	0.816	0.594	0.717
Ti	0.056	0.037	0.060	0.034	0.044	0.055	0.055	0.055	0.028	0.042	0.015	0.027
Cr	0.009	0.000	0.021	0.009	0.014	0.000	0.029	0.000	0.002	0.000	0.000	0.013
Fe ³⁺	0.568	0.554	0.577	0.412	0.039	0.586	0.146	0.199	0.073	0.297	0.765	0.376
Fe ²⁺	1.080	0.957	0.986	1.065	1.378	1.056	1.398	1.379	1.469	1.240	0.828	1.070
Mn	0.048	0.043	0.070	0.057	0.046	0.048	0.044	0.036	0.032	0.054	0.032	0.055
Mg	2.763	2.680	2.592	2.658	2.616	2.773	2.579	2.546	2.492	2.551	2.766	2.740
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.786	1.651	1.648	1.688	1.785	1.784	1.730	1.862	1.783	1.785	1.624	1.699
Na	0.383	0.414	0.408	0.439	0.384	0.371	0.311	0.328	0.324	0.358	0.421	0.403
K	0.083	0.097	0.102	0.094	0.066	0.083	0.111	0.131	0.137	0.107	0.075	0.052

Sample	cy_004b_s1/C1			cy_004b_s1/C2					cy_005_s1/C1			cy_005_s1/C2	
	1a			1a			2a		1a			2a	
	περ.		πυρ.	πυρ.		περ.		περ.	περ.		πυρ.	περ.	πυρ.
Anal.Nr	2	3	4	9	10	11	2	3	3	4	5	1	2
SiO ₂	48.58	49.79	49.20	49.03	49.84	50.88	66.94	51.40	47.97	48.97	49.60	46.81	47.53
TiO ₂	0.65	0.18	0.42	0.33	0.45	0.17		0.22	0.39	0.34	0.35	0.49	0.33
Al ₂ O ₃	10.29	9.70	9.07	9.45	9.24	8.96	21.43	10.81	14.56	12.74	11.13	14.71	14.44

FeO	11.13	10.55	11.34	10.38	10.03	10.11	0.13	9.82	7.60	7.54	7.90	8.75	8.39
MnO	0.26	0.25	0.30	0.56	0.33	0.28	0.01	0.05	0.40	0.50	0.25	0.33	
MgO	13.29	13.49	13.90	13.98	14.20	14.04		12.80	14.03	15.04	15.30	13.64	13.55
CaO	11.45	11.46	11.37	11.94	11.37	10.42	1.41	10.10	10.11	10.17	10.78	10.26	10.28
Na₂O	1.31	1.47	1.70	1.06	0.64	1.72	9.66	1.32	1.69	1.41	1.43	1.69	1.94
K₂O	0.66	0.60	0.69	0.88	1.34	1.26	1.01	0.78	0.33	0.14	0.12	0.32	0.38
Cr₂O₃	0.29	0.34		0.21	0.45		0.09	0.71			0.09	0.07	0.13
NiO	0.03	0.31	0.23	0.14	0.06	0.17		0.03	0.13	0.24	0.11		0.20
Κατανομή ιόντων στα 23 οξυγόνα													
Si	48.58	49.79	49.20	49.03	49.84	50.88	66.94	51.40	6.696	6.803	6.951	6.579	6.696
Al IV	0.65	0.18	0.42	0.33	0.45	0.17	0.00	0.22	1.304	1.197	1.049	1.421	1.304
Al VI	10.29	9.70	9.07	9.45	9.24	8.96	21.43	10.81	1.091	0.888	0.789	1.016	1.093
Ti	0.29	0.34	0.00	0.21	0.45	0.00	0.09	0.71	0.041	0.036	0.037	0.051	0.035
Cr	1.70	0.41	2.02	1.19	2.06	0.87	0.00	0.33	0.000	0.000	0.010	0.008	0.014
Fe³⁺	9.60	10.18	9.52	9.31	8.18	9.33	0.13	9.52	0.592	0.806	0.532	0.686	0.424
Fe²⁺	0.26	0.25	0.30	0.56	0.33	0.28	0.01	0.05	0.295	0.071	0.394	0.342	0.564
Mn	13.29	13.49	13.90	13.98	14.20	14.04	0.00	12.80	0.047	0.058	0.030	0.039	0.000
Mg	0.03	0.31	0.23	0.14	0.06	0.17	0.00	0.03	2.919	3.114	3.197	2.858	2.846
Ni	48.58	49.79	49.20	49.03	49.84	50.88	66.94	51.40	0.014	0.027	0.012	0.000	0.023
Ca	11.45	11.46	11.37	11.94	11.37	10.42	1.41	10.10	1.511	1.514	1.618	1.545	1.552
Na	1.31	1.47	1.70	1.06	0.64	1.72	9.66	1.32	0.457	0.379	0.388	0.460	0.530
K	0.66	0.60	0.69	0.88	1.34	1.26	1.01	0.78	0.059	0.024	0.021	0.057	0.068

Sample	cy_006_s1/C2						cy_008_s1/C1								
	1a		2a				3a								
	περ.		πυρ.	πυρ.		περ.	περ.		πυρ.	περ.	περ.	πυρ.	πυρ.	πυρ.	περ.
Anal.Nr	5	6	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	55.54	48.78	49.65	47.13	47.75	48.59	55.27	56.43	52.25	47.35	49.42	45.65	51.61	47.71	55.57
TiO ₂	0.27	0.51	0.56	0.63	0.73	0.59	0.24			0.64	0.29	1.17	0.41	0.34	0.02
Al ₂ O ₃	3.35	9.36	8.98	11.65	11.37	10.45	3.74	1.90	8.35	12.92	9.28	13.08	7.83	11.28	2.42
FeO	10.97	14.41	13.64	13.76	14.25	13.41	9.92	12.33	9.77	11.09	12.96	12.19	11.22	11.58	12.28
MnO	0.45	0.42	0.36	0.22	0.34	0.51	0.22	0.43	0.10	0.57	0.37	0.30	0.38	0.34	0.11
MgO	15.44	11.58	12.17	11.23	10.43	11.26	16.04	14.29	14.97	11.86	12.27	11.82	14.22	13.27	15.34
CaO	11.81	11.87	11.46	11.25	11.57	11.77	11.45	11.81	10.16	10.85	11.08	9.91	10.24	10.38	10.97
Na ₂ O	0.10	1.07	1.12	1.56	1.18	1.22	0.97	0.39	1.29	2.31	1.75	3.07	1.86	2.02	0.74
K ₂ O		0.16	0.02	0.12	0.25	0.25			0.58	0.47	0.43	0.23	0.18	0.38	0.31
Cr ₂ O ₃	0.14		0.03	0.15	0.10	0.20	55.27	56.43	52.25	47.35	49.42	45.65	51.61	47.71	55.57
NiO	0.17	0.06	0.04	0.03	0.06		0.24			0.64	0.29	1.17	0.41	0.34	0.02
Κατανομή ιόντων στα 23 οξυγόνα															
Si	7.804	7.052	7.127	6.814	6.929	7.022	7.788	8.050	7.330	6.802	7.130	6.565	7.289	6.814	7.881
Al IV	0.196	0.948	0.873	1.186	1.071	0.978	0.212	0.000	0.670	1.198	0.870	1.435	0.711	1.186	0.119
Al VI	0.359	0.648	0.647	0.800	0.875	0.803	0.410	0.319	0.711	0.990	0.709	0.782	0.593	0.713	0.285
Ti	0.029	0.055	0.060	0.068	0.079	0.064	0.025	0.000	0.000	0.069	0.032	0.126	0.044	0.037	0.002
Cr	0.015	0.000	0.003	0.017	0.011	0.022	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.039	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.183	0.182	0.262	0.290	0.050	0.000	0.030	0.000	0.449	0.002	0.090	0.409	0.391	0.595	0.237
Fe ²⁺	1.107	1.560	1.375	1.375	1.679	1.621	1.139	1.471	0.697	1.331	1.474	1.056	0.933	0.788	1.219

Mn	0.054	0.052	0.044	0.027	0.042	0.062	0.026	0.052	0.012	0.069	0.046	0.037	0.046	0.041	0.013
Mg	3.235	2.496	2.604	2.420	2.257	2.425	3.370	3.040	3.132	2.539	2.638	2.535	2.993	2.826	3.244
Ni	0.019	0.007	0.005	0.003	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000
Ca	1.777	1.839	1.763	1.742	1.799	1.822	1.728	1.805	1.527	1.669	1.712	1.527	1.549	1.588	1.667
Na	0.027	0.300	0.311	0.437	0.331	0.341	0.265	0.108	0.352	0.643	0.491	0.856	0.510	0.559	0.202
K	0.000	0.029	0.004	0.021	0.047	0.045	0.000	0.000	0.103	0.086	0.079	0.041	0.032	0.069	0.057
Sample	cy_008_s1/C3						cy_008_s1/C4								
	1a						1a								
	πυρ.		περ.	πυρ.		περ.	περ.	πυρ.		περ.	πυρ.		περ.		
Anal.Nr	1		3	4	5	6	8	9	10	11	12	13	14		
SiO ₂	48.40	48.64	51.25	49.11	47.44	46.32	47.66	48.32	48.36	47.06	51.98	45.75	46.21		
TiO ₂	0.86	0.80	0.10	0.49	0.65	0.57	0.62	0.77	0.22	0.31	0.30	0.52	0.39		
Al ₂ O ₃	8.71	11.33	8.38	9.51	11.04	12.80	12.23	11.82	11.00	12.30	6.02	13.09	13.18		
FeO	12.95	12.03	11.40	11.69	13.39	11.70	11.56	10.93	12.76	12.36	10.13	13.15	12.09		
MnO	0.36	0.00	0.32	0.69	0.57	0.69	0.52	0.42	0.77	0.00	0.63	0.03	0.16		
MgO	13.57	12.10	14.14	13.65	11.99	12.23	12.31	12.08	12.23	12.39	16.32	12.03	12.64		
CaO	9.93	10.10	10.60	10.77	10.04	10.04	10.44	11.04	10.91	10.49	9.05	10.49	10.16		
Na ₂ O	1.60	2.03	1.55	0.96	1.16	1.63	2.05	2.23	1.28	1.18	0.93	1.97	1.70		
K ₂ O	0.40	0.29	0.05	0.35	0.44	0.84	0.37	0.31	0.27	0.31	1.11	0.48	0.28		
Cr ₂ O ₃			0.04			0.04	0.15			0.56		0.18			
NiO						0.15				0.09					
Κατανομή ιόντων στα 23 οξυγόνα															
Si	6.940	6.973	7.234	6.986	6.815	6.647	6.800	6.929	6.905	6.715	7.295	6.560	6.593		



Al IV	1.060	1.027	0.766	1.014	1.185	1.353	1.200	1.071	1.095	1.285	0.705	1.440	1.407
Al VI	0.411	0.887	0.628	0.580	0.684	0.812	0.856	0.927	0.757	0.783	0.290	0.771	0.809
Ti	0.092	0.086	0.010	0.052	0.070	0.062	0.066	0.084	0.023	0.033	0.031	0.057	0.042
Cr	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.004	0.017	0.000	0.000	0.064	0.000	0.021	0.000
Fe ³⁺	0.894	0.250	0.475	0.720	0.868	0.718	0.368	0.000	0.546	0.779	1.180	0.678	0.884
Fe ²⁺	0.659	1.192	0.871	0.671	0.740	0.686	1.011	1.311	0.977	0.696	0.010	0.898	0.559
Mn	0.044	0.000	0.038	0.083	0.070	0.084	0.063	0.051	0.094	0.000	0.075	0.004	0.019
Mg	2.900	2.585	2.974	2.894	2.568	2.617	2.619	2.582	2.603	2.635	3.414	2.571	2.687
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.526	1.551	1.604	1.641	1.545	1.543	1.596	1.696	1.670	1.604	1.360	1.611	1.554
Na	0.446	0.564	0.423	0.264	0.322	0.454	0.567	0.619	0.356	0.328	0.254	0.548	0.471
K	0.073	0.053	0.009	0.063	0.080	0.155	0.068	0.057	0.050	0.057	0.198	0.087	0.051

Άστριος

Sample	cy_002_s1								cy_002_s3/C1				cy_002_s3/C2			
	1a		2a		3a				1a		2a		1a		2a	
Anal.Nr	14	15	1	5	1	4	5	7	4	5	1	5	1	5	1	5
SiO ₂	65.31	63.32	66.15	65.16	65.35	65.56	63.63	63.30	61.35	65.04	63.80	64.66	65.69	66.89	64.58	64.36
TiO ₂																
Al ₂ O ₃	21.29	22.81	20.62	21.32	21.11	21.48	22.26	22.39	21.79	21.76	22.68	21.97	21.12	20.26	21.90	22.23

FeO	0.30	0.22	0.17	0.46	0.75	0.01	0.44	0.47	2.80	0.27	0.34	0.38	0.29	0.39	0.08	0.17
CaO	2.35	3.84	1.45	2.38	2.39	2.29	3.58	3.87	5.15	2.81	3.80	3.08	2.06	1.12	2.95	3.22
Na ₂ O	10.33	9.43	9.27	10.05	10.39	10.42	9.59	9.51	8.69	10.17	9.63	9.94	10.44	11.13	9.88	9.86
K ₂ O	0.07	0.14	2.47	0.50		0.07	0.09	0.00		0.02		0.14	0.15	0.02	0.19	0.11
Total	99.66	99.74	100.13	99.86	100.00	99.84	99.57	99.54	99.78	100.07	100.25	100.15	99.76	99.81	99.58	99.95
Κατανομή ιόντων στα 8 οξυγόνα																
Si	2.883	2.805	2.923	2.877	2.879	2.886	2.823	2.811	2.747	2.863	2.812	2.848	2.895	2.939	2.857	2.840
Al	1.108	1.191	1.073	1.109	1.096	1.115	1.164	1.172	1.150	1.129	1.178	1.140	1.097	1.049	1.142	1.156
Fe ³⁺	0.011	0.008	0.006	0.017	0.028	0.000	0.016	0.017	0.105	0.010	0.012	0.014	0.011	0.014	0.003	0.006
Z	4.002	4.004	4.002	4.003	4.002	4.001	4.002	4.001	4.002	4.001	4.002	4.002	4.003	4.002	4.002	4.002
Ca	0,111	0.182	0.069	0.113	0.113	0.108	0.170	0.184	0.247	0.133	0.180	0.145	0.097	0.053	0.140	0.152
Na	0,885	0.810	0.794	0.861	0.888	0.890	0.825	0.819	0.755	0.868	0.823	0.849	0.892	0.948	0.847	0.844
K	0,004	0.008	0.139	0.028	0.000	0.004	0.005	0.000	0.000	0.001	0.000	0.008	0.008	0.001	0.011	0.006
X	1.000	1.000	1.002	1.001	1.001	1.002	1.000	1.003	1.001	1.002	1.002	1.001	0.998	1.002	0.998	1.002
Or	0,4	0.8	13.9	2.8	0.0	0.4	0.5	0.0	0.0	0.1	0.0	0.8	0.8	0.1	1.1	0.6
Ab	88,5	81.0	79.3	85.9	88.7	88.8	82.5	81.7	75.3	86.7	82.1	84.7	89.4	94.6	84.9	84.2
An	11,1	18.2	6.8	11.2	11.3	10.8	17.0	18.3	24.7	13.2	17.9	14.5	9.8	5.3	14.0	15.2

Sample	cy_004a_s2/C1									
	1a				2a					
Anal.Nr	1	2	3	7	1	2	3	7	8	9
SiO ₂	67.15	67.79	67.80	67.60	67.35	67.85	67.91	68.27	65.60	64.91

TiO2										
Al2O3	20.52	19.87	19.34	19.76	19.21	19.76	19.72	19.73	21.59	22.00
FeO	0.23	0.26	0.65	0.21	0.70	0.13	0.22	0.07	0.15	0.04
CaO	1.01	0.47	0.43	0.37	0.37	0.39	0.31	0.36	2.24	3.00
Na2O	11.17	11.49	11.36	10.82	9.94	11.34	11.59	11.56	10.53	10.04
K2O	0.16	0.06	0.24	1.11	2.32	0.30	0.05	0.13		0.06
Total	100.24	99.94	99.81	99.86	99.88	99.78	99.79	100.12	100.12	100.05
Κατανομή ιόντων στα 8 οξυγόνα										
Si	2.937	2.968	2.977	2.972	2.976	2.976	2.976	2.982	2.881	2.857
Al	1.058	1.025	1.000	1.024	1.001	1.022	1.019	1.015	1.117	1.141
Fe³⁺	0.009	0.010	0.024	0.008	0.026	0.005	0.008	0.002	0.006	0.001
Z	4.004	4.003	4.001	4.003	4.002	4.002	4.002	4.000	4.004	4.000
Ca	0.047	0.022	0.020	0.017	0.018	0.018	0.014	0.017	0.106	0.142
Na	0.947	0.976	0.967	0.922	0.851	0.965	0.985	0.979	0.897	0.857
K	0.009	0.003	0.013	0.062	0.131	0.017	0.003	0.007	0.000	0.003
X	1.004	1.001	1.000	1.002	1.000	1.000	1.002	1.003	1.002	1.002
Or	0.9	0.3	1.3	6.2	13.1	1.7	0.3	0.7	0.0	0.3
Ab	94.4	97.5	96.6	92.1	85.2	96.5	98.3	97.6	89.5	85.5
An	4.7	2.2	2.0	1.7	1.8	1.8	1.4	1.7	10.5	14.1

Sample	cy_004a_s2/C2										cy_004b_s1/C2	
	1a					2a					2a	

Anal.Nr	4	5	6	7	8	1	2	3	7	8	3	4
SiO ₂	66.79	67.60	67.35	67.85	67.91	68.27	65.60	64.91	66.79	68.17	66.16	48.59
TiO ₂												
Al ₂ O ₃	20.29	19.76	19.21	19.76	19.72	19.73	21.59	22.00	20.29	19.68	20.71	22.18
FeO	0.32	0.21		0.13	0.22	0.07	0.15		0.32	0.26	0.48	12.06
CaO	1.12	0.37	0.37	0.39	0.31	0.36	2.24	3.00	1.12	0.17	1.80	13.78
Na ₂ O	10.43	10.82	9.94	11.34	11.59	11.56	10.53	10.04	10.43	11.73	10.36	3.04
K ₂ O	1.08	1.11	2.32	0.30	0.05	0.13	0.00	0.06	1.08	0.00	0.60	0.49
Total	100.02	99.86	99.18	99.78	99.79	100.12	100.12	100.01	100.02	100.01	100.11	100.15
Κατανομή ιόντων στα 8 οξυγόνα												
Si	2.938	2.972	2.990	2.976	2.976	2.982	2.881	2.858	2.938	2.980	2.910	2.293
Al	1.052	1.024	1.005	1.022	1.019	1.015	1.117	1.141	1.052	1.014	1.073	1.234
Fe ³⁺	0.012	0.008	0.000	0.005	0.008	0.002	0.006	0.000	0.012	0.009	0.018	0.476
Z	4.002	4.003	3.996	4.002	4.002	4.000	4.004	3.999	4.002	4.003	4.001	4.002
Ca	0.053	0.017	0.018	0.018	0.014	0.017	0.106	0.142	0.053	0.008	0.085	0.697
Na	0.890	0.922	0.855	0.965	0.985	0.979	0.897	0.857	0.890	0.994	0.883	0.278
K	0.061	0.062	0.131	0.017	0.003	0.007	0.000	0.003	0.061	0.000	0.034	0.030
X	1.003	1.002	1.004	1.000	1.002	1.003	1.002	1.002	1.003	1.002	1.002	1.004
Or	6.0	6.2	13.1	1.7	0.3	0.7	0.0	0.3	6.0	0.0	3.4	2.9
Ab	88.7	92.1	85.2	96.5	98.3	97.6	89.5	85.5	88.7	99.2	88.2	27.7
An	5.3	1.7	1.8	1.8	1.4	1.7	10.5	14.1	5.3	0.8	8.5	69.4

Sample	cy_005_s1/C1	cy_005_s1/C2
--------	--------------	--------------

	1a					2a			1a		2a		3a				
Anal.Nr	1	2	7	9	8	1	3	5	5	7	4	6	1	2	3	4	7
SiO ₂	63.86	60.92	64.51	50.23	60.36	62.09	61.46	59.96	66.18	64.80	64.81	62.14	66.39	65.78	61.61	59.61	60.05
TiO ₂																	
Al ₂ O ₃	22.57	24.72	22.01	31.63	24.98	23.38	23.93	24.99	20.97	21.37	21.17	23.54	20.55	21.24	23.64	24.86	25.05
FeO	0.28	0.11	0.13	0.19	0.36	0.45	0.41	0.47	0.08	0.61	0.68	0.55	0.49	0.19	0.71	0.90	0.19
CaO	3.72	6.08	3.10	14.38	6.47	4.90	5.54	6.71	1.71	2.63	2.42	5.00	1.56	2.24	5.45	7.07	6.75
Na ₂ O	9.57	8.18	8.99	3.25	8.06	8.71	8.49	7.89	10.43	9.72	9.53	8.75	10.43	10.14	8.38	7.66	7.82
K ₂ O	0.11	0.15	1.50	0.19		0.33	0.09	0.02	0.57	0.79	1.20	0.20	0.70	0.55	0.36		0.03
Total	100.11	100.16	100.23	99.88	100.22	99.87	99.93	100.03	99.94	99.93	99.81	100.18	100.12	100.14	100.16	100.11	99.89
Κατανομή ιόντων στα 8 οξυγόνα																	
Si	2.818	2.704	2.850	2.292	2.682	2.760	2.732	2.672	2.912	2.866	2.873	2.753	2.919	2.892	2.737	2.660	2.677
Al	1.174	1.293	1.146	1.701	1.308	1.225	1.254	1.312	1.087	1.114	1.106	1.229	1.065	1.101	1.238	1.307	1.316
Fe ³⁺	0.010	0.004	0.005	0.007	0.013	0.017	0.015	0.018	0.003	0.023	0.025	0.020	0.018	0.007	0.027	0.034	0.007
Z	4.002	4.002	4.001	4.001	4.003	4.001	4.001	4.002	4.002	4.002	4.004	4.003	4.002	4.001	4.001	4.001	4.000
Ca	0.176	0.289	0.147	0.703	0.308	0.234	0.264	0.320	0.081	0.125	0.115	0.238	0.074	0.105	0.259	0.338	0.322
Na	0.818	0.704	0.770	0.287	0.694	0.751	0.732	0.681	0.890	0.833	0.819	0.752	0.889	0.864	0.721	0.663	0.676
K	0.006	0.008	0.085	0.011	0.000	0.019	0.005	0.001	0.032	0.045	0.068	0.011	0.039	0.031	0.021	0.000	0.002
X	1.001	1.001	1.001	1.002	1.002	1.003	1.001	1.003	1.002	1.003	1.001	1.000	1.002	1.001	1.001	1.001	1.000
Or	0.6	0.8	8.5	1.1	0.0	1.9	0.5	0.1	3.2	4.5	6.8	1.1	3.9	3.1	2.0	0.0	0.2
Ab	81.8	70.3	76.9	28.7	69.3	74.8	73.1	67.9	88.8	83.1	81.8	75.1	88.7	86.4	72.0	66.2	67.6
An	17.6	28.9	14.7	70.2	30.7	23.3	26.3	31.9	8.0	12.4	11.5	23.7	7.4	10.5	25.9	33.8	32.2

Sample	cy_006_s1/C1	cy_006_s1/C2			cy_008_s1/C1				
	2a	1a			2a		3a		
Anal.Nr	1	1	3	5	5	6	10	11	12
SiO2	56.56	59.27	59.61	57.07	68.18	66.44	68.35	68.63	67.66
TiO2									
Al2O3	27.31	25.50	25.68	27.06	19.04	20.77	19.51	19.35	19.46
FeO	0.25	0.29		0.48	1.00		0.14	0.43	0.29
CaO	9.33	7.13	7.12	9.06	0.28	1.51	0.07	0.14	0.30
Na2O	6.25	7.63	7.60	6.50	11.40	10.63	11.74	11.75	11.53
K2O	0.11	0.03	0.08	0.05	0.37	0.44	0.04	0.01	0.06
Total	99.82	99.86	100.10	100.23	100.27	99.79	99.85	100.31	99.29
Κατανομή ιόντων στα 8 οξυγόνα									
Si	2.544	2.648	2.654	2.556	2.983	2.924	2.990	2.991	2.980
Al	1.448	1.343	1.348	1.428	0.982	1.077	1.006	0.994	1.010
Fe ³⁺	0.009	0.011	0.000	0.018	0.036	0.000	0.005	0.016	0.011
Z	4.002	4.002	4.002	4.002	4.001	4.001	4.002	4.001	4.001
Ca	0.450	0.341	0.340	0.435	0.013	0.071	0.003	0.007	0.014
Na	0.545	0.661	0.656	0.565	0.967	0.907	0.996	0.993	0.985
K	0.007	0.002	0.005	0.003	0.021	0.025	0.002	0.001	0.003
X	1.001	1.004	1.001	1.002	1.001	1.003	1.001	1.000	1.002
Or	0.7	0.2	0.5	0.3	2.1	2.5	0.2	0.1	0.3



Ab	54.4	65.8	65.6	56.3	96.6	90.4	99.4	99.3	98.3
An	44.9	34.0	34.0	43.4	1.3	7.1	0.3	0.7	1.4

Sample	cy_008_s1/C3							cy_008_s1/C4						
	1a							1a						
Anal.Nr	10	11	12	13	14	15	16	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	68.15	68.56	68.16	68.40	68.17	68.24	67.79	68.22	68.36	68.49	68.75	68.44	68.32	68.07
TiO ₂														
Al ₂ O ₃	19.74	19.74	19.73	19.45	19.65	19.31	19.70	19.62	19.18	19.57	19.54	19.61	19.57	19.85
FeO					0.13	0.49	0.28		0.51	0.20	0.03	0.11		
CaO	0.25	0.01	0.02		0.19		0.45	0.02	0.15	0.15	0.02	0.13	0.08	0.25
Na ₂ O	11.60	11.70	11.69	11.78	11.64	11.72	11.45	11.66	11.59	11.76	11.72	11.76	11.64	11.67
K ₂ O	0.09	0.24	0.13		0.12	0.14	0.11	0.21	0.18		0.22	0.03	0.14	
Total	99.83	100.25	99.73	99.63	99.91	99.90	99.77	99.73	99.98	100.17	100.28	100.07	99.74	99.84
Κατανομή ιόντων στα 8 οξυγόνα														
Si	2.983	2.989	2.986	2.997	2.983	2.988	2.973	2.989	2.992	2.988	2.996	2.988	2.992	2.979
Al	1.018	1.014	1.019	1.004	1.014	0.997	1.018	1.013	0.989	1.006	1.003	1.009	1.010	1.024
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.018	0.010	0.000	0.019	0.007	0.001	0.004	0.000	0.000
Z	4.001	4.003	4.004	4.001	4.002	4.003	4.002	4.002	4.000	4.001	4.000	4.001	4.002	4.002
Ca	0.012	0.000	0.001	0.000	0.009	0.000	0.021	0.001	0.007	0.007	0.001	0.006	0.004	0.012
Na	0.984	0.989	0.993	1.001	0.988	0.995	0.973	0.990	0.983	0.995	0.990	0.995	0.988	0.990
K	0.005	0.013	0.007	0.000	0.007	0.008	0.006	0.012	0.010	0.000	0.012	0.002	0.008	0.000



X	1.001	1.002	1.001	1.001	1.003	1.003	1.001	1.003	1.001	1.002	1.003	1.003	1.000	1.002
Or	0.5	1.3	0.7	0.0	0.7	0.8	0.6	1.2	1.0	0.0	1.2	0.2	0.8	0.0
Ab	98.3	98.6	99.2	100.0	98.5	99.2	97.3	98.7	98.3	99.3	98.7	99.3	98.9	98.8
An	1.2	0.0	0.1	0.0	0.9	0.0	2.1	0.1	0.7	0.7	0.1	0.6	0.4	1.2

Επίδοτο

Sample	Cy_002_s1				cy_002_s3/C1	cy_004a_s2/C1	cy_004b_s1/C1	C2-cy_008_s1/C1				C2-cy_008_s1/C2
	1a				1a	2a	1a	2a				1a
	ep				ep	ep	ep	ep				ep
	1	2	3	9	9	13	7	1	2	3	4	15
Mineral												
SiO2	37.92	37.52	37.84	36.44	36.44	37.26	36.03	38.03	38.72	37.28	37.48	38.27
TiO2	0.32	0.24		0.30	0.30				0.19	0.03	0.36	
Al2O3	27.28	25.19	25.88	26.52	26.52	25.67	28.55	26.60	26.57	22.46	24.52	26.37
FeO*	8.86	11.28	9.99	10.75	10.75	11.47	9.27	8.99	8.94	14.61	11.67	9.05
MgO	0.01			0.01	0.01				0.06	0.01		
MnO	0.18	0.17	0.27	0.22	0.22	0.18	0.31	0.72	0.17	0.50	0.34	0.73
CaO	24.06	23.91	23.85	23.84	23.84	24.04	24.04	23.56	24.20	23.42	23.89	23.96
Na2O	0.09		0.09	0.07	0.07		0.08	0.32	0.01			0.10
K2O	0.05	0.02		0.10						0.31		



Total	98.98	98.33	98.15	98.16	98.16	98.62	98.28	98.22	98.87	98.61	98.26	98.50
Κατανομή στα 12,5 οξυγόνα												
Si	2.914	2.925	2.944	2.835	2.835	2.893	2.943	2.982	2.927	2.931	2.960	2.943
Al	0.086	0.075	0.056	0.165	0.165	0.107	0.057	0.018	0.073	0.069	0.040	0.057
T	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Ti	0.018	0.014		0.018	0.018			0.011	0.002	0.021		
Al	2.386	2.240	2.317	2.267	2.267	2.243	2.370	2.394	2.005	2.191	2.364	2.370
Fe3+	0.569	0.736	0.650	0.700	0.700	0.745	0.582	0.582	0.576	0.959	0.763	0.586
Mg	0.001			0.001	0.001				0.007	0.001		
Mn	0.012	0.011	0.018	0.015	0.015	0.012	0.047	0.047	0.011	0.033	0.023	0.048
M	2.999	3.001	3.000	3.001	3.001	3.000	2.999	2.999	2.999	3.000	2.998	2.998
Ca	1.982	1.997	1.988	1.988	1.988	2.000	1.953	1.953	1.998	1.970	2.001	1.986
Na	0.014		0.013	0.011	0.011		0.048	0.048	0.002			0.016
K	0.005	0.002								0.031		
A	2.001	1.999	2.001	1.999	1.999	2.000	2.001	2.001	2.000	2.001	2.001	2.002

Πυρόξενος

Sample	cy_004b_s1/C1			cy_004b_s1/C2						cy_006_s1/C2		
Mineral	1a			1a						1a		
				px 1			px 2					
Anal.Nr	1	2	3	1	2	3	7	8	9	1	2	3
SiO2	52.72	53.04	53.36	53.47	53.81	53.62	54.23	54.13	53.88	52.91	52.94	53.33
TiO2		0.12		0.16	0.02	0.20	0.06	0.06			0.01	0.05
Al2O3	2.67	1.39	1.11	1.29	1.19	0.94	0.91	0.91	1.53	0.27	0.48	0.36

FeO	7.09	6.99	8.17	5.77	5.83	6.05	5.50	5.51	5.89	8.56	8.29	7.67
MnO	0.42	0.40	0.20	0.27	0.05	0.09	0.22	0.22	0.47	0.56	0.44	0.41
MgO	12.59	13.43	13.65	14.82	15.00	15.08	15.10	15.14	13.81	13.49	13.43	13.95
CaO	24.10	24.03	22.87	23.59	23.37	23.62	23.72	23.77	24.05	24.48	24.17	23.84
Na2O	0.48	0.54	0.33	0.54	0.52	0.32	0.42	0.43	0.75		0.08	0.21
K2O	0.03		0.10								0.02	
Cr2O3	0.09	0.13	0.32	0.19	0.25	0.18					0.11	0.09
Total	0.03		100.11	100.09	100.05	100.11	100.18	100.18	100.39	100.27	99.98	99.92
Κατανομή στα 6 οξυγόνα												
Si	1.957	1.967	1.984	1.967	1.979	1.975	1.992	1.988	1.981	1.974	1.979	1.987
Al	0.043	0.033	0.016	0.033	0.021	0.025	0.008	0.012	0.019	0.012	0.021	0.013
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al	0.073	0.028	0.033	0.023	0.030	0.016	0.031	0.028	0.047	0.000	0.000	0.003
Fe ³⁺	0.003	0.034	0.002	0.034	0.020	0.015	0.003	0.011	0.026	0.026	0.025	0.020
Cr	0.003	0.004	0.010	0.005	0.007	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.003
Ti	0.000	0.003	0.000	0.004	0.001	0.005	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg	0.697	0.742	0.757	0.813	0.823	0.828	0.827	0.829	0.757	0.750	0.748	0.775
Fe ²⁺	0.217	0.183	0.199	0.120	0.119	0.130	0.136	0.131	0.155	0.224	0.224	0.198
Mn	0.007	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000
M1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.054	0.023	0.040	0.042	0.029	0.027	0.000	0.004	0.011	0.021
Mn	0.006	0.007	0.006	0.008	0.002	0.003	0.007	0.007	0.000	0.018	0.014	0.013
Ca	0.958	0.955	0.911	0.930	0.921	0.932	0.934	0.935	0.947	0.979	0.968	0.951
Na	0.034	0.039	0.024	0.039	0.037	0.023	0.030	0.030	0.053	0.000	0.006	0.015
K	0.001	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
M2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
En	36.9	38.5	39.2	42.1	42.7	42.5	42.7	42.7	39.8	37.3	37.6	39.2
Fs	12.4	11.9	13.5	9.6	9.4	9.7	9.1	9.1	10.3	14.1	13.7	12.7
Wo	50.8	49.6	47.2	48.2	47.8	47.8	48.2	48.2	49.8	48.6	48.7	48.1

Σερπεντινίτης

cy_007_s1b/C1										
Sample	1a			2a						
Mineral	serp			serp						
Anal.Nr	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43.28	42.92	41.82	41.28	41.74	41.53	41.72	41.55	41.61	41.32
TiO ₂		0.30					0.12		0.20	0.16
Al ₂ O ₃	0.95	1.08	0.84	1.00	0.79	1.08	0.96	0.91	0.67	0.58
Cr ₂ O ₃	0.60	0.51	0.52	0.68	0.37	0.37	0.38	0.30	0.40	0.20
FeO	5.71	6.26	6.49	6.29	5.81	5.81	4.64	6.12	6.05	5.66
MnO	0.29		0.05		0.35	0.14	0.20	0.17		0.21
MgO	38.42	38.08	38.79	37.66	37.87	37.66	39.06	37.35	38.10	37.60
CaO	0.14	0.25	0.03	0.09			0.08	0.10	0.12	0.22
K ₂ O	0.08			0.04	0.01		0.09		0.17	
Total	89.46	89.40	88.54	87.05	86.94	86.59	87.25	86.49	87.31	85.95
Κατανομή στα 7 οξυγόνα										
Si	2.000	1.989	1.964	1.970	1.988	1.984	1.971	1.991	1.978	1.990
Al	0.000	0.011	0.036	0.030	0.012	0.016	0.029	0.009	0.022	0.010
Z	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al	0.052	0.047	0.010	0.026	0.033	0.045	0.024	0.042	0.016	0.023
Ti	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.007	0.006
Cr	0.022	0.019	0.019	0.026	0.014	0.014	0.014	0.011	0.015	0.008
Fe	0.221	0.243	0.255	0.251	0.231	0.232	0.183	0.245	0.241	0.228
Mn	0.011	0.000	0.002	0.000	0.014	0.006	0.008	0.007	0.000	0.009
Mg	2.648	2.630	2.715	2.680	2.690	2.682	2.751	2.667	2.700	2.700
Ca	0.007	0.013	0.001	0.005	0.000	0.000	0.004	0.005	0.006	0.011
K	0.005	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.005	0.000	0.010	0.000
X	2.965	2.962	3.003	2.990	2.983	2.979	2.994	2.978	2.994	2.984
cy_007_s1b/C2										

Sample	1a						2a					
Mineral	serp						serp					
Anal.Nr	1	2	3	4	11	12	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	41.45	42.06	42.10	42.01	42.00	41.82	41.56	41.76	41.52	41.81	41.69	41.34
TiO ₂	0.12	0.10	0.21	0.21	0.07	0.21		0.19	0.05	0.36		
Al ₂ O ₃	0.36	0.17			0.56	0.59	0.94	0.97	1.65	0.46	0.77	0.36
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.05	0.05	0.37		0.34	0.57	0.39		0.22	0.24
FeO	5.17	4.51	5.15	5.14	4.88	6.19	5.84	4.30	5.12	5.16	5.94	6.73
MnO	0.46	0.04			0.02	0.01			0.30	0.10		0.43
MgO	37.90	39.57	39.05	38.96	38.65	37.54	38.56	38.69	37.35	38.99	37.97	37.33
CaO	0.33	0.03	0.24	0.24	0.11	0.27		0.05	0.09	0.02	0.38	0.29
K ₂ O		0.16			0.09	0.13	0.05	0.25	0.20	0.07	0.23	0.04
Total	85.81	86.63	86.81	86.62	86.75	86.76	87.29	86.78	86.66	86.97	87.19	86.76

Κατανομή στα 7 οξυγόνα

Si	1.997	1.996	2.000	2.000	1.994	1.998	1.971	1.979	1.978	1.983	1.984	1.988
Al	0.003	0.004	0.000	0.000	0.006	0.002	0.029	0.021	0.022	0.017	0.016	0.012
Z	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al	0.018	0.006	0.000	0.000	0.025	0.031	0.024	0.033	0.071	0.009	0.027	0.008
Ti	0.004	0.003	0.008	0.008	0.002	0.008	0.000	0.007	0.002	0.013	0.000	0.000
Cr	0.001	0.000	0.002	0.002	0.014	0.000	0.013	0.021	0.015	0.000	0.008	0.009
Fe	0.208	0.179	0.205	0.205	0.194	0.247	0.232	0.171	0.204	0.205	0.236	0.271
Mn	0.019	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.012	0.004	0.000	0.017
Mg	2.721	2.800	2.765	2.765	2.736	2.674	2.727	2.734	2.653	2.758	2.693	2.676
Ca	0.017	0.001	0.012	0.012	0.006	0.014	0.000	0.003	0.005	0.001	0.019	0.015
K	0.000	0.010	0.000	0.000	0.006	0.008	0.003	0.015	0.012	0.004	0.014	0.003
X	2.988	3.001	2.992	2.992	2.984	2.982	2.998	2.984	2.973	2.993	2.998	2.999

cy_007_s1b/C3

Sample	1a						2a						
Mineral	serp						serp						
Anal.Nr	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7

SiO2	41.99	41.51	40.87	42.23	41.80	42.25	42.48	42.17	42.01	41.14	41.15	40.73	40.58
TiO2		0.20		0.09					0.06	0.07	0.04		
Al2O3	0.41	1.50	0.80	0.04	0.35	0.17	0.59	0.75	0.05		0.10		
Cr2O3	0.18	0.53	0.53		0.17	0.30		0.08		0.29			0.35
FeO	6.22	6.32	6.48	5.52	5.35	4.49	4.82	4.46	4.36	9.65	8.70	11.51	10.99
MnO		0.15	0.28	0.11	0.45	0.03		0.23	0.29	0.35	0.04	0.66	0.64
MgO	38.08	37.44	37.26	38.98	38.63	39.69	39.31	38.65	39.24	35.09	36.01	33.78	34.00
CaO	0.09	0.09	0.24	0.10	0.06	0.15		0.10	0.36	0.49	0.66	0.46	
K2O	0.19	0.18				0.10	0.06	0.25	0.27			0.09	0.07
Total	87.16	87.92	86.46	87.07	86.80	87.17	87.25	86.69	86.63	87.08	86.70	87.23	86.63
Κατανομή στα 7 οξυγόνα													
Si	1.998	1.963	1.970	2.003	1.991	1.994	2.000	2.000	1.999	2.001	1.997	2.000	2.000
Al	0.002	0.037	0.030	0.000	0.009	0.006	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000
Z	2.000	2.000	2.000	2.003	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.001	2.000	2.000	2.000
Al	0.021	0.046	0.015	0.002	0.011	0.003	0.033	0.042	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000
Ti	0.000	0.007	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.002	0.000	0.000
Cr	0.007	0.020	0.020	0.000	0.007	0.011	0.000	0.003	0.000	0.011	0.000	0.000	0.014
Fe	0.248	0.250	0.261	0.219	0.213	0.177	0.190	0.177	0.173	0.392	0.353	0.473	0.453
Mn	0.000	0.006	0.011	0.005	0.018	0.001	0.000	0.009	0.012	0.014	0.002	0.027	0.027
Mg	2.702	2.639	2.677	2.756	2.744	2.792	2.759	2.733	2.783	2.544	2.606	2.473	2.498
Ca	0.005	0.004	0.012	0.005	0.003	0.008	0.000	0.005	0.018	0.026	0.034	0.024	0.000
K	0.011	0.011	0.000	0.000	0.000	0.006	0.004	0.015	0.016	0.000	0.000	0.005	0.004
X	2.993	2.984	2.997	2.990	2.995	2.999	2.985	2.985	3.006	2.990	2.999	3.003	2.996
	cy_007_s1b/C4												
Sample	1a												
Mineral	serp												
Anal.Nr	1	2	3	4	5	6							
SiO2	41.46	42.00	41.82	41.06	40.66	39.88							
TiO2	0.26	0.21	0.06	0.23	0.03								
Al2O3	0.24	0.72	0.66			0.77							



Cr ₂ O ₃	0.37	0.58	0.50	0.33		0.60
FeO	7.29	5.76	5.13	10.42	11.24	14.51
MnO	0.19	0.21	0.01	0.42	0.25	0.76
MgO	36.76	37.45	38.79	34.44	34.15	30.09
CaO	0.21	0.34	0.21	0.40	0.37	0.52
Total	86.77	87.28	87.18	87.31	86.71	87.13
Κατανομή στα 7 οξυγόνα						
Si	1.995	1.993	1.980	2.000	2.000	1.994
Al	0.005	0.007	0.020	0.000	0.000	0.006
Z	<i>2.000</i>	<i>2.000</i>	<i>2.000</i>	<i>2.000</i>	<i>2.000</i>	<i>2.000</i>
Al	0.009	0.034	0.017	0.000	0.000	0.039
Ti	0.009	0.007	0.002	0.009	0.001	0.000
Cr	0.014	0.022	0.019	0.013	0.000	0.024
Fe	0.293	0.228	0.203	0.424	0.462	0.607
Mn	0.008	0.008	0.000	0.017	0.011	0.032
Mg	2.638	2.650	2.738	2.501	2.504	2.243
Ca	0.011	0.017	0.011	0.021	0.019	0.028
X	2.982	2.968	2.990	2.985	2.998	2.972

Τάλκης

	cy_007_s1b/C2					
Sample	1a					
Mineral						
Anal.Nr	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	61.62	61.71	62.34	62.02	61.92	62.22
TiO ₂		0.09			0.12	
Al ₂ O ₃	0.21		0.16	0.14	0.10	



FeO	5.05	4.26	3.41	4.24	4.53	3.71
MnO	0.08			0.06	0.03	0.00
MgO	27.74	28.33	29.43	28.70	28.35	29.02
CaO	0.32	0.41		0.22	0.04	0.26
K ₂ O	0.17			0.06	0.04	
Cr ₂ O ₃	0.08	0.04				0.01
NiO	0.03					
Total	95.29	94.84	95.35	95.43	95.12	95.22
Κατανομή στα 22 οξυγόνα						
Si	7.983	7.994	7.988	7.982	7.998	8.000
Al	0.017	0.000	0.012	0.018	0.002	0.000
Z	8.000	7.994	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.015	0.000	0.012	0.003	0.013	0.000
Ti	0.000	0.009	0.000	0.000	0.011	0.000
Fe	0.547	0.461	0.366	0.456	0.489	0.398
Mn	0.008	0.000	0.000	0.006	0.003	0.000
Mg	5.358	5.471	5.622	5.506	5.458	5.563
Ca	0.045	0.058	0.000	0.030	0.005	0.036
K	0.028	0.000	0.000	0.010	0.006	0.000
Cr	0.008	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001
Ni	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y	6.008	6.002	6.000	6.012	5.986	5.999

Σπινέλιο

Sample #	cy_007_s1b/C1		
Phase ID	1a		
	chr		
Oxides (wt.%)	1	2	3
SiO ₂	0.19		
Al ₂ O ₃	24.13	24.94	24.42



FeO_{ολικός}	27.16	26.46	25.23
MnO	0.89		
MgO	14.87	16.01	16.71
CaO	0.01	0.01	
Cr₂O₃	58.94	58.76	58.54
ZnO	0.19	0.09	
NiO	0.34		
Total	99.56	99.82	99.67
Κατανομή στα 4 οξυγόνα			
Si	0.005	0.000	0.000
Al	0.716	0.736	0.726
Fe²⁺	0.437	0.419	0.389
Fe³⁺	0.134	0.135	0.142
Mn	0.019	0.000	0.000
Mg	0.557	0.597	0.628
Ca	0.0003	0.0003	0.000
Cr	1.172	1.163	1.167
Zn	0.004	0.002	0.000
Ni	0.007	0.000	0.000



ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2

Χάρτης 1: Γεωλογικός Χάρτης της περιοχής Αγία Βαρβάρα-Πεντάλια (Malpas & Xenophontos 1999).

